

Propriétés physiques et optiques du manteau neigeux sur la banquise en arctique en période de fonte

**Thèse en cotutelle
Doctorat interuniversitaire en océanographie**

Gauthier Verin

Université Laval
Québec, Canada
Philosophiæ doctor (Ph. D.)

et

Université Joseph Fourier - Grenoble I
Grenoble, France

Propriétés physiques et optiques du manteau neigeux sur la banquise en arctique en période de fonte

**Thèse en cotutelle
Doctorat en océanographie**

Gauthier Verin

Sous la direction de :

Marcel Babin, Directeur de recherche
Michel Fily, directeur de cotutelle

Résumé

L'océan Arctique est marqué par une forte saisonnalité qui se manifeste par la présence d'une banquise permanente dont l'extension varie entre 6 et 15×10^6 km². Interface plus ou moins perméable, la banquise limite les échanges atmosphère - océan et affecte le budget énergétique global en réfléchissant une part importante du rayonnement incident. Le manteau neigeux qui se forme à sa surface est un élément essentiel notamment parce qu'il contribue fortement aux propriétés optiques de la banquise. D'une part par son albédo, proche de l'unité dans le visible, qui retarde sensiblement la fonte estivale de la glace. Et d'autre part, il est majoritairement responsable de l'extinction verticale de l'éclairement dans la banquise. Or, la faible intensité lumineuse transmise à la colonne d'eau constitue un facteur limitant important à l'accumulation de biomasse des producteurs primaires souvent des micro-algues, à la base des réseaux trophiques. Le manteau neigeux en surface, par ces propriétés physiques et leurs évolutions temporelles, joue donc un rôle essentiel en impactant directement l'initiation et l'amplitude de la floraison phytoplanctonique printanière. Dans le cadre du réchauffement climatique actuel, les mutations que subit la banquise : amincissement, réduction de son extension estivale et variations des épaisseurs du manteau neigeux bouleversent d'ores et déjà la production primaire arctique à l'échelle globale et régionale.

Cette thèse vise à mieux comprendre la contribution du manteau neigeux au transfert radiatif global de la banquise et de mieux estimer son impact sur la production primaire arctique. Elle s'appuie sur un jeu de données collecté lors de deux campagnes de mesures sur la banquise en période de fonte. Les propriétés physiques de la neige, SSA et densité, permettent une modélisation précise du transfert radiatif de la neige qui est validée, ensuite, par les propriétés optiques, comprenant : albédo, profils verticaux d'éclairement dans le manteau neigeux et transmittance à travers la banquise.

Au printemps, la neige marine, marquée par une importante hétérogénéité spatiale, évolue suivant quatre phases distinctes. La fonte, d'abord surfacique puis étendue à toute l'épaisseur du manteau, se caractérise par une baisse de la SSA de 25-60 m² kg⁻¹ à moins de 3 m² kg⁻¹ provoquant une diminution de l'albédo dans le proche infrarouge puis à toute longueur d'onde ainsi qu'une augmentation de l'éclairement transmis à la colonne d'eau. Cette période est chaotique, marquée par une forte variabilité tempo-

relle des propriétés optiques causées par la succession d'épisodes de fonte et de chutes de neige. Les propriétés physiques de la neige sont utilisées par un modèle de transfert radiatif afin de simuler les profils verticaux d'éclairement, l'albédo et la transmittance de la banquise. La comparaison entre ces simulations et les profils d'éclairement mesurés met en évidence la présence d'impuretés dans la neige dont leurs natures et leurs concentrations sont estimées. En moyenne, la neige échantillonnée contenait 650 ng g^{-1} de poussières minérales et 10 ng g^{-1} de suies qui réduisaient par deux l'éclairement transmis à la colonne d'eau. Enfin, la modélisation de l'éclairement à toute profondeur de la banquise, représentée de manière innovante par des isolumes, est mise en relation avec l'évolution temporelle de la biomasse dans la glace. Il apparaît que la croissance des algues de glace est systématiquement corrélée avec une augmentation de l'éclairement, et ce, jusqu'à des niveaux d'intensité de l'ordre de $0.4 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Ces variations d'éclairement sont dues au métamorphisme et à la fonte de la neige en surface.

Mots clés : Transfert radiatif, neige marine, albédo, transmittance, impuretés, algues de glace

Abstract

The Arctic ocean shows a very strong seasonality through the permanent presence of sea ice whose extent varies from 6 to 15×10^6 km². As an interface, sea ice limits ocean - atmosphere interactions and impacts the global energy budget by reflecting most of the short-wave incoming radiations. The snow cover, at the surface, is a key element contributing to the optical properties of sea ice. Snow enhances further the surface albedo and thus delays the onset of the ice melt. In addition, snow is the main responsible for the vertical light extinction in sea ice. However, after the polar night, this low light transmitted to the water column is a limiting factor for primary production at the base of the oceanic food web. The snow cover, through the temporal evolution of its physical properties, plays a key role controlling the magnitude and the timing of the phytoplanktonic bloom. In the actual global warming context, sea ice undergoes radical changes including summer extent reduction, thinning and shifts in snow thickness, all of which already alter Arctic primary production on a regional and global scale.

This PhD thesis aims to better constrain the snow cover contributions to the radiative transfer of sea ice and its impact on Arctic primary production. It is based on a dataset collected during two sampling campaigns on landfast sea ice. Physical properties of snow such as snow specific surface area (SSA) and density allow a precise modeling of the radiative transfer which is then validated by optical measurements including albedo, transmittance through sea ice and vertical profiles of irradiance in the snow.

During the melt season, marine snow which shows strong spatial heterogeneity evolves following four distinctive phases. The melting, which first appears at the surface and gradually propagates to the entire snowpack, is characterized by a decrease in SSA from 25-60 m² kg⁻¹ to less than 3 m² kg⁻¹ resulting in a decrease in albedo and an increase in sea ice transmittance. This is a chaotic period, where optical properties show a very strong temporal variability induced by alternative episodes of surface melting and snowfalls. The physical properties of snow are used in a radiative transfer model in order to calculate albedo, transmittance through sea ice and vertical profiles of irradiance at all depths. The comparison between these simulations and measured vertical profiles of irradiance in snow highlights the presence of snow ab-

sorbing impurities which were subsequently qualitatively and quantitatively studied. In average, impurities were composed of 650 ng g^{-1} of mineral dust and 10 ng g^{-1} of black carbon. They were responsible for a two-fold reduction in light transmitted through sea ice. The light extinction, calculated at all depths in sea ice, and represented by isolums, was compared to the temporal evolution of ice algae biomass. The results show that every significant growth in ice algae population is related to an increase of light in the ice. These growths were observed even at very low light intensities of $0.4 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Light variations in the ice were linked by snow metamorphism and snow melting at the surface.

Keywords : Radiative transfer, marine snow, snow albedo, sea ice transmittance, snow impurities, ice algae

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	v
Notations	ix
Remerciements	x
Avant-propos	xii
Introduction générale	1
1 Metamorphism of Arctic marine snow during the melt season. Impact on albedo	11
1.1 Résumé	12
1.2 Abstract	13
1.3 Introduction	14
1.4 Materials and methods	17
1.4.1 Study area	17
1.4.2 Albedo measurements	17
1.4.3 Snow physical properties	18
1.4.4 Sampling Protocol	18
1.4.5 Data processing	19
1.4.6 Radiative transfer modeling	20
1.5 Results	21
1.5.1 General evolution and meteorological conditions	21
1.5.2 Snow stratigraphy and physical properties	22
1.5.3 Spectral Albedo	24
1.5.4 Albedo Modeling	25
1.6 Discussion	27
1.6.1 Snowpack formation	27
1.6.2 Albedo and surface evolution	29
1.6.3 Albedo modeling, limitations and suggestions	30
1.7 Conclusion	31
2 Impacts of snow impurities on sea ice transmittance	43
2.1 Résumé	44
2.2 Abstract	46
2.3 Introduction	47
2.4 Materials and methods	49
2.4.1 Study area	49
2.4.2 Stratigraphy and physical properties of snow	50
2.4.3 Optical measurements	50
2.4.4 Transmittance measurements	50
2.4.5 SOLEXS measurements	51
2.4.6 Albedo measurements	51
2.4.7 Radiative transfer modeling	51
2.5 Results	54

2.5.1	Optimization results	55
2.5.2	Sea ice IOPs and transmittance simulations	56
2.5.3	Impacts of snow impurities on sea ice transmittance	58
2.6	Discussion	59
2.6.1	Uncertainties about sea ice IOPs and optical measurements	59
2.6.2	B and impurity content estimates	60
2.6.3	General implications for radiative transfer of sea ice	61
2.7	Conclusion	62
3	Augmentation de l'éclaircissement dans la banquise liée au métamorphisme de la neige, et effets sur les algues de glace	73
3.1	Résumé	74
3.2	Abstract	75
3.3	Introduction	76
3.4	Méthodes	78
3.4.1	Présentation du jeu de données	78
3.4.2	Modélisation du transfert radiatif	80
3.5	Résultats et discussion	81
3.6	Conclusion et perspectives	84
	Conclusion générale	90
	Références bibliographiques	97

Notations

Les abréviations ainsi que les principales notations et leurs unités employées dans cette thèse sont données ci-dessous

Acronyme	Signification
<i>AOP</i>	<i>Apparent Optical Property</i>
<i>BC</i>	<i>Black Carbon</i>
<i>CDOM</i>	<i>Colored Dissolved Organic Matter</i>
<i>DUFISSS</i>	<i>Dual Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurement</i>
<i>LAI</i>	<i>Light absorbing impurity</i>
<i>FYI</i>	<i>First-Year Ice</i>
<i>IOP</i>	<i>Inherent Optical Property</i>
<i>MD</i>	<i>Mineral Dust</i>
<i>MYI</i>	<i>Multiyear Ice</i>
<i>SOLEXS</i>	<i>Solar Extinction in Snow</i>
<i>STD</i>	Écart type
<i>SZA</i>	<i>Solar Zenith Angle</i>
<i>TARTES</i>	<i>Two-stream Analytical Radiative TransfER In Snow</i>

Notation	Description	Unités
a_p	absorption particulaire	[m ⁻¹]
B	Paramètre de forme	
b	Coefficient de diffusion	[m ⁻¹]
C	Section efficace d'absorption	[m ⁻¹]
Chl	Concentration en chlorophylle-a	[mg m ⁻²]
g	Facteur d'asymétrie	
K	Coefficient d'atténuation asymptotique	[kg m ⁻³]
k	Partie imaginaire de l'indice de réfraction	
λ	Longueur d'onde	[nm]
ν_{bu}	Fraction volumique de de bulles d'air	
ν_{br}	Fraction volumique de saumures	
ω	Albédo de diffusion simple	
PAR	Rayonnement photosynthétiquement actif	[$\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$]
ρ	Masse volumique	[kg m ⁻³]
r_{bu}	Rayon des bulles d'air	[m]
r_{br}	Rayon des poches de saumure	[m]
σ	Coefficient d'extinction	[m ⁻¹]
T	Transmittance	
SSA	Surface spécifique	[m ² kg ⁻¹]

Remerciements

Une thèse de doctorat c'est un peu comme une grande course en montagne. Il y a d'abord la marche d'approche, de nuit, la tête baissée sur chacun des pas et le silence qui règne. Le jour se lève et la paroi fait face, mais le regard ne fait que l'effleurer pendant les préparatifs, quelle folie ! Le socle est vite avalé - " Gravir des gradins faciles, passages de II et III, amenant à une vire que l'on suit en écharpe à gauche. Emprunter un couloir rébarbatif puis par un râteau de chèvre, atteindre le gendarme bifide caractéristique" disait le Labande. Très vite l'engagement se fait sentir, toute retraite devient délicate voire impossible, il faut sortir par le haut. Parfois, une pause est possible, le soleil à réchauffé le rocher, c'est agréable. D'autres fois, les choses se compliquent, dans un passage raide les prises viennent à manquer, la corde libre, file sous les pieds, rien ne retiendra la chute ! C'est dans ces moments là, qu'un vieux piton fiché dans une fissure, que l'on n'avait pas vu au premier abord, nous rassure et nous sort du mauvais pas. On ne remercie jamais assez ces vieux pitons. Puis, le sommet qui toujours semblait s'éloigner, comme par surprise est désormais juste là...

Ce manuscrit met un terme à quatre années de doctorat entre les Alpes, le Québec et le Nunavut. En effet, j'ai eu le privilège de me rendre, par deux fois, dans l'arctique canadien. Qikiqtarjuaq, endroit éloigné de tout, froid, sauvage, que le soleil ne quitte plus durant des semaines lors du solstice d'été. Cette expérience a autant été marquée par les paysages grandioses, que par la rencontre des communautés inuits. Mais également par le formidable travail d'équipe accompli sur le camp de glace. Oui, beaucoup de belles expériences ont parsemé ces quatre années, des rencontres, de nouvelles amitiés fortes, une ouverture d'esprit et puis deux nouveaux ligaments dans le genou gauche.

Mes premiers remerciements vont naturellement à mes deux directeurs de thèse. Merci Marcel de m'avoir permis de vivre toutes ses expériences, merci pour ton soutien tout au long de ces années et qui aura été déterminant lors des derniers jours d'écriture. Merci Michel, autant pour avoir repris la direction de ma thèse que pour ta gentillesse et ta bienveillance.

Je voudrais ensuite remercier en particulier deux personnes dont l'aide a été capitale. D'abord merci Florent, sans toi ce manuscrit n'existerait pas, tu m'as mené jusqu'ici. J'ai apprécié nos longues discussions à propos du métamorphisme, du givre induré, des nouvelles vis Petzl ou encore de la Pomme d'Or. Merci Simon Lambert, tu as toujours été disponible et su m'aiguiller. Nous irons à la Meije, c'est promis.

Un grand merci à toute l'équipe TAKUVIK qui m'a tout de suite intégré dès mon arrivée à Québec et avec qui j'ai vécu des moments formidables dans le grand nord. Merci à Marie-

Hélène, Joannie, Julie, Pierre, Julien, Laurent, Cyril, Atsushi, Philippe... Et puisqu'on parle du nord, merci à la famille Brossier, Alain, Johnny, à tous les scientifiques rencontrés sur le terrain Rémi, Anda, Mathieu... Merci à tous les doctorants grenoblois pour leur soutien, parmi eux Jay, Gabi, Maria, Julien, Marion, Lucas.

Depuis maintenant plus de dix ans, j'arpente les sommets des Alpes avec un goût prononcé pour le rocher douteux des Ecrins. J'aimerais remercier mes compagnons de cordée avec qui ces aventures n'auraient pas laissées de si beaux souvenirs. D'abord Simon, premier d'entre tous, pourvu que le glacier Carré nous autorise la Pierre Allain l'été prochain. Oli, tu me dis que l'on devient meilleur grimpeur avec un diplôme de docteur, sache que ces paroles ont beaucoup compté. Merci également à Antonin, Julien et Thomas.

Je voudrais remercier les amis avec qui j'ai vécu dans la meilleure coloc imaginable Thomas, Lou, Margaux, Jacinthe, Nicolas et Delphine. Merci de m'avoir nourri lors de ces dernières semaines d'écriture. Merci pour tous ces bons moments et toutes ces découvertes.

Enfin je voudrais remercier tous les membres de ma famille pour leur amour et leur soutien, Maman, Papa, Hervé, Charlotte et Arthur. Et puis toi Lucie, dans les moments les plus difficiles tu as su me donner le courage, nous ne serons plus séparés.

“La paroi déjà verticale se redressait encore”

George Livanos

Avant-propos

Cette thèse se compose de cinq chapitres incluant l'introduction générale (chapitre I), une conclusion générale (chapitre V) et trois articles (chapitre II à IV).

Le premier article présenté dans cette thèse (chapitre II) intitulé : « Metamorphism of Arctic marine snow during the melt season. Impact on albedo, and feedback processes », est soumis au journal *The Cryosphere*. G.V., G.P. et M.B. ont conçu le projet. G.P. et L.A. sont responsables du développement des instruments de mesure utilisés sur le terrain. G.V., G.P. et F.D. ont participé aux collectes de données sur le terrain. G.V. a analysé les données échantillonnées et effectué les travaux de modélisation du transfert radiatif. L'ensemble des auteurs a contribué à la rédaction du manuscrit.

Auteurs : Gauthier Verin, Florent Dominé, Ghislain Picard, Marcel Babin, Laurent Arnaud

Le deuxième article présenté dans cette thèse (chapitre III) intitulé : « Impacts of snow impurities on sea ice transmittance », est en préparation pour être soumis au journal *The Cryosphere*. G.V. a conçu le projet avec la contribution de M.B.. G.P. et L.A. sont responsables du développement des instruments de mesure utilisés sur le terrain. G.V. a étendu le modèle de transfert radiatif TARTES et a conçu l'algorithme d'optimisation estimant les quantités d'impuretés présentes dans le manteau neigeux. A.M. a effectué le traitement des données d'absorbance particulaire des échantillons de neige. G.V. et M.B. ont rédigé le manuscrit.

Auteurs : Gauthier Verin, Marcel Babin, Atsushi Matsuoka, Ghislain Picard, Laurent Arnaud

Le troisième article présenté dans cette thèse (chapitre IV) intitulé : « Augmentation de l'éclairement dans la banquise liée au métamorphisme de la neige, et effets sur les algues de glace », est en préparation pour être soumis au journal *Elementa*. G.V. et M.B. ont conçu le projet. G.P. et L.A. sont responsables du développement des instruments de mesure utilisés sur le terrain. P.M. a estimé les transmittances sous banquise à partir des profils d'éclairement dans la colonne d'eau. M.G.T. a reconstruit l'éclairement incident au site de mesures. G.V. a conduit les analyses. G.V. et M.B. ont rédigé le manuscrit.

Auteurs : Gauthier Verin, Marcel Babin, Philippe Massicotte, Marti Gali Tapias, Ghislain Picard, Laurent Arnaud

Introduction générale



L'océan Arctique et sa banquise

L'océan Arctique, d'une superficie de 14 millions de kilomètres carrés et d'une profondeur moyenne de 1040 m, est le plus petit et le moins profond des océans terrestres. Centré sur le pôle nord et délimité au sud par les côtes eurasiennes et américaines, il communique avec les autres océans via trois principaux détroits : Bering, Davis et Fram. La bathymétrie de l'océan Arctique est caractérisée par deux principaux bassins, les bassins Amérasien et Eurasien d'une profondeur de 4000 et 5540 m, respectivement. Mais également par des plateaux continentaux très étendus et peu profonds de l'ordre de la centaine de mètres. L'océan Arctique présente une importante stratification verticale avec, en particulier, la présence d'une couche de mélange près de la surface, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, constituées d'eaux froides de faible salinité recouvrant des eaux atlantiques ou pacifiques plus chaudes et plus salées. La faible salinité de la couche de mélange est due pour deux tiers aux ruissellements d'eaux d'origine continentale et aux précipitations, et pour un tiers à l'apport de masse d'eaux moins salées de l'océan pacifique via le détroit de Bering (Toole et al., 2010; Korhonen et al., 2013). Du fait de sa position géographique, l'océan Arctique est en permanence recouvert d'une couche de glace, la banquise, qui est marquée par une forte saisonnalité. En effet, sa superficie varie entre 15 millions de kilomètres carrés en mars au sortir de la nuit polaire, et 6 millions de kilomètres carrés en septembre à la fin de la saison

de fonte. La présence de la couche de mélange favorise sa pérennité en l'isolant des masses d'eaux atlantiques plus chaudes en profondeur. La banquise joue différents rôles majeurs à très grande échelle en limitant les échanges entre océan et atmosphère, et en impactant directement le budget énergétique globale. Elle influence également les écosystèmes marins qui se sont adaptés à sa saisonnalité, des micro-algues dans la colonne d'eau ou fixées à la glace, aux grands mammifères marins tels que les phoques ou les ours polaires. Enfin, la glace de mer rythme aujourd'hui encore le quotidien des populations Inuits qui restent dépendantes pour leur alimentation des ressources de la mer.

La banquise Arctique est qualifiée de pluriannuelle si elle subsiste à au moins une saison de fonte. Dans le cas contraire on parle de banquise annuelle. Cette dernière se forme à l'automne dans les eaux libres par congélation de l'eau de mer sous environ -1.86°C . Dans un premier temps, les cristaux de glace, le *frazil*, désolidarisés par les mouvements de surface se regroupent pour former des *pankakes* avant la formation d'une surface rigide. La glace croît par accrétion basale jusqu'à atteindre une épaisseur comprise entre 1 et 2 m, en équilibre entre les flux de chaleur océaniques et les pertes atmosphériques en surface (Nakawo and Sinha, 1977; Leppäranta, 1993). Durant sa formation, le sel de l'eau de mer est expulsé de la matrice cristalline de la glace vers l'océan ou emprisonné dans des poches et canaux de saumure. La salinité de la banquise ne cessera de décroître depuis sa formation à cause du drainage gravitaire en hiver et l'infiltration d'eau douce issue de la fonte en surface en été (Untersteiner, 1968; Notz and Worster, 2009). La morphologie de la banquise est très variable. La banquise côtière, attachée en partie au littoral, est homogène et lisse. Les fragments, ou *floes*, qui s'en détachent et pouvant atteindre une taille kilométrique, s'entrechoquent formant des crêtes de compression rendant la surface plus chaotique. À ce titre, la glace pluriannuelle est souvent formée d'un empilement de fragments de banquise pouvant dépasser très largement les 4 m d'épaisseur. L'ensemble des *floes* et des eaux libres, *leads* et *polynyas*, qui les séparent, forment ce qu'on appelle le pack qui dérive sous l'action combinée des vents et des courants marins (Thorndike and Colony, 1982). En premier lieu, la gyre de Beaufort plaque le pack contre la côte nord du Groenland et de l'Archipel arctique canadien, tandis que la dérive transpolaire expulse la glace vers le sud via le détroit de Fram. Le bilan de masse de la banquise est régi par l'équilibre entre sa formation et sa fonte (thermodynamique), et dépend aussi de l'advection (dynamique). Si la glace se forme par accrétion basale, elle est amenée à fondre aussi bien à sa surface qu'à sa base. La fonte printanière et estivale de la banquise, et l'advection de glace hors de l'océan Arctique le long de la côte est du Groenland déterminent son extension minimale en septembre.

Les températures atmosphériques, l'advection de masse d'eaux atlantiques ou pacifiques plus chaudes et à la dérive causée par les courants marins et les vents de surface sont les forçages principaux. Leur contribution respective varie spatialement et temporellement, ce qui explique la forte variabilité saisonnière et multi-annuelle de l'extension de la banquise.

Dans l'océan Arctique, la production primaire est directement impactée par la présence de la banquise et sa forte saisonnalité. On désigne par « production primaire » l'ensemble de la matière organique produite à partir de matière minérale et d'énergie. Dans l'océan, les producteurs primaires, à la base des réseaux trophiques, sont largement représentés par les communautés de micro-algues photoautotrophes capables de photosynthétiser. L'accumulation de biomasse de ces algues dépend de la disponibilité des nutriments essentiels à leur croissance, principalement l'azote (ammonium, urée, nitrite et nitrate), le phosphore (phosphate) et la silice (silicate) (Gosselin et al., 1990; Varela et al., 2013; Lavoie et al., 2005). Ces éléments sont apportés dans l'océan Arctique par les masses d'eaux pacifiques et atlantiques ainsi que par les eaux de ruissellement d'origine continentale (Le Fouest et al., 2013; Tremblay et al., 2015). De plus, leur croissance est également limitée par la quantité de lumière disponible dans la colonne d'eau (Gosselin et al., 1990; Welch and Bergmann, 1989; Sakshaug, 2004). Celle-ci est nulle ou très faible en hiver à cause de la nuit polaire, et est fortement réduite au printemps à cause de la banquise en surface. En effet, la glace de mer, qui plus est, recouverte d'un manteau neigeux, ne laisse passer qu'une petite fraction du rayonnement incident vers la colonne d'eau, de l'ordre de 0.1 % (Mundy et al., 2005; Nicolaus et al., 2010). Pour cette raison, il a longtemps été considéré que la production primaire de l'océan Arctique était faible comparé aux autres océans car limitée aux eaux libres de glaces. Or, on sait désormais (Arrigo et al., 2012; Lowry et al., 2014; Arrigo et al., 2014) que des accumulations importantes de biomasse, aussi appelées floraisons printanières, peuvent se produire également en présence de banquise. Les algues qui ont colonisé l'Arctique sont particulièrement bien adaptées aux basses températures et aux très faibles éclaircements (Lacour et al., 2016). De manière générale, on observe deux types de floraisons printanière, l'une dans la glace et la seconde dans la colonne d'eau sous-jacente. La banquise étant un matériau poreux, parsemé de poches de saumures résultant de la congélation de l'eau de mer, elle offre un habitat protecteur pour les micro-algues dites sympagiques. Celles-ci colonisent les interstices accessibles de la glace ainsi que sa surface marine, mais elles sont également emprisonnées dans la matrice lors de sa formation (Legendre et al., 1991; Smith et al., 1990; Horner et al., 1992). Leur pic de production survient au printemps (Leu et al., 2015) avant que l'arrivée d'eau douce causée par la fonte en surface ne les expulse vers la

colonne d'eau. Leur sédimentation vers le fond profite à toute une communauté de brouteurs aussi bien pélagiques que benthiques. Les algues de glace représentent entre 4 et 25 % de la production primaire en Arctique (Loose et al., 2011; Michel et al., 2006). Cette contribution est fortement variable car directement dépendante des conditions environnementales. La seconde floraison printanière survient dans la colonne d'eau et requiert un éclairage plus important. Elle est généralement observée après la fonte totale du manteau neigeux et la formation de mares de fonte en surface. Ces dernières peuvent recouvrir jusqu'à plus de 70 % de la surface suivant que la banquise soit de première année ou pluriannuelle (Perovich et al., 2002; Eicken et al., 2004; Polashenski et al., 2012). Les mares augmentent considérablement la transmittance (rapport entre éclairage sous la banquise et rayonnement incident de surface) de la banquise, aux alentours de 50 % (Nicolaus et al., 2010; Ehn et al., 2011). Après la floraison, la production finit par diminuer en général à cause de l'épuisement des nitrates dans la colonne d'eau.

Le manteau neigeux, élément essentiel des régions polaires

La neige est initialement formée dans les nuages par condensation solide autour de noyaux de nucléations. Elle s'accumule au sol lors de précipitations et forme le manteau neigeux. Elle recouvre de façon permanente les calottes glaciaires antarctique et groenlandaise. Au mois de janvier, dans l'hémisphère nord, le manteau neigeux s'étend jusqu'à 46 millions de km², soit 9 % de la superficie totale de la terre (Robinson et al., 1993). Le manteau neigeux est un matériau constitué d'air et de particules de glace, les grains de neige, dont le diamètre varie entre 0.1 à 2 mm (Domine et al., 2008). La présence d'eau liquide peut également être observée lorsque la température est proche de 0°C. Sa densité varie de 10 kg m⁻³ pour les neiges fraîches les plus légères, à 600 kg m⁻³ pour les couches compactées par le vent, ou plaques à vent (Domine et al., 2008). De cette constitution, en apparence simple, découlent les principales propriétés physiques et notamment optiques de la neige. L'absorbance de la glace est directement reliée à la partie imaginaire de son indice de réfraction. Tous deux sont très faibles dans le visible (Warren and Brandt, 2008; Picard et al., 2016b). De ce fait, la lumière qui entre dans le manteau neigeux est diffusée, sans être absorbée, à chaque fois qu'elle rencontre un grain de neige. Il en résulte que la majeure partie de la lumière incidente est réfléchi par le manteau neigeux. Le rapport entre l'éclairage réfléchi et l'éclairage incident est appelé l'albédo. Il est proche de l'unité dans le visible pour la neige. Il diminue dans le proche infrarouge pour atteindre des valeurs comprises entre 0.4 et 0.8 à 1000 nm à cause de l'augmentation sensible de l'indice de réfraction de la glace (Warren, 1982).

Corollairement, si la majorité de l'éclairement est réfléchi, très peu de lumière traverse le manteau neigeux ; sa transmittance est donc très faible . Les propriétés optiques du manteau neigeux dépendent principalement de la taille des grains qui le composent, puis de sa densité et de son épaisseur (Warren, 1982; Bohren and Barkstrom, 1974; Aoki et al., 2003). La grandeur la plus appropriée pour l'étude du transfert radiatif de la neige, est le rayon d'une sphère ayant le même rapport de surface sur volume que le grain de neige. Modéliser le manteau neigeux par une collection de sphères indépendantes utilisant ce rayon optique permet une reconstruction satisfaisante de l'albédo (Grenfell and Warren, 1999). Néanmoins, cette paramétrisation montre des limites, en particulier pour les calculs de la transmittance, parce que les propriétés optiques dépendent également de la forme des grains de neige (Kokhanovsky and Zege, 2004; Picard et al., 2009; Libois et al., 2013). Le rayon optique est déterminé sur le terrain en mesurant la surface spécifique de la neige (SSA) en $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$, par étude tomographique, adsorption de méthane ou par mesure de réflectance dans l'infrarouge. Pour un manteau suffisamment épais, et verticalement homogène, l'éclairement décroît exponentiellement à partir d'une certaine profondeur. On définit la profondeur de pénétration comme la profondeur à laquelle l'éclairement est divisé par e . Celle-ci est une fonction, entre autres, de la longueur d'onde, de la densité et de la SSA. En première approximation, on peut montrer que l'albédo d'un manteau neigeux plus épais que sa profondeur de pénétration ne dépendra ni de la densité ni de la profondeur ; on dit qu'il est optiquement épais. Par contre, si on s'approche de cette profondeur, alors la diminution de l'épaisseur ainsi que de la densité réduisent l'albédo, d'abord dans le visible car la profondeur de pénétration y est maximale (Wiscombe and Warren, 1980; Perovich et al., 2007). De plus, l'albédo diminue d'autant plus que la surface sur laquelle il repose est absorbante. Enfin, les impuretés telles que les suies ou les poussières minérales, naturellement présentes dans la neige, peuvent affecter significativement son bilan radiatif. Les impuretés sont des particules fortement absorbantes, dans le domaine du visible, qui « piègent » la lumière et la transforment en chaleur au sein du manteau neigeux provoquant une diminution de son albédo (Warren and Wiscombe, 1980; Warren, 1984). Cette baisse d'albédo peut significativement accélérer la fonte du manteau neigeux au printemps (Painter et al., 2007; Tuzet et al., 2017) et a un impact mesurable sur le bilan énergétique global (Flanner et al., 2007; Skiles et al., 2018).

Les propriétés physiques de la neige, aussi bien la taille et la forme des grains que la densité, évoluent constamment après la formation du manteau neigeux. Ce phénomène est le métamorphisme de la neige, contrôlé, entre autres, par les conditions climatiques telles que le vent, la température ou la présence d'eau liquide (Colbeck, 1973, 1983; Domine et al.,

2016). Le vent tend à redistribuer les masses de neiges en créant des zones d'érosion et d'accumulation où la neige est compactée sous forme de plaques à vent. Cette redistribution joue un rôle prépondérant dans la variabilité spatiale observée des épaisseurs et des densités de neige (Filhol and Sturm, 2015; Sturm et al., 2002). De plus, par les contraintes mécaniques qu'il impose, les ramifications des grains de neige se brisent, s'arrondissent et deviennent plus petit. La présence d'un gradient vertical de température au sein du manteau neigeux initie des cycles de sublimation/recristallisation de proches en proches qui tendent à facetter les grains. Ce métamorphisme peut aboutir à la création de givre de profondeur de taille centimétrique. Enfin l'eau liquide, qui apparaît avec la fonte ou la pluie, règle autour des plus gros grains, alors qu'elle fait fondre les plus petits. Les grains ronds qui en résultent peuvent mesurer jusqu'à 2 mm. De manière générale, le métamorphisme de la neige réduit la SSA, maximale pour la neige fraîche et minimales pour les grains ronds. Le taux de décroissance de la SSA a été étudié et mis en équation pour différentes conditions de température et de gradient (Taillandier et al., 2007; Domine et al., 2008). Parce que le métamorphisme opère en permanence, et que chaque profondeur est impactée par des processus différents, le manteau neigeux naturel présente en général une forte hétérogénéité horizontale et verticale. Cela est particulièrement le cas en période de fonte, où plusieurs couches stratigraphiques distinctes se superposent souvent. Les propriétés optiques du manteau neigeux, à chaque longueur d'onde, dépendent de l'ensemble de ces stratifications. La complexité du problème justifie l'utilisation de modèles numériques de transfert radiatif. Ceux-ci permettent d'évaluer précisément l'impact de l'ensemble des propriétés physiques du manteau neigeux sur son bilan énergétique.

En Arctique, le manteau neigeux est un élément essentiel de la banquise qui impacte directement sa saisonnalité. Pour paraphraser (Sturm et al., 2002), le manteau neigeux joue en particulier deux rôles qui sont, d'une certaine manière, conflictuels. En hiver, à cause de sa faible conduction thermique, il isole la glace sous-jacente et réduit son taux de croissance. L'épaisseur finale de la glace est inversement liée à la profondeur de neige en surface (Mundy et al., 2005; Haapala et al., 2013). À l'opposé, il reflète presque l'intégralité du rayonnement incident à courte longueur d'onde, ce qui retarde considérablement la fonte de la banquise au printemps (Ledley, 1991; Perovich et al., 2007). L'équilibre entre ces deux phénomènes est fondamental et détermine le bilan de masse de la banquise. De plus, le manteau neigeux contribue massivement à la réduction de la lumière transmise à travers la banquise. Ceci a un impact direct sur la floraison printanière des micro-algues sympagiques. En effet, il a été observé que la répartition de la biomasse sous la glace est directement reliée à l'hétérogénéité

des conditions de neige en surface (Gosselin et al., 1986; Perovich et al., 1993; Mundy et al., 2005). De plus, la variabilité interannuelle des conditions d'enneigement peut également avoir un impact sur la quantité totale de biomasse accumulée durant une saison. Enfin, comme énoncé précédemment, la fonte massive de la neige en surface peut entraîner une chute brutale des populations d'algues sympagiques. Les propriétés physiques ainsi que l'albédo de la neige marine ont massivement été étudiés sur le terrain. Les conditions environnementales particulière de la banquise entraînent la formation d'un manteau neigeux spécifique. Celui-ci est généralement composé d'une couche basale de givre de profondeur, recouverte de plaques à vent de densité élevée. Éventuellement, une couche de neige fraîche peut être observée en surface avant d'être à son tour compactée par le vent (Dominé et al., 2002; Domine et al., 2012; Sturm et al., 2002; Barber et al., 1995; Langlois et al., 2007; Gallet et al., 2017). Deux particularités majeures de la neige marine peuvent être mises en avant : premièrement, la forte hétérogénéité spatiale de toutes ses propriétés physiques principalement contrôlée par le vent et la rugosité de la glace et, deuxièmement, la constante évolution de ses propriétés physiques à cause du métamorphisme permanent de la neige. Cette variabilité temporelle est notamment exacerbée au printemps par la succession d'épisodes de fonte surfacique, de précipitations neigeuses et de cycles quotidiens de gel-dégel (Perovich et al., 2017). Étant donné le lien direct entre propriétés physiques et optiques du manteau neigeux, l'albédo et la transmittance de la banquise sont donc également marqués par ces fortes variations spatiales et temporelles. Évaluer l'impact de la neige marine sur la banquise arctique est par conséquent une tâche complexe et ambitieuse, nécessitant : une compréhension accrue des processus gouvernant l'évolution temporelle de la neige, une quantification de sa variabilité spatiale à petite et grande échelle, et enfin une mise en relation directe et précise entre ses propriétés physiques et optiques grâce à l'utilisation de modèles de transfert radiatif. L'échantillonnage systématique in situ de paramètres pertinents, et sur des périodes de temps étendues, constitue la première étape incontournable de cette étude.

Banquise arctique en mutation

Le réchauffement climatique actuel est provoqué par le relargage massif dans l'atmosphère de gaz à effet de serre d'origine anthropique, induisant un forçage radiatif positif (IPCC). Ce réchauffement est deux fois plus important dans les régions arctiques ; on parle d'amplification polaire. Une des principales causes de cette amplification est la diminution générale de l'albédo des zones polaires due à la réduction des surfaces englacées et enneigées responsables de ce qu'on appelle une boucle de rétroaction positive (Hall, 2004; Pithan and Mauritsen,

2014). La manifestation la plus spectaculaire du réchauffement est la diminution soutenue du minimum annuel d'étendue de la banquise arctique en septembre, passant en moyenne de 7.6 à $5.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ pour les périodes 1979-1988 et 2009-2015, respectivement. Cette tendance est amenée à se poursuivre et s'accroître dans le futur puisque la banquise de septembre pourrait disparaître totalement avant 2100 (Boé et al., 2009; Stroeve et al., 2012; Massonnet et al., 2018). Si l'augmentation des températures est un élément clé de cette réduction estivale, d'autres facteurs entrent également en jeu tels que : la modification de la circulation atmosphérique globale expulsant davantage de glace hors du bassin océanique via le détroit de Fram, l'augmentation des apports de masses d'eau chaudes, atlantiques et pacifiques, ou encore la prolongation de la période de fonte (Markus et al., 2009; Serreze and Barry, 2011). Outre la réduction de son étendue, la banquise subit également de profondes modifications morphologiques, notamment marquées par le passage progressif d'une banquise pluriannuelle vers une banquise annuelle, associée à un amincissement général (Comiso, 2012; Kwok and Rothrock, 2009; Rothrock et al., 1999, 2008; Maslanik et al., 2011). Entre 1980 et 2010, la fraction de glace pluriannuelle a été divisée par deux et ne représente plus que un tiers du pack actuel (Stroeve et al., 2011). Cette mutation morphologique est également à l'origine d'une nouvelle boucle de rétroaction positive puisque la glace annuelle, plus lisse, est caractérisée par des mares de fonte plus abondantes au printemps, qui diminuent l'albédo de la banquise (Perovich et al., 2003). L'ensemble de ces modifications impacte directement le budget énergétique global, mais également les écosystèmes marins arctiques. Il est d'ores et déjà constaté une hausse significative de la production primaire océanique, d'une part à cause de l'augmentation des surfaces d'eaux libres, et d'autre part parce que le pack de glace actuel laisse passer plus de lumière (Perovich and Polashenski, 2012; Arrigo and Van Dijken, 2011; Palmer et al., 2014; Arrigo et al., 2008; Pabi et al., 2008). Mais l'augmentation de la production primaire sous la banquise reste extrêmement incertaine, en particulier parce les conditions de lumière qui y règnent sont encore très mal connues.

Objectifs et organisation de la thèse

Les sections précédentes ont présenté les différents enjeux liés à la présence d'une banquise dans l'océan Arctique. Le manteau neigeux y occupe une place centrale. Ces deux dernières décennies, d'importants progrès ont été réalisés et permettent de mieux comprendre sa formation et son évolution. Il est possible de bien expliquer sa stratigraphie particulière et la mettre en relation avec les conditions environnementales. Sa forte variabilité spatiale, notamment en termes d'épaisseur, a pu être quantifiée grâce à de nombreuses observations

in situ. L'albédo de la neige a également fait l'objet de nombreuses études (Grenfell and Maykut, 1977; Grenfell and Perovich, 2004; Perovich et al., 1998). Il a été mesuré spectralement sur tout type de surface, avant, pendant, ou après la période de fonte, le long de transects, ou même de manière continue grâce à des stations de mesure automatisées (Nicolaus et al., 2010). Aujourd'hui, on méconnaît le lien entre, d'une part, les propriétés physiques de la neige et, d'autre part, ses propriétés optiques. Ce lien n'est pas compris suffisamment parce que très peu de mesures, pertinentes, de la taille des grains de neige ont été réalisées. Or ces caractéristiques sont cruciales et ne peuvent pas être étudiées autrement que par l'observation in situ, étant donné la spécificité de la neige marine et la vitesse à laquelle elle peut évoluer, notamment en période de fonte. Sans cette caractéristique physique, il n'est pas possible de fermer de manière satisfaisante le bilan radiatif de la banquise en présence de neige, c'est-à-dire de quantifier précisément et concilier, par l'utilisation de modèles, l'albédo de surface, la transmittance à travers l'ensemble du système, ainsi que le profil vertical d'éclairement à toute profondeur. Cette caractérisation optique est d'une grande importance puisqu'elle permet in fine de mieux comprendre l'impact du manteau neigeux et son évolution sur le bilan énergétique de la banquise, et sur les communautés d'algues sympagiques, dans un océan Arctique en mutation.

Dans ce cadre, cette thèse vise à évaluer l'influence des propriétés physiques de la neige marine en période de fonte sur les propriétés optiques globales de la banquise arctique, grâce à l'utilisation d'un jeu de données complet échantillonné sur le terrain et d'un modèle de transfert radiatif.

Le Chapitre 1 est consacré à l'étude des propriétés physiques de la neige, en particulier la SSA et la densité, et de leur évolution lors de la période de fonte. Cette évolution est mise en relation avec celle de l'albédo spectral. Il est montré que la saison de fonte évolue suivant quatre phases distinctes. Pour chacune d'entre elles, l'albédo présente des signatures spectrales caractéristiques, expliquées par les propriétés physiques de la neige en surface. La comparaison entre les albédos simulés, grâce à ces propriétés, et les albédos mesurés est satisfaisante dans la majorité des cas, et démontrent la pertinence des profils de SSA dans le cadre de l'étude du transfert radiatif.

Le Chapitre 2 a pour but de modéliser entièrement le système (glace + neige). Pour cela, le modèle de transfert radiatif est étendu à la couche de glace. L'ensemble du jeu de données est utilisé afin de déterminer les propriétés physiques moyennes de la couche de glace. Une fois déterminées, elles permettent le calcul de la transmittance sous la banquise, à travers la neige et la glace. Ce travail sur le transfert radiatif est appliqué à l'étude de l'impact

des impuretés, présentes dans le manteau neigeux, sur la quantité de lumière transmise. En particulier, il est montré que ces impuretés ont pour effet de diviser par deux cette quantité de lumière.

Le Chapitre 3 aborde la relation entre profils d'éclairement dans la banquise et l'accumulation d'algues sympagiques. Ces profils d'éclairement sont représentatifs d'un manteau neigeux moyen, s'affranchissant en grande partie de la variabilité des propriétés de surface. Il est en particulier montré que chaque période de croissance de la biomasse coïncide avec une augmentation de l'éclairement moyen dans la glace.

Metamorphism of Arctic marine snow during the melt season. Impact on albedo

Sommaire

1.1	Résumé	12
1.2	Abstract	13
1.3	Introduction	14
1.4	Materials and methods	17
1.4.1	Study area	17
1.4.2	Albedo measurements	17
1.4.3	Snow physical properties	18
1.4.4	Sampling Protocol	18
1.4.5	Data processing	19
1.4.6	Radiative transfer modeling	20
1.5	Results	21
1.5.1	General evolution and meteorological conditions	21
1.5.2	Snow stratigraphy and physical properties	22
1.5.3	Spectral Albedo	24
1.5.4	Albedo Modeling	25
1.6	Discussion	27
1.6.1	Snowpack formation	27
1.6.2	Albedo and surface evolution	29
1.6.3	Albedo modeling, limitations and suggestions	30
1.7	Conclusion	31



1.1 Résumé

Le manteau neigeux affecte fortement les bilans thermiques et radiatifs de la banquise arctique. Dans le cadre du projet GreenEdge, la neige a été régulièrement échantillonnée sur une glace de première année proche de Qikiqtarjuaq en baie de Baffin durant les deux saisons de fonte 2015 et 2016. Les mesures ont été réalisées sur 35 snowpits comprenant chacun une stratigraphie complète, un profil vertical de surface spécifique (SSA) et de densité de la neige et une mesure d'albédo spectral. Les deux saisons ont évolué selon quatre phases distinctes : manteau hivernal, fonte surfacique, manteau mûr et formation de mares de fonte. Chacune d'entre elles est caractérisée par des propriétés physiques et optiques distinctes. Les SSA les plus élevées, $49.3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ ont été mesurées durant la phase I à la surface de plaques à vent. Elles sont responsables d'un albédo élevé de 0.75 à 1000 nm. La phase suivante a été marquée par une succession d'épisodes de fonte surfacique réduisant la SSA de surface sous les $3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, et d'épisodes de chutes de neiges rétablissant des conditions hivernales. En conséquence, l'albédo était fortement variable avec des valeurs minimales à 1000 nm de 0.45. La fonte surfacique a progressé dans la phase III menant à un manteau neigeux métamorphisé sur toute sa hauteur et composé essentiellement de grains ronds. Au même moment, et pour la première fois, l'albédo a commencé à diminuer dans le visible suivant la diminution de l'épaisseur de neige tandis que peu d'évolutions n'étaient observées dans le proche infrarouge. De plus, sa variabilité spatiale, liée à l'hétérogénéité des épaisseurs de neige, fut observée pour la première fois. Un modèle de transfert radiatif a été utilisé pour reconstruire les albédos à l'aide des propriétés physiques mesurées sur le terrain. La comparaison, satisfaisante, avec les mesures d'albédo montre que les paramètres utilisés en entrée sont appropriés à la modélisation du transfert radiatif du manteau neigeux. Ils montrent également l'importance des propriétés de la couche de surface, 1-2 cm, sur l'albédo, en particulier durant la seconde phase où plusieurs couches distinctes se sont superposées suivant les chutes de neiges, la fonte ou les cycles de gel-dégel quotidiens.

1.2 Abstract

The energy budget of Arctic sea ice is strongly affected by the snow cover. Intensive sampling of snow properties was conducted near Qikiqtarjuak in Baffin Bay on typical landfast sea ice during two melt seasons in 2015 and 2016. The sampling included stratigraphy, vertical profiles of snow specific surface area (SSA), density and surface spectral albedo. Both seasons feature four main phases : I) dry snow cover, II) surface melting, III) ripe snowpack and IV) melt pond formation. Each of them was characterized by distinctive physical and optical properties. Highest SSA of $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ was measured during phase I on surface windslab together with a high broadband albedo of 0.87. The next phase was marked by alternative episodes of surface melting which dramatically decreased the SSA below $3 \text{ m}^2 \text{kg}^{-1}$ and episodes of snowfall reestablishing the pre-melt conditions. Albedo was highly time variable especially in the near-infrared with minimum values around 0.45 at 1000 nm. At some point, the melt progressed leading to a fully ripe snowpack composed of clustered rounded grains in phase III. Albedo began to decrease in the visible as snow thickness decreased but remained steady at longer wavelengths. Moreover, its spatial variability clearly appeared for the first time following snow depth heterogeneity. The impacts on albedo of both snow SSA and thickness were quantitatively investigated using a radiative transfer model. Comparisons between albedo measurements and simulations show that our data on snow physical properties are relevant for radiative transfer modeling. They also point out to the importance of the properties of the very surface snow layer for albedo computation, especially during phase II when several distinctive layers of snow superimposed following snowfalls, melt or diurnal cycles.

1.3 Introduction

Sea ice features and dynamics in the Arctic are undergoing radical changes, including a shift from multi- to first-year ice (Comiso, 2012), a decrease in thickness (Kwok and Rothrock, 2009) and September aerial extent (Comiso et al., 2008), and an earlier break-up and a later freeze-up (Arrigo and Van Dijken, 2011). These changes strongly affect air-sea interactions (momentum, heat, gases) with multiple feedback loops involved (Serreze and Barry, 2011; Stroeve et al., 2012). They also affect marine ecosystems by substantially increasing the amount of sunlight that penetrates into the ocean and supports photosynthesis under sea ice, and in the open ocean during the ice-free-season now being longer (Arrigo and Van Dijken, 2011).

The snow cover plays a significant role in Arctic sea ice dynamics. Indeed, during winter and early spring, dry snow reflects up to 90% of incoming solar radiation which drastically reduces the energy absorbed by the underlying sea ice (Grenfell and Maykut, 1977; Grenfell and Perovich, 2004; Perovich et al., 1998; Nicolaus et al., 2010). Snow delays the onset of sea ice melt while its albedo remains high enough, and thus directly drives the duration of the melt season which is itself related to minimum sea ice extent in September (Perovich et al., 2007). The snow optical properties also control the amount of light reaching the upper ocean column under sea ice, much more so than sea ice itself (Grenfell and Maykut, 1977; Perovich, 1990). It was recently showed that major phytoplankton blooms can take place under sea ice (Arrigo et al., 2012), and that snow is the main driver of bloom onset (Mundy et al., 2009, 2014).

The albedo of snow first depends on the optical grain size, the density, the thickness and the impurity content of the snow (Warren, 1982; Bohren and Barkstrom, 1974; Aoki et al., 2003). Snow is a highly scattering medium composed of ice particles that are weakly absorbing in the visible range (Picard et al., 2016a). Briefly, albedo increases when snow particles size decreases, and these changes are larger in the infrared than in the visible. A snow grain size metric relevant for optical studies is the optical diameter, i.e. the diameter of spheres having the same surface to volume ratio as the snow (Grenfell and Warren, 1999) and at present this is obtained by measuring the snow specific surface area (SSA), both are linked with the relationship $SSA = 6/\rho_{ice}d_{opt}$. Domine et al. (2006) fairly easily in the field using infrared reflectance methods, for example with 1310 nm radiation (Gallet et al., 2009). Despite the fact that snow SSA is now regularly measured on continental snowpacks, measurements on sea ice are very scarce and limited to a few profiles (Dominé et al., 2002;

Domine et al., 2012), limiting our understanding of the albedo of snow on sea ice.

Once deposited on sea ice, snow grains undergo continuous transformations known as snow metamorphism which is mostly driven by meteorological conditions. While the snowpack is dry, the main factors responsible for metamorphism are the temperature gradient in the snowpack and wind. The temperature gradient between the warmer sea ice and the colder atmosphere leads to an upward water vapor flux coupled to sublimation/condensation cycles that lead to grain growth and the formation of faceted crystals and ultimately large hollow depth hoar crystals (Colbeck, 1983). The upward vapor flux also leads to mass loss so that the density of depth hoar layers often decreases over the season (Domine et al., 2016). Wind, on the contrary, leads to snow drifting and the sublimation and fragmentation of grains so that wind processes produce hard dense wind slabs made of small and mostly rounded grains. Since the temperature gradient is greatest during the beginning of the snow season, depth hoar formation is more likely then, and Arctic snowpacks usually feature basal depth hoar layers topped by wind slabs and occasionally fresh snow before it gets wind-blown (Dominé et al., 2002; Domine et al., 2012; Sturm et al., 2002; Barber et al., 1995; Langlois et al., 2007; Gallet et al., 2017). Overall snow thickness ranges from a few centimeters up to 70 cm depending on the roughness of the underlying ice (Sturm et al., 2002) with an average density of 375 kg m^{-3} . When melting starts in spring, snow grains become rounded and daily freeze/thaw cycles leads to rapid grain growth and to the formation of hard dense refrozen layers made of large rounded grains (Colbeck, 1973). In general, snow metamorphism leads to decreases in SSA (Legagneux and Domine, 2005) and consequently in albedo (Picard et al., 2016b; Domine et al., 2006). Snowpack properties therefore vary over time. Given the large wind-induced spatial heterogeneity (Filhol and Sturm, 2015), the snowpack on sea ice shows large time and space variability which makes the field study of snow properties and in particular albedo challenging, because they require a lot of samplings over a representative time period.

The snow melt period leads to major and sudden changes over sea ice. It extends from the first surface melt event to the formation of melt ponds with typical durations ranging from 10 days to one month (Sturm et al., 2002; Perovich et al., 2002, 2007, 2017). It can be triggered by weather conditions such as positive temperatures or rain events (Sturm et al., 2002; Perovich et al., 2002; Nicolaus et al., 2010). Surface melting results in the formation of a thin surface layer of rounded grains which tends to thicken with further melting. Snow reaches melting temperature as it undergoes wet metamorphism. Once at 0°C , remaining snow layers melt rapidly (Gallet et al., 2017). As snow grain size increases, albedo drops

remarkably in the near-infrared almost doubling the energy absorption in the visible range (Perovich et al., 2002; Nicolaus et al., 2010) and acting as a positive feedback enhancing further melting. The combined effects of surface melting and atmosphere warming enhance the air moisture content which often produces persistent overcast conditions leading to precipitations (Maksimovich and Vihma, 2012; Mortin et al., 2016). Perovich et al. (2002); Gallet et al. (2017); Perovich et al. (2017) observed sudden increases in albedo after such fresh snow precipitations which then suddenly increase the snow albedo and interrupt the melt progression (Perovich et al., 2002; Gallet et al., 2017; Perovich et al., 2017). Perovich et al. (2002) documented an event that lasted 11 days and delayed melt pond formation. Furthermore, sufficient summer snowfalls occasionally allow the snowpack to subsist through the entire summer (Warren and Rigor, 1999). Melt onset appears to be a chaotic transient period in the Arctic ocean, so that some climatic conditions can significantly lengthen the melting period.

For the past 20 years, considerable effort has been made to better understand the radiative properties of snow on sea ice and their evolutions across seasons. Snow albedo drives processes which control the energy budget of sea ice, and albedo itself depends of snow properties. But studies which aim to link physical and optical properties of snow still remain more or less qualitative. Today, data are lacking to fully quantify and model the global radiative transfer of sea ice because we do not have time series of the snow properties required to understand albedo. Moreover, present data sets do not include systematic combined measurements of snow optical and physical properties at the same spot. This lack of data is particularly detrimental during the melting period when albedo is highly time-variable usually following alternation of freezing and melting events.

The purpose of this paper is to contribute to filling these gaps. We simultaneously documented the temporal evolution of snow physical properties and albedo during two melting periods (2015 and 2016) on typical Arctic landfast sea ice on the east coast of Baffin Island. One or two snowpits were sampled each day or every other day. Measurements included, for the first time over sea ice, the time evolution of the SSA vertical profile, and the corresponding spectral albedo. In addition, the stratigraphy and snow density vertical profile were documented. We first aim at linking surface conditions characterized by snow physical properties (mostly SSA) with albedo. The second objective is to verify that physical measurements enable reliable simulations of the albedo of snow covered sea ice, especially during the chaotic melting period. To this end, vertical profiles of snow properties are used as inputs to a radiative transfer model. Calculation and albedo measurements are compared

and discrepancies are analyzed by assessing the impacts of both snow SSA and snow cover thickness.

1.4 Materials and methods

1.4.1 Study area

Field sampling was conducted close to Qikiqtarjuak Island in Baffin Bay (Figure 1.1) from May 12 to June 18 in 2015 and from May 17 to June 25 in 2016 as part of the GreenEdge project (Oziel et al., 2019). All measurements were made on typical landfast sea ice a few hundred meters around an ice camp (same location for both years). In 2015 the ice was very smooth whereas in 2016 the ice surface was disturbed with small reliefs and ridges because of an early break up in December 2015. Surprisingly, as melt ponds formed, vestiges of this early break up could be seen on picture taken from a drone (Figure 1.2d). The period chosen for sampling corresponds to the snow melting period. Complete snow melt-out and pond formations were only observed in 2016. A meteorological station was set close to the ice camp and provided continuous measurements of 2-m air temperature and of snow thickness (Oziel et al., 2019).

1.4.2 Albedo measurements

Albedo measurements were performed with a custom-built radiometer (Solalb, developed at IGE following Picard et al. (2016b)). Light was collected using a cosine collector and guided through an optical fiber to a spectrometer (Maya 2000 PRO, Ocean Optics). Irradiance was measured at wavelengths ranging from 300 to 1100 nm, with a 3 nm resolution. More details about the cosine collector can be found in Picard et al. (2016b). The cosine was fixed at the end of a 3-meter aluminum pole which rested on a tripod 70 cm above the surface. At the other end, the operator manually controlled the arm and triggered the spectrometer. The horizontality was ensured by the operator within less than 0.3° using an electronic inclinometer mounted next to the cosine collector. Albedo determinations required two sets of measurements for reflected and incident light. Measurements of upwelling and a downwelling irradiance were made sequentially using the same cosine collector with the pole being manually rotated by 180° . 10 spectra are automatically acquired for each measurements (upwelling and downwelling). No absolute or relative calibration was needed, but measurements had to be made under steady incident light conditions during the 30 s of the process, which seldom strictly prevailed during the Arctic spring. The setup therefore

included a reference photodiode to measure light fluctuations at all times for subsequent correction. For both upwelling and downwelling irradiance measurements, the integration times was automatically adjusted in order to optimize the signal to noise ratio. A single operator could manage the entire process including albedo measurements along linear transects.

1.4.3 Snow physical properties

Here, snow physical properties refer to temperature, snow grain shape and geometric size, SSA and snow density. We first identified the main stratigraphic layers by visual inspection. For each layer, the average snow grain size and shape were determined using a hand lens. Snow temperature was measured at several depths from the bottom of the cover to up to 10 cm beneath the surface. Freeboard was reported when negative (when sea level was above the interface between snow and sea ice). The vertical profile of snow density was measured using a 100 cm³, 3 cm high box cutter. The collected snow sample was weighted using an electronic scale. According to Conger and McClung (2009), this method allows snow density measurements with an uncertainty of 11%. The main uncertainties concern the real volume extracted by the cutter depends on the type of snow. The density of superimposed ice layers was also measured when it was possible. Finally, vertical profiles of SSA were determined from the snow IR reflectance using the DUFISSS instrument (Gallet et al., 2009). Briefly, DUFISSS measures the albedo of a cylindrical snow sample 63 m in diameter and 25 mm thick at 1310 nm with an integrating sphere. The SSA is deduced from the albedo using a polynomial relationship. The correction concerning the determination of SSA of wet snow introduced by Gallet et al. (2014b) was not applied in this study because it did not induce significant changes on albedo simulations at the end. Uncertainty in SSA determinations is 10% under good conditions (Gallet et al., 2009). Melting can occur if the sample is not handled fast enough, which leads to a lowered SSA value. That is a recurrent issue we had to deal with after melt onset. Special care was taken to keep every sampling tools as cold as possible, for example by placing instruments in bottom snow layers when the surface was melting.

1.4.4 Sampling Protocol

Data presented in this study were collected either in snowpits or along transects. Snowpits : Albedo was measured first since it requires a pristine area. A minimum of 3 measurements were made depending on sky conditions and light variations. All of them were performed facing the sun to avoid any shadow from the operator and the equipment. All

stratigraphic measurements were carried out along a one meter long shaded trench. Our objective was to conduct all samplings at the same place in order to fully characterize physical and optical properties of the snow at each station. One or two snowpits (requiring three hours of work each) were sampled each sampling day. Fewer snowpits were sampled in 2016 (10 versus 35 in 2015) because the snowpack was already ripe (i.e isothermal at 0°C and melting throughout) before sampling operations. Snowpit locations were randomly chosen around the ice camp. Particular efforts were made to sample the widest range of snowpack depth possible in order to catch spatial variability. Transects : Albedo was also measured every 5 m along transects (from 100 m to 150 m long) in order to catch the spatial variability. All the equipment was placed on a sled to make the transport of equipment easier between each measurement station.

1.4.5 Data processing

Upwelling and downwelling irradiance raw acquisitions require several processing steps before the albedo can be obtained. During the field campaigns, spectra were visually checked at the end of the sampling day. Unrealistic data, based on qualitative criteria, were rejected. The first step of processing was to remove the systematic offset in both acquisitions caused by dark current and stray light effects. This offset was approximated for each acquisition as the mean signal at low wavelength (between 200 nm and 260 nm), because there is no incoming photon in this wavelength range. Dark current was assumed to be constant over the entire wavelength range. Then, spectra were divided by their corresponding integration time. Our cosine collectors have been previously characterized on an optical bench in order to assess their exact angular response (Picard et al., 2016b). This angular response was then used to correct the upwelling irradiance measurements depending on the sun zenith angle (SZA) during the acquisition. We excluded any acquisition for which the reference photodiode signal varied by more than 2% between the upwelling and downwelling irradiance measurements. Below 2%, spectra were rescaled using the reference photodiode signal assuming that changes in incident light were equivalent over the entire wavelength range. After all these steps, albedo was calculated as the ratio of upward to downward irradiance. Each upward and downward spectrum is the result of the averaging of a set 10 spectra. Albedo spectra were finally smoothed using a low-pass filter. For each measurement site, it was checked that all spectra correctly overlapped before being averaged. For the 2015 dataset, the average standard deviation of all integrated albedos (over the 400-1000 nm wavelength range) measured at each snowpit is 0.3% with a maximum of 1%. Thus, in most cases, it is

reasonable to assume that the precision on albedo measurements is below 1%.

1.4.6 Radiative transfer modeling

Albedo numerical simulations were performed using the Two-stream Analytical Radiative TransfEr In Snow (TARTES) model (Libois et al., 2013). Briefly, TARTES uses the delta Edington approximation (Jimenez-Aquino and Varela, 2005) in a layered plane parallel snowpack. Each layer is characterized by an average SSA and density. TARTES solves the radiative transfer equation at all depths. For our analysis, only albedo will be presented. Calculations were made using the ice refractive index presented by Picard et al. (2016a). Issues regarding the occurrence of impurities in snow are not addressed in this study since we focus on results at wavelengths (NIR) where impurity effects can be neglected (Warren and Wiscombe, 1980) in comparison with snow SSA effects (Bohren and Barkstrom, 1974). The underlying sea ice is not modeled, only its albedo (measured on the field) is specified at the bottom of the snowpacks. Albedo depends on solar zenith angle and cloud cover, but a fully diffuse radiation is equivalent to a direct radiation with a SZA of $\sim 50^\circ$ (Warren, 1982). In our case, SZAs are between 47° and 57° , therefore simulations were performed considering a diffuse radiation (SZA of 53° in TARTES). Doing so, the maximal error on albedo is ~ 0.01 at 1000 nm. The use of TARTES allows the calculation of albedo on a wide wavelength range which makes possible the assessment of broadband albedo and total energy absorbed by the sea ice-ocean system A , in W . Both were calculated as follows :

$$\alpha = \frac{\int_{300}^{3000} \alpha_s(\lambda) I(\lambda) d\lambda}{\int_{300}^{3000} I(\lambda) d\lambda} \quad (1.1)$$

$$A = \int_{300}^{3000} (1 - \alpha_s(\lambda)) I(\lambda) d\lambda \quad (1.2)$$

where α_s is the spectral albedo calculated with TARTES over the 300-3000 nm wavelength range and $I(\lambda)$ is the spectral solar irradiance in $W m^{-2} s^{-1}$. The solar irradiance spectra was calculated with SBDART, it is representative of solar irradiance observed in Qikiqtarjuaq on June 1st at 12 :00 under typical atmospheric conditions of Arctic spring on snow covered areas. The date of June 1st was chosen as the median of albedo measurements dates. The corresponding total wavelength integrated irradiance for this date is $784 W m^{-2}$ and it increased from 740 to $800 W m^{-2}$ along the sample period mainly through the decrease of the solar zenithal angle (from 47.79° to 43.66°). Only one solar spectrum was used since the aim of the study was not to investigate absolute radiation and energy budget, but

rather broadband albedo which only depends on the spectra variations of the radiation, not the absolute value.

1.5 Results

1.5.1 General evolution and meteorological conditions

Surface conditions changed drastically during both sampling campaigns as depicted in Figure 1.2. From the first day of surface melting, it took approximately one month for the snowpack to melt entirely. As previously observed by Perovich et al. (2002) and by Nicolaus et al. (2010), as the melting season progressed sea ice surface became darker and spatial variability increased. The time evolution of albedo at 500 nm and 1000 nm are presented in Figure 1.3 and, similarly to Perovich et al. (2002) and Nicolaus et al. (2010), this evolution clearly shows four main stages confirming visual observations in the field. These phases are defined below.

Phase I : Cold, dry snow (from the first sampling day on May 13 to 24 in 2015). Sea ice was covered by a dry winter snowpack that had not experienced any melting event. Air temperature increased during this phase but remained below 0°C (Figure 1.4). A significant snowfall event associated with strong winds occurred before the first sampling day in 2015 (May 8 and 9), building a fresh snow layer at least 10 cm-thick. Temperature in snow was first colder at the surface, or at least at mid-depth, (-6.2°C) than at the bottom-most layer where temperatures remained fairly steady between -5°C and -4.5°C in the day time. The subsequent increase in air temperature reversed the temperature gradient within the snow during this first phase.

Phase II : Surface melting (May 25 to June 11 in 2015 ; from the first sampling day on May 19 to June 9 in 2016). This phase started with the first surface melting event which coincided with the first positive air temperature in 2015 (Figure 1.4). Coarse rounded grains and wet grains appeared and albedo decreased in the infrared (Figure 1.3). Air temperature fluctuated around 0°C and several snowfalls were observed both years (Figure 1.4, snowfalls specified only for 2015). Moreover, the weather was cloudier than during the previous phase and heavy fogs were more common in the early morning. These meteorological conditions persisted in the next phases. Overall, snow temperatures gradually increased until the 0°C isothermal state was reached.

Phase III : Ripe snowpack (June 12 to the last sampling day on June 16 in 2015 ; June 10 to June 17 in 2016). At this stage, the snowpack was at the melting temperature and

comprised entirely of rounded polycrystals. This phase is characterized by a decrease in albedo over the visible range for the first time of the season (Figure 1.3 and 1.5). Snowpack thickness decreased very quickly until melt-out (4 days in 2015, 7 days in 2016) .

Phase IV : Melt pond formation (June 18 to the last sampling day on June 26, 2016). Snowpacks gave way to a mixture of bare ice and melt ponds. The transition between snow cover and bare ice was progressive, because the ice surface was granular and looked similar to the large wet grains observed in the ultimate stages of snow melt. As previously observed, sea ice was first rapidly flooded by extended shallow ponds before they drained and got their final shape. During our last sampling day in 2016, June 25, a cooling event associated with snowfall temporally froze the ponds (Figure 1.2F) and increased albedo (Figure 1.3).

1.5.2 Snow stratigraphy and physical properties

Only physical properties sampled in 2015 are presented here because they cover the main first three phases, unlike in 2016.

Phase I : Cold, dry snow. The observation of 15 snowpits during this phase revealed a dominant stratigraphy composed of three or four main layers. Snow grain types (and main layers) are presented in Figure 1.5, vertical profiles of SSA and density are presented in Figure 1.6 with average values in Table 1.1. The bottom-most layer (layer I), in contact with the underlying sea ice, was indurated depth hoar formed from a wind slab (Domine et al., 2016; Sturm et al., 2008), as evidenced by the presence of depth hoar crystal embedded in a matrix of small rounded grains, and confirmed by its high density of $372 \pm 51 \text{ kg m}^{-3}$. Its SSA was 8.9 ± 4.4 , typical of depth hoar, whether indurated or not (Domine et al., 2016). Generally the upper part of the snowpack consisted of a layer of indurated faceted grains (layer II) with average SSA of $12.1 \pm 1.8 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and average density of $409 \pm 40 \text{ kg m}^{-3}$, topped by a wind slab layer (layer III) made of rounded grains characterized by significantly higher SSA values, $33.4 \pm 2.6 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and lower density $276 \pm 38 \text{ kg m}^{-3}$. Occasionally a layer of dendritic crystals or fragmented particles could be observed at the surface (layer IVa). The highest SSA values were recorded in this layer, $49.3 \pm 5.9 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ on average (see dark red areas at the surface in Figure 1.6a). Moreover, sublimation crystals (Gallet et al., 2014a) sometimes formed at the surface of the snowpacks. Figure 1.6 also shows a significant dichotomy in both profiles with layers I and II characterized by lower SSA and higher density than layer III. Moreover SSA in layer III gradually decreased over time. Overall, snow depth ranged from 15 cm to 54 cm. Snow dunes were studied on May 19, 22, 23, 29 and June 4. They corresponded to deeper snowpacks, and were composed of layers

I and II only. Furthermore, layer II could be divided into two distinct layers of indurated faceted crystals which showed highest densities values, up to 500 kg m^{-3} , topped by a wind slab. All this information is shown on vertical profiles in Figure 1.5. Smaller features like sastrugi (Figure 1.2a) and barchan dunes were currently observed along the sea ice before melt onset. Freeboard was always positive during phase I.

Phase II : Surface melting. First melting was observed on May 26, one centimeter below the surface and coincided with a low SSA layer at that depth (see Figure 1.6). Overall, surface melting was characterized by the formation of a layer of rounded polycrystals (layer Va) of low SSA ($10.6 \pm 4.1 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$). Additionally, as melting conditions persisted this layer got thicker and its SSA kept on decreasing to a minimum of $2.6 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ on June 13 (phase III). The alternation of negative and positive temperature during night and daytime subjected the surface of the snowpack to a diurnal cycle. During daytime, at the surface, bonds between snow grains melted leading to the observation of wet clustered rounded grain which partially (at least near the surface) froze during the following night forming again dry rounded polycrystals and often a thin layer of melt-freeze crust at the surface. Several snowfalls deposited a new fresh snow layer covering layer Va (Figure 1.5), which then quickly metamorphised. Fresh snow tended to accumulate in depressions instead of on top of dunes. Melting and subsequent refreezing increased cohesion between snow grains which totally stopped erosion of snow by wind and therefore its transportation. As the weather became cloudier, a thin layer of surface hoar or needle crystals deposited during the night were regularly observed at the beginning of the day before it rapidly melted. The underlying snow layers I and II, unaffected by surface melting, remained nearly unchanged (with SSAs of $10.6 \pm 4.1 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and $13.8 \pm 6.9 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and densities of $370 \pm 26 \text{ kg m}^{-3}$ and $418 \pm 51 \text{ kg m}^{-3}$ for layers I and II respectively). SSA of layer III ($24.7 \pm 4.3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) kept on decreasing during phase II (Figure 1.6) until it had completely transformed into wet grains (phase III). Ice layers within the snowpack were first observed on May 29 and became more and more common, to the point that they were present everywhere at the end of phase II and several of them could be found in the same snow column. Two main processes of formation were observed : first, melt-freeze crust formed from the melted surface layers that were buried under new snow and then consequently froze within the snowpack. Secondly, water percolating from water-saturated layers froze lower in the snowpack to form ice lenses in layer III (first appearance on June 6). As melt became more intense, water reached the interface between layer III and II where it stopped its downward percolation (snow grains are larger in layer II than in layer III) and froze. Liquid water did not go deeper

than this interface because capillary forces in layer II were weaker than in layer III due to the discontinuity in snow grain sizes in both layers. After June 4, freeboard was regularly negative, likely due the increasing mass of snow at the surface but also due to bottom ice melt which may not be excluded caused by influx of warmer ocean water.

Phase III : Ripe snowpack. At this stage, the snowpack was only composed of coarse rounded polycrystals with the lowest SSA values recorded ($4.6 \pm 1.2 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ in average), it was isothermal (at the freezing point) and its thickness decreased rapidly afterward. Contrary to 2015, a layer of liquid water, up to 10 cm thick, was found nearly everywhere between the ice and the snowpack before snow melt-out in 2016. That layer is likely the result of the imbalance between the rapid input of snow melt water and the low drain capacity of sea ice rather than the result of a negative freeboard (Perovich et al., 2002).

1.5.3 Spectral Albedo

All albedo spectra from the 2015 and 2016 field campaigns are summarized in Figure 1.7. They are displayed by phase in order to better illustrate their corresponding specific spectral signatures. Mean albedo values at 500 nm and 1000 nm are specified in Table 1.2 for each phase.

Phase I : Cold, dry snow. Highest albedo, 0.97 ± 0.01 at 500 nm, were measured above cold winter snow (Figure 1.3 and 1.5). Values slightly decreased along this phase almost only in the infrared from 0.80 to 0.70 at 1000 nm. Spatial variability was low and the lowest albedo, 0.65 at 1000 nm, was recorded only above snow dunes, where fresh snow did not accumulate.

Phase II : Surface melting. Following the onset of wet snow metamorphism at the surface, albedo declined mostly in the infrared down to 0.45 at 1000 nm while it remained high in the visible (0.95 ± 0.024 at 500 nm). Figure 1.3 shows large variations in albedo (1000 nm), in particular sudden increases are observed after snowfall (May 28 and June 3, 2015, for instance). These increases brought back albedo to values observed in phase I. Despite the wider range of albedos presented in Figure 1.7, spatial variability did not evolve during phase II because changes in snow SSA were homogeneous over the sea ice surface.

Phase III : Ripe snowpack. Darker patches were observed (Figure 1.2c) as snow thickness declined. These observations were confirmed by spectral albedo measurements. Reflectance decreased in the visible range, from 0.95 to 0.65 at 500 nm, while comparatively it remained steadier in the infrared, 0.43 ± 0.042 at 1000 nm (see Figure 1.7). In Figure 1.3, the albedo ranges in the visible are getting wider over time showing that space variability appeared

in this phase and amplified as snow thickness decreased. This spatial variability in albedo followed spatial variability in snow thickness. Albedo in the visible was lower above thinner snowpacks, and vice versa.

Phase IV : Melt pond formation. The transition between phase III and IV was ambiguous because melt ponds appeared suddenly while snow patches were still remaining. The albedo decreased over the whole spectral range (Figure 1.3 and 1.5) down to 0.74 and 0.25 at 500 nm and 1000 nm respectively over bare ice, and 0.32 and 0.06 over melt ponds (see spectra in Figure 1.7.b). Spatial variability was maximal during this stage. The cooling event that brought less than one centimeter of snow temporarily enhanced albedo (see Figure 1.3, June 25). This increase was relatively larger in the near-infrared.

1.5.4 Albedo Modeling

Albedo simulations were performed in order to first assess the relevance of the snow properties dataset for radiative transfer modeling purpose and secondly to quantify the importance of the albedo dependence on the snow surface properties and on snow depth. Albedo was simulated for each snowpit using vertical profiles of SSA and density (as presented in Figure 1.6) as inputs in the TARTES model. Only data from the 2015 campaign are presented since this dataset is more comprehensive and cover the three first phases nearly entirely. As shown in the previous section, snow grain size impacts albedo mostly in the near infrared while the impact of snow thickness is mainly observed in the visible. Thus, both measurements and simulation results are compared only at 500 nm and 1000 nm, they are presented in Figure 1.8 and summarized in Table 1.3. Figure 1.8 also shows (star markers) simulations using a hypothetical infinite snowpack with the same physical properties as the snow surface. As shown in Figure 1.8 and in Table 1.3, two types of errors can be identified. First, the spectral albedo is slightly overestimated at every wavelengths by TARTES along the sampling period. The bias is nearly constant at 500 nm (1.3%) during the whole season with a standard deviation (STD) of 0.09. At 1000 nm, the bias is slightly larger (2.0%) and is much more variable along the season (STD of 7.8). Simulations with SSA reduced by 20% (see Figure 1.8 and Table 1.3), larger than the expected uncertainty, is not sufficient to offset the bias which is lowered to 1.0% at 500 nm. Therefore we can reasonably believe that the bias comes from our albedo measurements rather than from a systematic error on SSA. Following [Wright et al. \(2014\)](#), shadows from the operator and material devices may account for around 50% of this bias, reducing the reflected irradiance by 0.004% to 0.007%. In addition, impurity content within the snow may have also lowered albedo in the visible

range. Using the same dataset, Verin et al. (in prep) observed a significant amount of mineral dust and soot that significantly enhanced absorbance within the snowpack. This issue is, however, not addressed in the present study because snow thickness and snow grains size are the main focus. Occasional errors, are however found (more distinctive at 1000 nm) mostly during and after phase II. These errors may be due to erroneous measurements of snow properties due to warmer temperature, much larger than 20% on SSA, and by an inappropriate vertical resolution in sampling (every 1 cm near the surface for SSA). As mentioned in section 3.2, snow properties at the surface changed rapidly during phase II increasing the number of different layers in the first centimeters of the snowpack. However, snow albedo does not only depend on the surface properties but on the properties of the whole surface layer. The thickness of this layer (h) is related to the light penetration depth (itself a function of wavelength and snow physical properties). In order to quantify h , TARTES was used to simulate albedo of hypothetical snowpacks composed of a surface layer lied on a semi infinite snowpack. Simulations were made at 1000 nm with SSA comprised between $5 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and $58 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and with constant snow densities set to 350 kg m^{-3} for both layers. The thickness of the surface layer was incremented for each couple of SSA until the albedo was fully explained by the surface layer only with an absolute error of 0.01. The results of these simulations are presented in Figure 1.9 where h is given for any couple of SSA. They show how determinant the very surface of snow is for its albedo. For snow conditions close to what was observed in phase II (frost or fresh snow with higher SSA $\rho_s \geq 20 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ than underlying layers $\rho_s \leq 5 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) then h is given to be at least 8 mm. This means that in this case a centimeter sampling resolution may not be sufficient to correctly model the albedo at 1000 nm. Both, erroneous measurements of snow properties and inadequate sampling resolution may explain the increase of the deviations during phase II between simulations using only the uppermost layer and those using the entire snowpack (star and gray dot markers respectively in Figure 1.8b). The agreement were better during phase I, which suggest that snow properties were more homogeneous vertically. Note that these observations are only valid for a wavelength of 1000 nm and that h decreases inversely related to the wavelength. TARTES was also used in order to illustrate how the albedo varies with snow thickness above bare ice and slush layers at different wavelengths, results are shown in Figure 1.10. Albedo spectra of bar ice and melt pond (as shown in Figure 1.7d) were used as soil albedo in TARTES. The objective is to illustrate the albedo decrease in the visible leading to spatial variability as observed in phase III. SSA and density were respectively $3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and 400 kg m^{-3} . For both simulations, albedo decreases first exclusively at shorter wavelength

as snow thickness decreases. The decline is more significant if the underlying layer is darker. Reflectance at 1000 nm remains constant as long as snow is thicker than 4 cm above a layer of liquid water. Lower values of SSA and density would increase the snow thickness required for the albedo to begin to decline. Albedo measurements at 500 nm and 1000 nm are represented in Figure 1.10, by dots and squares, respectively. They show that albedo decreases with decreasing depth, mostly in the visible range, as it was theoretically predicted. The variations observed at 1000 nm are more likely the results of the SSA evolution through time rather than the effect of the thinning of the snowpack. Figure 1.11 shows the evolution of broadband albedo and total solar energy input in sea ice calculated using albedo simulations presented in Figure 1.8. Results in phase III are not reliable because corresponding albedo simulations deviate from measurements as mentioned previously. Broadband albedo reached a maximum of 0.87 during phase I and a minimum of 0.77 at the end phase II inducing an increase of the solar input from 100 W m^{-2} to 177 W m^{-2} under light conditions defined in section 2. The succession of snowfall and melting episodes caused significant variations in solar radiation transmitted to sea ice. The layers of fresh snow reduced the energy input by approximately 20 W m^{-2} on May 30 and from June 8 to 10 (-16% and -11%). While, on the other hand, the rapid metamorphism of the snow resulted in an increase in solar input of 45 W m^{-2} from May 30 to June 1st and from June 4 to 6 (+43% and 35%).

1.6 Discussion

The previous section exposed the evolution of physical properties and albedo of snow. It also showed our capability to retrieve these albedo by radiative transfer modeling using collected snow properties. In particular, comparisons between simulations and albedo measures show less agreement in phase II than in phase I. In this section we aim to first reconstruct the main steps of formation of the snowpacks observed during samplings. Then secondly, the strong temporal variability of albedo in phase II due to changes in snow properties affecting the very surface of the snowpack is discussed as well as the limitations of our measurement protocol intended for radiative transfer modeling.

1.6.1 Snowpack formation

The snowpacks that were observed during the two melt seasons were the results of several month of formation and evolution since the first snowfall over the new sea ice in fall. Snow metamorphism is driven by meteorological conditions, mostly wind and air temperature in winter. Snow physical properties that were sampled carry the signatures of the past

conditions and therefore can be used to reconstruct the main stages of the formation of the snowpacks. The basal layers I and II were formed first. Their constitutions, indurated depth hoar and faceted crystals formed from wind slabs, show that they have experienced metamorphism under high temperature gradient, typical of Arctic conditions, greater than 50°Cm^{-1} and perhaps reaching $200^{\circ}\text{Cm}^{-1}$ (Domine et al., 2016). They are characterized by low SSA, always below $14\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ (Table 1.1), which clearly contrast with SSA of the upper layer III (see Figure 1.6) which are above $24\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ in phase II and even greater in phase I. Using the law of decay of SSA under temperature gradient conditions introduced by Taillandier et al. (2007) we found that between 38 days to 62 days were required to observe SSA below $12\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ under various plausible initial conditions (snow temperature from -20°C to -5°C and initial SSA from $50\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ to $70\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$). However, these figures could be reasonably inflated because our snow densities are greater than those used by Taillandier et al. (2007) (300 kg m^{-3}), knowing that metamorphism is less efficient in denser snowpacks (Flanner and Zender 2007). In addition, data from the meteorological station shows that no significant snowfalls were recorded between mid March and the May 8-9 events (records presented in Figure 1.4 begins on April 1st). Therefore we can reasonably advance that layer I and II formed before March 15 and also that layer III and IVa formed after to the snowfall episode of May 8-9. Layers I and II also contrast with their high snow density, around 370 kg m^{-3} for layer I and 410 kg m^{-3} for layer II, typical of indurated layers formed from wind slabs (Sturm et al., 2008). In addition, layer II may have gotten denser over time because of vapor condensation coming from layer I (Domine et al., 2016). Comparatively layer III which is less dense (276 kg m^{-3}) would have formed under relatively lower winds even though occasional wind speeds above 10 ms^{-1} were recorded on May 8. One other observation may also confirm this hypothesis, the five dunes that were studied show specific characteristics leading us to believe that they were formed under strong wind events. These dunes were mainly composed of layer I and II characterized by low SSA and high density. In all these five cases, layer II could be clearly subdivided into two layers. One is composed of faceted grains with SSA of $10\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ (layer IIa) and a density of 475 kg m^{-3} topped by a windslab of SSA of $17\text{ m}^2\text{ kg}^{-1}$ and density of 450 kg m^{-3} (layer IIb). For the same reasons as previously mentioned, these layers were likely formed before March 15. Moreover, layers IIa and layers IIb were formed during two events that were distinctive because boundaries between them were very well defined between 15 - 27 cm deep. Note that these boundaries were not clearly observed in the thinner layers II of conventional snow pits. At this stage, using Figure 1.6, we can retrieve snow thickness before layer III formed in May. This reveals

that thin snowpacks 10 cm thick and high dunes between 40 cm and 55 cm thick were present at the same time along the sea ice. This high variability in snow depth and such high densities make us believe that these dunes were in fact whaleback dunes that usually formed under very strong winds (15 ms⁻¹) as described by Filhol and Sturm (2015). From all this information we can assume that the snowpack followed three main steps of formation before the sampling period : 1- A first snowfall accompanied with strong winds formed a highly variable snow cover in term of thickness with the presence of prominent whaleback dunes. 2- Subsequent snow falls, before March 15, formed other layers on the whaleback (layer IIb) and elsewhere. Gradient metamorphism acted all the time leading to indurated depth hoar from basal dense windslab and to faceted grains in intermediate layers. 3- Layer III formed later in May 8 - 9 few days before sampling operations and therefore was still characterized by large SSA values.

1.6.2 Albedo and surface evolution

The results concerning the overall evolution of albedo confirmed previous observations (Perovich et al., 2002; Grenfell and Perovich, 2004; Nicolaus et al., 2010; Gallet et al., 2017). First high in winter albedo gradually decreased, mainly in the near infrared, after melt onset as snow grains coarsened at the surface until the snowpack completely vanished. Albedo was affected by synoptic weather, such as rain and snowfall events. Snowfalls appeared to be common during melting. They suddenly and temporarily increases the albedo, substantially delaying melt-out. Our observations of two melt seasons near Baffin Island including numerous spectral albedo measurements and observations of detailed physical properties suggest that a new main relevant phase may be distinguishable : phase III. This phase is characterized by spectral albedo signatures and a typical snow stratigraphy. The snowpack was completely ripe and composed of clustered rounded grains and melt-freeze crusts which strongly enhanced the light penetration depth especially at lower wavelengths. As a result, the albedo decreased for the first time in the visible as a function of both snow thickness and optical properties of the underlying surface (Figure 1.10) rather than as a function of snow grain size (phase I and II). This observation was also made by Grenfell and Perovich (2004) and Pirazzini et al. (2006), but they did not mention this strong spectral signature because they used broadband albedo rather than spectral albedo. Albedo spatial variability increased and the sea ice surface became patchy following snow depth variabilities. These fundamental changes in stratigraphy should also have strong effects on other aspects of the energy budget of sea ice. As snow became more transparent to shortwave radiations, more

energy was able to be absorbed or transmitted through the underlying ice. Moreover, since the snowpack is isothermal the energy which is absorbed by the snow might be nearly exclusively used as latent heat, enhancing the melt rate and sublimation. After melt onset, most significant changes in albedo were the consequences of synoptic weather such as snowfalls. For example, on June 4 (Figure 1.8), only one centimeter of fresh snow was sufficient to increase the albedo by 0.20 at 1000 nm. Although at a lesser extent, albedo evolved all the time because snow conditions at the very surface changed all the time. These changes are due to the cooling of the air during the night which thus provokes light depositions of needle snow, the formation of surface hoar and the freezing of the uppermost layers. We observed an increase in albedo of 0.12 at 1000 nm on June 10 on a thin layer of needles. A SSA of $21.3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ was measured, but is likely underestimated because of hard sampling conditions that day. Gallet et al. (2014a) studied the effects of the formation of surface hoar and sublimation crystals on SSA on the Antarctic plateau. They observed an SSA increased from $33.3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ to $46.3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ over 24h leading to an albedo increase of 0.12. The daily melt-freeze cycling also affected the surface but as surface hoar we were not able to measure the effects on SSA. On June 6,8 and 15 we observed a decrease in albedo that coincides with the melting and the humidification of the very surface between the morning and the afternoon samplings but we can not ensure the exact origin of these changes. We think that large discrepancies between measurements and simulations on June 13 and 15 might be due to this daily cycling that we may not have captured with DUFISSS (reasons discussed below). These daily cycles have been studied by Pirazzini et al. (2006) and Meinander et al. (2008), they showed that diurnal variations of albedo are often larger than daily mean albedo differences between consecutive days. In the end, we can reasonably advance that daily variations in albedo can exceed 0.10 at 1000 nm as we observed after needle snow deposition.

1.6.3 Albedo modeling, limitations and suggestions

Occasional discrepancies between modeling and albedo samples pointed out in section 3.4 are probably the sum of measurements errors and inappropriate sampling resolution making them challenging to be fully identified a posteriori. Nevertheless, some hypothesis can be put forward concerning the largest errors on May 26, and June 4, 13 and 15. We found that artificially varying snow densities, even beyond expected uncertainty, had only little effects on albedo compared to the effects of varying the SSA. On May 26, the snowpit was performed during the afternoon, shortly after the snow began to fall. It is possible that the thickness of the uppermost layer of fresh snow that has been sampled for SSA

measurements was larger than the one present during the albedo measurement because of the delay separating both samplings (at least 1 hour). On June 4, 13 and 15, albedo simulations are well below measurements probably because SSA was underestimated due to warm conditions (see deviation between simulation and observation in Figure 1.8). Handling snow samples with tools that have been warmed by positive air temperature is sufficient to induce errors in the measurement. Furthermore, a recurrent underestimation was made when a thin (≈ 1 cm) surface layer of fresh snow, surface hoar, or refrozen polycrystals topped a layer of wet coarser grains as currently observed during the morning measurements. As measuring the SSA necessarily requires to slightly press a sample of snow into the 2.5 cm-thick DUFISSS container (using a piston, see Gallet et al. (2009)) the liquid water at the bottom of the sample may have altered the thin surface layer. That was the case on June 4 and 15 where the 1 cm thick surface layer was very challenging to sample for this reason. Figure 1.2e shows a cross section of snowpit 1 June 4, that illustrate this issue, one can clearly see the thin fresh snow layer lying on a layer of coarse wet grains. In summary, the results of simulations presented in Figure 1.8 and Table 1.3 show that physical properties that were measured explain the albedo variations during phase I of cold winter snowpacks well. The larger discrepancies appearing in phase II and III are isolated and mainly caused by erroneous SSA measurement and inappropriate vertical sampling resolution as discussed above. This highlights how important the very surface is in driving the albedo of the whole snowpack (Figure 1.9). Snow stratigraphy, like the one depicted in Figure 1.2e, needs special considerations because very different layers composed the first top centimeters. The main issue comes from the layer of wet grains that alters the SSA of the surface during DUFISSS operations. A solution could have been to sample each layer separately by gathering enough snow for DUFISSS containers while precisely measuring the thickness of each layer and to use a thinner snow box cutter for density sampling. But such a protocol would not have guaranteed better results in albedo simulations if any small spatial variability in snow was present in the field of view of the cosine collector.

1.7 Conclusion

Snow over sea ice has been intensively studied during two melt seasons in Baffin bay. These studies include spectral albedo measurements and vertical profiles of physical properties of snow that are relevant to radiative transfer modeling. The entire transition from cold and dry winter snow covers to ponded sea ice was recorded. Both years, albedo evolved following four main phases related to the conditions of the snow cover. During these phases,

Broadband albedo was first high, up to 0.87, over winter snow (phase I) composed of basal layers of indurated depth hoar and faceted crystals topped by one or several windslabs with sometimes a layer of fresh snow. Albedo gradually decreased in the near infrared as snow grain coarsened up because of surface melting (phase II). At some point, the snowpack was entirely ripe and isothermal, its thickness decreased faster and its albedo decreased in the visible range for the first time (phase III). This albedo behavior is due to the influence of the underlying darker sea ice as light penetration depth in snow increased. Spatial variability appeared and was directly linked to the snow thickness and optical properties of underlying media. Melt pond formed after snow melt-out during phase IV. Snow physical properties were used as inputs to a radiative transfer model in order to simulate the albedo. The comparisons between albedo measurements and simulations showed that our data was relevant to characterize the snow albedo as long as the uppermost snow layers remained homogeneous vertically as observed in phase I. After melt onset, the agreement is less good because of the increased number of different superimposed layers at the very surface and because of the greater difficulty to take SSA measurements under warm conditions. Overall, the simulations allowed to precisely link the impacts of both snow properties and snow thickness on the spectral variations of albedo. Before melt onset, SSA decreased with depth because deeper layers were older and thus subjected to snow metamorphism over a longer period. After melt onset, the SSA at the surface rapidly evolved, decreasing to less than $3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ within less than a day because of melting, or increasing to $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ because of snow falls, which temporarily enhanced the albedo to pre-melt levels and thus delayed snow melt-out. These changes in surface conditions had a significant impact on the total solar irradiance transmitted to the sea ice system. In particular, the rapid metamorphism of the snow could increase solar input by up to 43%. In addition, a diurnal cycle affecting the snow surface was observed and included formation of surface hoar, light snowfall of needles crystals during the night and freezing of the very surface. In a lesser extent than snowfalls, these cycles may have temporarily enhanced the albedo by up to 0.10 at 1000 nm before the surface metamorphised to wet clustered rounded grains during the day. Finally vertical profiles of SSA can be used to identify the main stages of the snowpack formation. Early-season conditions play an important role in inter-annual variabilities. In 2015, whaleback dunes were common and responsible for strong snow depth variability along sea ice while they did not form in 2016 resulting in a smoother snowpack. Such vertical profiles of physical properties is valuable for albedo modeling but for radiative transfer studies of the whole snowpack as well, and thus, will be used in further works to precisely quantify the importance of snow cover and its

impurity content on sea ice as controlling the light transmittance reaching the ocean upper column.

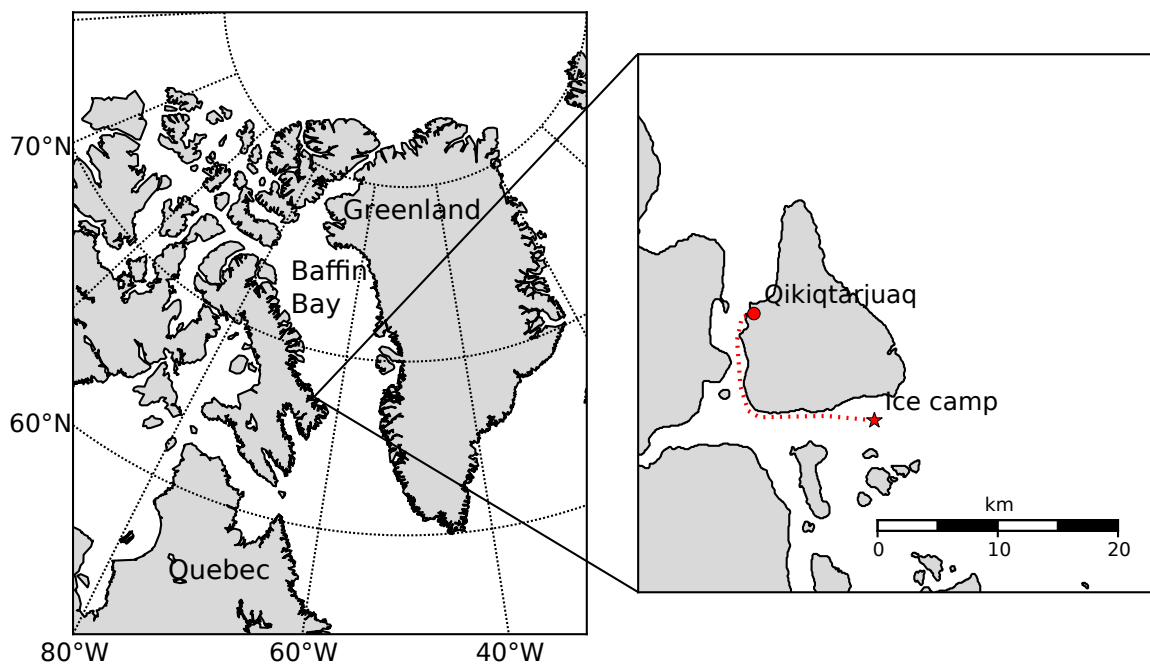


Figure 1.1 – Location of the measurement site close to Qikiqtarjuaq island ($67^{\circ} 33' 29''$ N, $64^{\circ} 01' 29''$ W), east coast of Baffin island, Canada.

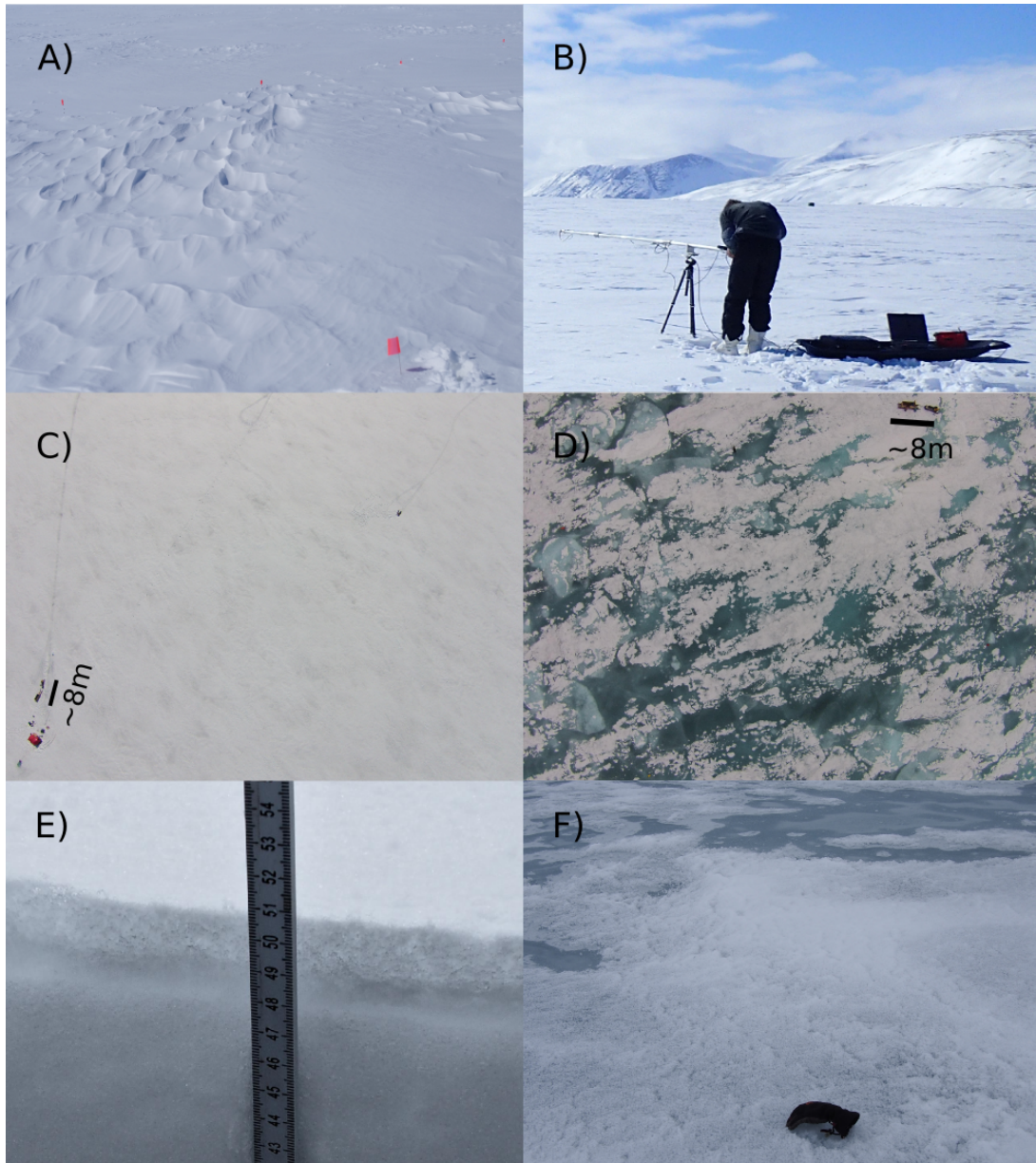


Figure 1.2 – Pictures of sea ice at different stages of the 2015 and 2016 melting season : A) dry snow cover, 26 May 2016, B) albedo measurement with Solalb (2015/05/19), C) snow melting, spatial variability begins to be observable (drone picture 2016/06/13), D) melt pond formation (drone picture 2016/06/25), E) Typical snow surface in phase II that was hard to sample, a thin layer (few millimeters of fresh snow covers a 1.5 cm thick layer of wet grains (2016/06/04 snowpit 1) and F) picture of refrozen melt ponds on June 18 (2016) covered by a thin layer of fresh snow ; glove for scale.

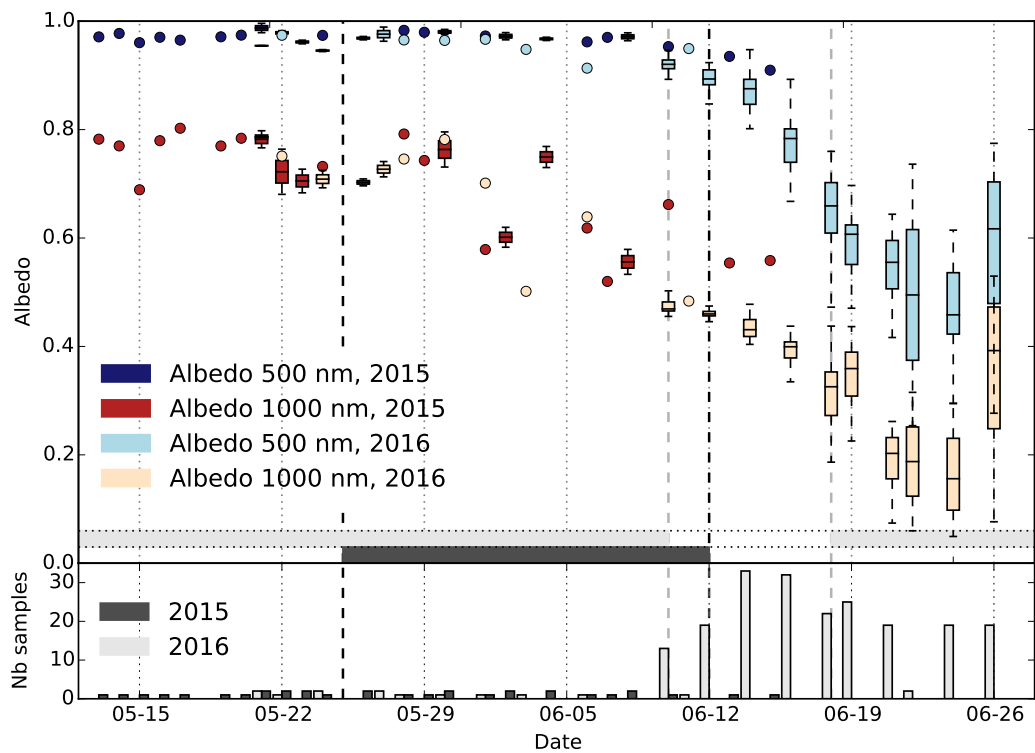


Figure 1.3 – Time evolution of albedo at 500 nm in blue and 1000 nm in red for the 2015 and 2016 field campaigns in darker and lighter colors respectively. Boxes are used if more than 1 measurement per day is available, colored dots otherwise. Main phases are specified by horizontal grey bars for both years (Phases I,II and III for 2015 and Phases II,III and IV for 2016). Gray bar graphs at the bottom represent the number of albedo measurements per day.

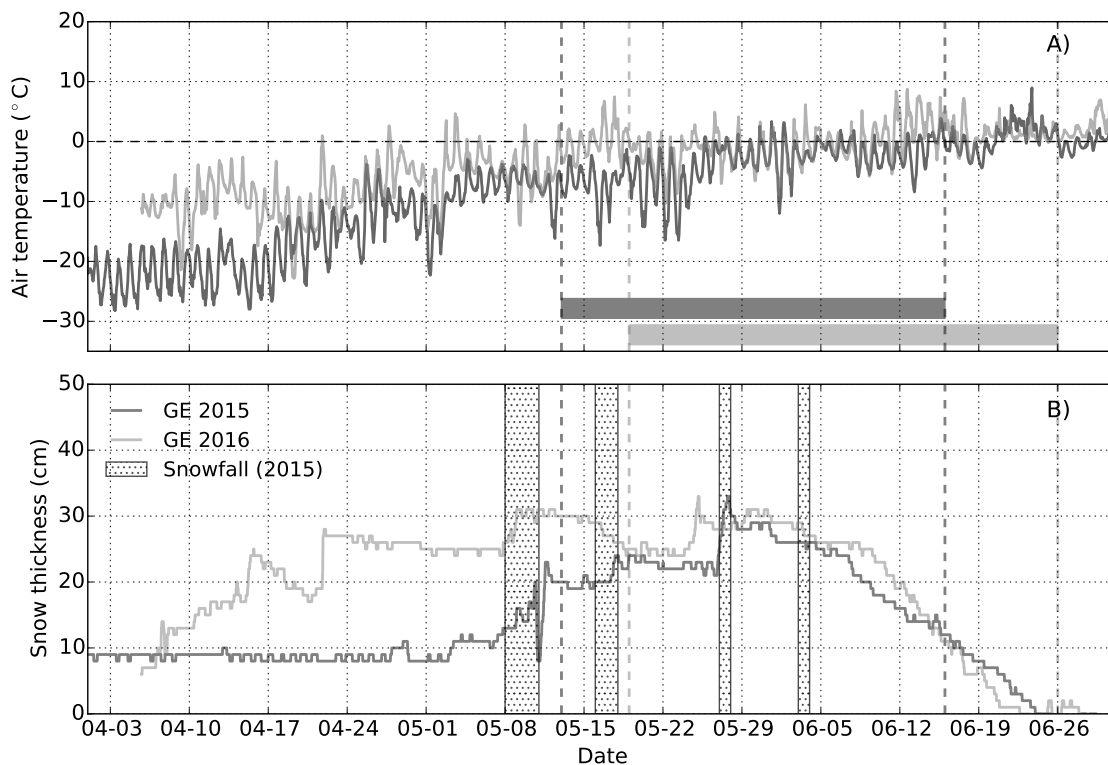


Figure 1.4 – Continuous measurements of the sea ice meteorological station. A) Time evolution of air temperature and B) snow thickness measured for GreenEdge 2015 (dark gray) and 2016 (light gray). Gray horizontal bars in (A) denote sampling period for both campaigns. Additionally, main snowfalls in 2015 are specified.

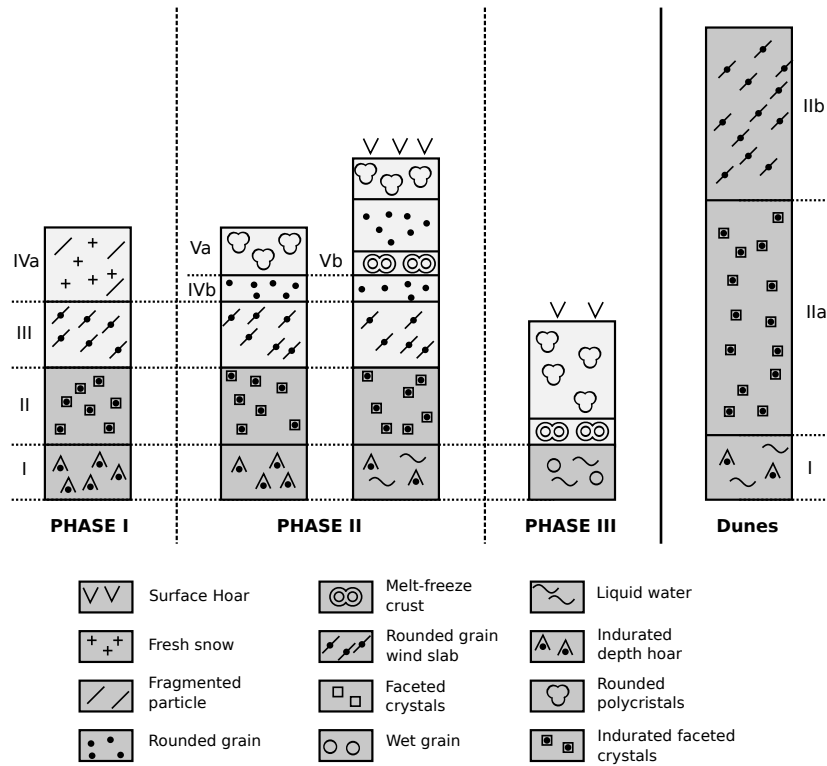


Figure 1.5 – Main stratigraphic layers observed for each phase and for snow dunes additionally. Color code is used to distinguish the two main layers according to their SSA values range : dark and light gray for low (layers I and II only) and high SSA values respectively. Vertical scale is not provided as snow depths were highly variable

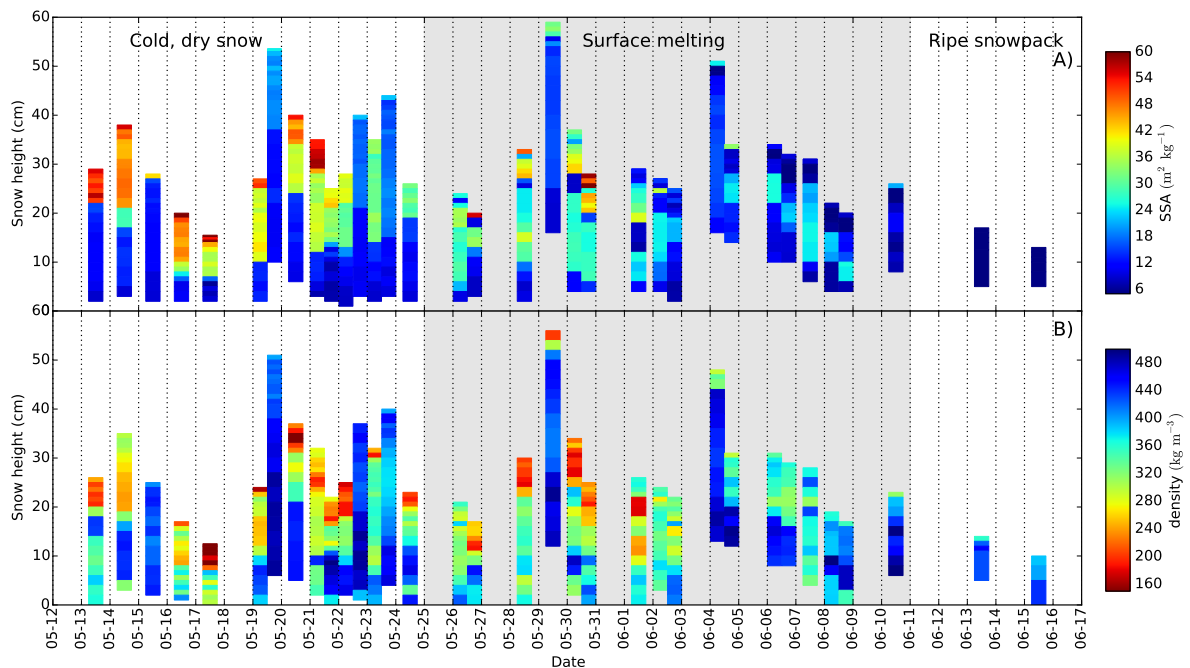


Figure 1.6 – Vertical profiles of SSA (A) and density (B) for each snowpit sampled in 2015. Snow elevation (in centimeters) on y axis, sampling dates on x axis. Phases I to III are specified.

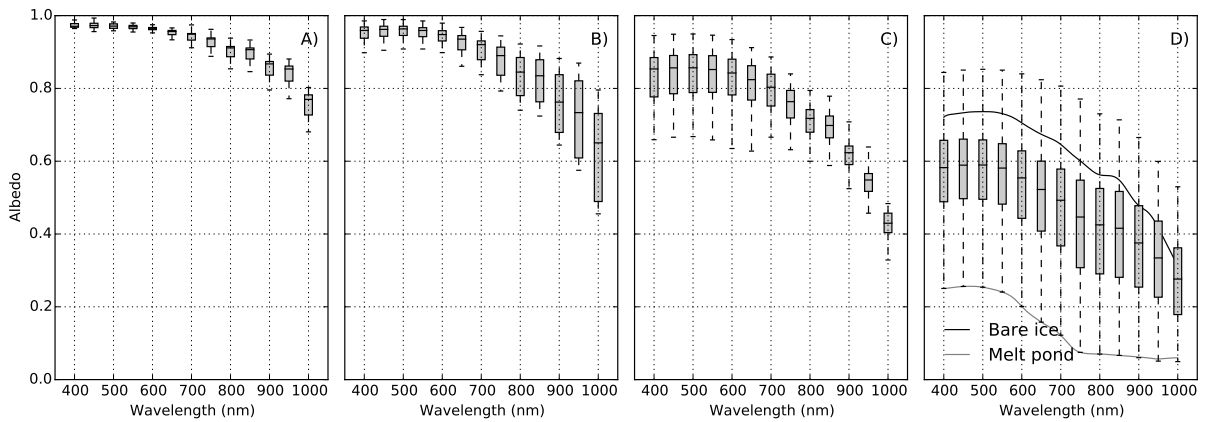


Figure 1.7 – Spectral albedo from 400 nm to 1000 nm for both years, represented with boxplot graphs and sorted by phases : A) cold, dry snow, B) surface melting, C) ripe snowpack and D) melt pond formation, here albedo over bare ice only and melt pond only are also shown.

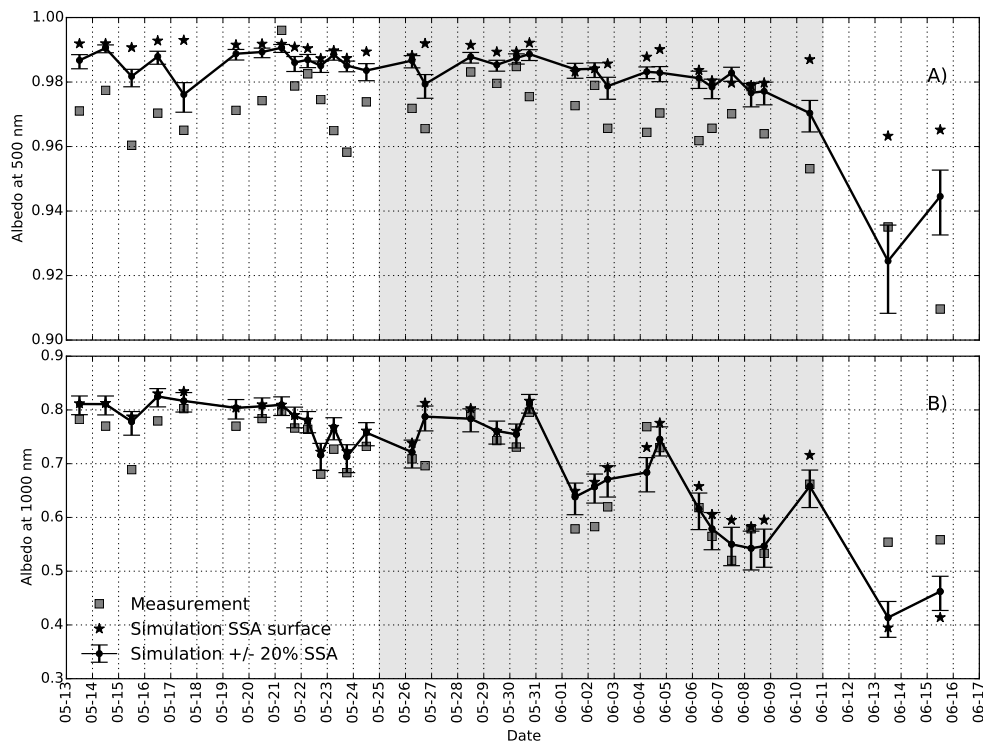


Figure 1.8 – Albedo measurements (black) and modeling (gray) at 500 nm (A) and 1000 nm (B) for each sampling station in 2015 (different scale in y axis). Error bars on both sides of simulation points represent results with SSA reduced and enhanced by 20%. Modelings of albedo using the surface layer of the snowpack only (extended as a semi infinite snowpack) are presented with star markers. The grey shaded area specifies the melting period.

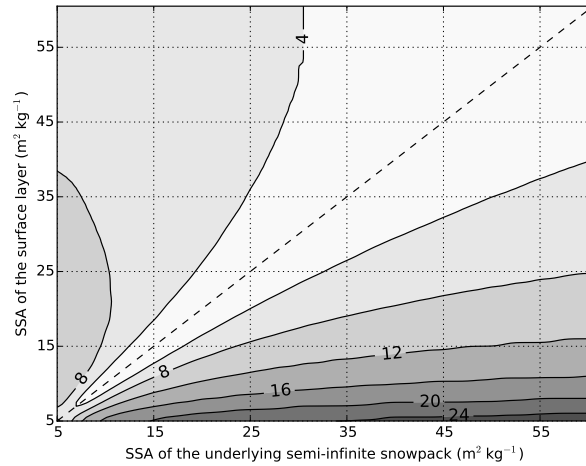


Figure 1.9 – Minimal depth (in mm) of a surface snow layer relying on a semi-infinite snowpack, which is required to fully explain the albedo at 1000 nm (error below 0.01). In other words, above this minimal depth the underlying snow layer has no influence on albedo. Results are given for various couples of SSA (from $5 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ to $58 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) at the surface and within the semi-infinite underlying snowpack. Snow density was set to 350 kg m^{-3} for both layers.

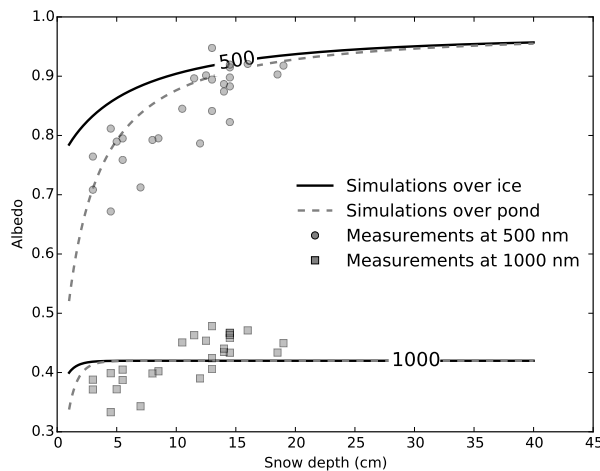


Figure 1.10 – Simulations of albedo with varying snow depths. Results are given at 500 nm and 1000 nm. Simulations were performed with a homogeneous snowpack, SSA of $3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ covering whether bar ice or a slush layer (solid and dashed lines respectively). Dots and square markers represent the data at respectively 500 nm and 1000 nm collected during phase III in 2016 along two albedo transects (June 13 and 15) where snow depths were also measured.

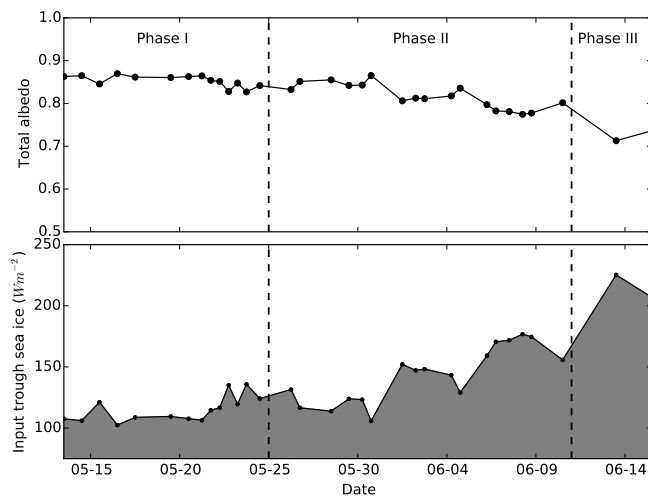


Figure 1.11 – Broadband albedo (top) and total energy transmitted to the sea ice system (bottom) in $W\ m^{-2}$, over the 2015 field campaign. Main phases are specified for each graph.

	Phase I		Phase II		Phase III	
	SSA	Density	SSA	Density	SSA	Density
Layer I	8.9 ± 4.4	372 ± 51	10.6 ± 4.1	370 ± 26		
Layer II	12.1 ± 1.8	409 ± 40	13.8 ± 6.9	418 ± 51		
Layer III	33.4 ± 2.6	276 ± 38	24.7 ± 4.3	340 ± 49		
Layer IVa	49.3 ± 5.9	260 ± 122	36.3 ± 18.7			
Layer IVb			35.0 ± 5.6	214 ± 14		
Layer Va			11.6 ± 5.6	346 ± 37	4.6 ± 1.2	406 ± 15

Tableau 1.1 – Average values of SSA and density and corresponding standard deviations for each phase (SSA in $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ and density in kg m^{-3}).

	Phase I	Phase II	Phase III	Phase IV		
				All	Ice	Pond
Albedo 500 nm	0.97 ± 0.01	0.95 ± 0.024	0.84 ± 0.073	0.57 ± 0.122	0.74	0.32
Albedo 1000 nm	0.75 ± 0.042	0.63 ± 0.121	0.43 ± 0.042	0.27 ± 0.120	0.25	0.06

Tableau 1.2 – Mean albedo and corresponding standard deviation at 500 nm and 1000 nm along each phase. In phase IV, measurement above ice and pond only (one station for each) are specified.

	All results	Phase I	Phase II	Phase III
Albedo at 500 nm	1.3 ± 0.9	1.4 ± 0.8	1.2 ± 0.6	2.3 ± 2.2
Albedo at 1000 nm	2.0 ± 7.8	4.4 ± 2.7	2.8 ± 6.0	-21.3 ± 4.0
Albedo at 500 nm, -20% SSA	1.0 ± 0.9	1.2 ± 0.8	0.9 ± 0.6	1.3 ± 2.3
Albedo at 1000 nm, -20% SSA	-2.3 ± 8.3	1.4 ± 2.6	-2.3 ± 6.3	-27.8 ± 4.2

Tableau 1.3 – Relative deviations between albedo simulations and measurements in percentages at 500,700 and 1000 nm, and corresponding standard deviations.

Impacts of snow impurities on sea ice transmittance

Sommaire

2.1	Résumé	44
2.2	Abstract	46
2.3	Introduction	47
2.4	Materials and methods	49
2.4.1	Study area	49
2.4.2	Stratigraphy and physical properties of snow	50
2.4.3	Optical measurements	50
2.4.4	Transmittance measurements	50
2.4.5	SOLEXS measurements	51
2.4.6	Albedo measurements	51
2.4.7	Radiative transfer modeling	51
2.5	Results	54
2.5.1	Optimization results	55
2.5.2	Sea ice IOPs and transmittance simulations	56
2.5.3	Impacts of snow impurities on sea ice transmittance	58
2.6	Discussion	59
2.6.1	Uncertainties about sea ice IOPs and optical measurements	59
2.6.2	B and impurity content estimates	60
2.6.3	General implications for radiative transfer of sea ice	61
2.7	Conclusion	62



2.1 Résumé

Les impuretés, même en faible quantité, impactent considérablement le transfert radiatif du manteau neigeux sur la banquise arctique. Ces particules absorbantes, présentes dans un milieu hautement diffusif, provoquent une baisse de l'albédo de la neige à courte longueur d'onde, 400-600 nm, ce qui a des répercussions sensibles sur le budget radiatif global. Le but de cette étude est de quantifier les effets de ces impuretés cette fois-ci sur la transmittance de banquise arctique. Sachant que la transmission de la lumière à la colonne est de première importance puisqu'elle est un facteur limitant majeur de la production primaire océanique. Pour cela, le manteau neigeux sur une glace côtière de première année a été étudié sur un ensemble de 32 *snowpits* dans le cadre du projet GreenEdge. Les échantillonnages ont été menés, proche de Qikiqtarjuaq en Baie de Baffin, durant les saisons de fonte 2015 et 2016. Pour chaque *snowpit*, les propriétés physiques et optiques de la neige qui ont été mesurées permettent, a posteriori, une étude précise du transfert radiatif du système complet, glace et neige. La présence d'impuretés dans la neige a été décelée par la forte absorption à 400-600 nm observable sur les profils d'éclairement réalisés dans le manteau neigeux. Présence qui a été confirmée lors de la campagne GreenEdge 2016, grâce à des mesures d'absorbance particulaire d'échantillons de neige. L'origine de ces impuretés est vraisemblablement locale étant donné les nombreux escarpements rocheux autour du site d'échantillonnage. Par la suite, 5 *snowpits* ont été étudiés en particulier. Ceux-ci ont été réalisés dans des dunes épaisses, comportant chacune d'entre elles, deux couches stratigraphiques distinctes et homogènes. Grâce à l'utilisation combinée du modèle de transfert radiatif TARTES, étendu à la couche de glace, et d'un algorithme d'optimisation, il a été possible d'estimer, sur ces deux couches, les concentrations moyennes en impuretés capables d'expliquer les profils d'irradiance mesurés aux mêmes emplacements. En moyenne et pour chacune des couches, 428 et 886 ng g⁻¹ de poussière minérales ainsi que 6.0 et 14.1 ng g⁻¹ de suie sont nécessaires à TARTES pour égaler les profils d'éclairement mesurés. Les propriétés optiques inhérentes de la glace ont ensuite été déterminées grâce à l'ensemble des 32 *snowpits* étudiés et permettent, in fine, de modéliser la transmittance à travers la banquise. Il en ressort que la quantité estimée d'impuretés présentes dans la neige a pour effet de diviser le PAR transmis à la colonne d'eau par un facteur 2 en moyenne et supérieure à 3 dans le cas des 5 dunes étudiées. Enfin, les simulations montrent que, à concentration constante, l'impact des impuretés augmente fortement avec la surface spécifique de la neige. Ces impuretés pourraient avoir un impact mesurable sur la production primaire océanique si de telles concentrations

sont régulièrement mesurées dans la neige marine arctique.

2.2 Abstract

Light absorbing impurities (LAIs) strongly impact the radiative transfer of solar radiations through snow. A limited amount of LAIs is sufficient to drastically reduce the snow albedo as light is trapped within the snowpack instead of being reflected. This LAIs-induced albedo reduction has significant implications on the global energy budget. The aim of this study is to investigate both the qualitative and quantitative impacts of snow impurities on light transmission through sea ice during the melt season. Snow measurements, including physical and optical properties, were conducted on landfast sea ice, near Qikiqtarjuaq in Baffin Bay, over two melt seasons in 2015 and 2016, as a part of the GreenEdge project. The obtained dataset allowed for a complete characterization of the radiative transfer of light through the snow and ice layers. Vertical profiles of irradiance within the snow cover obtained at 32 snowpits showed a consistent peak of light absorption at low wavelength (400-600 nm) at all depths. This result, combined with the measurement of the particular absorption of snow samples collected on 12 sites revealed the presence of a significant amount of LAIs within the snow cover. These LAIs were likely originated from local rocky outcrops that were common around the sampling area. Five particular snowpits, sampled in thick snow dunes composed of two distinctive homogeneous stratigraphic layers, were chosen for further analysis. The combined use of the radiative transfer model TARTES and an optimization algorithm allowed the estimation and characterization of snow impurity content that explain the patterns observed in the vertical profiles of irradiance in the thick snow dunes. In average and for each main layer, 428 and 886 ng g^{-1} of mineral dusts and 6.0 and 14.1 ng g^{-1} of black carbon were estimated by the algorithm. In order to model the transmittance of the whole sea ice, TARTES has been extended to the underlying sea ice. Additionally, inherent optical properties of sea ice were derived from the 32 snowpits that were studied. Comparisons between transmittance measurements and simulations in the sampled snowpits showed that LAIs concentrations estimated using the algorithm were linked with a two to three-fold reduction in photosynthetically active radiation (PAR) transmitted through sea ice. Simulations showed that this PAR reduction factor is highly dependent of physical properties of snow and increase with higher specific surface area of snow. If such a link between LAIs and PAR transmission is repeatedly observed in future Arctic studies, this would indicate a direct link between potential primary production in the ice-covered ocean and LAIs.

2.3 Introduction

Snow cover, through its thermal and optical properties, is a key component of Arctic sea ice. Snow acts as an insulating layer which controls ice growth in winter (Haapala et al., 2013) and delays the onset of melt in spring (Perovich et al., 2007) by reflecting most of the incoming shortwave radiation (Grenfell and Maykut, 1977; Warren, 1982). Moreover, snow dramatically reduces light transmission through the ice (Grenfell and Maykut, 1977; Perovich, 1990), which severely constrains marine ecosystems. After the polar night, light is a limiting factor for the ocean’s primary producers, which are mainly represented by ice microalgal communities before melt onset (Michel et al., 1996). It has been shown that their growth is closely related to snow thickness at the surface (Gosselin et al., 1986; Mundy et al., 2007).

Snow properties constantly evolve, as snow particles are subjected to constant transformation, known as snow metamorphism, driven by environmental conditions such as wind, vertical temperature gradient, and liquid water content (Colbeck, 1973, 1983). The properties of snow on sea ice also show considerable spatial variability. The frequent winds redistribute snow masses, leading to large horizontal variations in snow depth and density (Sturm et al., 2002) as well as the formation of features such as barchans and dunes (Filhol and Sturm, 2015). Finally, the melt season is characterized by successive episodes of surface melting and snowfalls leading to strong variations in albedo and light transmitted through the ice (Perovich et al., 2017). Capturing changes in snow and its spatial variability is challenging as it requires intensive, long-term field sampling (Barber et al., 1995). It is of a great importance, however, for better understanding and modeling how snow interacts with light.

Snow is a highly scattering medium composed of weakly absorbing ice particles (Picard et al., 2016b). Its optical properties mainly depend on snow grain size and shape, density and impurity content (Wiscombe and Warren, 1980; Warren, 1982). The transmittance of sea ice and ponded sea ice have been intensively investigated (Grenfell and Maykut, 1977; Perovich et al., 1998; Light et al., 2008; Nicolaus et al., 2013) and modeled (Light et al., 2003; Ehn et al., 2008; Stamnes et al., 2011; Katlein et al., 2014b). These studies have characterized the inherent optical properties (IOPs) of sea ice and their relation to time (Light et al., 2004) and ice type. In contrast, detailed studies that include snow cover are rare (Hamre et al., 2004) or often limited to albedo (Grenfell and Perovich, 2004; Perovich and Polashenski, 2012). The reason for this is that we lack a relevant grain size metric—such as the specific surface area (SSA) of snow—that has been systematically measured in the

field. The SSA of snow can be related to the diameter of a sphere having the same surface to volume ratio as the snow grain (Grenfell and Warren, 1999). This diameter can then be entered in a radiative transfer model, where snow is commonly represented as a collection of spheres. Adopting this parametrization, (Libois et al., 2013, 2014) investigated the role of snow grain shapes using vertical irradiance profiles in snow, measured using a specially designed radiometer (SOLEXS). They illustrated the importance of considering snow grain shape for modeling light transmission as it impacts total snow absorption. Snow grain shape can be expressed using an absorption enhancement parameter, B , between 0.7 and 2.7. B is used in the formulation of the snow absorption cross section and cannot be, at this time, directly measured in the field. The profiles of light attenuation measured using the SOLEXS are of great interest. Combined with a radiative transfer simulations, they allow, for instance, an a posteriori assessment of the relevance of the snow properties that have been measured. In this context, it has been recently used by Picard et al. (2016b) in order to revisit the refractive index of pure ice at short wavelengths.

As snow is a weakly absorbing medium in the visible range, a small amount of light-absorbing impurities (LAIs) may dominate the absorption of solar radiation and considerably reduce snow reflectance. Warren and Wiscombe (1980) showed that only 1 ppm of LAIs could decrease albedo by 5–15 %. The most common LAIs found in snow are black carbon (BC), mineral dust (MD) and volcanic ashes (Warren, 1984; Moosmuller et al., 2009). Black carbon or soot is produced by incomplete combustion of carbonaceous materials such as biomass and fossil fuel. Mineral dust, originating in arid land, mainly in North Africa, is a less efficient absorber than BC, which may be compensated by much higher concentrations. Aerosols are transported from their sources through atmospheric currents to their deposition sites in remote areas in the Arctic (Rosen et al., 1981; Doherty et al., 2010). Doherty et al. (2010) mapped BC concentrations in snow across northern polar regions, from 3 ng g⁻¹ on the Greenland ice cap and 7 ng g⁻¹ in the Arctic Ocean, to up to 34 ng g⁻¹ in northeast Siberia. One of the most visible effects of LAIs is to shorten the duration of seasonal snow cover by trapping solar radiation within the snowpack, which induces an earlier snow melt onset (Painter et al., 2007; Tuzet et al., 2017). The magnitude of the absorbent effects of LAIs increases with snow grain size (Warren and Wiscombe, 1980; Marks and King, 2014; Lamare et al., 2016). As the penetration depth within the snow increases with particle size, a photon is more likely to be absorbed by impurities. As a consequence, the rate of decrease of albedo is greater for a snowpack with larger snow grains than for a snowpack with smaller ones. Furthermore, LAIs absorption effects may be doubled given the impurity present as

an internal mixture, as shown by Ackerman and Toon (1982). More recently, Tuzet et al. (2017) coupled a radiative transfer model (TARTES) with the multi-layered snowpack model CROCUS to investigate the effects of LAIs on changes in snow properties. They found that most of the radiative effects of LAIs (85 %) on snow are due to the direct impact of a darker snow, while 15 % is due to the increased rate of snow metamorphism. Much work has been done on the impacts of LAIs on snow albedo and snow energy budgets, but very little attention has been paid to the effects on snow transmittance. The effect of impurities in snow on light transmitted down to the ice-ocean interface may be of great significance for the ice energy budget and the ocean's primary producers whose growth is limited by the amount of light.

The goal of this study is to quantify the impact of snow impurity content on light transmittance through Arctic sea ice. Measurements of snow physical properties relevant for radiative transfer modeling as well as optical properties, including the vertical profile of irradiance in snow and transmittance through the ice, were carried out on landfast sea ice near Qikiqtarjuaq, east Baffin Island, in 2015 and 2016 during the Green Edge project. In 2015, measured vertical irradiance profiles in the snow revealed an unexpectedly high level of absorption at short wavelengths, which led us to perform additional absorption measurements on snow samples in 2016. The spectra obtained showed that the impurities in the snow were likely mineral dusts. By entering the snow physical properties into a radiative transfer model, the impurity content was obtained by matching the simulations with the vertical irradiance profiles that were measured. The impacts of the estimated impurity content on transmitted light through sea ice was then assessed.

2.4 Materials and methods

2.4.1 Study area

All measurements were conducted on typical landfast sea ice near Qikiqtarjuaq in Baffin Bay (Figure 2.1) from May 12 to June 18, 2015, during the Green Edge project. Only the particulate absorption measurements and one SOLEXS profile are from the 2016 campaign, which took place at the exact same location. The sampling period covers nearly the entire melt season, from the first episode of surface snow melting to the observation of homogeneous riped snowpacks. Melt ponds formed a few days after the last sampling day. Measurements took place at randomly chosen locations a few hundred meters around the ice camp. Measurements (listed below) of physical and optical properties of snow were made at each study

station or snowpit. One or two snowpits were studied on each sampling day.

2.4.2 Stratigraphy and physical properties of snow

Thirty-five snowpits were studied in 2015. Each is identified by its sampling date, followed by a number, as two snowpits were sometime documented on the same day (see Chapitre 1). The present study focuses on five snowpits. They were chosen for two main reasons : first because the snow cover was deep (40–50 cm), as they were dug in whaleback snow dunes, which ensures higher quality measurements of vertical irradiance profiles. Secondly because they were composed of two or three homogeneous snow layers (layer 1 at the surface and layer 2 or 3 at the bottom), which facilitated the radiative transfer modeling. These snowpits are labeled Dune 1 to 5. Briefly, the snowpits were dug after optical measurements were made. The main snow layers were investigated by identifying snow grain shape before performing a vertical SSA profile using a SSA-meter (DUFISSS) and a vertical density profile with a dedicated 3-cm high cutter. Snow properties were sampled every 1 cm near the surface and every 2-3 cm deeper in the snowpack. Data were linearly interpolated to a 0.5 cm vertical resolution for modeling purposes.

2.4.3 Optical measurements

Optical measurements, including albedo, transmittance through the ice, and vertical irradiance profiles in the snow were all performed using the same basic setup, namely light was directed through optical fibers to a MAYA 2000 spectrometer. All acquisitions were triggered by the operator using a computer linked to the spectrometer. As we focused mainly on light ratio measurements, the changes in incoming light intensity between two acquisitions were recorded with a photodiode. This allowed spectra to be corrected afterward. Details on each specific measurement are provided below.

2.4.4 Transmittance measurements

Transmittance measurements were performed with a cosine collector mounted on a metallic arm. First, downward irradiance was measured at the surface. Then, the cosine collector was immersed in seawater through a borehole, and held horizontally a few centimeters under the ice-ocean interface and 2 m away from the borehole. The borehole was carefully filled with the previously removed snow in order to limit artificial enhancement of the amount of light reaching the sensor. For each transmittance measurement, several acquisitions were made under water. Transmittance was calculated as the ratio between the underwater and

surface spectra. The latter had to be multiplied by an immersion factor to account for the difference between the refractive indexes in air and in water. As the exact factor specific to our homemade cosine collector is unknown, a spectrally constant ratio of 1.35 was chosen based on previous studies (Zibordi et al., 2004). Unfortunately, the setup was not equipped with a level sensor of any kind. The length of the metallic rod (2 m) was used as best as possible to level the cosine collector for both surface and underwater measurements. One to three transmittance measurements were performed for each snowpit.

2.4.5 SOLEXS measurements

Vertical irradiance profiles in the snow were performed using the SOLEXS radiometer. An optical fiber was slowly lowered through a preformed hole in the snowpack, guided by a vertical rail mounted on a four-legged structure (see Picard et al. (2016b)). The SOLEXS radiometer acquires as many irradiance measurements as the integration time allows. A profile requires at least one minute to complete, which was a major issue under changing light conditions. Measurements were repeated until a complete profile could be recorded under constant incident light. Two such valid profiles were recorded for each snowpit. They were averaged and then interpolated over 5-mm intervals. All final profiles were normalized at a depth of 7 cm to minimize the disturbing effects of the sensor, as described in Picard et al. (2016b).

2.4.6 Albedo measurements

The albedo measurement protocol and data processing are described in detail in Chapitre 1. Briefly, the cosine collector was mounted on a metallic arm standing on a tripod. An electronic level was used to keep the arm level. The rod was manually rotated between upwelling and downwelling irradiance measurements. At least three acquisitions of each were performed in order to assess the quality of the measurements a posteriori.

2.4.7 Radiative transfer modeling

2.4.7.1 Model

For this study the Two-stream Analytical Radiative Transfer in Snow (TARTES) model (Libois et al., 2013) was used for the simulations. TARTES uses the delta Edington approximation to solve radiative transfer equations for a multi layered snowpack. Snow grains are approximated as a collection of spheres of equal surface to volume ratio. The impurities taken into account in TARTES are assumed to be external to the ice grains and small

compared with the wavelength. Their absorption cross sections (C_a^i) are calculated as per Kokhanovsky (2004) :

$$C_a^i = \frac{-6\pi}{\lambda} V_i \text{Im} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right) \quad (2.1)$$

where V_i is the volume of the particle, m_i the imaginary part of its refractive index and λ the wavelength. For this study, TARTES was extended to the underlying sea ice based on the parameterizations presented in Ehn et al. (2008) and Stamnes et al. (2011). Each layer is composed of brine inclusions and air bubbles, which are responsible for scattering, surrounded by pure ice. Absorption is caused by the ice, brine inclusions and by the impurity content. The refractive indices of pure ice and sea water for brine inclusions were taken from Warren and Brandt (2008) and Pope and Fry (1997). For each layer, the total scattering coefficient b is computed based on the volume fraction of brine ν_{br} and air bubbles ν_{bu} , considering that the radius of the scatterers r_i are longer than the wavelength :

$$b = \frac{3}{2} \sum_i \frac{\nu_i}{r_i^2} \quad (2.2)$$

Using the general relation $a = 4\pi k/\lambda$, where k is the refractive index, the total absorption a in the ice is given by :

$$a = \nu_{br} \frac{4\pi k_{sw}}{\lambda} + (1 - \nu_{br} - \nu_{bu}) \frac{4\pi k_{pi}}{\lambda} + a_{imp} \quad (2.3)$$

where k_{sw} and k_{pi} are the imaginary parts of the refractive index of seawater and pure ice respectively, and a_{imp} is the absorption coefficient of the impurities, including colored dissolved organic matter (CDOM) and ice algae, as per Morel and Maritorena (2001) :

$$a_{CDOM} = a(440) \exp(S_{CDOM}(440 - \lambda)) \quad (2.4)$$

$$a_{chl} = 0.06 A_{chl}(\lambda) Chl^{0.65} \quad (2.5)$$

where $a(440nm)$ is the absorption coefficient at 440 nm, S_{CDOM} is set to 0.018 nm^{-1} (Guéguen et al., 2005), A_{chl} is the absorption coefficient of chlorophyll-a measured in situ and normalized to unity at 440 nm, and Chl is the concentration of chlorophyll-a in $\mu\text{g L}^{-1}$. A slush layer was often found between thicker snowpacks and the ice. This layer was modeled as a mixture of ice spheres surrounded by pure water. Good agreement was found with a concentration of 25 % in particles with a 1 mm radius. For each layer, the model computes

the single scattering albedo ω , the asymmetry parameter g , and the extinction coefficient σ :

$$\omega \frac{b}{a+b} \quad (2.6)$$

$$g = \frac{b_{br}g_{br} + b_{bu}g_{bu}}{b_{br} + b_{bu}} \quad (2.7)$$

$$\sigma = a + b \quad (2.8)$$

where $g_{br} = 0.995$ and $g_{bu} = 0.855$ are the asymmetry parameters of brines and bubbles respectively. These IOPs (ω , g , σ) accounting for the ice layers are then concatenated with those of snow layers given by the original TARTES based on the parameterization introduced by Kokhanovsky (2004). The concatenated IOPs are then entered into the model, which solves the radiative transfer equations for all desired depths.

2.4.7.2 Optimization

An iterative algorithm, similar to that of Libois et al. (2013), was used to determine the impurity content for the dunes' two main snow layers by comparing the radiative transfer simulations to the SOLEXS profiles. The first comparisons between the SOLEXS measurements and the simulations showed that TARTES always underestimated irradiance in the near infrared. In order to investigate a hypothetical systematic bias in SSA measurements as a possible source of these deviations, TARTES was voluntarily given smaller SSA values to match the SOLEXS profiles at the bottom of the first stratigraphic layer. The results are presented in Figure 2.2. The required SSA reduction ratios are different for each of the five dunes and are beyond the uncertainty range of DUFISSS for four of them. Moreover, the simulations with the smaller SSA values no longer match the observations in the second stratigraphic layer. All this information tends to disprove the hypothesis of a systematic bias in the SSA. Rather it seems to reflect a likely variation in the absorption enhancement parameter B suggested by changes in the slope of the SOLEXS profiles at the interfaces between the two main snow layers.

The particulate absorption spectra in snow collected in the field were all very similar in terms of shape but differed in their magnitudes, which ranged from 0.03 m^{-1} to 1.10 m^{-1} . The average spectrum derived from the 12 samples is shown in Figure 2.3 as a black dashed line. It was multiplied by the average density of snow (0.35) in order to obtain an average

absorption coefficient of the impurities in the snow. As the shape of this spectrum is very similar to the absorption spectra of mineral dust (MD), the latter was used as the impurity in the model. The MD likely originated from the land around the ice camp, as granite cliffs are very common near Qikiqtarjuaq. The first simulations showed that the MD alone was not sufficient to correctly model the irradiance in the snow. A significant amount of black carbon (BC) was also required to accurately explain the measurements. Refractive indexes of the MD and BC were derived from Wagner et al. (2012) and Bond et al. (2006), respectively.

The impurity content and the absorption enhancement parameter B are thus the two unknown parameters which have to be determined to fully characterize the optical properties of the snowpacks. As each parameter operates in a specific wavelength range, comparisons were made at three distinct wavelengths : $\lambda_1=400$ nm and $\lambda_2=500$ nm for MD, and $\lambda_3=700$ nm for BC. For each iteration, TARTES gave the normalized irradiance at two depths (z_1, z_2) and three wavelengths. The parameters z_1 and z_2 refer to depths where the irradiance reaches an asymptotic regime and then linearly decreases on a log scale with depth for each vertical profile. These depths are found a few centimeters away from any change in snow physical properties. The main steps in the algorithm can be summarized as follows :

1- First, initial values (BC_0, MD_0, B_0) are entered in the model, which returns the normalized irradiances within the snowpack ($I_T(z_1, \lambda_{1,2,3}), I_T(z_2, \lambda_{1,2,3})$).

2- Simulations at z_1 are compared to the SOLEXS measurements $I_S(z_1, \lambda_{1,2,3})$ at each wavelength. If the relative deviation is greater than a given threshold, the initial parameter is increased or reduced depending on whether the deviation is positive or negative. This operation is repeated until the deviation is smaller than the threshold. The algorithm starts the iterations at λ_3 and once these are completed, it moves on to λ_2 and then to λ_1 . The same task is then performed at depth z_2 .

3- Such loops are repeated until the criterion is met at each depth and wavelength. Less than five iterations were required for all profiles.

As the maximum effects of MD on BC are spectrally close, the solution obtained after running the algorithm may not be unique and may depend on initial values. In order to assess a solution range, the algorithm was given nine different triplets of initial values.

2.5 Results

This section presents the results of the optimization algorithm. They include the possible concentrations of LAIs in the snow that explain the vertical irradiance profiles and albedo measured in the field. The IOPs of the underlying ice are then deducted from the

entire dataset of transmittance measurements. Finally, the impact of snow LAIs on the total transmittance of the sea ice is discussed.

2.5.1 Optimization results

SOLEXS profile 151-1, obtained in 2016, was used to test whether the choice of impurity type was consistent with the particular absorption measurements. First, the measured average absorption coefficient of impurities in the snow was entered directly in TARTES as well as the physical properties of the snowpack. The coefficient had to be multiplied by 1.25 (black line in Figure 2.3) to perfectly match the SOLEXS spectra at the bottom of the snowpack. Secondly, the optimization algorithm was used to find the required MD and BC content (1625 ng g^{-1} and 18 ng g^{-1} respectively). The corresponding absorption coefficients accounting for MD and BC were extracted and are represented in Figure 2.3 as dashed and dotted blue lines respectively. The sum of both coefficients is very close to the absorption coefficient, in black, derived from the first step. These results show that the average absorption coefficient that was measured explains the SOLEXS spectra well in terms of magnitude and shape. It also showed that considering the sum of MD and BC as impurities is a good assumption for further analyses.

Figure 2.4 shows the vertical irradiance profiles at 450 nm and 700 nm for the five dunes, including the SOLEXS measurements and the TARTES simulations with and without LAIs. In addition, SSA and density are given below each irradiance profile. They both show that each dune was composed of two main layers separated by a clear interface. The surface layer was a wind slab made of rounded grains with an average SSA of $17 \pm 1.4 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and average density of $428 \pm 13 \text{ kg m}^{-3}$. The underlying layer was made of indurated faceted crystals with lower SSAs and higher densities : $11 \pm 1.1 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and $476 \pm 8 \text{ kg m}^{-3}$, respectively. The bottommost layer was composed of indurated depth hoar for dunes 2 and 3 and by a slush layer for the others (negative freeboard). As described in the previous section, B, MD, and BC were optimized in the first two snow layers. The depth of the interface, marked by a black dot on the irradiance profiles, was chosen in order to get the best optimization results and therefore was not necessarily the same as in the stratigraphic results. This is certainly due to the fact that the optical and physical properties were not sampled at the exact same location. Consequently, the depth may have changed from one place to another. As shown in Figure 2.4, the optimization made the TARTES simulations match the SOLEXS measurements all along the profiles. The correction is higher at shorter wavelengths (blue line) because of the absorption of snow LAIs. The detailed results are presented in Table 1.1.

They show that the two layers are characterized by very specific parameters. Moreover, these parameters are in the same range for each dune. B is slightly higher on average in the first layer (1.24 versus 0.89) and tends to decrease with time. Impurity content is also higher at the surface with an average of 886 ng g⁻¹ for MD and 14.1 ng g⁻¹ for BC versus 428 ng g⁻¹ for MD and 6.0 ng g⁻¹ for BC in the second layer. The uncertainty of the results indicates that the solutions are not unique. In general, there is always good agreement concerning the determination of B. Uncertainties are greater for LAIs, which had a maximum standard deviation of 257 ng g⁻¹ for MD for dune 1, layer 1. Note that all the optimization work was performed using standard IOPs for the underlying ice. The change for the IOPs determined in the next subsection did not modify the results because it had a negligible impact on snow irradiance at the depths considered for optimization.

The simulations of albedo using the determined amount of LAIs are presented in Figure 2.5. The albedo measurements were rescaled to match simulations at 700 nm in order to correct a systematic bias caused by the operators' shadows and snow surfaces that were not necessarily flat. As the SSA at the surface of dune 5 was surely underestimated (because of warm sampling conditions), it was manually enhanced to match the simulations at 1000 nm. The addition of the impurities can explain the decrease in albedo observed below 550 nm. The concentrations that were used do not allow the simulations to match the observations perfectly because they are only representative for depths below 7 cm. Concentrations of impurities may have varied near the surface, as fresh snow was often deposited during the sampling period.

2.5.2 Sea ice IOPs and transmittance simulations

The IOPs of the ice had to be set in order to model the total transmittance through sea ice. The resulting simulations could then be compared with field measurements to complete the radiative transfer study. Sea ice IOPs are dependent on the amount and dimensions of brine pockets and air bubbles, and the impurity content of the ice. Average values were derived from the transmittance measurements in the 32 snowpits. Given all uncertainties involved, this method was preferred to matching each spectrum independently. The thickness of the ice was set to 1.25 m, as currently observed in the field, and divided into two layers : top 1.20 m (layer 1) and bottom 0.05 m (layer 2). Based on Cox and Weeks (1983) and Leppäranta and Manninen (1988), the ice salinity and temperatures sampled in the field were used to determine the volume fraction of the brine pockets in the ice, which was 10 % on average for layer 1 and 15 % for layer 2. As the amount and size of the air bubbles

are unknown, we chose a volume ratio of 1 %. Such a ratio is commonly derived from field measurements Lund-hansen et al. (2015) or used for modelling (Hamre et al., 2004; Ehn et al., 2008; Starnes et al., 2011). CDOM absorption at 440 nm was first set to 0.0 m^{-1} , which was the median of field measurements in the layer of ice between 3 and 10 cm from the bottom (0.135 m^{-1} for the bottom 3 cm). We chose an average value of $1500 \mu\text{g L}^{-1}$ for the chlorophyll-a concentration in layer 2 only, for all snowpits except for dunes ($200 \mu\text{g L}^{-1}$), where almost no algae were found (visually confirmed by photographs taken under the ice using a submerged Go-pro camera). This concentration makes it possible to reconstruct, on average, the spectral signatures of chlorophyll-a at 440 nm observed in the transmittance measurements. Finally, the radii of the scatterers (brine pockets and air bubbles) were adjusted until the average (over all snowpits) simulated and measured transmittances matched. For each of the 32 snowpits, the transmittance was calculated using their vertical snow densities and SSA profiles and the average amount of impurities found in layer 1 in the 5 dunes. The scatter plot of measurements and final simulations for transmitted photosynthetically active radiation (PAR) is given in Figure 2.6. As the mean deviation between them is minimized, the data are distributed on both sides of the first bisector. The final ice parameters that were selected are presented in Table 1.2. Figure 2.7 shows all the measured and modeled transmittance spectra for each snowpit. To match the observations, we had to adjust the scatterers' radius to 1.8 mm. The initial CDOM absorption at 440 nm was certainly overestimated and so was reduced to 0.02 m^{-1} (see Figure 2.7). The CDOM concentrations measured between 3 to 7 cm were certainly not representative of the entire ice column, as the concentrations are usually much higher in the bottom-most layers (Song et al., 2011; Xie et al., 2014). On each graph in Figure 2.7, the name of the snowpit as well as the number of spectra available (just below) are shown in the upper right corner. Overall, the shapes of the simulated spectra are properly reconstructed. In some cases, however, a significant deviation between the simulations and the measurements can be observed. For instance, the simulated transmittances for snowpits 137-1 and 164-1 are clearly overestimated, whereas they are underestimated for the five dunes (gray background in Figure 2.7). This issue will be discussed in the next section. Average extinction coefficients in the snow (K_{snow}) and the ice (K_{ice}) were derived from the simulations as the slope of the vertical profiles of irradiance. Only the first ice layer, without algae, was taken into account. These coefficients are presented in Figure 2.8 as a function of wavelength. They range from 10.93 m^{-1} to 21.49 m^{-1} ($15.78 \pm 2.95 \text{ m}^{-1}$ on average) for the snow cover and from 0.66 m^{-1} to 0.86 m^{-1} ($0.85 \pm 0.25 \text{ m}^{-1}$ on average) for the ice. As an apparent optical property, the extinction

coefficients may vary depending on the properties of the whole system rather than on the properties of the considered layer only. This relationship explains the range of variation in Kice for the interior ice while the IOPs remained the same for all simulations.

2.5.3 Impacts of snow impurities on sea ice transmittance

The impact of the snow's impurity content on total transmittance can be assessed by comparing the simulations with LAIs that match the observations with simulations using hypothetical impurity-free snowpacks. This is illustrated spectrally in Figure 2.9 for the five dunes, in which simulated spectra with and without LAIs are represented by black solid lines and black dashed lines respectively. On average, the simulated transmitted PAR without snow LAIs is 3.54 ± 0.55 greater than that with LAIs. In other words in these five cases, the impurities may reduce, on average, the transmittance PAR by a factor close to 3.5. On average, MD is responsible for 67 % of the reduction in transmittance (33 % for BC), as shown by the simulations using MD only, (red dashed lines). Note that the simulated values are always lower than the measured values (in gray) and can never match them, even when pure underlying ice is simulated. One reason may be the two dimensional effect of the light field related to the spatial variability in snow depth. The dunes were much thicker than the average snowpack, so their transmittance may have been influenced by light coming from thinner areas nearby. (Petrich et al., 2012) showed that light measurements can be significantly influenced by surface features within a radius of two times the sum of the snow and ice thicknesses. Unfortunately, the morphology of the dunes was not assessed. The impact on the other snowpits can be observed in Figure 2.6, where gray diamonds denote the transmitted PAR without LAIs and a dotted line represents the corresponding linear regression. This regression deviates from the first bisector as the transmitted PAR decreases. The reason is that lower transmittances are caused by thicker snow cover, which contains a greater amount of impurities as their concentration is constant. The impact of LAIs also depends on the snow's physical properties, including density and SSA. To explore the dependency of the latter combined with snow thickness, TARTES was run using SSAs ranging from $1 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ to $50 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and snow depths ranging from 10 cm to 50 cm. Density was set to 300 kg m^{-3} , a value that is commonly measured on sea ice before melt onset. As previously, the average impurity concentrations for snow layer 1 were used for the simulations. The results of this study are presented in Figure 2.10, where the ratio between transmitted PAR with and without snow LAIs are given as a function of SSA and snow depth. Overall, the impact of snow impurity content increases with SSA and snow depth

and are very limited for thinner snowpacks. For instance, the transmitted PAR with snow LAIs of a 7-cm thick snowpack with an average SSA of $40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ would be reduced to 90 % of the transmitted PAR without snow LAIs, but it would be reduced up to 50 % for a 20-cm-thick snowpack. More generally, the transmitted PAR would be divided by a factor close to 2 for a typical wind slab along Arctic sea ice with an SSA of $30 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and snow depths ranging from 20 cm to 30 cm. This rate of reduction may decrease with time due to snow metamorphism and the decrease in SSA.

2.6 Discussion

In this section, we will first discuss some general uncertainties involved in the study and the assumptions that were necessarily made. We will then discuss the estimates from the optimization algorithm and compare them to the common relative measurements in Arctic snow. Finally, we will address the direct impacts of such concentrations of snow impurity content on sea ice, especially the effect of the reduction in PAR transmitted through the ice on ice algae as ocean primary producers.

2.6.1 Uncertainties about sea ice IOPs and optical measurements

It has been shown by Picard et al. (2016b) that inserting a SOLEXS sensor in snow affects the measurements, as it absorbs photons from the medium. As a result, irradiance profiles are underestimated by a factor that decreases with depth and is close to 0.65 at 50 cm depth for a snowpack with physical properties similar to the five dunes. However, it is the top centimeters of snow (up to 10 cm) that are responsible for most of the deviation. We considerably reduced the error by normalizing the irradiance profiles at 7 cm depth. Moreover, further increasing the depth did not change our findings, which led us to believe that the absorption effects of the SOLEXS rod was weak and that the chosen normalized depth was appropriate. Finally, the rod's tendency to absorb photons affects the measurements equally at every wavelength, which would not have been compensated for by the addition of MD, which mainly absorbs at short wavelengths. However if this error persisted deeper, it is possible that it enhanced the estimated concentration of BC, which has an impact at longer wavelengths. Despite the fact that no precise leveling device was used for the transmittance measurements (as mentioned in section 2.3.1), which may have caused uncertainty with respect to the final measurements, the transmittance spectra overlap quite well for a given snowpit where two or more measurements are available, which is the case for 15 of the 32 snowpits. Some of the greater deviations between simulations and measurements

(Figure 2.7) can be attributed to erroneous measurements of snow physical properties under warmer conditions, as they coincide with deviations between simulated and measured albedo values (Chapitre 1). This was clearly the case for snowpit 164-1, where the surface SSA was underestimated. One of the major sources of the uncertainty is the chlorophyll-a concentration of the bottom ice layer, whose spatial variability was high. Figure 2.7 clearly shows that the chosen concentration of $1500 \mu\text{g L}^{-1}$ is overestimated for 135-1, 140-1, and 166-1 and underestimated for 136-1 and 146-1. As mentioned by Ehn et al. (2008), the parameterization used to derive the chlorophyll-a absorption probably overestimates its concentration. Indeed, the maximum concentration measured in the field in the bottom 0-3 cm ice layer was $1029 \mu\text{g L}^{-1}$ (Galindo et al., 2017). For two cases studied, Ehn et al. (2008) found that the simulations overestimated the chlorophyll-a concentrations by a factor of 1.23 and 1.75 compared to the measurements. This parameterization needs to be revisited for studies where precise concentrations are required. In addition, the spatial variability of sea ice properties, including ice thickness and natural desalinization (Notz and Worster, 2009), were not taken into account. We assumed that they played a minor role compared to the thick snow cover at the surface. Nevertheless, despite all the uncertainties attached to the whole problem of modeling, we believe that the IOPs derived from this work are generally representative of the physical properties of sea ice during the sampling period and thus allow the assessment of the impact of snow impurities on transmittance. This is confirmed by the range of the obtained extinction coefficients in the ice, which is very similar to that of previous studies (Grenfell and Maykut, 1977; Perovich et al., 1998; Light et al., 2008).

2.6.2 B and impurity content estimates

The optimization algorithm clearly differentiated layer 1 and 2 for the estimation of B. The estimated values are extremely low. Layer 1, with B values ranging between 1.03 and 1.43, is in the very low range presented by Libois et al. (2014). For the authors, such low values were found in dense, wind-packed snowpack such as in layer 1 (with a snow density of 428 kg m^{-3}). The reason for this, again according to these authors, may be the shadowing effect described in Wiscombe and Warren (1980). In such dense media, particles are so close to each other that they intercept much less light than they would do otherwise. B values in layer 2 are even lower, between 0.74 and 0.99, which is quite different from the values from the study by Libois et al. (2014) and do not have physical senses. Nevertheless, this layer was very unusual, with an uncommon snow density of 476 kg m^{-3} and a singular composition of indurated faceted crystals. Furthermore, It should be remembered that TARTES assumes an

isotropic medium composed of a collection of separated spheres. In our case, this assumption might be not suitable anymore and then, low B values might be the expression of the limitations of the radiative transfer model we used.

Our estimates of BC concentrations (14.1 ng g⁻¹ for layer 1 and 6.0 ng g⁻¹ for layer 2) are close or slightly above the 4-10 ng g⁻¹ that are commonly measured in Arctic sea ice snow (Grenfell et al., 2002; Flanner et al., 2007; Perovich et al., 2009; Doherty et al., 2010, 2015). Grenfell et al. (2002) mentioned considerable contamination of snow by BC from the ship during their transpolar drift. In our case, snowmobiles and a generator were often used at the ice camp and may have been a source of BC. But, the BC estimates we presented are representative of the interior of the dunes below 7 cm. These dunes were formed early in the season before any of the sampling operations. It is therefore very likely that the sampling activities did not affect the SOLEXS measurements. However, there may be some doubt about the albedo measurements. As mentioned in the previous section, MD is responsible for 67 % of the reduction in PAR through sea ice. Surprisingly, the same contribution was calculated for snowpit 151-1 (Figure 2.3). Doherty et al. (2010) reported that 20–50 % of light absorption in Arctic snow was by non BC particles. The higher contributions that we estimated are likely due to the proximity of the land around the sampling area. But we have to keep in mind that the concentrations we deduced depend on the choice we made for the refractive effect of MD. Our findings may have been quite different if another parameterization was used. Furthermore, if the origins of the MD are indeed local, then large particles may have been transported by the wind, which is not the case for remote areas. As a consequence, the assumption of small particles compared to the wavelength is probably compromised. The absorption cross section of impurity particles decreases with particle radius (for particles with radii greater than the wavelength) (Bond et al., 2006; Mahowald et al., 2014). Thus, much more material (by weight) was probably present in the snow for the same radiative effects.

2.6.3 General implications for radiative transfer of sea ice

Impurity loads, such as we estimated, have major implications for the overall radiative transfer of sea ice. LAIs increase the absorption of light and warm up the snowpack, which can significantly precipitate the onset of melt (Warren and Wiscombe, 1980; Warren, 1984; Clarke and Noone, 1985). This issue is of a prime importance, as BC in snow can affect the global energy budget by inducing a surface radiative forcing of +0.049-0.054 W m⁻² according to Flanner et al. (2007). In contrast, to the authors' knowledge, the effect of snow LAIs

on transmitted light through sea ice has rarely been addressed. (Light et al., 1998) pointed out that “the presence of particulates in the snow or underlying ice would still affect light transmission to the ocean and could thus impact biological activity”. The ice algal community that develops at the bottom of sea ice may participate in up to 20 % of total primary production in the Arctic Ocean (Loose et al., 2011; Michel et al., 2006). Its peak production precedes snow melt and is strongly affected by the amount of light and thus by surface snow (Gosselin et al., 1986; Mundy et al., 2005). The light threshold at which ice algae start photosynthesizing is 2-8 $\mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ according to Gosselin et al. (1985) or even lower, below 1 $\mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, according to Mock and Gradinger (1999). Based on the maximum average daily PAR in May in Qikiqtarjuaq (900 $\mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), the PAR below the five dunes would be approximately 0.63–1.47 $\mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (using transmittances of 0.07–0.16 % as measured), which would explain the absence of ice algae. One may wonder what would have been the situation if the snow had been free of impurities, with corresponding enhanced irradiances of 2.19-5.17 $\mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Moreover, the growth rate of ice algae is also controlled by the amount of light. Mundy et al. (2007) showed a clear relationship between chlorophyll-a and snow thickness. For a typical winter snowpack, free of impurities, with a SSA of 25 $\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$ and a density of 350 kg m^{-3} , in order to get the same transmittance through the ice for the same snowpack but containing impurities, the thicknesses of the 10-cm- and 20-cm-thick snowpacks would have to be increased to 11.5 cm and 29 cm respectively (using the impurity estimates for snow layer 1). According to the relationship established by Mundy et al. (2007), the impurity content would have reduced the chlorophyll-a concentration from 33.4 mg m^{-2} to 26.9 mg m^{-2} and 7.9 mg m^{-2} to 2.2 mg m^{-2} for the 10-cm- and 20-cm-thick snowpacks respectively. The effects would increase with snow depth as shown in Figure 2.10. Naturally, the snow that was sampled in that study may have contained impurities. This example was used to illustrate the possible impacts that LAIs may have on ice algae. Lastly, snowmelt may reduce the impact of snow LAIs because their concentration may drop due to liquid water scavenging (Doherty et al., 2013) and a decrease in SSA. In the end, remaining LAIs at the surface of the ice, which is a much less scattering medium than snow, should have a very low impact on light transmission (Marks and King, 2014).

2.7 Conclusion

In this study, five snow dunes over landfast sea ice were studied in Baffin Bay. The measurements included vertical profiles of snow SSA and density, vertical irradiance profiles, transmittance through the ice, and surface albedo. All together, they allowed a nearly com-

plete characterization of radiative transfer in the five snowpits. Observation of the irradiance profiles soon suggested a significant amount of impurities in the snow, which was confirmed by measuring the particular absorption of snow samples the following year at the exact same location. These particular absorption values explained the optical measurements well, and their spectral effects were strongly comparable to a mixture of MD and BC. First, the radiative transfer model TARTES was extended to the underlying ice layer and was used with an optimization algorithm designed to estimate the concentrations of MD, BC and the parameter B , which are required to match simulated to measured irradiance profiles. The MD estimates are 886 ng g^{-1} and 428 ng g^{-1} for both main stratigraphic layers. BC was estimated at $14.1\text{--}6.0 \text{ ng g}^{-1}$, which is close to what is commonly measured in Arctic sea ice snow (Grenfell et al., 2002; Flanner et al., 2007; Perovich et al., 2009; Doherty et al., 2010, 2015). Second, the average IOPs relevant for the ice layer were derived from the 32 snowpits that were studied in the field. This allowed us to complete the radiative transfer study of the whole system and then assess the impacts of snow LAIs on transmitted light. The simulations using impurity content estimated in layer 1 reduced the transmitted PAR by a factor of 3.5 for the five thick dunes and by a factor of 2 for a more conventional 26-cm-thick snowpack and average SSA of $30 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$. Such an amount of impurities might clearly have an impact not only on the energy budget of the sea ice, but also on the microalgal community underneath the sea ice, as their growth is highly dependent on light availability (Gosselin et al., 1986; Mundy et al., 2005, 2007). MD contributed two-thirds to the reduction in transmitted light. It likely originated in the surrounding region, where granite cliffs and rocky outcrops are very common. Early in the season, the snowpack was continually formed by wind action, which may, at the same time, have regularly injected MD particles into the snow. As Baffin Bay and more generally a large part of the Arctic coast are characterized by such rocky landscapes, MD may potentially affect extended areas of coastal sea ice. In light of these results, it would be of interest to investigate this question further and at least to take into account the effects of snow LAIs in radiative transfer studies of sea ice.

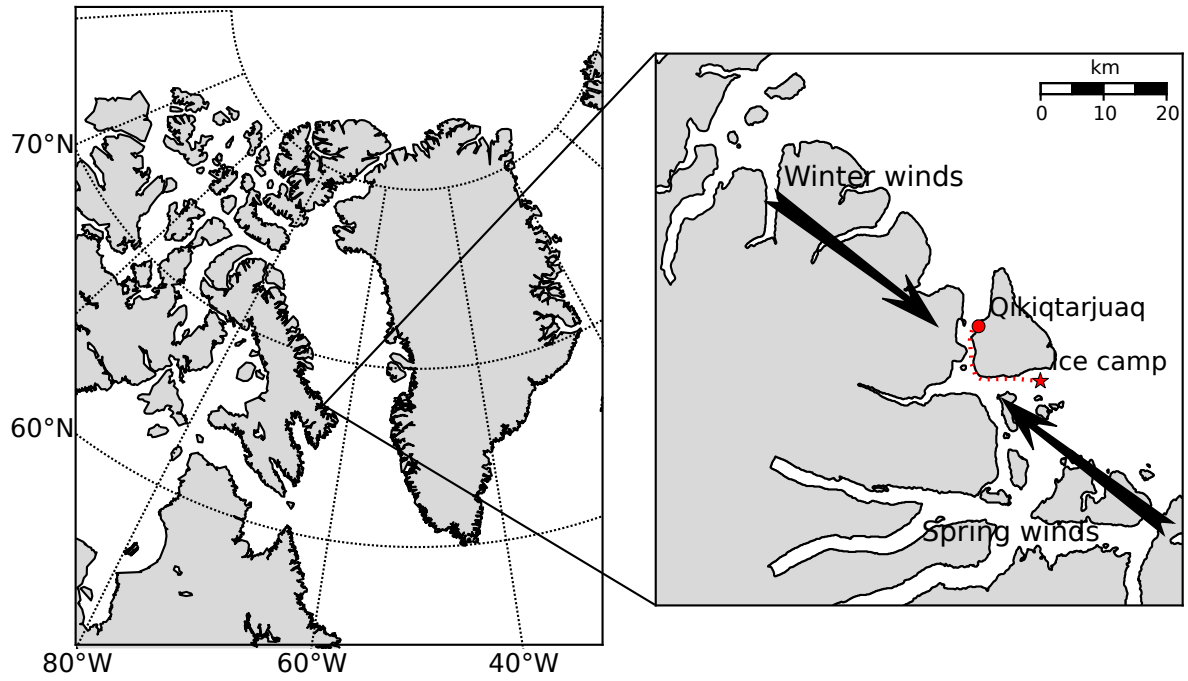


Figure 2.1 – Location of the measurement site near Qikiqtarjuaq Island ($67^{\circ} 33' 29''$ N, $64^{\circ} 01' 29''$ W), off the east coast of Baffin Island, Canada. Black arrows denote the prevailing winds in winter and spring.

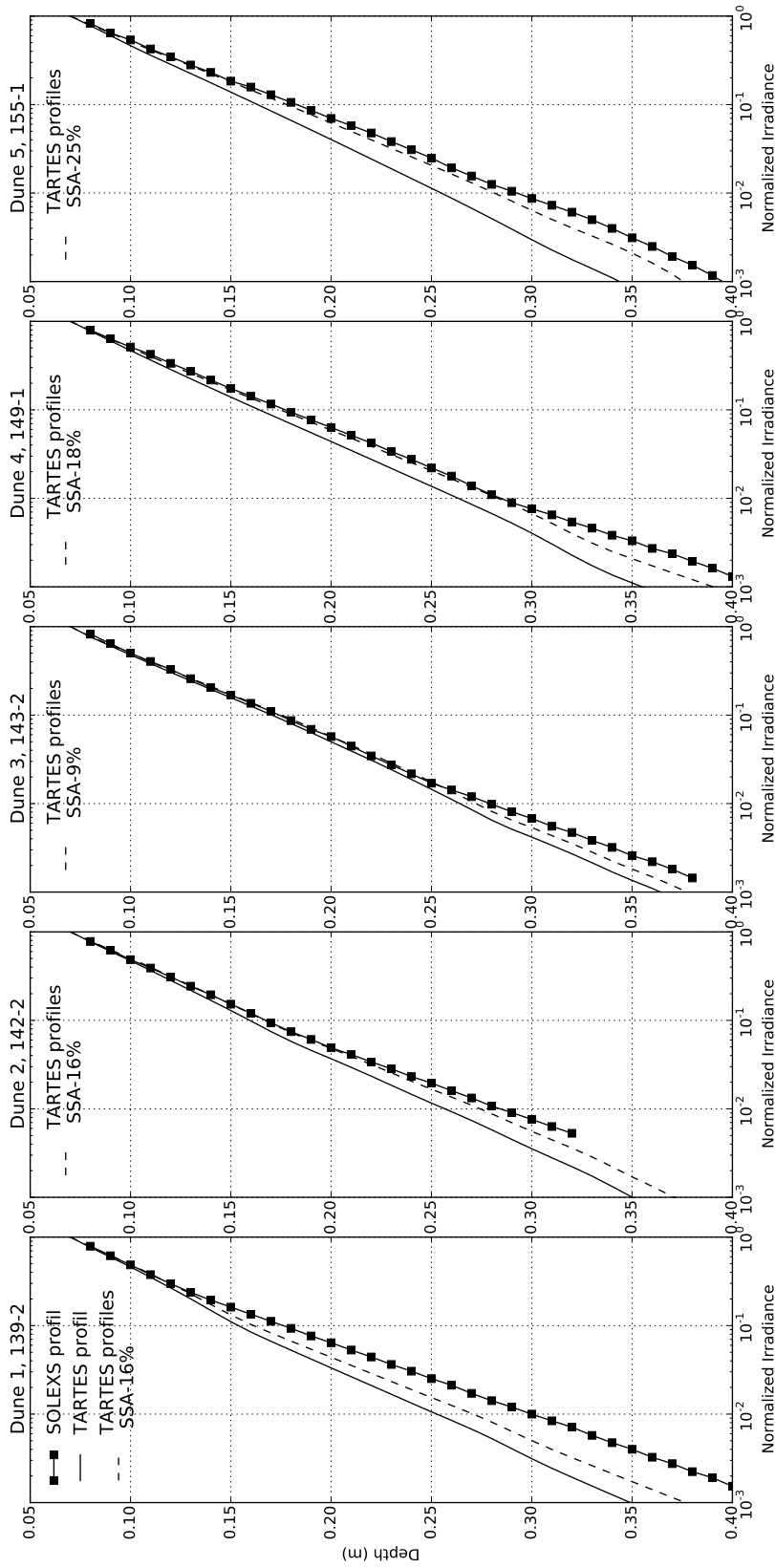


Figure 2.2 – Justification of the adjustment of B. For each snowpit, the irradiance profile simulated and measured at 700 nm are plotted against depth (m) represented by solid lines and squares respectively. Simulations with SSAs voluntarily reduced (rate of reduction provided on each graph) to match the observations at the bottom of the first stratigraphic layer are plotted using dashed lines.

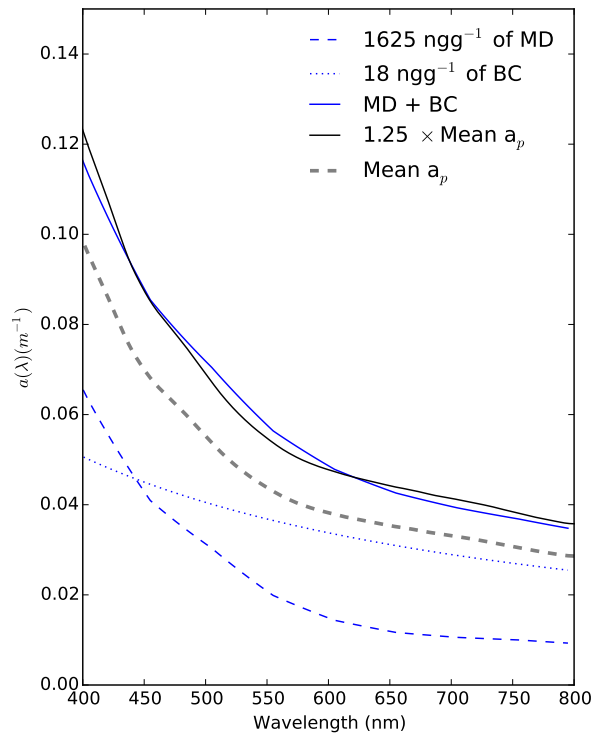


Figure 2.3 – Absorption coefficients of snow impurities in m^{-1} . The dashed black line denotes the average of all particulate absorption measurements for snow with a density of 350 kg m^{-3} . The coefficient obtained was multiplied by 1.25 to match the SOLEXS profile of snowpit 151-1. Blues lines denote the coefficients of MD (dashed), BC (dotted), and the sum of both (solid), which TARTES needs to match the SOLEXS profile of snowpit 151-1.

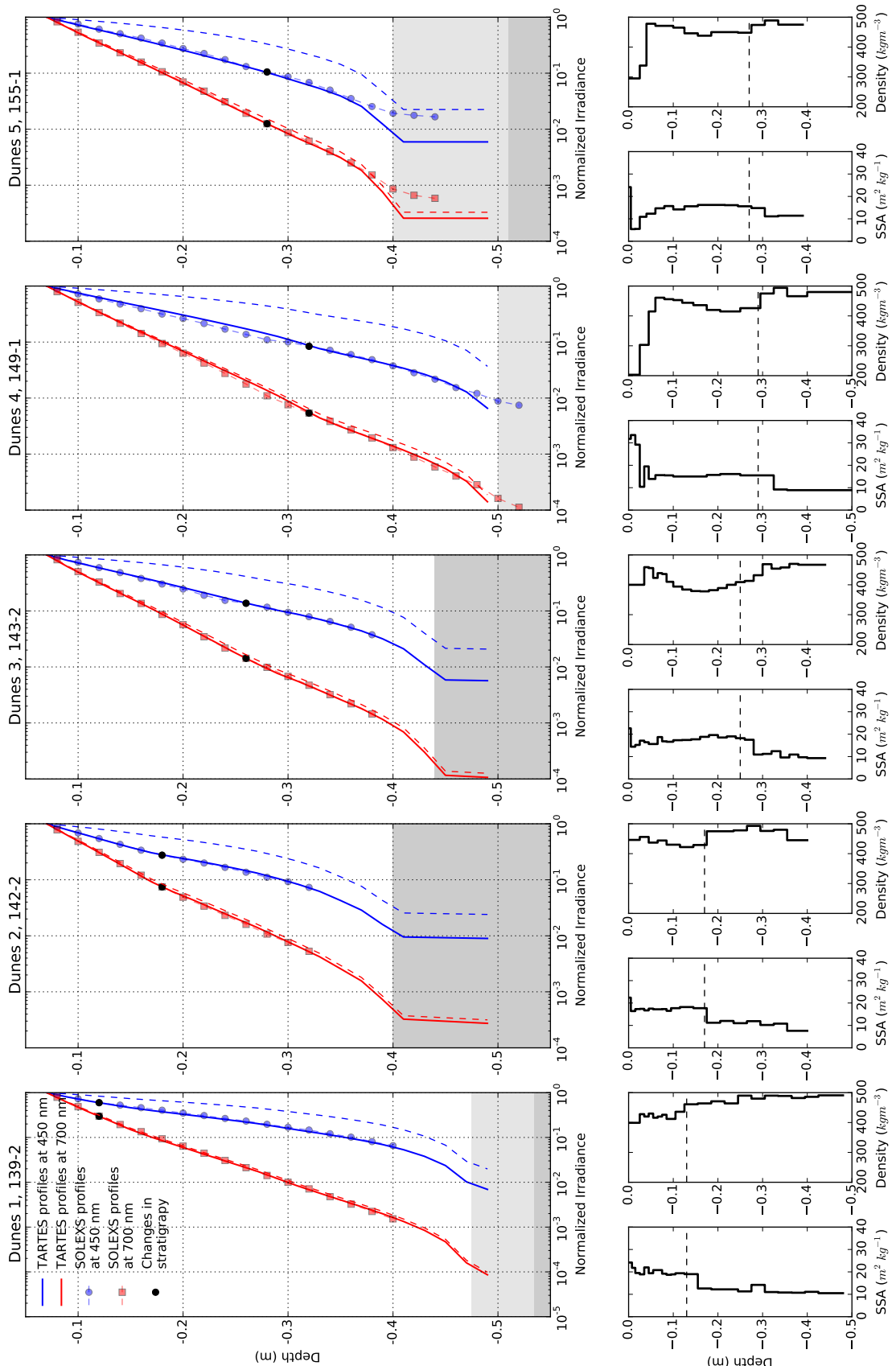


Figure 2.4 – First row, SOLEXS irradiance profiles (solid lines) and TARTES simulations (dots and squares) after optimization of the impurity content and with B at 450 nm and 700 nm respectively, against depth (m) for each dune. TARTES simulations without LAIs are represented by dashed lines. Black squares and dots denote depths separating both snow layers that were chosen for the simulations. In the second row, corresponding physical vertical properties (SSA and density). Horizontal dashed lines correspond to the interface depth measured during the stratigraphic study.

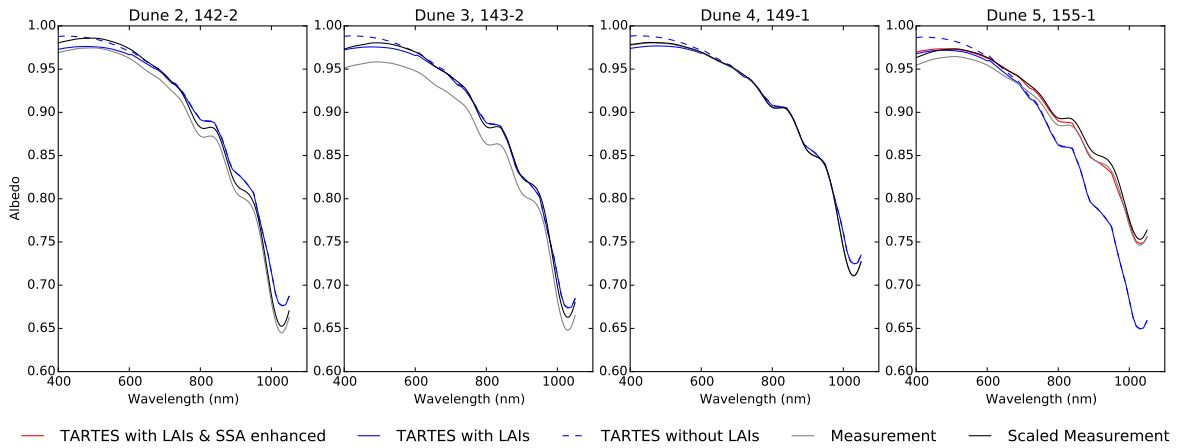


Figure 2.5 – Measured albedo in gray and albedo simulated with TARTES in blue, with and without LAIs represented by dotted and solid lines respectively. Measurements were rescaled (black) to match simulations at 700 nm. The surface SSA in red was exceptionally enhanced to compensate for an erroneous SSA measurement in dune 5.

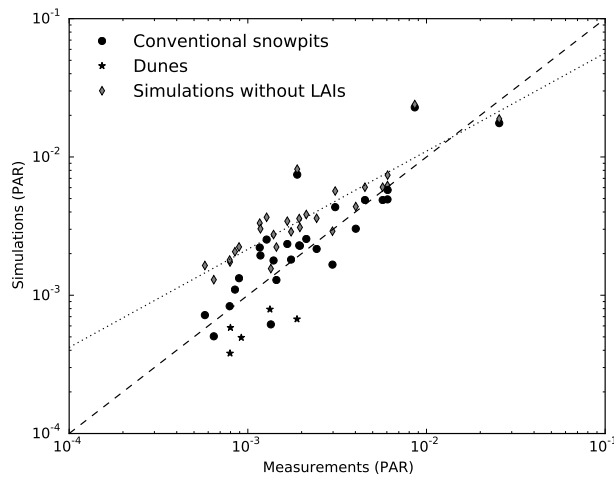


Figure 2.6 – Scatter plot of measured and simulated (black dots) transmittance. Stars denote the five dunes. Transmittances without taking into account snow LAIs are represented by black diamonds with their linear regression (dotted line). The first bisector is shown on the graph.

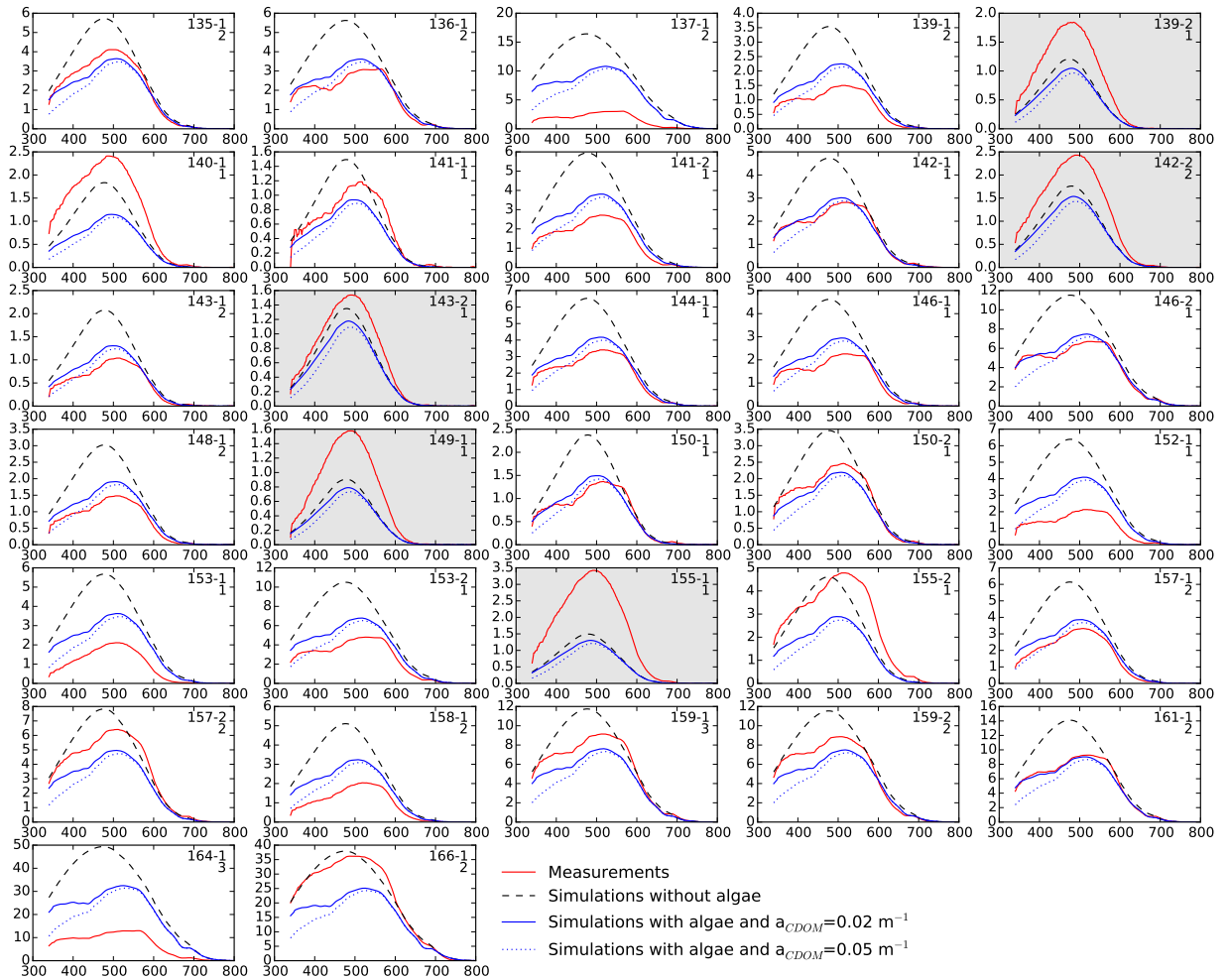


Figure 2.7 – Measured transmittances represented by red solid lines and simulated transmittances with or without ice algae represented by blue and dotted lines respectively for each snowpit. The y axis is in per thousand and the x axis in nanometers. The graphs of the five dunes have light gray backgrounds. The name of each snowpit is provided in the upper right corner as well as the number of transmittance measurements available.

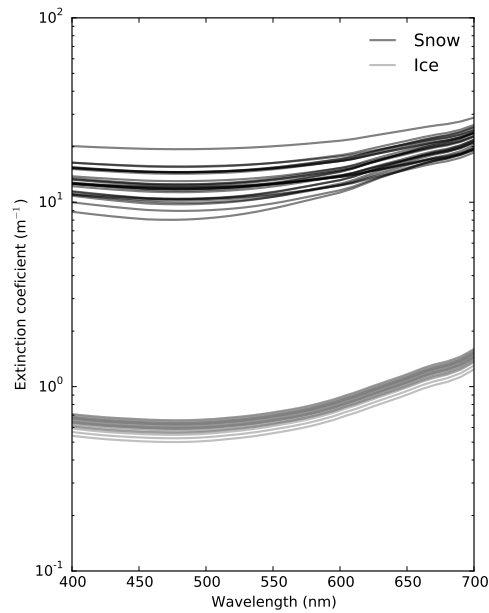


Figure 2.8 – Extinction coefficients in m^{-1} in snow and ice, deduced from all simulations presented in Figure 2.7, in black and gray respectively.

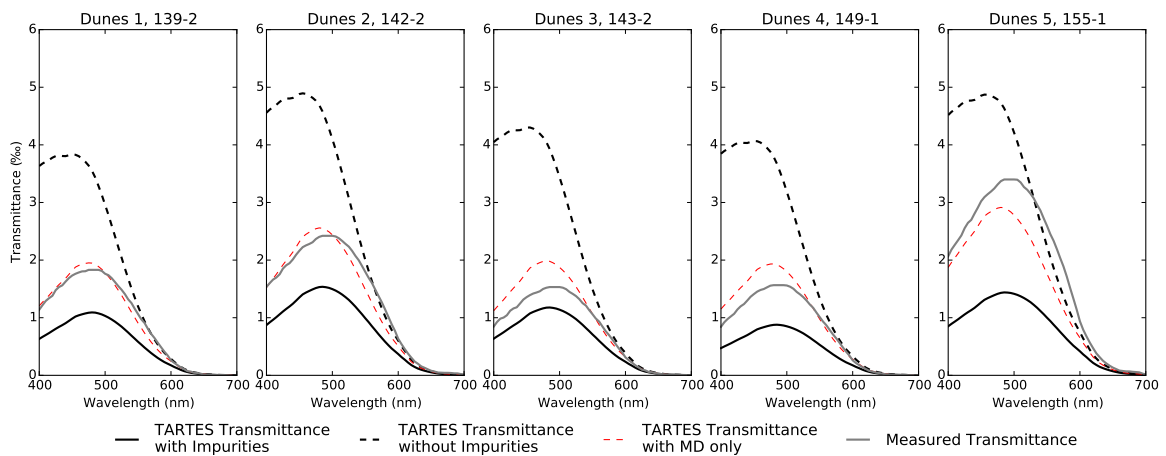


Figure 2.9 – Measured (gray) and simulated (black) transmittance of the whole sea ice (ice + snow) using optimized LAI content and B for each dune. Dashed curves denote simulations using the same snow physical properties but free of any impurities. In addition, simulations using only MDs are represented by dashed red lines.

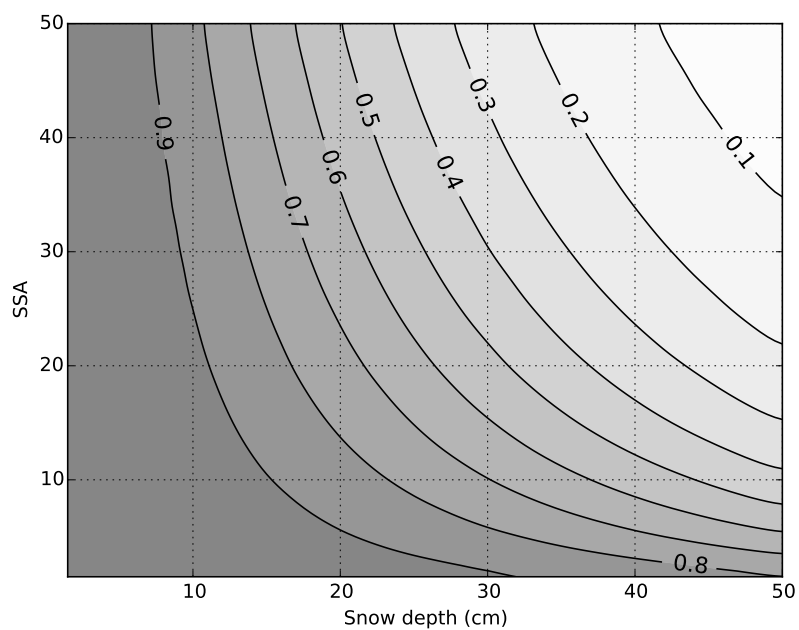


Figure 2.10 – Ratios between transmitted PAR with and without snow impurities as a function of SSA and snow thickness. The average amount of impurities found in layer 1 was used for simulations (886 ng g^{-1} for MD and 14.1 ng g^{-1} for BC).

	Dune 1	Dune 2	Dune 3	Dune 4	Dune 5	Mean
B ₁	1.43 ± 0.03	1.26 ± 0.02	1.38 ± 0.01	1.12 ± 0.01	1.03 ± 0.01	1.24
B ₂	0.90 ± 0.03	0.99 ± 0.01	0.96 ± 0.01	0.86 ± 0.01	0.74 ± 0.01	0.89
MD ₁	741 ± 257	1040 ± 70	982 ± 60	936 ± 42	733 ± 99	886
MD ₂	471 ± 65	605 ± 27	663 ± 36	25.3 ± 7	377 ± 113	428
BC ₁	24.2 ± 3.4	17.8 ± 1.5	12.2 ± 1.0	4.38 ± 0.67	12.2 ± 1.4	14.1
BC ₂	1.78 ± 0.86	0	0	20.2 ± 1.1	8.26 ± 1.95	6.0

Tableau 2.1 – Results of the optimization algorithm for the five dunes composed of two distinctive snow layers. Impurity concentration are given in ng g⁻¹.

	ν_{br}	ν_{bu}	r_{br}	r_{bu}	CDOM 5	TChla	K_{ice}
Ice layer 1	10 %	1 %	1.8 mm	1.8 mm	0.02 m ⁻¹	0 mgm ⁻³	0.85 ± 0.25 m ⁻¹
Ice layer 2	15 %	1 %	1.8 mm	1.8 mm	0.02 m ⁻¹	1500 mgm ⁻³	-

Tableau 2.2 – Sea ice IOPs that allow, in average, reasonable simulations of the transmittances of the 32 snowpits. ν_{br} and ν_{bu} are the volume fractions, r_{br} and r_{bu} the radii of brine pockets and air bubbles respectively.

Augmentation de l'éclairement dans la banquise liée au métamorphisme de la neige, et effets sur les algues de glace

Sommaire

3.1	Résumé	74
3.2	Abstract	75
3.3	Introduction	76
3.4	Méthodes	78
	3.4.1 Présentation du jeu de données	78
	3.4.2 Modélisation du transfert radiatif	80
3.5	Résultats et discussion	81
3.6	Conclusion et perspectives	84



3.1 Résumé

La production primaire océanique en Arctique est fortement dépendante de la quantité de lumière disponible elle-même limitée par la présence de la banquise. Dans cette étude un lien entre éclairage et concentration d'algues de glace a été examiné sur deux saisons de fonte contrastées d'une part en termes de conditions de surface et d'autre part en termes de quantité de biomasse mesurée. Un ensemble complet de données, échantillonné proche de Qikiqtarjuaq en baie de Baffin, a permis d'estimer les évolutions précises du rayonnement photosynthétiquement actif (PAR) transmis sous la banquise. Déterminé à partir de profils verticaux dans la colonne d'eau, ce PAR transmis est représentatif des conditions moyennes de la banquise et s'affranchit de la variabilité de la surface à petite échelle. A l'aide du modèle de transfert radiatif TARTES et des propriétés de la neige échantillonnées sur le terrain, l'évolution temporelle d'un manteau neigeux a été reconstruite afin d'expliquer les variations d'éclairage sous la banquise. Cette reconstruction permet de modéliser précisément l'éclairage dans la neige et la glace à toute profondeur. Éclairage qui peut être représenté, par exemple, par des Isolums ou courbes d'éclairages égaux. La comparaison entre ces Isolums et l'évolution de la biomasse dans la banquise montre un lien entre augmentation de l'éclairage disponible dans la banquise et la croissance de la population d'algues de glace. De plus, ce lien est particulièrement marqué pour l'année 2015 où plusieurs chutes de neige ont divisé par quatre, et en moins d'une semaine, l'éclairage à travers la banquise jusqu'à des intensités de $0.4 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$. L'augmentation de l'éclairage qui a suivi ces épisodes, causée par la fonte surfacique et au métamorphisme de la neige en surface, pourrait être responsable du pic de chlorophylle-a qui a été mesuré.

3.2 Abstract

Primary production in the Arctic Ocean is strongly affected by the limitation of light due to the presence of a reflective sea ice cover. The aim of this study is to investigate potential relationships between light transmitted through sea ice and bottom ice algal biomass. Intensive field sampling were conducted on typical landfast sea ice near Qikiqtarjuaq, Baffin Island, over two melting periods in 2015 and 2016 as a part of the GreenEdge project. In this study we report temporal changes in snow properties including snow specific surface area (SSA) and density and in photosynthetically active radiation (PAR) transmitted through the ice that were derived from C-OPS irradiance profiles performed in the water column. Our results show an important interannual variability in both the observed environmental conditions and the amount of biomass measured within bottom sea ice. Daily mean snowpacks depths, SSA and densities were reconstructed using the radiative transfer model TARTES combined with temporal changes in C-OPS derived transmittances. This reconstruction makes it possible to evaluate the absolute irradiance at any depth of the sea ice, representative of the average spatial conditions. Irradiance within the ice was represented with contour lines of equal light intensities called isolums. In both 2015 and 2016, changes in ice algal biomass and irradiance through sea ice follow similar trends, suggesting a strong control of light changes on sea ice biomass. The effect of light changes on sea ice algae is particularly important in 2015, when one week of heavy snowfall resulted in a four-fold decrease in light availability under sea ice ($<0.4 \mu \text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$) after May 9. Following this episode, snow metamorphism and surface melting resulted in the rapid increase of irradiance through sea ice that was closely matched with peaking algal biomass.

3.3 Introduction

L'océan Arctique est marqué par une forte saisonnalité qui se traduit par la présence d'une banquise dont l'extension est maximale au sortir de la nuit polaire. En tant qu'interface plus ou moins perméable, la glace de mer limite les échanges entre océan et atmosphère, et impacte le budget énergétique global et le mélange vertical des masses d'eau (Semmler et al., 2012; Rainville et al., 2011). Les écosystèmes marins se sont adaptés à la contrainte imposée par la glace de mer, en particulier les producteurs primaires à la base de la chaîne trophique arctique. Ceux-ci sont représentés par des communautés de micro-algues sympagiques dans la glace et planctoniques dans la colonne d'eau (Arrigo et al., 2010). La dynamique de ces populations est gouvernée par l'évolution des conditions environnementales comprenant entre autres : la disponibilité en nutriments et en lumière, la qualité des habitats et les pertes dues aux brouteurs pélagiques (Gosselin et al., 1990; Legendre et al., 1991; Smith et al., 1990; Horner et al., 1992). De manière générale, la floraison printanière de micro-algues dans la glace précède la floraison dans la colonne d'eau (Leu et al., 2015). Cette dernière survient en période de fonte avancée, après l'apparition des mares de fonte à la surface de la banquise ou dans les eaux libres après la débâcle (Arrigo et al., 2012). Les algues de glace colonisent les canaux de saumure et la surface basale de la banquise. Elles contribuent significativement à la production primaire totale en arctique (Loose et al., 2011; Michel et al., 2006). Leur nombre est maximal au printemps et diminue drastiquement en période de fonte pour différentes raisons : l'expulsion vers la colonne d'eau à cause de la percolation massive d'eau douce issue de la fonte de la neige ou des pluies en surface, la fonte basale de la glace, ou encore l'augmentation brutale de l'éclairement (Fortier et al., 2002; Juhl and Krembs, 2010). En outre, la sédimentation de ces algues constitue une source de nourriture pour un ensemble d'espèces pélagiques et benthiques (Trembay et al., 1989). Les algues de glace sont spécialement adaptées à leur environnement et sont capables de photosynthétiser à des intensités lumineuses très faibles (Lacour et al., 2016). En particulier, les observations in situ ont montré une acclimatation sous des éclairagements de l'ordre de quelques $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Gosselin et al., 1985), voir moins (Mock and Gradinger, 1999). L'éclairement considéré est le rayonnement photosynthétiquement actif (PAR). Aussi le taux de croissance augmente avec l'augmentation de l'éclairement (Lacour et al., 2016) qui s'avère être le facteur limitant dominant au sortir de la nuit polaire. L'éclairement dans la partie inférieure de la banquise, disponible pour les communautés d'algues, est contrôlé par les propriétés optiques de la neige et de la glace de mer. Le manteau neigeux à la surface joue un rôle prépondérant en contri-

buant majoritairement à l'extinction verticale de l'éclairement (Grenfell and Maykut, 1977; Perovich, 1990). En effet, seule une fraction, de l'ordre de 0.1 % du PAR incident, est transmise à la colonne d'eau en présence d'un manteau neigeux épais de 20 cm (Mundy et al., 2005). Les propriétés optiques du manteau neigeux dépendent principalement de la taille des grains qui le composent, de sa densité et de son épaisseur (Warren, 1982). L'ensemble de ces paramètres est assujéti à une forte variabilité temporelle et spatiale sous l'action des conditions environnementales : vent, température et rugosité de la banquise (Barber et al., 1995; Sturm et al., 2002; Langlois et al., 2007). En particulier, le métamorphisme de la neige dû à la fonte et à la présence d'eau liquide augmente drastiquement le rayon optique des grains de neige ce qui réduit considérablement l'albédo du manteau neigeux et augmente sa transmittance (Nicolaus et al., 2010). Il a pu être observé que la biomasse d'algues de glace était corrélées aux conditions de neige en surface, notamment l'épaisseur du manteau (Gosselin et al., 1986; Perovich et al., 1993; Mundy et al., 2005). La distribution horizontale de la biomasse est irrégulière et suit la variabilité spatiale du manteau neigeux. Celui-ci jouerait donc un rôle déterminant dans la dynamique de la floraison printanière des algues de glace. Étant donnée la multitude de facteurs entrant en jeu, le suivi de l'évolution saisonnière complète d'une telle floraison constitue un véritable défi scientifique. C'est également un enjeu majeur qui devrait permettre de mieux comprendre la dynamique de la production primaire arctique. En particulier dans le contexte actuel de réchauffement climatique où la banquise subit de profondes mutations. Le projet GreenEdge (Oziel et al., 2019) avait pour objectif de relever ce défi par une approche pluri-disciplinaire et l'échantillonnage intensif d'une banquise de première année proche de Qikiqtarjuaq en baie de Baffin sur deux saisons de fonte consécutives, 2015 et 2016. La présente étude a pour but de mieux comprendre l'impact des variations d'éclairement, dans et sous la banquise, sur les populations d'algues de glace. Si celles-ci se développent majoritairement à la base de la banquise elles sont également susceptibles de coloniser l'intérieur de la glace. Il est donc essentiel de connaître précisément la répartition verticale de l'éclairement, ce qui est particulièrement difficile à mesurer in situ (Ehn et al., 2008). Les précédentes études qui ont abordé cette thématique ont souvent utilisé une unique loi de décroissance exponentielle pour modéliser l'atténuation de la lumière. Or, les propriétés optiques de la banquise (neige et glace) sont fortement hétérogènes sur la verticale, si bien que la distribution de la lumière l'est aussi et ne suit pas une simple exponentielle. En effet, les coefficients d'atténuation vertical de la neige et de la glace diffèrent d'au moins un ordre de grandeur (Grenfell and Maykut, 1977; Perovich et al., 1998; Light et al., 2008) . Le jeu de donnée échantillonné sur le terrain dans le cadre de GreenEdge,

a permis la reconstruction précise de l'évolution de l'éclairement à toute profondeur de la glace grâce à l'utilisation du modèle transfert radiatif TARTES (Libois et al., 2013). Cette évolution est représentative des conditions moyennes spatiales rencontrées sur le camp de glace et est représentée de manière innovante par l'utilisation d'isolumes. Celles-ci peuvent être comparées directement à l'évolution des algues de glaces. Si l'une d'entre elles atteint la base de la glace en même temps qu'une accumulation de biomasse est observée, alors elle pourrait correspondre au minimum en lumière requis pour déclencher une floraison. L'utilisation d'isolumes permet donc de mieux cerner le lien entre l'évolution de l'éclairement à la base de la banquise, et l'évolution de la biomasse d'algues de glace. Comprendre ce lien est fondamental pour mieux évaluer la contribution des algues de glace à la production primaire en arctique, par exemple à l'aide de modèles. Etant donné les modifications actuelles de la banquise (propriétés du manteau neigeux différentes, amincissement), cette contribution est fortement susceptible de changer. Aux très hautes latitudes, la production d'algues de glace pourrait bien prendre de l'ampleur et entraîner des modifications du réseau trophique.

3.4 Méthodes

L'ensemble du jeu de données présenté dans cette étude est issu de deux campagnes d'échantillonnage du projet GreenEdge, réalisées en 2015 et 2016 sur une banquise côtière de première année près de Qikiqtarjuaq en baie de Baffin. Les travaux présentés ici se limitent aux périodes comprises entre le 10 avril et le 11 juin en 2015 et entre le 20 avril et le 11 juin en 2016. Les séries temporelles des propriétés physiques et optiques de la banquise, et de biomasse d'algues de glace couvrent la période allant de la floraison (pic de biomasse mesurés dans la glace) à la fonte presque totale du manteau neigeux.

3.4.1 Présentation du jeu de données

Le PAR incident a été reconstruit à l'aide du modèle de transfert radiatif SBDART (Ricchiuzzi et al., 1998) et d'images satellites MODIS (Oziel et al., submitted manuscript, 2018) et a été validé par les mesures prises sur le terrain avec un radiomètre différent pour chacune des années (CNR4, Kipp & Zoner en 2015 ; LI-190SA, Li-COR, en 2016). N'est considéré dans cette étude, que le PAR moyen journalier, exprimé en $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$, qui dépend fortement de la variation saisonnière de l'élévation du soleil. Les transmittances entre la surface du manteau neigeux et la base de la banquise ont été mesurées, d'une part ponctuellement (Chapitre 2) notées T_p , et d'autre part à l'aide d'un spectroradiomètre sous-marin (C-OPS, Biospherical Instrument) notées T_c . Le C-OPS est un instrument composé de trois

radiomètres mesurant la luminance et l'éclairement à 19 longueurs d'onde comprises entre 300 et 900 nm. Deux de ces radiomètres (éclairements descendant, $E_d(\lambda, z)$, et luminance remontante au nadir, $L_u(\lambda, z)$, où z est la profondeur en m) sont déployés à travers un trou de 25 cm pratiqué dans la banquise et descendus dans la colonne d'eau pour l'acquisition de profils verticaux de la base de la banquise à une profondeur d'environ 100 m. Le troisième radiomètre, placé sur un trépied, mesure simultanément l'éclairement incident dans l'air ($E_d(\lambda, 0^+)$). Les données sont acquises à une fréquence de 15 Hz et numérisées sur 12 bits. Seuls les éclairements sont utilisés dans la présente étude. Ces quantités radiométriques sont exprimées ici pour la plage spectrale qui correspond au PAR (400-700 nm), et obtenues par simple interpolation trapézoïdale entre les valeurs spectrales d'éclairement. Étant donné la relative homogénéité des propriétés optiques de la colonne d'eau, la lumière décroît exponentiellement avec la profondeur. Seuls les dix premiers mètres sont impactés par l'hétérogénéité de la banquise. La transmittance entre la surface du manteau neigeux et la profondeur dans la colonne d'eau correspondant à 1.3 décibars de pression (équivalent à 1.3 m sous une surface qui serait dénuée de banquise), a été calculée en extrapolant d'abord le profil exponentiel entre -50 m et -10 m jusqu'à -1.3 m. La transmittance de PAR (%) a ensuite été calculée comme le rapport $E_d(PAR, 1.3)/E_d(PAR, 0^+)$ multiplié par 100. Le produit obtenu peut être assimilé à une transmittance moyenne qui s'affranchit partiellement de la variabilité spatiale de la glace et de la neige en surface, parce que le capteur d'éclairement descendant à >-10 m « voit » une surface de banquise relativement grande. Aussi, la profondeur correspondant à 1.3 décibars se trouvait toujours dans l'eau, quelques cm sous la base de la banquise. Étant donné le très faible impact de ces quelques centimètres d'eau sur la transmittance calculée, on peut raisonnablement avancer qu'elle est représentative de la transmittance de la banquise. Le manteau neigeux a été intensivement étudié durant chacune des deux campagnes d'échantillonnage (Chapitre 1). Les propriétés physiques utilisées dans la présente étude sont les profils verticaux de SSA et de densité de la neige, ainsi que son épaisseur. Ces grandeurs permettent une modélisation précise du transfert radiatif du manteau neigeux (Chapitre 2), (Grenfell and Warren, 1999). La station météorologique, installée dans la zone d'échantillonnage, a fourni en continu une mesure de température atmosphérique et d'épaisseur du manteau neigeux. Cette mesure nécessite des précautions particulières. Nous avons constaté que le mât soutenant l'instrument s'était incliné sous l'effet du vent à au moins deux reprises (9 mai 2015 et 21 mars 2016) créant un biais dans la mesure. Les données des deux saisons ont donc été remises à échelle afin que l'épaisseur nulle du manteau neigeux coïncide avec la date réelle observée de sa fonte totale. Elles ne

sont considérées par la suite que pour leurs variations relatives permettant de distinguer les périodes d'accumulation ou de fonte de la neige (corroborées par les observations sur le terrain). Enfin, les concentrations en chlorophylle-a dans la glace par unité de surface de banquise (mg m^{-2}), proxy de la quantité de biomasse d'algues de glace, ont été déterminées par analyse HPLC suivant le protocole décrit par Ras et al. (2008). Les échantillons analysés proviennent des couches de glace basale 0-3 cm et 3-10 cm extraites par carottage, et sont représentatifs de deux types d'enneigement, épais (HS) et mince (LS).

3.4.2 Modélisation du transfert radiatif

Les propriétés physiques échantillonnées sur le terrain ne sont pas suffisantes pour permettre une modélisation directe de l'évolution du champ radiatif dans la banquise (glace + neige). D'abord parce que l'échantillon est trop limité en nombre (35 et 10 snowpits réalisés respectivement en 2015 et 2016) pour permettre une évolution temporelle fine. Et ensuite parce que les propriétés sont fortement affectées par les variations spatiales du manteau neigeux. L'évolution d'un manteau neigeux a donc été paramétré pour chacune des deux saisons de telle sorte que la transmittance de la banquise, comprenant une couche de glace et le manteau reconstruit, égale celle déduites du C-OPS. De cette manière, le manteau obtenu pourra être considéré comme représentatif des conditions moyennes de la banquise, étant données que T_c est moins affectée par l'hétérogénéité de surface. Les modélisations du transfert radiatif ont été réalisées avec le modèle TARTES (Libois et al., 2013), étendu à la couche de glace (Chapitre 2). Les propriétés optiques inhérentes (IOPs) moyennes de la glace en 2015 ont été déterminées au Chapitre 2. Il a été supposé que ces IOPs représentaient également les caractéristiques de la glace de 2016. Elles ne sont plus valables pour une glace affectée par une fonte avancée du manteau neigeux, soit à partir du 11 juin en 2015 et du 9 juin en 2016. La reconstruction du manteau neigeux doit être soumise à des contraintes précises. Celui-ci doit respecter les profils observés lors de l'étude des snowpits (stratigraphie, SSA et densité), ainsi que les accumulations et ablations observée ou déduites des mesures de la station météorologique. Les paramètres à déterminer pour chaque jour sont les profils de SSA et de densité ainsi que les épaisseurs. A l'image de ce qui a été observé sur le terrain, le manteau neigeux peut être constitué de quatre couches stratigraphiques distinctes : givre de profondeur, plaques à vent, neige récente et neige en cours de métamorphisme humide constituée de grains ronds. Avant les chutes de neige de mai, les deux manteaux neigeux étaient constitués uniquement d'une couche basale de 5 cm de givre recouverte par une plaque à vent. En 2015, les échantillonnages permettent de caractériser parfaitement

les propriétés physiques de ces deux premières couches (voir Chapitre 1). Ce n'est pas le cas pour la saison 2016 car le manteau neigeux était déjà fortement métamorphisé lors des premières opérations suite à un épisode de fonte marqué ne laissant intacte uniquement la couche de givre. L'hypothèse, raisonnable, a donc été faite de considérer cette couche recouverte par une plaque à vent de SSA supérieure à 2015, car vraisemblablement formées vers la mi-avril suivant les données de la station météorologique (Figure 3.1A). Les couches de neiges fraîches sont ajoutées aux manteaux aux dates qui ont été observées ou déduites des mesures de la station. La SSA de la neige fraîche diminue fortement les jours suivants les précipitations (métamorphisme). Cette diminution a précisément été mesurée sur le terrain et est comparable à la loi de décroissance de la SSA proposée par Taillandier et al. (2007) (manteau neigeux isotherme de -5°C). Une SSA de $60 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ a été choisie pour la neige fraîche (telle que mesurée), sa décroissance suit les mesures si disponibles ou la loi de Taillandier et al. (2007). Enfin la couche de grains ronds apparaît d'abord en surface puis se propage vers le bas avec l'intensification de la fonte. Elle a été paramétrée par une SSA qui décroît progressivement de sa valeur initiale jusqu'à un minimum de $4 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$. Les taux de décroissance ainsi que les profondeurs atteintes ont finement été observés sur le terrain et sont appliqués dans la paramétrisation. Seuls les épaisseurs initiales ainsi que les hauteurs d'accumulation et d'ablation ont été ajustées afin que la transmittance des manteaux neigeux égale les T_c . Les reconstructions des conditions de neige moyennes en surface permettent ensuite de déterminer les isolumes à toute profondeur de la banquise, et pour chaque jour de l'ensemble des deux saisons.

3.5 Résultats et discussion

L'évolution temporelle des paramètres physiques et biologiques mesurés fait apparaître des différences importantes entre les deux saisons de fonte étudiées. Celle-ci seront décrites dans un premier temps en s'appuyant sur les reconstructions des manteaux neigeux moyens. Dans un second temps, les liens entre éclaircissement et biomasse dans la banquise seront abordés et discutés.

La Figure 3.1 présente l'évolution temporelle du PAR incident (A), de la température atmosphérique (B) et des épaisseurs de neige mesurées (C), pour chacune des deux années. Le PAR incident a augmenté de manière globale de $300 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ à $700 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ de début avril au 15 juin, essentiellement à cause de l'augmentation de l'élévation solaire et de la durée quotidienne d'ensoleillement. La chute brutale du PAR à partir du 15 juin est imputable à un couvert nuageux persistant dont l'apparition coïncide avec la fonte du manteau neigeux

et l'apparition des mares de fonte. Avant cette date, les nuages ont également modulés le PAR incident, mais dans une moindre mesure. Le début de la période de fonte surfacique est déclenchée par des températures atmosphériques positives. Elles ont été observées à partir du 25 mai en 2015 et à partir de fin avril en 2016, soit un mois plus tôt. Bien que comportant une forte variabilité spatiale, les mesures d'épaisseurs de neige réalisées sur *snowpits* entre le 12 mai et le 15 juin sont similaires pour les deux saisons avec un maximum d'environ 38 cm le 1er juin. Par contre, les données fournies par la station météorologique ainsi que les profils de SSA relevés indiquent que les chutes de neige tardives, à partir du 8 mai, ont fortement contribué à l'épaisseur finale observée en 2015, ce qui n'est pas le cas pour l'année suivante. Il est donc vraisemblable que le manteau neigeux en 2016 ait été sensiblement plus épais qu'en 2015 avant ces chutes de neige. Les différents épisodes d'accumulation et d'ablation peuvent être observés sur la Figure 3.1C). En particulier, une fonte précoce se traduisant par la diminution de l'épaisseur de neige, est survenue entre le 15 et 24 mai 2016 en liens avec des températures positives anormalement élevées. Les grandes différences entre les manteaux neigeux (accumulations et fonte) se répercutent sur les données de PAR transmis sous la glace. Les Figures 3.2A et B et 3.3A et B présentent l'évolution temporelle de la transmittance et du PAR transmis pour les saisons 2015 et 2016, respectivement. Dans les deux cas, les transmittances T_p varient autour des transmittances T_c révélant la variabilité spatiale des propriétés optiques de la banquise. Chacune des deux saisons peut être divisée en phases distinctes illustrées sur les Figures 3.2 et 3.3. En 2015, une première phase (I-15) entre le 10 avril et le 8 mai est caractérisée par une transmittance moyenne constante et un PAR transmis compris entre 0.80 et 1.50 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Les chutes de neige successives du mois de mai (8, 16 et 26 mai), ainsi que les épisodes de fonte surfacique (phase II-15) sont responsables des fluctuations du PAR transmis compris entre 0.30 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 18 mai et 2.80 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 11 juin. La phase III-15 correspond à la fonte finale du manteau neigeux et l'apparition des mares de fonte. En 2016, les premières mesures réalisées donnent un PAR transmis de 0.45 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (I-16). Celui-ci augmente progressivement durant la phase II-16 jusqu'à être multiplié par trois (1.7 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$) le 24 mai suite à l'épisode de fonte intense, signalé précédemment, qui est responsable d'un métamorphisme avancé du manteau neigeux sur toute sa hauteur. Durant la phase III-16, similaire à la phase II-15, le PAR transmis a diminué à 0.8 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 28 mai à cause de nouvelles chutes de neige (24 et 27 mai), puis augmenté avec la fonte jusque 4.0 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 9 juin. Enfin la phase IV-16, similaire à la phase III-15 est caractérisée par la fonte totale du manteau neigeux et la formation des mares de fonte. Les valeurs de SSA des manteaux neigeux moyens reconstruits

avec TARTES sont présentées sur la Figure 3.4. Les SSA des plaques à vent, formées avant échantillonnage, sont de $15 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ et $19 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ pour 2015 et 2016 respectivement. Les densités de la neige (non présentées sur la Figure 3.4) ont été fixées à 250 kg m^{-3} pour les couches de neige fraîche, 350 kg m^{-3} pour les couches basales et la neige métamorphisée, et enfin 400 kg m^{-3} et 300 kg m^{-3} pour les plaques à vent de 2015 et 2016 respectivement conformément à ce qui a été observé in situ. De manière générale, les hauteurs de neiges sont comparables d'une année à l'autre en mai (38 cm) mais différent avant les épisodes de chute de neige, avec 28 cm en 2015 contre 34 cm en 2016. Les transmittances et les PAR transmis issus de la modélisations sont présentées Figure 3.2A et B et 3.3A et B. Elles ont pu être approchées relativement proches des mesures moyennes issues du C-OPS pour la saison 2015. Cependant une déviation peut être observée durant la phase III-16 entre les 24 et 31 mai 2016 lors des épisodes de précipitations. Les mesures des propriétés physiques de la neiges relevées durant cette période ont été préférées à l'unique mesure du C-OPS datée 28 mai dans le cadre de la reconstruction du manteau neigeux. Car la chute de neige survenue durant cette période est clairement visible sur les profils de SSA mesurés et a du avoir un impact sur la transmittance de la banquise. Les isolumes dans la neige et la glace, déduites de la modélisation, sont présentées sur les Figures 3.2C et 3.3C pour les saisons 2015 et 2016 respectivement. Chaque courbe représente une isolume particulière qui va se déplacer vers le haut quand l'éclairement diminue et vers le bas quand l'éclairement augmente en suivant exactement les variations du PAR transmis simulé. En dessous, (Figures 3.2D et 3.3D) sont représentées l'évolution de la concentration en chlorophylle-a dans la glace, pour différentes profondeurs et pour des conditions en surface de manteau neigeux épais (HS) et mince (LS) (saison 2015 uniquement). De manière générale, les concentrations dans la glace basale, 0-3 cm, sont supérieures d'un ordre de grandeur à celles mesurées dans la couche comprise entre 3 et 10 cm. Les algues à l'interface glace-eau bénéficient d'un apport constant en nutriments et d'une surface plus grande pour s'établir. A l'intérieur de la glace les zones d'implantation sont limitées aux canaux et poches de saumures (Smith et al., 1990 ; Horner et al., 1992). A partir d'ici, seules les données 0-3 cm sont considérées. Pour la chlorophylle-a les deux saisons se distinguent aussi. Des concentrations maximales presque six fois supérieures ont été mesurées en 2015 par rapport à 2016 (36 contre 6 mg m^{-2}). En début de saisons les concentrations s'élevait entre 2.5 et 3.6 mg m^{-2} pour les sites HS et à 7 mg m^{-2} pour les sites LS en 2015 et entre 0.26 et 2.6 mg m^{-2} en 2016. Il est possible de distinguer une période d'accumulation de biomasse pour chacune des deux années : du 16 au 27 mai 2015 avec une augmentation de 3.5 - 7.6 à 21 - 36 mg m^{-2} et du 10 mai au 6 juin 2016 avec une

augmentation 0.6 mg m^{-2} à 6 mg m^{-2} . Lors de ces deux périodes de croissance, les isolumes dans la glace se sont déplacées vers le bas, traduisant une augmentation du PAR transmis. En 2015, l'éclairement dans la glace basale a augmenté de 0.3 à $0.55 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. En 2016, le métamorphisme de la neige, puis la fonte surfacique ont provoqué une augmentation de 0.45 à plus de $1.7 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ le 20 mai. L'éclairement a ensuite diminué jusqu'à $0.8 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ le 28 mai. La concentration en chlorophylle-a a alors marqué un palier, avant une nouvelle augmentation de l'éclairement à $2.2 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ le 2 juin. À noter que suite aux maxima observés, la biomasse d'algues a diminué continûment alors que l'éclairement ne cessait d'augmenter. Cela pourrait être expliqué par l'arrivée massive d'eau douce issue de la fonte en surface, phénomène de « flushing », qui expulse les algues vers la colonne d'eau (Fortier et al., 2002). Il est aussi possible que la glace ait pu commencer à fondre par le bas entraînant la dégradation de l'habitat (Juhl and Krembs, 2010). En l'absence de tendance significative les autres liens éventuels entre isolumes et chlorophylle-a ne sont pas soulignés ici. Il ressort de cette étude que la biomasse d'algues, régie par la production et pertes, croît quand l'éclairement disponible augmente et, à l'inverse, stagne ou décroît quand il diminue. Cette augmentation de l'éclairement aurait une importance significative indépendamment de son niveau d'intensité. En effet, suite aux chutes de neige de mai 2015 la concentration d'algues a augmenté sous un éclairement deux à trois fois plus faible qu'avant les chutes.

3.6 Conclusion et perspectives

Dans cette étude les conditions d'éclairement à l'intérieur de la banquise ont pu être déterminées pour deux saisons de fonte complètes. Nous avons pu examiner le lien entre l'augmentation de l'éclairement, exprimé sous forme d'isolumes, et la croissance des populations d'algues. La représentation originale par des isolums permet d'apprécier visuellement et de manière précise les variations d'éclairement dans la glace. Ces variations sont principalement causées par des changements des conditions de surface, notamment liés à des périodes d'accumulations et de fonte de la neige. Aussi, une augmentation significative de l'éclairement a pu être observée pour le mois d'avril 2015. Malgré des conditions de banquise constantes, les variations saisonnières du PAR incident ont probablement influencé la quantité de lumière disponible. Malheureusement aucune mesure de concentration de chlorophylle-a n'est disponible pour cette période. Ces travaux seront poursuivis dans le but d'examiner les causes responsables de la forte différence de magnitude entre les concentrations en chlorophylle-a mesurées en 2015 et en 2016. Pour cela, il conviendra de considérer les conditions moyennes, tel que dans cette étude, mais également d'explorer le rôle de la variabilité

spatiale. En effet, l'ensemble des études stratigraphiques du manteau neigeux ainsi que les mesures intensives de son épaisseur le long de transects permettent de déduire les conditions d'enneigement aux extrêmes. TARTES pourrait ensuite être utilisé afin de calculer les éclaircissements minimums et maximums pour chacune des phases des deux saisons de fonte. Les premiers résultats montrent une variabilité spatiale beaucoup plus importante en 2015 et ce, notamment, avant les précipitations de neige du 8 mai. Aussi, l'évolution de la biomasse est soumise à d'autres facteurs, notamment la qualité et la disponibilité de leurs habitats (canaux et poches de saumure) qui peuvent également avoir joué un rôle dans la dichotomie observée. Enfin, il ressort de manière générale que la magnitude finale de la floraison printanière de ces algues dépend de l'ensemble de la saison considérée et ne peut être expliquée, a posteriori, que par l'étude précise de l'historique complet des conditions environnementales in situ.

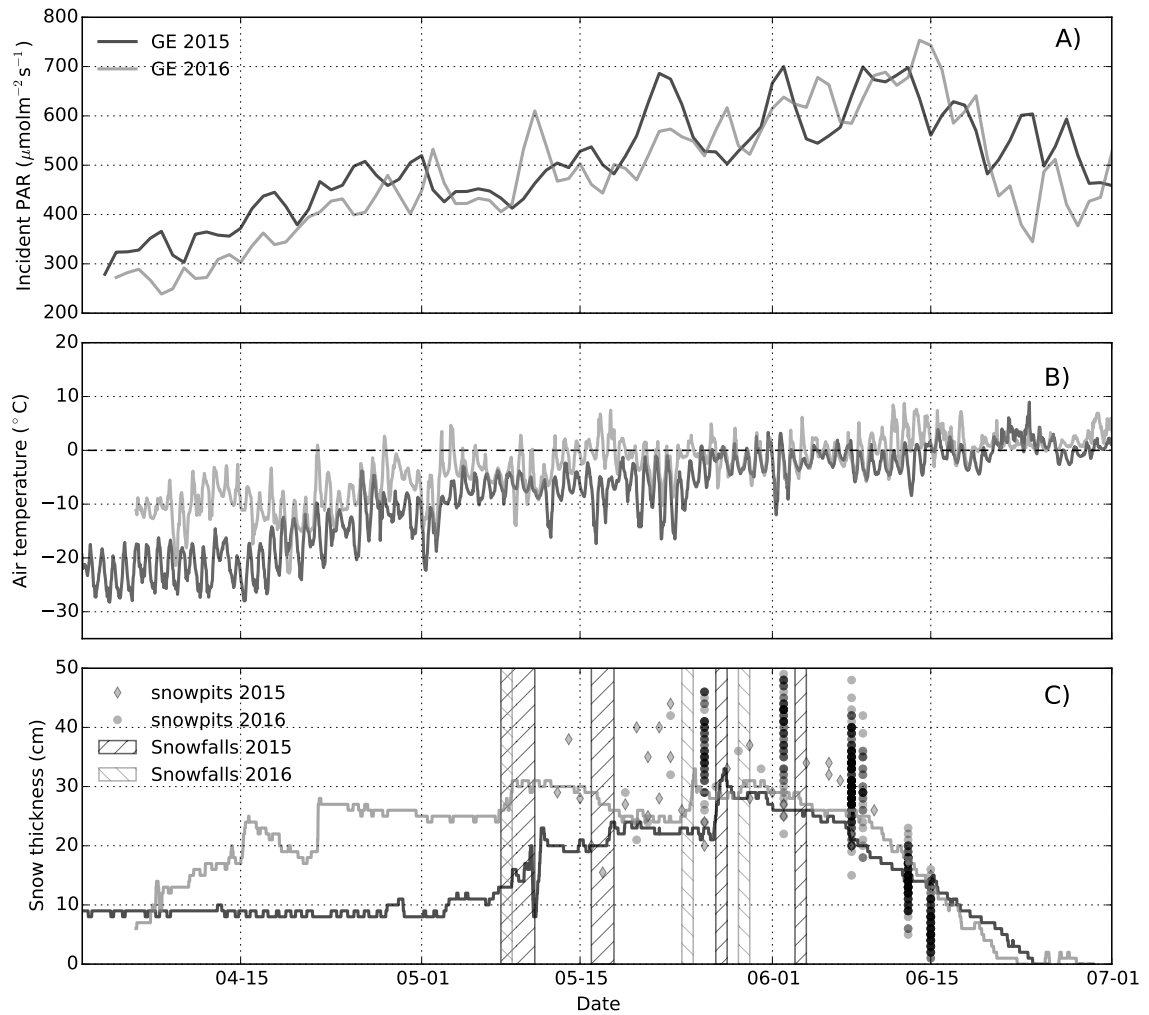


Figure 3.1 – Évolutions temporelles pour chacune des saisons du PAR incident reconstruit (moyenne quotidienne) (A), de la température (B) et de l'épaisseur du manteau neigeux (C), comprenant les données de la station fixe du camp de glace ainsi que les mesures réalisées pour chaque snowpit étudié. Les zones hachurées correspondent aux chutes de neige significatives.

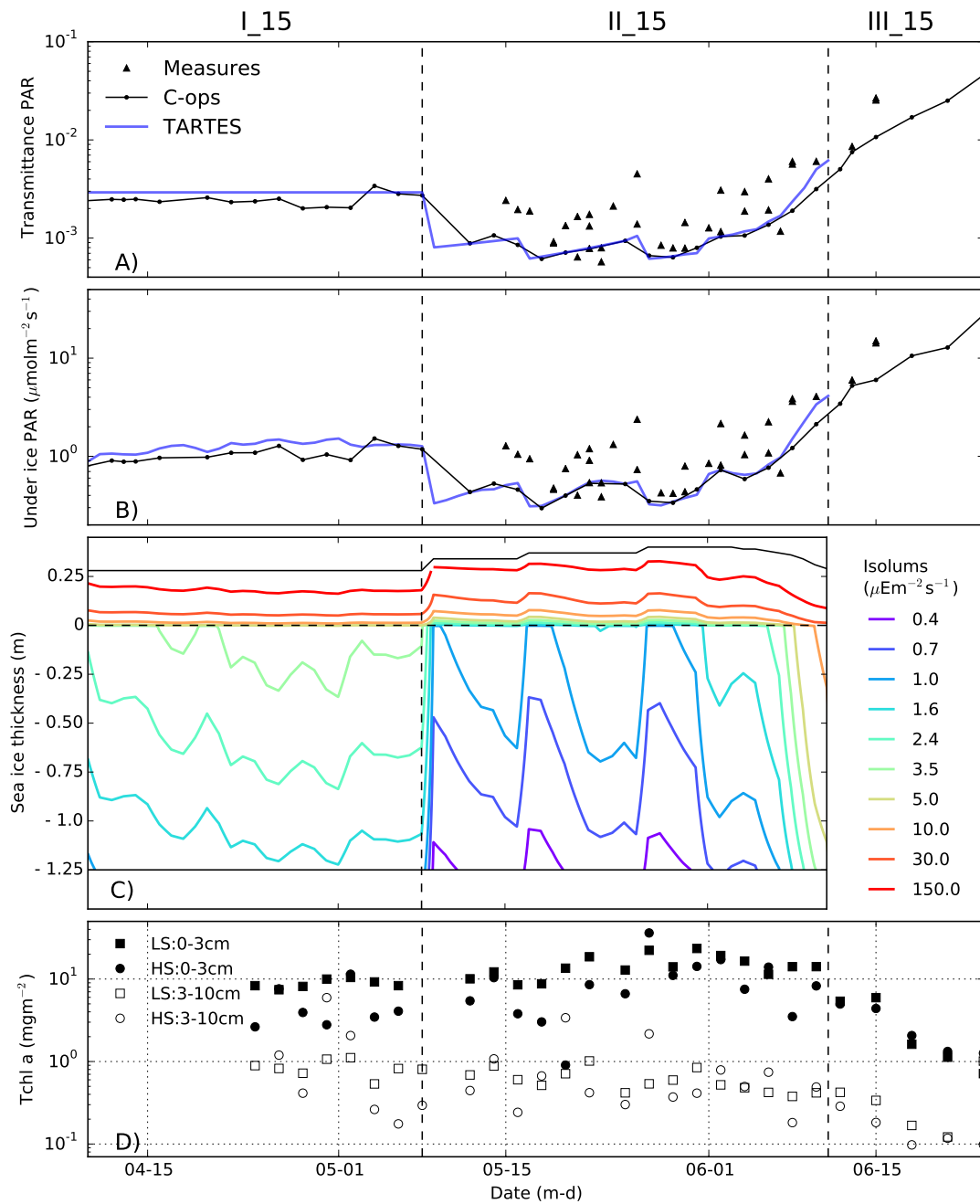


Figure 3.2 – Évolution temporelle de l'éclairement sous et dans la banquise et des concentrations en chlorophylle-a dans la glace basale pour la saison 2015. en détail :A) transmittances déduites du C-ops (noirs), mesurées ponctuellement (triangles noirs) et simulées (bleu). B) même chose que précédemment mais multiplié par le PAR incident afin d'obtenir des valeurs absolues de l'éclairement. C) Isolums dans la neige et la glace. D) les concentrations en chlorophylle-a pour les sites LS et HS mesurées dans la partie basale de la glace, entre 0 et 3 cm et et entre 3 et 10 cm. Chacun des graphes est divisé en 3 phases : I-15, II-15, et III-15.

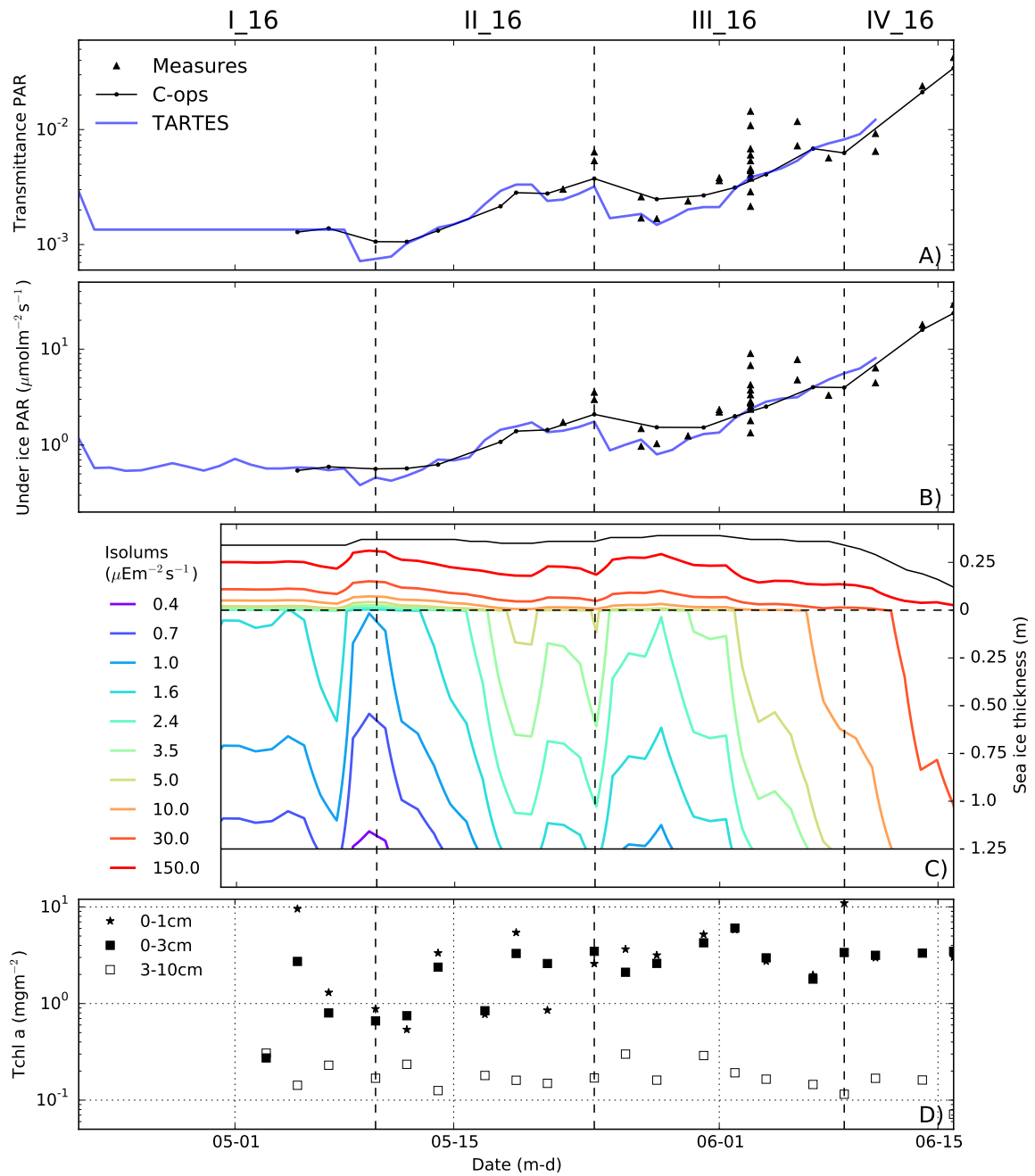


Figure 3.3 – Mêmes résultats que la Figure 3 mais pour la saison 2016 divisée en quatre phases : I-16, II-16, III-16 et IV-16.

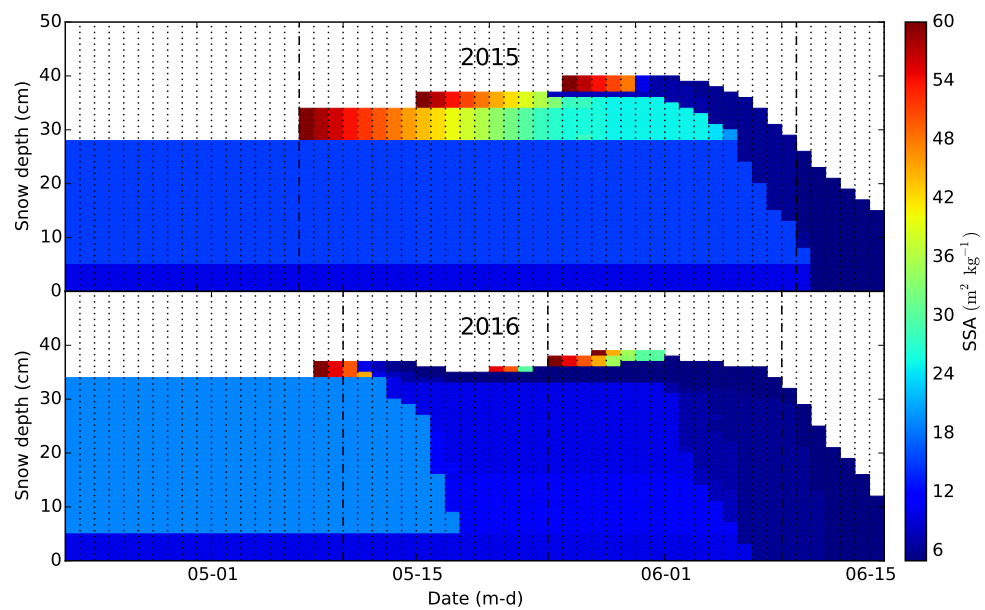


Figure 3.4 – Evolution temporelle des profils verticaux de SSA pour chacune des saisons tels que reconstruits pour simuler les éclaircissements moyens sous la banquise.

Conclusion générale



Synthèse des résultats

L'objectif principal de cette thèse était d'évaluer l'impact du manteau neigeux sur les propriétés optiques de la banquise et, in fine, sur la production primaire due aux micro-algues sympagiques. Cette évaluation devait être réalisée grâce à la modélisation précise du transfert radiatif de l'ensemble de la banquise, comprenant les couches de neige et de glace. De plus, les données échantillonnées sur le terrain devaient permettre, d'une part, la paramétrisation d'un modèle optique et, d'autre part, sa validation. Cet objectif final a été atteint par étapes successives, de l'observation des propriétés physiques de la neige, en passant par la fermeture du bilan radiatif, pour aboutir à la mise en relation entre lumière à la base de la banquise et biomasse d'algues sympagiques. Les deux campagnes de mesure ont permis la collecte d'un jeu de données complet et représentatif de la saison de fonte sur une banquise côtière de première année. Les mesures peuvent être classées en deux catégories. Les mesures optiques comprenant albédo, la transmittance à travers la banquise et les profils verticaux d'éclairement dans le manteau neigeux, et les mesures physiques représentées par les profils verticaux de SSA et de densité. Chacune de ces mesures a été réalisée sur un

ensemble de 35 *snowpits* en 2015 et 10 *snowpits* en 2016. À cela s'ajoutent plusieurs transects de mesures d'albédo et d'épaisseurs qui ont permis une évaluation de la variabilité spatiale.

La première étape de cette étude a permis de décrire le manteau neigeux sur la banquise arctique, grâce à l'étude de sa stratigraphie et de ses propriétés physiques, puis d'observer son évolution en période de fonte, et enfin de mettre en relation, quantitativement, l'évolution des propriétés de surface avec celles de l'albédo. Le Chapitre 1 montre que le manteau neigeux, telle qu'il a été observé, évolue suivant quatre phases distinctes. Chacune de ces phases se distingue par des propriétés physiques et des signatures spectrales de l'albédo particulières. La première phase est dominée par un manteau neigeux hivernal, comprenant une couche basale de givre de profondeur, le plus souvent induré, recouverte d'une ou plusieurs plaques à vent, pouvant être constituées de grains facettés. Une couche de neige fraîche peut éventuellement être présente à la surface. Durant cette phase, non impactée par la fonte, les valeurs de SSA sont maximales, en moyenne de $49.3 \pm 5.9 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ pour les couches de surface. Elles sont à l'origine des albédos élevés qui ont été mesurés, 0.75 à 1000 nm. La phase suivante est caractérisée par la fonte surfacique du manteau neigeux, faisant suite aux premières températures positives enregistrées. La fonte se propage ensuite progressivement, vers le bas, à l'intégralité du manteau en toute fin de période. Les couches métamorphosées sont constituées de grains ronds dont la SSA diminue jusqu'à environ $3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$. Cette phase est également marquée par la succession d'épisodes de précipitations neigeuses. Par la suite, les accumulations de neige fraîche qui en résultent sont métamorphosées rapidement. De ce fait, l'albédo montre une forte variabilité temporelle avec des valeurs comprises entre 0.45 et 0.80 à 1000 nm. Durant la troisième phase, le manteau neigeux est isotherme, proche de 0°C , et constitué uniquement de grains ronds de faibles SSA, ainsi que de croûtes de regel. Elle se distingue particulièrement par la première baisse d'albédo dans le visible (400-700 nm), tandis qu'aux longueurs d'onde plus élevées, il reste presque inchangé. Cette baisse de l'albédo est causée par la diminution de l'épaisseur du manteau neigeux. De plus, pour la première fois également, l'albédo présente une forte variabilité spatiale directement liée à l'hétérogénéité des épaisseurs de neige. À ce stade et pour les deux années, la fonte totale du manteau neigeux s'est étalée sur moins d'une semaine. La dernière phase, observée uniquement en 2016, correspond à la formation des mares de fonte. L'albédo y est minimal et présente la plus grande variabilité spatiale jamais observée. La première prise en main du modèle TARTES avait pour objectif de vérifier la pertinence des propriétés physiques échantillonnées dans le cadre de la modélisation du transfert radiatif. Les albédos des 35 *snowpits* échantillonnés en 2015 ont été calculés en utilisant les profils de SSA et de densité.

Ces simulations ont ensuite été comparées aux mesures d'albédo. Les résultats sont satisfaisants pour la première phase et montrent des déviations ponctuelles plus importantes dans la seconde. Ces déviations sont imputées à de mauvaises mesures de la SSA de surface à cause des températures positives lors de l'échantillonnage. Deux résultats peuvent être mis en avant. D'abord le caractère chaotique de la saison de fonte du manteau neigeux. En effet, cette période est marquée par l'alternance d'épisodes de fonte, d'accumulation de neige fraîche, de cycle de gel-dégel ou encore de formation de givre de surface. Ces différents épisodes modifient constamment les propriétés de la couche de surface, parfois sur moins de 1 cm, ce qui est suffisant pour augmenter significativement l'albédo jusqu'à des valeurs comparables à celles observées dans la première phase. Le second résultat important est l'importante hétérogénéité des épaisseurs de neige, observées en 2015, et comprises entre 15 et 60 cm. Cette variabilité est le résultat de vents violents qui ont accumulé des dunes de neige lors de la formation initiale du manteau neigeux. Ces conditions particulières n'ont pas été retrouvées l'année suivante.

De la même façon que pour l'albédo, les propriétés physiques de la neige ont pu être utilisées pour modéliser l'éclairement à toute profondeur dans la banquise et ainsi fermer l'étude de son transfert radiatif. Pour cela il a fallu dans un premier temps étendre le modèle TARTES à la couche de glace. Puis, dans un second temps, il a fallu estimer les IOPs de cette nouvelle couche. Dans l'extension de TARTES, la glace est modélisée par un nombre choisi de couches dans lesquels les diffuseurs, comprenant les poches de saumure et les bulles d'air, sont représentés par des sphères dont le rayon et la concentration peuvent être choisis. Seuls la glace et les poches de saumures absorbent la lumière. De plus, différents types d'impuretés, présents dans la banquise, sont représentés : le CDOM, les micro-algues sympagiques et les suies. Le modèle TARTES calcule les IOPs de chacune des couches de neige et de glace et résout ensuite les équations du transfert radiatif à toute profondeur. Les IOPs de la glace sont a priori inconnues, seule la fraction en poches de saumure, s'élevant à environ 10 % en mai, a pu être dérivée des mesures de salinité et de température réalisées lors de carottages. Le volume d'air a été fixé à 1 %, conformément à ce qui est régulièrement observé. Les 32 mesures de transmittance ont ensuite été utilisées pour déterminer les autres paramètres. Les propriétés optiques du CDOM et les algues, ayant des signatures spectrales reconnaissables, ont été fixées (valeurs uniques pour les 32 *snowpits*) afin de respecter en moyenne la forme des spectres de transmittance mesurés. Enfin, la taille des diffuseurs (bulles d'air et poches de saumure) a été ajustée afin que les transmittances calculées par TARTES égalisent en moyennant les transmittances qui ont été mesurées aux 32 *snowpits*. À noter que pour cha-

cun d'eux, TARTES utilise les profils de SSA et de densité correspondants. La comparaison entre les spectres mesurés et simulés donne des résultats satisfaisants dans la majorité des cas, aussi bien en termes d'amplitude qu'en termes de forme spectrale. De plus, les coefficients d'atténuation du PAR dans la glace sont compris entre 0.66 et 0.86 m^{-1} , conformes à ce qui est généralement mesuré in situ. Ces travaux ont ensuite été appliqués à l'étude de l'impact des impuretés, présentes dans la neige, sur la transmittance à travers la banquise. La présence d'impuretés a été décelée lors des premières comparaisons entre les profils SOLEXS et les profils d'éclaircissements simulés. Cette comparaison a montré une forte absorbance dans le visible entre 400 et 600 nm. Des mesures d'absorbance particulaire, réalisées sur des échantillons de neige, ont confirmé la présence d'impuretés lors de la campagne 2016. L'utilisation combinée de TARTES et d'un algorithme d'optimisation a, par la suite, permis d'estimer les concentrations probables en impuretés capables d'expliquer les profils SOLEXS mesurés. Ce travail a été réalisé sur 5 *snowpits* en particulier. Les résultats, présentés dans le Chapitre 2, montrent des concentrations moyennes, pour les couches supérieures de ces 5 *snowpits*, s'élevant à 886 ng g^{-1} de MD et 14.1 ng g^{-1} de BC. De telles concentrations sont capables de diviser en moyenne le PAR transmis par 2 pour l'ensemble des *snowpit* étudiés. L'effet de ces impuretés, à concentration constante, augmente avec l'épaisseur de neige et la SSA. Étant donné les nombreux affleurements rocheux présents autour du site d'échantillonnage, l'origine de ces impuretés est vraisemblablement locale. En tout état de cause, leur effet sur la transmittance n'est pas négligeable et pourrait avoir un effet sensible sur les algues de glace qui colonisent la base de la banquise. De plus, il est probable qu'une partie significative des banquises côtières en baie de Baffin, et peut être plus largement de l'Arctique, soit impactée par de tels niveaux d'impuretés.

La modélisation complète du transfert radiatif dans la banquise permet de calculer l'éclaircissement à n'importe quelle profondeur du manteau neigeux et de la glace de mer. Ainsi, il est possible d'explorer la relation entre ces niveaux d'éclaircissement et la quantité de biomasse dans la glace sur l'ensemble de la saison. Ceci, à condition que la description de l'évolution de l'éclaircissement dont on dispose soit assez fine et représentative des conditions moyennes in situ. Or, compte tenu de la forte variabilité spatiale observée en 2015, l'ensemble des propriétés mesurés aux 35 *snowpits* ne peut pas constituer une évolution temporelle. Une solution alternative a été proposée. Les transmittances, déduites des profils verticaux du radiomètre C-OPS, peuvent être considérées comme représentatives d'une large étendue spatiale en surface et s'apparente donc à des transmittances moyennes. De ce fait, TARTES a été utilisé afin de reconstruire un manteau neigeux dont la transmit-

tance égalerait pour chaque jour, celles déduites à l'aide du radiomètre C-OPS. De par sa construction, un tel manteau neigeux peut être considéré comme représentatif des conditions moyennes de la surface de la banquise. Cette reconstruction a été encadrée par des contraintes précises ; parmi elles : i) le respect des couches stratigraphiques étudiées au Chapitre 1, ii) les valeurs de SSA et de densité qui y ont été mesurées pour ces couches, et iii) les décroissances de la SSA sont celles mesurées sur le terrain ou en accord avec les lois de décroissance déjà établies. Seuls les hauteurs de neige totales, des accumulations et des ablations par fonte ont été ajustées pour respecter la contrainte d'égalité de transmittance. Enfin, les manteaux neigeux, présents avant échantillonnage, ont été reconstruits par extrapolation des premiers profils de SSA échantillonnés et grâce aux données d'épaisseurs de neige mesurées en continu par la station météorologique. Le manteau neigeux, ainsi reconstruit, en combinaison avec les IOPs de la glace déduites au Chapitre 2, permettent de calculer les éclaircissements à toute profondeur de la neige et de la glace. Ces éclaircissements sont représentés par des isolumes, ou courbes d'éclaircissements égaux. Les intérêts de cette représentation sont multiples : d'abord elle permet une visualisation rapide de la variation d'éclaircissement, ensuite celle-ci peut être connue à n'importe quelle profondeur et, enfin, elle peut permettre d'identifier le niveau minimum d'éclaircissement requis à la croissance d'algues de glace. Les premiers résultats de cette étude, sur les deux années 2015 et 2016, montrent que chaque accumulation significative de biomasse est corrélée avec une descente d'isolume traduisant une augmentation de l'éclaircissement dans la glace. Ces accumulations peuvent se produire à des niveaux d'éclaircissement très faibles de l'ordre $0.4 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Enfin, c'est la fonte surfacique et le métamorphisme de la neige en surface qui sont responsables de chacune des augmentations de la transmittance à travers la banquise.

Perspectives

L'intérêt de ces travaux réside premièrement dans l'ensemble des données qui ont été échantillonnées durant les deux campagnes GreenEdge. En particulier, les spectres d'albédo qui couvrent l'intégralité de l'évolution de la surface de la banquise, du manteau neigeux hivernal à l'apparition des mares de fonte. Mais également, l'ensemble des mesures de SSA représentent la première série longue échantillonnée sur la banquise arctique. Ces mesures ont permis de modéliser l'albédo et la transmittance de façon satisfaisante en comparaison des mesures. Par la suite ces modélisations ont pu mettre en évidence, d'une part, l'impact non négligeable des impuretés dans le manteau neigeux sur la transmittance et, d'autre part, un lien entre augmentation de l'éclaircissement et croissance d'algues de glace. Les tra-

vaux décrits dans le chapitre 3 seront poursuivis afin d'explorer pleinement la contribution de la lumière dans les différences de biomasse observées en 2015 et en 2016. Plusieurs points fondamentaux ressortent de l'ensemble de ces travaux. D'abord, l'étude représentative du manteaux neigeux sur la banquise arctique ne peut être envisagée sans l'intégration aussi bien de sa variabilité spatiale que temporelle. Comme exposé au Chapitre 1, la variabilité temporelle se manifeste directement durant la période de fonte, notamment avec les rapides successions d'épisodes de fontes et de précipitations neigeuses. Or, elle peut également se manifester de manière indirecte. En effet, les fortes chutes de neige des 8-9 mai 2015 ont quasiment doublé l'épaisseur moyenne du manteau neigeux. La neige fraîche s'était principalement accumulée dans les dépressions entre les dunes. Après cet épisode, chaque point/emplacement est potentiellement très différent de ce qu'il était quelques jours avant. Les conditions actuelles rencontrées à un instant ne sont peut-être pas représentatives des conditions qui ont dominées jusqu'alors. Dans notre cas, l'étude des profils de SSA a pu permettre la distinction entre les accumulations récentes et les anciennes plaques à vent, et donc de retrouver la succession des événements. Ces deux aspects de la variabilité, spatiale et temporelle, représentent les principales limites de l'échantillonnage du manteau neigeux in situ, et donc à sa compréhension dans sa globalité. En effet, aujourd'hui, l'étude complète d'un *snowpit*, telle que présentées ici, demande du temps et ne permet que deux observations quotidiennes. Le développement d'outils de mesure innovants pourrait permettre de multiplier les échantillonnages, et donc faciliter la quantification de l'hétérogénéité. À l'instar de ce qui a été fait sous la glace avec des submersibles télécommandés (Nicolaus et al., 2013; Katlein et al., 2014a), l'utilisation de drones pourrait permettre la mesure de l'albédo sur de grandes surfaces. Enfin, il faut garder à l'esprit, que la présente étude s'est déroulée sur un type de glace particulier qui n'est pas représentatif de l'ensemble du pack arctique. Mais elle a permis le développement d'outils et d'approche pour une généralisation future.

Références bibliographiques

- Ackerman, T. P. and Toon, O. B. (1982). Absorption of visible radiation in atmosphere containing mixtures of absorbing and nonabsorbing particles. *Applied optics*, 21(5) :758.
- Aoki, T., Hachikubo, A., and Hori, M. (2003). Effects of snow physical parameters on shortwave broadband albedos. *Journal of Geophysical Research*, 108(D19) :4616.
- Arrigo, K. R., Dijken, G. V., and Pabi, S. (2008). Impact of a shrinking Arctic ice cover on marine primary production. *Geophysical Research Letters*, 35 :1–6.
- Arrigo, K. R., Mock, T., Lizotte, M., and Dieckmann, G. S. (2010). Primary Producers and Sea Ice. In *Sea Ice*, chapter 8, pages 283–325. Wiley-Blackwell.
- Arrigo, K. R., Perovich, D. K., Pickart, R. S., Brown, Z. W., Dijken, G. L. V., Lowry, K. E., Mills, M. M., Palmer, M. A., Balch, W. M., Bates, N. R., Benitez-nelson, C. R., Brownlee, E., Frey, K. E., Laney, S. R., Mathis, J., Matsuoka, A., Mitchell, B. G., Moore, G. W. K., Reynolds, R. A., Sosik, H. M., and Swift, J. H. (2014). Phytoplankton blooms beneath the sea ice in the Chukchi sea. *Deep-Sea Research Part II*, 105 :1–16.
- Arrigo, K. R., Perovich, D. K., Pickart, R. S., Brown, Z. W., Van, G. L., Lowry, K. E., Mills, M. M., Palmer, M. A., Balch, W. M., Bahr, F., Bates, N. R., Nelson, C. B., Bowler, B., Brownlee, E., Ehn, J. K., Frey, K. E., Garley, R., Laney, S. R., Lubelczyk, L., Mathis, J., Polashenski, C. M., Reynolds, R. A., Schieber, B., Sosik, H. M., Stephens, M., and Swift, J. H. (2012). Brevia Massive Phytoplankton Blooms Under Arctic Sea Ice. *Science*, 336(6087) :1408.
- Arrigo, K. R. and Van Dijken, G. L. (2011). Secular trends in Arctic Ocean net primary production. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(9) :1–15.
- Barber, D. G., Reddan, S. P., and Ledrew, E. F. (1995). Statistical characterization of the geophysical and electrical. *Assessment*, 100(94) :2673–2686.
- Boé, J., Hall, A., and Qu, X. (2009). September sea-ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100. *Nature Geoscience*, 2(5) :341–343.
- Bohren, C. F. and Barkstrom, B. R. (1974). Theory of the optical properties of snow. *Journal of Geophysical Research*, 79(30) :4527–4535.
- Bond, T. C., Bergstrom, R. W., Bond, T. C., Bergstrom, R. W., Absorption, L., Bond, T. C., and Bergstrom, R. W. (2006). Light Absorption by Carbonaceous Particles : An Investigative Review. *Aerosol Science and Technology*, 40 :27–67.
- Clarke, A. D. and Noone, J. (1985). SOOT IN THE ARCTIC SNOWPACK : A CAUSE FOR PERTURBATIONS IN RADIATIVE TRANSFER. *Atmospheric Environment*, 19(12) :2045–2053.
- Colbeck, S. (1973). The Theory of Metamorphism of Wet Snow. *US Army Corps Eng Cold Res Res Eng Lab Res Rep*, page 19.
- Colbeck, S. C. (1983). Theory of metamorphism of dry snow. *Journal of Geophysical Research*, 88(C9) :5475–5482.
- Comiso, J. C. (2012). Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover. *Journal of climate*, 25(4) :1176–1193.

- Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Gersten, R., and Stock, L. (2008). Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 35(1) :1–6.
- Conger, S. M. and McClung, D. M. (2009). Comparison of density cutters for snow profile observations. *Journal of Glaciology*, 55(189) :163–169.
- Cox, F. and Weeks, W. (1983). Equations for determining the gas and brine volumes in sea - ice samples. *Journal of Glaciology*, 29(102) :306–316.
- Doherty, S. J., Grenfell, T. C., Forsström, S., Hegg, D. L., Brandt, R. E., and Warren, S. G. (2013). Observed vertical redistribution of black carbon and other insoluble light-absorbing particles in melting snow. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118 :5553–5569.
- Doherty, S. J., Steele, M., Rigor, I., and Warren, S. G. (2015). Interannual variations of light-absorbing particles in snow on Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres RESEARCH*, pages 391–400.
- Doherty, S. J., Warren, S. G., Grenfell, T. C., Clarke, A. D., and Brandt, R. E. (2010). Light-absorbing impurities in Arctic snow. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 :11647–11680.
- Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H., Kokhanovsky, A. A., Lehning, M., Picard, G., and Simpson, W. R. (2008). Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8 :171–208.
- Domine, F., Barrere, M., and Sarrazin, D. (2016). Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada. *The Cryosphere*, 10(6) :2573–2588.
- Dominé, F., Cabanes, A., and Legagneux, L. (2002). Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near Alert during the ALERT 2000 campaign. In *Atmospheric Environment*, volume 36, pages 2753–2765.
- Domine, F., Gallet, J. C., Bock, J., and Morin, S. (2012). Structure, specific surface area and thermal conductivity of the snowpack around Barrow, Alaska. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(D14).
- Domine, F., Salvatori, R., Legagneux, L., Salzano, R., Fily, M., and Casacchia, R. (2006). Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow. *Cold Regions Science and Technology*, 46(1) :60–68.
- Ehn, J. K., Mundy, C. J., Barber, D. G., Hop, H., Rossnagel, A., and Stewart, J. (2011). Impact of horizontal spreading on light propagation in melt pond covered seasonal sea ice in the Canadian Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 116 :1–15.
- Ehn, J. K., Papakyriakou, T. N., and Barber, D. G. (2008). Inference of optical properties from radiation profiles within melting landfast sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 113(May) :1–15.
- Eicken, H., Grenfell, T. C., Perovich, D. K., and Frey, K. (2004). Hydraulic controls of summer Arctic pack ice albedo. *Journal of Geophysical Research*, 109 :1–13.
- Filhol, S. and Sturm, M. (2015). Snow bedforms : A review, new data, and a formation model.

- Flanner, M. G., Zender, C. S., Randerson, J. T., and Rasch, P. J. (2007). Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *Journal of Geophysical Research*, 112(January) :1–17.
- Fortier, M., Fortier, L., Michel, C., and Legendre, L. (2002). Climatic and biological forcing of the vertical flux of biogenic particles under seasonal Arctic sea ice. *Marine Ecology Progress Series*, 225 :1–16.
- Galindo, V., Gosselin, M., Lavaud, J., Mundy, C. J., Else, B., Ehn, J., Babin, M., and Rysgaard, S. (2017). Pigment composition and photoprotection of Arctic sea ice algae during spring. *Marine Ecology Progress Series*, 585 :49–69.
- Gallet, J., Domine, F., Savarino, J., Dumont, M., and Brun, E. (2014a). The growth of sublimation crystals and surface hoar on the Antarctic plateau. *The Cryosphere*, 8(4) :1205–1215.
- Gallet, J. C., Domine, F., and Dumont, M. (2014b). Measuring the specific surface area of wet snow using 1310 nm reflectance. *Cryosphere*, 8(4) :1139–1148.
- Gallet, J. C., Domine, F., Zender, C. S., and Picard, G. (2009). Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *The Cryosphere*, 3(2) :167–182.
- Gallet, J. C., Merkouriadi, I., Liston, G. E., Polashenski, C., Hudson, S., Rösel, A., and Gerland, S. (2017). Spring snow conditions on Arctic sea ice north of Svalbard, during the Norwegian Young Sea ICE (N-ICE2015) expedition. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(20) :10,820–10,836.
- Gosselin, M., Legendre, L., Demers, S., and Ingram, R. (1985). Responses of Sea-Ice Microalgae to Climatic and Fortnightly Tidal Energy Inputs (Manitousuk Sound , Hudson Bay. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 42 :999–1006.
- Gosselin, M., Legendre, L., Therriault, J.-c., and Demers, S. (1990). LIGHT AND NUTRIENT LIMITATION OF SEA-ICE MICROALGAE (HUDSON BAY, CANADIAN ARCTIC). *Journal of Phycology*, 26(2) :220–232.
- Gosselin, M., Legendre, L., Therriault, J.-c., Demers, S., and Rochetl, M. (1986). Physical control of the horizontal patchiness of sea-ice microalgae*. *Marine Ecology Progress Series*, 29 :289–298.
- Grenfell, C. and Warren, G. (1999). Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation. *Journal of Geophysical Research*, 104(24) :31697–31709.
- Grenfell, T. C., Light, B., and Sturm, M. (2002). Spatial distribution and radiative effects of soot in the snow and sea ice during the SHEBA experiment. *Journal of Geophysical Research*, 107 :1–7.
- Grenfell, T. C. and Maykut, G. a. (1977). The optical properties of ice and snow in the Arctic basin. *J. Glaciology*, 18(80) :445–463.
- Grenfell, T. C. and Perovich, D. K. (2004). Seasonal and spatial evolution of albedo in a snow-ice-land-ocean environment. *Journal of Geophysical Research*, 109(C1).
- Guéguen, C., Guo, L., and Tanaka, N. (2005). Distributions and characteristics of colored dissolved organic matter in the Western Arctic Ocean. *Continental Shelf Research*, 25 :1195–1207.

- Haapala, J., Lensu, M., Dumont, M., Renner, A. H. H., Granskog, M. A., Gerland, S., and Gerland, S. (2013). Small-scale horizontal variability of snow, sea-ice thickness and freeboard in the first-year ice region north of Svalbard. *Annals of Glaciology*, 54(62) :261–266.
- Hall, A. (2004). The Role of Surface Albedo Feedback in Climate. *Journal of climate*, 17 :1550–1568.
- Hamre, B., Winther, J.-g., Gerland, S., Stamnes, J. J., and Stamnes, K. (2004). Modeled and measured optical transmittance of snow-covered first-year sea ice in. *Journal of Geophysical Research*, 109 :1–14.
- Horner, R., Ackley, S. F., Dieckmann, G. S., Guiliksen, B., Hoshiap, T., Legendre, L., Melnikov, I. A., Reeburgh, W. S., Spindler, M., Melnikov, I. A., Reeburgh, W. S., Spindler, M., and Sullivan, C. W. (1992). Ecology of sea ice biota. *Polar Biology*, 12(3-4) :417–427.
- Jimenez-Aquino, J. I. and Varela, J. R. (2005). Two stream approximation to radiative transfer equation : An alternative method of solution. *Revista Mexicana de Fisica*, 51 :82–86.
- Juhl, A. R. and Krembs, C. (2010). Effects of snow removal and algal photoacclimation on growth and export of ice algae. *Polar Biology*, 33 :1057–1065.
- Katlein, C., Fernandez-Méndez, M., Wenzhoefer, F., and Nicolaus, M. (2014a). Distribution of algal aggregates under summer sea ice in the Central Arctic. *Polar Biology*.
- Katlein, C., Nicolaus, M., and Petrich, C. (2014b). The anisotropic scattering coefficient of sea ice. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, pages 842–855.
- Kokhanovsky, A. A. (2004). *Light scattering media optics : problems and solutions*. Springer, 3rd edn edition.
- Kokhanovsky, A. A. and Zege, E. P. (2004). Scattering optics of snow. *Applied Optics*, 43(7) :1589–1602.
- Korhonen, M., Rudels, B., Marnela, M., Wisotzki, A., and Zhao, J. (2013). Time and space variability of freshwater content, heat content and seasonal ice melt in the Arctic Ocean from 1991 to 2011. *Ocean Science*, 9 :1015–1055.
- Kwok, R. and Rothrock, D. A. (2009). Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records : 1958 – 2008. *Geophysical Research Letters*, 36(May) :1–5.
- Lacour, T., Babin, M., and Larivie, J. (2016). Growth, Chl a content, photosynthesis, and elemental composition in polar and temperate microalgae. *Limnology and Oceanography*, 62(2006) :43–58.
- Lamare, M. L., Lee-Taylor, J., and King, M. D. (2016). The impact of atmospheric mineral aerosol deposition on the albedo of snow & sea ice : are snow and sea ice optical properties more important than mineral aerosol optical properties? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16 :843–860.
- Langlois, A., Mundy, C. J., and Barber, D. G. (2007). On the winter evolution of snow thermophysical properties over land-fast first-year sea ice. *HYDROLOGICAL PROCESSES*, 21 :705–716.
- Lavoie, D., Denman, K., and Michel, C. (2005). Modeling ice algal growth and decline in a seasonally ice-covered region of the Arctic (Resolute Passage, Canadian Archipelago). *Journal of Geophysical Research*, 110 :1–17.

- Le Fouest, V., Babin, Marcel, and Tremblay, J.-é. (2013). The fate of riverine nutrients on Arctic shelves. *Biogeosciences*, 10 :3661–3677.
- Ledley, S. (1991). Snow on Sea Ice : Competing Effects in Shaping Climate. *Journal of Geophysical Research*, 96(17) :195–208.
- Legagneux, L. and Domine, F. (2005). A mean field model of the decrease of the specific surface area of dry snow during isothermal metamorphism. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 110(4) :1–12.
- Legendre, L., Aota, M., Shirasawa, K., M-J, M., and Ishikawa, M. (1991). Crystallographic structure of sea ice along a salinity gradient and environmental control of microalgae in the brine cells. *Journal of Marine Systems*, 2(3) :347–357.
- Leppäranta, M. (1993). A review of analytical models of sea - ice growth. *Atmosphere-Ocean*, 131(1) :123–138.
- Leppäranta, M. and Manninen, T. (1988). The brine and gas content of sea ice with attention to low salinity and high temperature. *Finn. Inst. Mar. Res. Int. Rep.*, 2.
- Leu, E., Mundy, C. J., Assmy, P., Campbell, K., Gabrielsen, T. M., Gosselin, M., Juulpedersen, T., and Gradinger, R. (2015). Progress in Oceanography Arctic spring awakening – Steering principles behind the phenology of vernal ice algal blooms. *Progress in Oceanography*, 139 :151–170.
- Libois, Q., Picard, G., Dumont, M., Arnaud, L., Sergent, C., Pougatch, E., Sudul, M., and Vial, D. (2014). Experimental determination of the absorption enhancement parameter of snow. *Journal of Glaciology*, 60(222) :714–724.
- Libois, Q., Picard, G., France, J. L., Arnaud, L., Dumont, M., Carmagnola, C. M., and King, M. D. (2013). Influence of grain shape on light penetration in snow. *The Cryosphere*, 7(6) :1803–1818.
- Light, B., Grenfell, T. C., and Perovich, D. K. (2008). Transmission and absorption of solar radiation by Arctic sea ice during the melt season. *Journal of Geophysical Research*, 113(October 2006) :1–19.
- Light, B., Maykut, G. A., and Grenfell, T. C. (1998). The effect of included particulates on the spectral albedo of sea ice optical model was used with a four-stream transfer model to examine the effects of such particulates on the optical calculations contained radius to those of Saharan with spectral obser. *Journal of Geophysical Research*, 103(12) :103.
- Light, B., Maykut, G. A., and Grenfell, T. C. (2003). A two-dimensional Monte Carlo model of radiative transfer in sea ice. *Journal of climate*, 108 :1–18.
- Light, B., Maykut, G. A., and Grenfell, T. C. (2004). A temperature-dependent , structural-optical model of first-year sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 109(March).
- Loose, B., Miller, L. A., Elliott, S., and Papakyriakou, T. (2011). Sea ice biogeochemistry and material transport across the frozen interface. *Oceanography*, 24(3) :202–218.
- Lowry, K. E., Dijken, G. L. V., and Arrigo, K. R. (2014). Deep-Sea Research II Evidence of under-ice phytoplankton blooms in the Chukchi Sea from 1998 to 2012. *Deep-Sea Research Part II*, 105 :105–117.

- Lund-hansen, L. C., Markager, S., Hancke, K., Stratmann, T., Rysgaard, S., Ramløv, H., and Sorrell, B. K. (2015). Effects of sea-ice light attenuation and CDOM absorption in the water below the Eurasian sector of central Arctic Ocean ($> 88\text{ N}$). *Polar Research*, 34 :1–12.
- Mahowald, N., Albani, S., Kok, J. F., Engelstaeder, S., Scanza, R., Ward, D. S., and Flanner, M. G. (2014). The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system Aeolian Research. *Aeolian Research*, 15 :1875–9637.
- Maksimovich, E. and Vihma, T. (2012). The effect of surface heat fluxes on interannual variability in the spring onset of snow melt in the central Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 117(May) :1–19.
- Marks, A. A. and King, M. D. (2014). The effect of snow / sea ice type on the response of albedo and light penetration depth (e-folding depth) to increasing black carbon. *The Cryosphere*, 8 :1625–1638.
- Markus, T., Stroeve, J. C., and Miller, J. (2009). Recent changes in Arctic sea ice melt onset , freezeup , and melt season length. *Journal of Geophysical Research*, 114(December) :1–14.
- Maslanik, J., Stroeve, J., Fowler, C., and Emery, W. (2011). Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011. *Geophysical Research Letters*, 38(July) :2–7.
- Massonnet, F., Vancoppenolle, M., Goosse, H., Docquier, D., Fichefet, T., and Wrigglesworth, E. B. (2018). Arctic sea-ice change tied to its mean state through thermodynamic processes. *Nature Climate Change*, 8 :599–605.
- Meinander, O., Kontu, A., Lakkala, K., Heikkilä, A., Ylianttila, L., and Toikka, M. (2008). Diurnal variations in the UV albedo of arctic snow. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(21) :6551–6563.
- Michel, C., Ingram, R., and Harris, L. (2006). Variability in oceanographic and ecological processes in the Canadian Arctic Archipelago. *Progress in Oceanography* 71, 71 :379–401.
- Michel, C., Ingram, R. G., and Gosselin, M. (1996). Carbon budget of sea-ice algae in spring : Evidence of a significant transfer to zooplankton grazers. *Journal of Geophysical Research*, 101(C8) :345–360.
- Mock, T. and Gradinger, R. (1999). Determination of Arctic ice algal production with a new in situ incubation technique. *Marine Ecology Progress Series*, 177(Melnikov 1997) :15–26.
- Moosmuller, H., Chakrabarty, R. K., and Arnott, W. (2009). Aerosol light absorption and its measurement : A review. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 110 :844–878.
- Morel, A. and Maritorena, S. (2001). Bio-optical properties of oceanic waters : A reappraisal. *Journal of Geophysical Research*, 106(C4) :7163–7180.
- Mortin, J., Svensson, G., Graversen, R. G., Kapsch, M.-l., Stroeve, J. C., and Boisvert, L. N. (2016). Melt onset over Arctic sea ice controlled by atmospheric moisture transport. *Geophysical Research Letters*, 43(12) :6636–6642.
- Mundy, C. J., Barber, D. G., and Michel, C. (2005). Variability of snow and ice thermal , physical and optical properties pertinent to sea ice algae biomass during spring. *Journal of Marine Systems*, 58 :107–120.

- Mundy, C. J., Ehn, J. K., Barber, D. G., and Michel, C. (2007). Influence of snow cover and algae on the spectral dependence of transmitted irradiance through Arctic landfast first-year sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 112 :1–10.
- Mundy, C. J., Gosselin, M., Ehn, J., Gratton, Y., Rossnagel, A., Barber, D. G., Martin, J., Tremblay, J. É., Palmer, M., Arrigo, K. R., Darnis, G., Fortier, L., Else, B., and Papakyriakou, T. (2009). Contribution of under-ice primary production to an ice-edge upwelling phytoplankton bloom in the Canadian Beaufort Sea. *Geophysical Research Letters*, 36(17) :1–5.
- Mundy, C. J., Gosselin, M., Gratton, Y., Brown, K., Galindo, V., Campbell, K., Levasseur, M., Barber, D., Papakyriakou, T., and Bélanger, S. (2014). Role of environmental factors on phytoplankton bloom initiation under landfast sea ice in Resolute Passage, Canada. *Marine Ecology Progress Series*, 497(2009) :39–49.
- Nakawo, M. and Sinha, N. (1977). Growth Rate and Salinity Profile of First-Year Sea Ice in the High Arctic. *Journal of Glaciology*, 27(96) :1981.
- Nicolaus, M., Gerland, S., Hudson, S. R., Hanson, S., Haapala, J., and Perovich, D. K. (2010). Seasonality of spectral albedo and transmittance as observed in the Arctic Transpolar Drift in 2007. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 115(11) :1–21.
- Nicolaus, M., Petrich, C., Hudson, S. R., and Granskog, M. A. (2013). The Cryosphere Variability of light transmission through Arctic land-fast sea ice during spring. *The Cryosphere*, 7 :977–986.
- Notz, D. and Worster, M. G. (2009). Desalination processes of sea ice revisited. *Journal of Geophysical Research*, 114 :1–10.
- Oziel, L., Massicotte, P., Randelhoff, A., Ferland, J., Vladioiu, A., Lacour, L., Galindo, V., Lambert-Girard, S., Dumont, D., Cuypers, Y., Bouruet-Aubertpt, P., Mundy, C. J., Ehn, J., Becu, G., Marec, C., Forget, M. H., Garcia, N., Coupel, P., Raimbault, P., Houssais, M. N., and Babin, M. (2019). Environmental factors influencing the seasonal dynamics of under-ice spring blooms in Baffin Bay. *Elementa : Science of the Anthropocene (subm)*.
- Pabi, S., Dijken, G. L. V., and Arrigo, K. R. (2008). Primary production in the Arctic Ocean , 1998 – 2006. *Journal of Geophysical Research*, 113 :1998–2006.
- Painter, T. H., Barrett, A. P., Landry, C. C., Neff, J. C., Cassidy, M. P., Lawrence, C. R., McBride, K. E., and Farmer, G. L. (2007). Impact of disturbed desert soils on duration of mountain snow cover. *Geophysical Research Letters*, 34(April) :1–6.
- Palmer, M. A., Saenz, B. T., and Arrigo, K. R. (2014). Deep-Sea Research II Impacts of sea ice retreat , thinning , and melt-pond proliferation on the summer phytoplankton bloom in the Chukchi Sea , Arctic Ocean. *Deep-Sea Research Part II*, 105 :85–104.
- Perovich, D., Polashenski, C., Arntsen, A., and Stwertka, C. (2017). Anatomy of a late spring snowfall on sea ice. *Geophysical Research Letters*, 44(6) :2802–2809.
- Perovich, D. K. (1990). Theoretical estimates of light reflection and transmission by spatially complex and temporally varying sea ice covers. *Journal of Geophysical Research*, 95(C6) :9557–9567.
- Perovich, D. K., Cota, G. F., Maykut, G. A., and Grenfell, T. C. (1993). Bio-optical observations of first-year Arctic sea ce. *Geophysical Research Letters*, 20(11) :1059–1062.

- Perovich, D. K., Grenfell, T. C., Light, B., Elder, B. C., Harbeck, J., Polashenski, C., Iii, W. B. T., and Stelmach, C. (2009). Transpolar observations of the morphological properties of Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Perovich, D. K., Grenfell, T. C., Light, B., and Hobbs, P. V. (2002). Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10) :8044.
- Perovich, D. K., Grenfell, T. C., Richter-menge, J. A., Light, B., Iii, W. B. T., Eicken, H., and Eicken, H. (2003). Thin and thinner : Sea ice mass balance measurements during SHEBA. *Journal of climate*, 108 :1–21.
- Perovich, D. K., Nghiem, S. V., Markus, T., and Schweiger, A. (2007). Seasonal evolution and interannual variability of the local solar energy absorbed by the Arctic sea ice-ocean system. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(3) :1–13.
- Perovich, D. K. and Polashenski, C. (2012). Albedo evolution of seasonal Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 39(February) :1–6.
- Perovich, D. K., Roesler, C. S., and Pegau, W. S. (1998). Variability in Arctic sea ice properties. *Journal of Geophysical Research*, 103 :1193–1208.
- Petrich, C., Nicolaus, M., and Gradinger, R. (2012). Cold Regions Science and Technology Sensitivity of the light field under sea ice to spatially inhomogeneous optical properties and incident light assessed with three-dimensional Monte Carlo radiative transfer simulations. *Cold Regions Science and Technology*, 73 :1–11.
- Picard, G., Arnaud, L., Domine, F., and Fily, M. (2009). Determining snow specific surface area from near-infrared reflectance measurements : Numerical study of the influence of grain shape. *Cold Regions Science and Technology*, 56 :10–17.
- Picard, G., Libois, Q., and Arnaud, L. (2016a). Refinement of the ice absorption spectrum in the visible using radiance profile measurements in Antarctic snow. *The Cryosphere*, 10 :2655–2672.
- Picard, G., Libois, Q., Arnaud, L., Vérin, G., and Dumont, M. (2016b). Estimation of superficial snow specific surface area from spectral albedo time-series at Dome C, Antarctica. *The Cryosphere Discussions*, pages 1–39.
- Pirazzini, R., Vihma, T., Granskog, M. A., and Cheng, B. (2006). Surface albedo measurements over sea ice in the Baltic Sea during the spring snowmelt period. In *Annals of Glaciology*, volume 44, pages 7–14.
- Pithan, F. and Mauritsen, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*, 7.
- Polashenski, C., Perovich, D., and Courville, Z. (2012). The mechanisms of sea ice melt pond formation and evolution. *Journal of Geophysical Research*, 117 :1–23.
- Pope, R. M. and Fry, E. S. (1997). pure water . II . Integrating cavity measurements. *Applied Optics*, 36(33) :8710–8723.
- Rainville, L., Lee, C. M., and Woodgate, R. A. (2011). Impact of wind-driven mixing in the Arctic Ocean. *The Official Magazine of the Oceanography Society*, 24(3) :136–145.
- Ras, J., Claustre, H., and Uitz, J. (2008). Spatial variability of phytoplankton pigment distributions in the Subtropical South Pacific Ocean : comparison between in situ and predicted data. *Biogeosciences*, 5 :353–369.

- Ricchiuzzi, P., Yang, S., Gauthier, C., and Sowle, D. (1998). SBDART : A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. *Bulletion of the American Meteorological Society*, pages 2101–2114.
- Robinson, D. A., Dewey, K. F., Heim, R. R., Robinson, D. A., Dewey, K. F., and Heim, R. R. (1993). Global Snow Cover Monitoring : An Update. *Bulletion of the American Meteorological Society*, 74(9) :1689–1696.
- Rosen, H., Novakov, T., and Bodhaine, B. (1981). SOOT IN THE ARCTIC *. *Atmospheric Environment*, 15(8) :1371–1374.
- Rothrock, D. A., Percival, D. B., and Wensnahan, M. (2008). The decline in arctic sea-ice thickness : Separating the spatial , annual , and interannual variability in a quarter century of submarine data. *Journal of Geophysical Research*, 113 :1–9.
- Rothrock, D. A., Yu, Y., and Maykut, G. A. (1999). Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research Letters*, 26(23) :3469–3472.
- Sakshaug, E. (2004). Primary and Secondary Production in the Arctic Seas. In Stein, Rüdiger, Macdonald, R. W., editor, *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*, chapter 3, pages 57–81. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Semmler, T., Mcgrath, R., and Wang, S. (2012). The impact of Arctic sea ice on the Arctic energy budget and on the climate of the Northern mid-latitudes. *Clim Dyn*, 39 :2675–2694.
- Serreze, M. C. and Barry, R. G. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification : A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77(1-2) :85–96.
- Skiles, S. M., Flanner, M., Cook, J. M., Dumont, M., and Painter, T. H. (2018). Radiative forcing by light-absorbing particles in snow. *Nature Climate Change*, 8(November) :964–971.
- Smith, R. E. H., Harrison, W., Harris, L. R., and Herman, A. W. (1990). Vertical Fine Structure of Particulate Matter and Nutrients in Sea Ice of the High Arctic. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 47(7) :1348–1355.
- Song, G., Xie, H., Aubry, C., Zhang, Y., Gosselin, M., Mundy, C. J., Philippe, B., and Papyriakou, T. N. (2011). Spatiotemporal variations of dissolved organic carbon and carbon monoxide in first - year sea ice in the western Canadian Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 116 :1–13.
- Stamnes, K., Hamre, B., Stamnes, J. J., Ryzhikov, G., Biryulina, M., Mahoney, R., Hauss, B., and Sei, A. (2011). Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer Modeling of radiation transport in coupled atmosphere-snow-ice-ocean systems. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 112(4) :714–726.
- Stroeve, J. C., Kattsov, V., Barrett, A., Serreze, M., Pavlova, T., Holland, M., and Meier, W. N. (2012). Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5 , CMIP3 and observations. *Geophysical Research Letters*, 39 :1–7.
- Stroeve, J. C., Serreze, M. C., Holland, M. M., Kay, J. E., Malanik, J., and Barrett, A. P. (2011). The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover : A research synthesis. *Climatic Change*, 110(3-4) :1005–1027.
- Sturm, M., Derksen, C., Liston, G., Silis, A., Solie, D., Holmgren, J., Huntington, H., and Liston, G. (2008). A Reconnaissance Snow Survey across Northwest Territories Cold Regions Research. *U.S Army Corps of Engineers*, page 88.

- Sturm, M., Holmgren, J., and Perovich, D. K. (2002). Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) : Temporal evolution and spatial variability. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10) :8047.
- Taillandier, A. S., Domine, F., Simpson, W. R., Sturm, M., and Douglas, T. A. (2007). Rate of decrease of the specific surface area of dry snow : Isothermal and temperature gradient conditions. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 112(3) :1–13.
- Thorndike, A. S. and Colony, R. (1982). Sea Ice Motion in Response to Geostrophic Winds. *Journal of Geophysical Research*, 87(C8) :5845–5852.
- Toole, J. M., Timmermans, M. L., Perovich, D. K., Krishfield, R. A., Proshutinsky, A., and Menge, J. A. R. (2010). Influences of the ocean surface mixed layer and thermohaline stratification on Arctic Sea ice in the central Canada Basin. *Journal of Geophysical Research*, 115 :1–14.
- Trembay, C., Runge, J. A., and Legendre, L. (1989). Grazing and sedimentation of ice algae during and immediately after a bloom at the ice-water interface *. *Marine Ecology Progress Series*, 56 :291–300.
- Tremblay, J.-é., Anderson, L. G., Matrai, P., Coupel, P., Bélanger, S., Michel, C., and Reigstad, M. (2015). Progress in Oceanography Global and regional drivers of nutrient supply , primary production and CO₂ drawdown in the changing Arctic Ocean. *Progress in Oceanography*, 189.
- Tuzet, F., Dumont, M., Lafaysse, M., Picard, G., Arnaud, L., Voisin, D., Lejeune, Y., Charrois, L., Nabat, P., and Morin, S. (2017). A multilayer physically based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow. *The Cryosphere*, 11 :2633–2653.
- Untersteiner, N. (1968). Natural Desalination and Equilibrium Salinity Profile. *Journal of Geophysical Research*, 73(4) :1251–1257.
- Varela, D. E., Crawford, D. W., Wrohan, I. A., Wyatt, S. N., and Carmack, E. C. (2013). Pelagic primary productivity and upper ocean nutrient dynamics across Subarctic and Arctic Seas. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118 :7132–7152.
- Wagner, R., Ajtai, T., Kandler, K., Lieke, K., Muller, T., Schnaiter, M., and Vragel, M. (2012). and Physics Complex refractive indices of Saharan dust samples at visible and near UV wavelengths : a laboratory study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12 :2491–2512.
- Warren, S. and Rigor, I. (1999). Snow depth on Arctic sea ice. *Journal of climate*, 12 :1814–1829.
- Warren, S. G. (1982). Optical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(1) :67–89.
- Warren, S. G. (1984). Impurities in Snow : Effects on Albedo and Snowmelt (Review) IMPURITIES IN SNOW : EFFECTS ON ALBEDO AND SNOWMELT by. *Annals of Glaciology*, 5 :177–179.
- Warren, S. G. and Brandt, R. E. (2008). Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave : A revised compilation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113.

- Warren, S. G. and Wiscombe, W. (1980). A Model for the Spectral Albedo of Snow. II : Snow Containing Atmospheric Aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12) :2734–2745.
- Welch, H. E. and Bergmann, M. A. (1989). Seasonal Development of Ice Algae and its Prediction from Environmental Factors near Resolute, N.W.T., Canada. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 46 :1793–1804.
- Wiscombe, W. and Warren, S. G. (1980). A Model for the Spectral Albedo of Snow. I : Pure Snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12) :2712–2731.
- Wright, P., Bergin, M., Dibb, J., Lefer, B., Domine, F., Carman, T., Carmagnola, C., Dumont, M., Courville, Z., Schaaf, C., and Wang, Z. (2014). Comparing MODIS daily snow albedo to spectral albedo field measurements in Central Greenland. *Remote Sensing of Environment*, 140 :118–129.
- Xie, H., Aubry, C., Zhang, Y., and Song, G. (2014). Chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in first-year sea ice in the western Canadian Arctic. *Marine Chemistry*, 165 :25–35.
- Zibordi, G., Hooker, S., Mueller, J., and Lazin, G. (2004). Characterization of the Immersion Factor for a Series of In-Water Optical Radiometers. *American Meteorological Society*, 1 :501–514.

