



HAL
open science

Étude de processus-clés de la couche limite nuageuse en Arctique

Lilian Loyer

► **To cite this version:**

Lilian Loyer. Étude de processus-clés de la couche limite nuageuse en Arctique. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Sorbonne Université, 2022. Français. NNT : 2022SORUS251 . tel-03726224v1

HAL Id: tel-03726224

<https://hal.science/tel-03726224v1>

Submitted on 18 Jul 2022 (v1), last revised 29 Nov 2022 (v2)

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

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

ED n°129: SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT d'Île de France

T H È S E

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de Sorbonne Université

Présentée par

Lilian LOYER

Étude de processus-clés de la couche limite nuageuse en Arctique

Thèse dirigée par Jean-Christophe RAUT

codirigée par Jacques PELON

préparée au Laboratoire ATMosphères, Observations Spatiales
(LATMOS), Sorbonne Université

soutenue le 8 avril 2022

Jury :

Rapporteurs : Hervé DELBARRE - Professeur - LPCA
Céline PLANCHE - Maître de Conférences - LaMP
Directeur : Jean-Christophe RAUT - Maître de Conférences - LATMOS
Président : François RAVETTA - Professeur - LATMOS
Examineurs : Jérôme RIEDI - Professeur - LOA
Jean-Baptiste MADELEINE - Maître de Conférences - LMD
Invité : Jacques PELON - Directeur de recherche CNRS - LATMOS

Résumé : L'étude de l'atmosphère arctique présente un intérêt scientifique grandissant, la température de sa surface augmentant deux à trois fois plus rapidement que dans le reste du monde. Les nuages apparaissent comme un élément crucial du bilan d'énergie du système océan-glace-atmosphère en Arctique. Pourtant, la formation et la persistance de ces nuages sont toujours mal représentées dans les modèles atmosphériques, de même que la couche limite où ils se forment et résident. Une meilleure compréhension des rétroactions entre les nuages et les surfaces de glace est cruciale pour analyser et prédire l'évolution du climat en Arctique.

Dans le cadre du projet innovant IAOOS (Ice Atmosphere arctic Ocean Observing System), un système d'observation intégré à bord de bouées dérivant dans l'océan arctique a permis de collecter simultanément et en temps réel des informations relatives à l'état des couches supérieures de l'océan, de la basse atmosphère et de la glace de mer arctique. Une partie de ces observations a été effectuée lors de la campagne de terrain N-ICE (Norwegian Young Ice Experiment) au Nord du Svalbard en 2015. Ce jeu de données comporte un grand nombre d'observations météorologiques, radiatives et à la surface. Les travaux menés dans le cadre de cette thèse visent à mieux quantifier les différents termes du bilan d'énergie à la surface dans des conditions environnementales et de surface variées et d'améliorer la représentation dans le modèle régional Polar-WRF des nuages dans la couche limite arctique. Une première étude cherche à comprendre comment la représentation spatiale des mesures de flux radiatifs au-dessus de l'océan Arctique peut être améliorée à partir de données lidar et d'observations satellitaires. Une analyse du bilan radiatif identifie des biais sur les flux d'onde longue (LW) et d'onde courte (SW) dans les données satellitaires classiques (CERES-EBAF et CERES-SYN) et les réanalyses (ERA-Interim et ERA5) liés à la température, l'albédo de la surface et la représentation des nuages. Une méthode innovante, reposant sur un modèle de transfert radiatif, a ensuite été développée pour estimer les flux LW et SW et l'épaisseur optique du nuage à partir des observations lidar obtenues sur les plateformes IAOOS.

Dans un second temps, l'intérêt est porté à la représentation de l'occurrence des nuages dans le modèle météorologique Polar-WRF, à l'influence des nuages et de l'albédo de la neige au-dessus de la banquise sur le bilan d'énergie et la stabilité de la couche limite, et au rôle de la couche limite sur la phase des nuages en Arctique. Des études de sensibilité du modèle Polar-WRF ont permis d'analyser l'effet du choix des schémas de couche de surface et de couche limite et d'estimer l'influence d'une modification de la paramétrisation de l'albédo de la neige. L'influence des résistances thermique et humide dans la couche de surface sur l'occurrence des nuages et le type d'hydrométéores qui les composent a finalement été étudiée. Cette méthodologie permet de hiérarchiser les processus dominants dans la fréquence d'occurrence des nuages, leurs propriétés optiques et leurs impacts radiatifs à la surface de la banquise, et d'esquisser des pistes d'amélioration.

Abstract: The study of the Arctic atmosphere is of growing scientific interest, as its surface temperature increases two to three times faster than in the rest of the world. Clouds are a key element in the energy balance of the ocean-ice-atmosphere system in the Arctic because of the modulation they exert on the radiation. However, the formation and persistence of these clouds are still poorly represented in atmospheric models, as well as the boundary layer where they reside. A better understanding of the feedbacks between clouds and ice surfaces is crucial to analyze and predict the evolution of the Arctic climate. As part of the IAOOS (Ice Atmosphere arctic Ocean Observing System) project, an integrated observing system aboard buoys drifting in the Arctic Ocean collected simultaneous real-time information on the state of the upper ocean, the lower atmosphere and the Arctic sea ice. Part of these observations coincided with the N-ICE (Norwegian Young Ice Experiment) field campaign North of Svalbard in 2015. This dataset includes a large number of meteorological, radiative and surface observations. The work carried out in this thesis aims at better quantifying the different terms of the surface energy balance under various environmental and surface conditions and to improve the representation in the regional model Polar-WRF of clouds in the Arctic boundary layer. A first study aims at understanding how the spatial representation of radiative flux measurements over the Arctic Ocean can be improved from lidar data and satellite observations. An analysis of the radiative budget identifies a bias on longwave (LW) and shortwave (SW) fluxes in satellite (CERES-EBAF and CERES-SYN) and re-analysis (ERA-Interim and ERA5) data related to temperature, surface albedo and cloud representation. An innovative method, based on a radiative transfer model, was then developed to estimate the LW and SW fluxes and the cloud optical depth from lidar observations derived from the IAOOS platforms. The second step focuses on the representation of cloud occurrence in the Polar-WRF meteorological model, on the influence of clouds and snow albedo over the seaice on the surface energy balance and the stability of the boundary layer, and on the role of the boundary layer on the cloud phase in the Arctic. Sensitivity studies in the Polar-WRF model were used to analyze the effect of the choice of surface and boundary layer schemes and to estimate the influence of a change in the snow albedo parameterization on three distinct periods: in winter with the passage of low pressure systems, in spring before and during the melting of the surface snow. The influence of temperature and humidity resistances in the surface layer on the occurrence of clouds and the type of their hydrometeors was finally investigated. This methodology allows us to highlight the dominant processes in the cloud occurrence, their optical properties and their radiative impacts on the seaice surface, and to outline scopes for improvement.

Remerciement: Il est grand temps de remercier toutes les personnes qui m'ont aidé et soutenu durant ces trois ans et demi de travail. D'abord un grand merci au laboratoire le LATMOS pour m'avoir accueilli dans ses locaux et de m'avoir permis de travailler dans d'excellentes conditions sur le site de Jussieu ou de chez moi lors des confinements. Je les remercie aussi d'avoir tout fait pour que je puisse terminer sereinement mes travaux.

Je remercie vivement JÉRÔME RIEDI et JEAN-BAPTISTE MADELEINE d'avoir fait partie de mon comité de thèse, et de m'avoir suivi et conseillé lors ses longues années de thèse. Je leur suis également reconnaissant d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse en tant d'examinateur. Je remercie aussi CÉLINE PLANCHE et HERVÉ DELBARRE d'avoir accepté d'être rapporteur dans mon jury, ainsi que FRANÇOIS RAVETTA d'avoir présidé le Jury.

Je suis extrêmement reconnaissant envers JEAN-CHRISTOPHE RAUT, un excellent directeur de thèse, qui m'a toujours soutenu dans mon travail même dans les moments les plus difficiles. C'est sous sa direction que j'ai pu aboutir à des résultats intéressants et terminer ma thèse. Je suis aussi reconnaissant envers JACQUES PELON qui a toujours été de conseil avisé et m'a souvent permis de m'en sortir quand je rencontrais des difficultés.

J'ai pu compter lors de cette thèse sur des super collègues qui m'ont supporté dans les hauts et les bas, je remercie Marie, Julia, Lefteris, Florent, Rimal et Adrien pour tous les repas partagés le midi et les sorties au bars. Je remercie aussi mon collègue de bureau Antonin avec qui j'ai passé mes journées durant presque quatre ans. Je remercie vivement ma meilleur collègue et amie Audrey, qui a été là pour moi à chaque fois que ça n'allait pas, on s'est soutenu mutuellement pendant c'est longue années.

J'ai aussi pu compter sur les innombrables rencontres que j'ai pu faire lors des soirées de danse, dont certain que je considère comme des amis proches. Je remercie Emma pour toutes les promenades, goûter et les danses qu'on a faites ensemble, Katy de m'avoir fait redécouvrir les jeux de sociétés et Valentine de m'avoir toujours suivi pour aller danser. Je remercie aussi mon groupe et mes amis du rock Virgile, Noël, Marylou, Nathalie, Erwan, Pauline, Marie, Lucy et Manu pour toutes les sorties bars, restos, danse et week-end qu'on a fait ensemble. Je remercie aussi toutes les personnes du cours de rock 4T de Jussieu, dont l'excellente prof Mathilde et mes camarades de danse Vincent, Alexandre, Romy, Thalie et Elisabeth d'être venu me soutenir. Vous m'avez permis d'oublier mes tracas du quotidien et vous m'avez permis de toujours garder ma bonne humeur. Je remercie aussi Anis, Maria, Lisa et Julie d'être venu pour m'écouter répéter m'a soutenance de thèse.

Je remercie aussi mes meilleurs amis Clément, Corentin, Camille, Loic, Anthony, Théo, Laura et Lilian pour tous les bon moments passés ensembles et de m'avoir changé les idées, et pour tous les bons moments à venir.

Enfin, je remercie ma famille d'avoir toujours cru en moi, de m'avoir soutenue tout au long de la thèse et de mes études et d'être venu voir son aboutissement. Un grand merci tous ce que vous avez fait pour moi.

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Introduction	2
1.1.1	Météorologie de l'Arctique	2
1.1.2	Glace de mer	4
1.1.3	Bilan d'énergie à la surface	5
1.1.4	Nuages	7
1.1.5	Couche limite atmosphérique et stabilité	9
1.2	Questions scientifiques	11
1.2.1	Nuages	11
1.2.2	Bilan d'énergie à la surface	12
1.2.3	Couche limite atmosphérique	13
1.3	Objectifs	14
1.4	Plan de thèse	15
2	Méthodologie : observations et modèles utilisés	17
2.1	Observations	17
2.1.1	IAOOS	19
2.1.2	Lidar	21
2.1.3	N-ICE	25
2.2	Modèles	27
2.2.1	STREAMER	27
2.2.2	Polar-WRF	31
3	Mesure et analyse du bilan radiatif à la surface	41
3.1	Introduction	41
3.2	Bilan radiatif à la surface de la glace de mer dans l'océan Arctique : comparaison entre satellite, réanalyses et observations locales.	42
3.2.1	Towards a better surface radiation budget analysis over sea ice in the high Arctic Ocean : a comparative study between satellite, reanalysis, and local-scale observations	42
3.2.2	Data and Methods	45
3.2.3	Results	54
3.2.4	Discussion	70
3.2.5	Conclusions	76
3.3	Les flux radiatifs estimés à partir des mesures lidar dans l'océan Arc- tique	78
3.3.1	Radiative fluxes in the High Arctic region derived from ground-based lidar measurements onboard drifting buoys	78
3.3.2	Observational dataset	81
3.3.3	Method	84

3.3.4	Results and Discussion	92
3.4	Discussion	101
3.5	Conclusions du chapitre	102
4	Influence des propriétés de surface et de couche limite sur la couverture nuageuse	105
4.1	Introduction	105
4.1.1	Contexte	106
4.1.2	Méthodologie	108
4.1.3	Observations	110
4.1.4	Sensibilité à la résolution	114
4.1.5	Analyse statistique des performances du modèle P-WRF	115
4.2	Analyse de sensibilité sur trois cas d'étude	121
4.2.1	Hiver	121
4.2.2	Retour de l'ensoleillement au printemps	129
4.2.3	Fonte de la neige à la fin du printemps	134
4.3	Amélioration de la couverture nuageuse	141
4.3.1	Coefficients d'échange de chaleur et d'humidité dans la couche de surface	142
4.3.2	Nuages d'eau surfondue	147
4.3.3	Nombre de CCN	149
4.4	Conclusions du chapitre	150
5	Conclusion Générale et Perspectives	153
5.1	Synthèse	153
5.2	Perspectives	155
5.2.1	Établissement d'une base de données sur la caractérisation optique des nuages bas	155
5.2.2	Évaluation statistique des modèles en Arctique	155
5.2.3	Modélisation microphysique des nuages bas en Arctique	156
5.2.4	Rôle des fonctions de stabilité dans la couche de surface	157
	Annexes	159
	A Schéma de microphysique : Morrison	161
	B Résolution fine échelle	163
	Bibliographie	167

Introduction

Sommaire

1.1 Introduction	2
1.1.1 Météorologie de l'Arctique	2
1.1.2 Glace de mer	4
1.1.3 Bilan d'énergie à la surface	5
1.1.4 Nuages	7
1.1.5 Couche limite atmosphérique et stabilité	9
1.2 Questions scientifiques	11
1.2.1 Nuages	11
1.2.2 Bilan d'énergie à la surface	12
1.2.3 Couche limite atmosphérique	13
1.3 Objectifs	14
1.4 Plan de thèse	15

L'Arctique est la région polaire située dans l'hémisphère nord. Délimitée par le cercle polaire ($66^{\circ}33' N$), l'Arctique représente une surface d'environ 21 027 000 km² et est principalement composée d'un océan avec peu de terres émergées. Huit pays limitrophes bordent la région arctique et les états associés forment le conseil de l'Arctique : le Canada, la Russie, la Norvège, le Danemark, l'Islande, les États-Unis, la Suède et la Finlande. D'autres manières de délimiter la région arctique existent, comme l'isotherme 10°C à la surface en juillet ou la définition donnée par l'initiative AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme), et sont utilisées dans des domaines spécifiques (politique, économie, climat, écologie...). La figure 1.1 illustre ainsi différentes limites possibles de la région arctique. L'Arctique est l'une des régions où l'effet du changement climatique est particulièrement ressenti : elle se réchauffe trois fois plus rapidement que la moyenne planétaire [AMAP 2021]. Cette région est recouverte de glace de mer, pouvant atteindre une étendue d'environ 14 000 000 km² en hiver mais diminuant petit à petit. Certaines projections évoquent sa potentielle disparition en été d'ici 2040 [IPCC *et al.* 2018]. Les changements en Arctique engendrent des débats entre représentants des huit états limitrophes au conseil de l'Arctique pour l'appropriation des ressources naturelles exploitables (pêche, pétrole, gaz...) et l'utilisation de nouvelles routes maritimes (Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC, AMAP). En Arctique se mêlent intérêts politiques, écologiques et climatiques. Pourtant, l'évolution du climat de

cette région reste incertaine. Les couplages entre la glace de mer, l’atmosphère, et l’océan ne sont pas encore bien représentés dans les modèles climatiques et météorologiques [Lacour *et al.* 2018, Jung *et al.* 2016, Taylor *et al.* 2019].

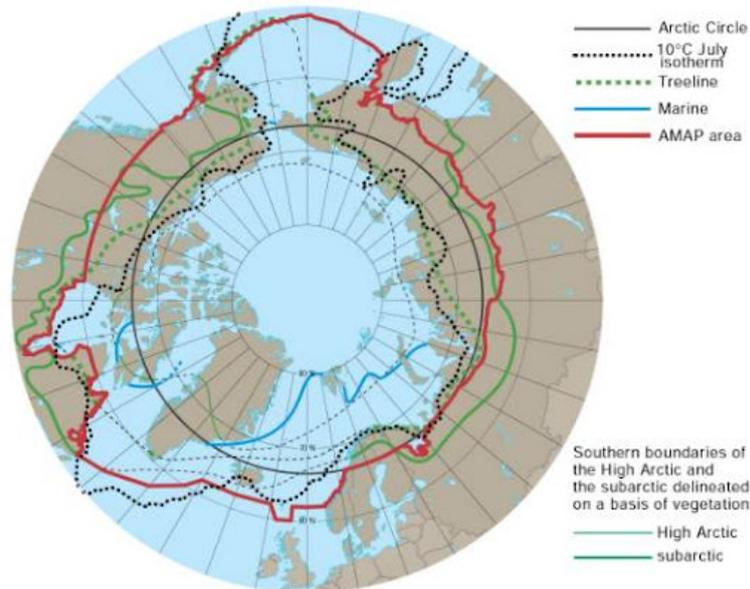


FIGURE 1.1 – Quelques délimitations possibles de la région arctique : cercle arctique à $66^{\circ}33' N$ (ligne continue noire), l’isotherme de $10^{\circ}C$ à la surface en juillet (ligne pointillée noire), la limite forestière (ligne pointillée verte), la limite maritime (ligne continue bleue) et la limite définie par AMAP (trait plein rouge). Figure extraite de AMAP - <http://archive.iwlearn.net/amap.no/AboutAMAP/GeoCov.htm>

1.1 Introduction

L’Arctique, comme l’Antarctique, est caractérisé par une absence totale de lumière provenant du soleil en hiver (nuit polaire) et une présence continue de lumière provenant du soleil en été (jour polaire).

1.1.1 Météorologie de l’Arctique

Les conditions météorologiques varient beaucoup suivant les saisons. Les figures 1.2 représentent les moyennes saisonnières de 2010 à 2016, de la température à 1000 hPa. En hiver, en absence d’éclairement solaire, la moyenne saisonnière de la température est basse avec une valeur de 240 K ($\sim -33^{\circ}C$) sur la majeure partie de l’océan. La mer du Barents est bien plus chaude (268 K), en raison de l’absence de glace de mer. Des mouvements de masses d’air à l’échelle synoptique provenant du sud sont régulièrement observées [Tjernström & Graversen 2009, Yu *et al.* 2019], apportant de l’humidité et de la chaleur dans la région [Dufour *et al.* 2016,

[Sorteberg & Walsh 2008, Woods *et al.* 2013] et favorisant la formation et la persistance de nuages [Savre *et al.* 2014]. Au printemps, avec le retour de l'ensoleillement, la température de la surface augmente pour atteindre une valeur de 256 K. La neige et la glace de mer commencent à fondre et des lacs de fonte peuvent se former. L'humidité et la température de l'air augmentent localement avec l'apparition de ces derniers. En été, avec un ensoleillement permanent, la température de l'Arctique atteint son maximum d'une valeur de 273 K excepté en Arctique central où la glace de mer reste présente. Une partie de l'océan, désormais libre de glace, apporte à la région de la vapeur d'eau [Sotiropoulou *et al.* 2016]. Puis, la nuit polaire débute à l'automne, la température de la surface diminue de nouveau, la glace de mer se reforme et le cycle recommence.

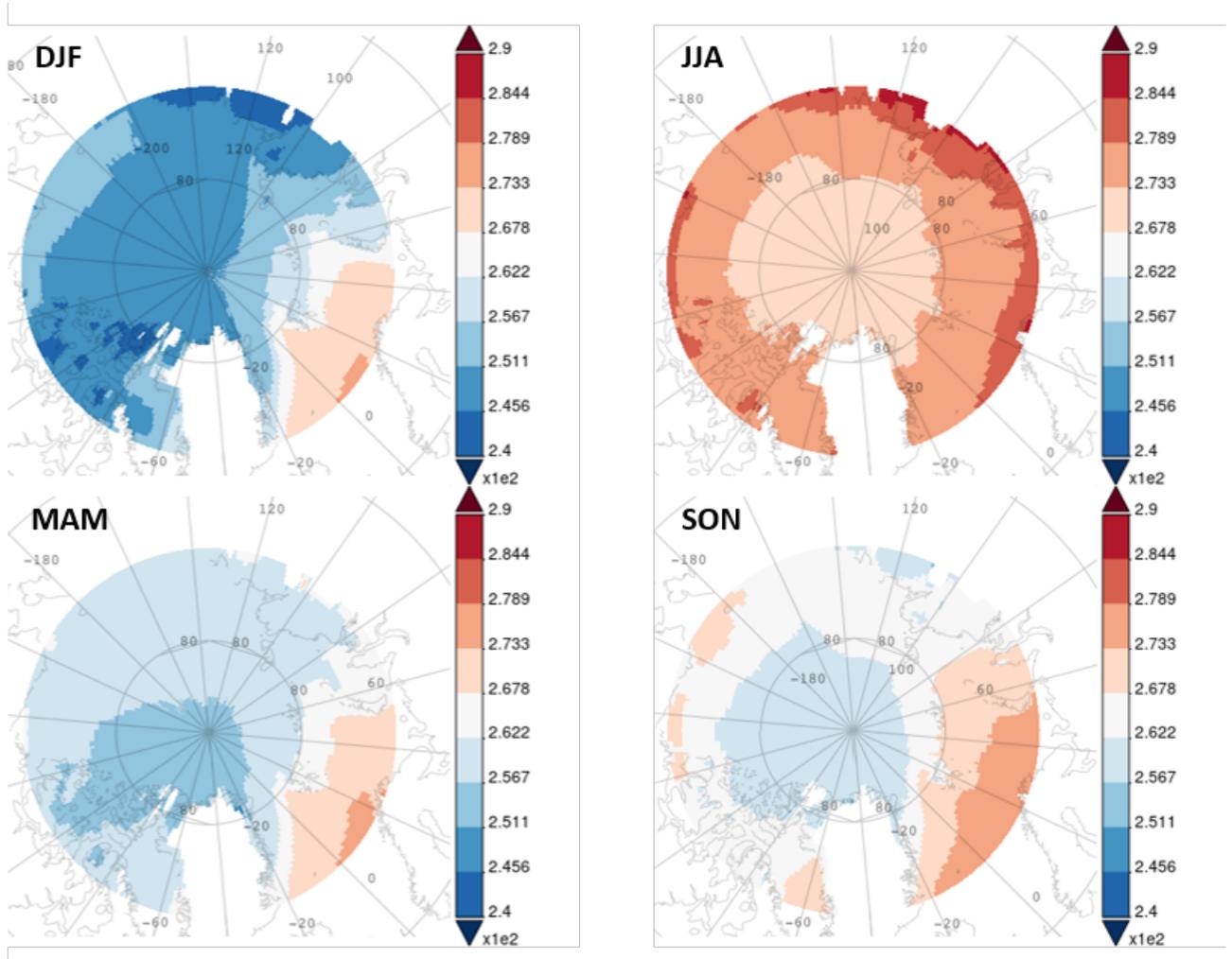


FIGURE 1.2 – Moyennes saisonnières de la température (K) à 1000 hPa de 2010 à 2016. Figure produite avec "Giovanni online data system", développé et maintenu par "NASA's Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center" (NASA GES DISC) [Acker & Leptoukh 2007]. Les données proviennent du satellite Aqua/AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) [AIRS Project 2020].

Pourtant, ces conditions typiques de l'Arctique pourraient changer dans les prochaines décennies. La température globale de la planète augmente à la suite des émissions de gaz à effet de serre par les activités anthropiques [IPCC *et al.* 2021]. L'augmentation de la température, qui est trois fois plus rapide en Arctique que dans le reste du monde [AMAP 2021], correspond au phénomène appelé "amplification arctique". Souvent attribué à la diminution de l'extension et de l'épaisseur de la glace de mer et de la neige qui la recouvre. Plusieurs processus physiques ont un rôle dans l'explication de ce phénomène, dont le forçage radiatif des nuages, la chaleur transportée par les courants océaniques, les changements de circulation atmosphérique, les perturbations du transport de chaleur et d'humidité vers l'Arctique [Cohen *et al.* 2018, Previdi *et al.* 2020].

1.1.2 Glace de mer

L'océan Arctique est recouvert de glace de mer, dont l'étendue et l'épaisseur varient suivant les saisons. En hiver, avec l'absence de lumière solaire, la glace de mer se forme, et son extension atteint en mars son maximum annuel. En mars 2020, l'étendue maximale obtenue était de 15 million de km² (donnée du "National Snow and Ice Data Center" <https://nsidc.org/>). Au printemps, avec le retour de l'ensoleillement, la neige commence à fondre et des lacs de fonte se forment [Webster *et al.* 2015]. En été, la glace de mer fond en présence de la lumière du soleil et atteint son minimum annuel. En septembre 2020, le minimum était de 3.8 million de km² (donnée du "National Snow and Ice Data Center" <https://nsidc.org/>).

Au cours des dernières décennies, l'étendue et l'épaisseur de la glace de mer ont fortement diminué en raison de l'augmentation de la température de surface [Meier *et al.* 2014] (figure 1.3). La glace de mer a diminué de 40% en septembre et de 10% en mars par rapport à l'année 1975 (IPCC, 2021). La glace de mer, devenant plus fine, se fracture plus facilement laissant passer davantage d'eau à la surface [Rösel *et al.* 2018] et laissant davantage transparaître l'océan Arctique. L'océan Arctique, généralement plus chaud que la surface de la glace de mer, apporte de la chaleur et de l'humidité à l'atmosphère. La glace de mer, souvent recouverte par une épaisse couche de neige, joue un rôle d'isolant thermique en raison de sa faible conductivité thermique, ce qui réduit l'apport de chaleur provenant de l'océan vers la surface et l'atmosphère [Batra & Müller 2019]. Mais la diminution de l'épaisseur de la glace de mer change les propriétés thermiques de la couche de neige [Merkouriadi *et al.* 2017] et l'épaisseur de la couche de neige diminue, elle aussi [Liston & Hiemstra 2011]. La réduction de l'étendue de glace de mer recouverte de neige très réfléchissante (albédo : $\alpha > 0.65$) en faveur d'un océan plus sombre ($\alpha \leq 0.2$) entraîne une diminution globale de l'albédo, donc de la capacité à réfléchir le rayonnement incident : davantage de lumière provenant du soleil sera absorbée par la surface [Perovich 2002]. Cela entraîne, de fait, une augmentation de la température de la surface en Arctique [Semmler *et al.* 2012].

Pour bien comprendre comment se comporte l'atmosphère et comment évoluera cette région sensible, il est important de connaître les processus physiques (comme

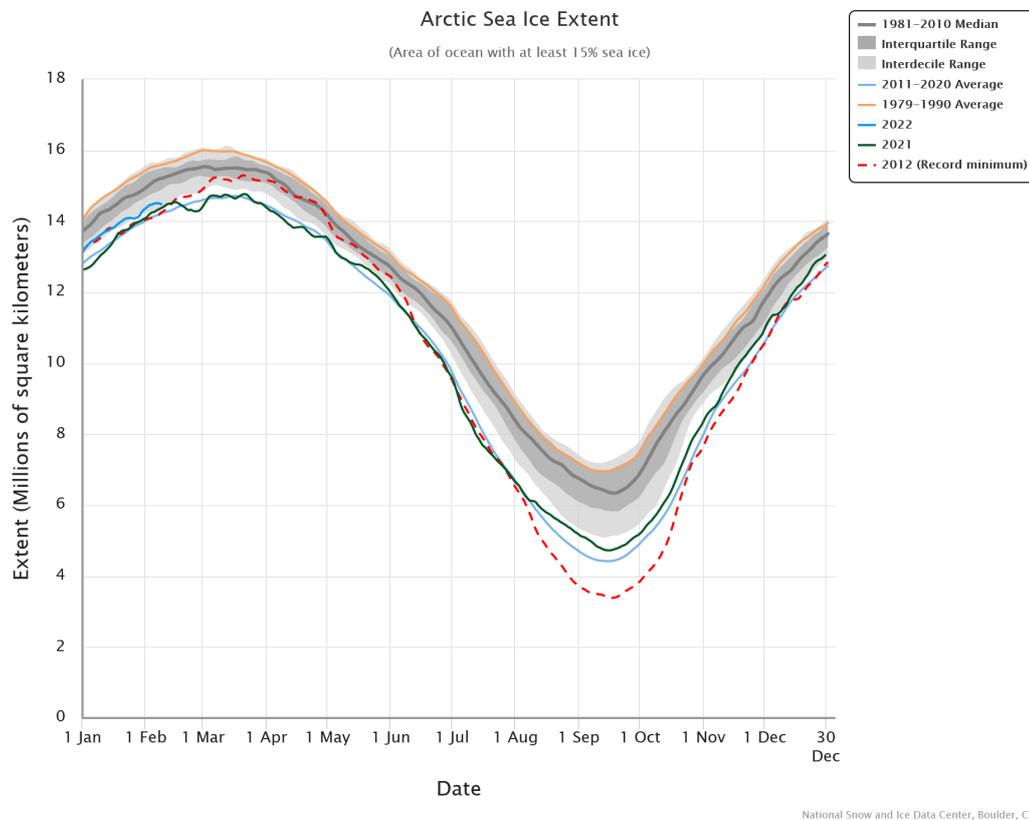


FIGURE 1.3 – Étendue annuelle de la glace de mer en Arctique (en million de km^2). Les étendues de glace de mer moyennes en Arctique entre 1979-1990 et 2011-2020 sont représentées par les courbes orange et bleu clair. La courbe en pointillés représente l'année 2012, le record en septembre de l'étendue minimale de glace de mer jamais enregistrée. La courbe verte montre l'étendue de la glace de mer de l'année 2021 et la courbe bleu foncé celle de 2022 en cours. La courbe grise représente la médiane 1981 - 2010 avec les quartiles et déciles. Figure provenant "National Snow and Ice Data Center"

les interactions glace de mer/surface/atmosphère) qui vont avoir un rôle sur la température de surface de la région. Le bilan d'énergie à la surface en particulier joue un rôle primordial dans cette région, qu'il convient d'étudier [Sedlar *et al.* 2010].

1.1.3 Bilan d'énergie à la surface

Le bilan d'énergie permet la quantification de l'énergie reçue et perdue par la surface et permet de comprendre les échanges entre la surface et l'atmosphère. Le bilan d'énergie comprend différents termes de densités surfaciques de flux énergétiques (W m^{-2}). Ceux-ci seront appelés "flux" dans la suite de cette thèse : les flux radiatifs, composés de l'éclairement solaire (SW) aux longueurs d'onde visibles et ultra-violettes ($0.4 - 2 \mu\text{m}$) et de l'éclairement tellurique (LW) aux longueurs d'onde infra-rouges ($2 - 20 \mu\text{m}$) et les flux turbulents, dont le flux de chaleur sensible (H) et le flux de chaleur latente (LE). Dans l'océan Arctique, le bilan d'énergie comprend

aussi : le flux de transfert de chaleur entre l'océan et la surface à travers la glace de mer (G) et les flux associés à la formation et la fonte de neige (M). Le bilan d'énergie à la surface s'écrit donc sous la forme :

$$E = SW + LW + H + LE + G + M \quad (1.1)$$

La convention choisie pour les flux énergétiques est la suivante : le flux est positif lorsque la surface reçoit de l'énergie et est négatif lorsque la surface perd de l'énergie. Les flux radiatifs SW et LW sont des flux nets, c'est-à-dire que les flux sont le résultat de la différence entre la composante reçue et celle réfléchie ou émise par la surface.

Le bilan d'énergie permet de comprendre comment les processus physiques vont interagir avec la température de surface. Lorsque le bilan d'énergie est équilibré ($E = 0$), la température de la surface reste constante. Au contraire, lorsque $E > 0$ (respectivement $E < 0$) la surface gagne (perd) de l'énergie et en conséquence la température de la surface va augmenter (diminuer). Au-dessus de la glace de mer se forme généralement une épaisse couche de neige (35 cm [Blanchard-Wrigglesworth *et al.* 2015]), et le bilan d'énergie à la surface en est affecté ([McKay & Thurtell 1978]). Une partie de l'énergie servira à faire fondre la neige et la glace de mer (cf figure 1.5 - 9). Au-dessus de l'eau libre de glace en revanche, la surface reçoit davantage d'énergie (SW et G) qu'elle n'en perd avec l'augmentation des flux LW , H et LE . Le bilan d'énergie est alors positif et la température de la surface augmente [Krikken & Hazeleger 2015].

Le bilan d'énergie en Arctique présente des variations saisonnières [Uttal *et al.* 2002, Walden *et al.* 2017]. En hiver, en absence de flux SW , le flux LW est le flux dominant dans le bilan d'énergie [Walden *et al.* 2017]. Le bilan radiatif ($LW + SW$) est donc négatif [Ohmura 2012]. Les flux turbulents sont relativement faibles à cause des conditions stables, sauf lors du passage de dépressions à l'échelle synoptique [Walden *et al.* 2017]. L'océan Arctique étant plus chaud que la surface, le flux G est continuellement positif en hiver. En été, le flux SW devient dominant et le flux LW diminue avec la température de surface qui augmente [Walden *et al.* 2017] : la neige à la surface fond utilisant l'énergie du flux M . L'apparition de lacs de fonte et de régions libres de glace à la surface augmente l'intensité des flux turbulents (H et LE) (cf figure 1.5 - 5) et du flux radiatif LW [Hudson *et al.* 2013]. La température de surface augmentant, le flux G devient négatif et transmet de la chaleur vers l'océan. Enfin, davantage de flux SW sera reçu par l'océan [Nicolaus *et al.* 2012].

En Arctique, les flux radiatifs (LW et SW) sont dominants tout au long de l'année ([Walden *et al.* 2017]) ; il est donc nécessaire de bien comprendre tous les processus physiques qui vont interagir avec ces flux. Les nuages en particulier agissent directement sur les flux radiatifs mais leurs interactions avec la surface et le bilan d'énergie sont encore mal comprises et mal représentées dans les modèles météorologiques et climatiques ([Lacour *et al.* 2017]).

1.1.4 Nuages

Les nuages sont une composante essentielle de l’atmosphère terrestre. En Arctique, la couverture nuageuse est proche de 80% toute l’année [Ruiz-Donoso *et al.* 2020, Mioche *et al.* 2017, Intrieri 2002]. Les nuages vont interagir avec les flux radiatifs (SW et LW) en fonction de leurs propriétés optiques [Shupe & Intrieri 2004]. La figure 1.5 schématise l’interaction des nuages avec les flux radiatifs. Le flux SW en rencontrant un nuage sera rétrodiffusé dans toutes les directions par les hydrométéores du nuage (gouttelettes ou cristaux de glace) ; une partie sera renvoyée vers l’espace et une partie traversera le nuage [Liou & Wittman 1979]. Le flux SW reçu à la surface est alors la somme du flux SW qui traverse le nuage et celui diffusé vers le bas par le nuage (figure 1.5 - 7). D’autre part, le nuage va absorber le flux LW émis par la surface et émettra à son tour un flux LW, à sa propre température, suivant la loi des corps gris [Liou & Wittman 1979] (figure 1.5 - 7).

L’effet d’un nuage sur le bilan d’énergie à la surface varie suivant les caractéristiques macrophysiques (épaisseur du nuage, altitude de la base) et microphysiques (type, taille et nombre de particules) du nuage, ce qui conduit, soit à augmenter, soit à diminuer la température de la surface (figure 1.5 - 6). L’effet d’un nuage sur le bilan d’énergie se nomme le CRE (cloud radiative effect). Le CRE est déterminé en comparant le bilan d’énergie avec et sans nuage.

En Arctique, les nuages sont principalement situés dans les couches basses de l’atmosphère et sont en phase mixte, c’est-à-dire composés à la fois de cristaux de glace et de gouttelettes d’eau surfondue [Ruiz-Donoso *et al.* 2020, Mioche *et al.* 2017, Intrieri 2002, McFarquhar *et al.* 2007, Shupe *et al.* 2011]. Le flux LW est dominant toute l’année, la présence de nuages permettant la réémission du LW vers la surface (figure 1.5 - 7), sauf durant une courte période estivale où le flux SW domine. En hiver, la présence de nuages réchauffe la surface (CRE positif). Le CRE est à l’inverse négatif en été car la présence de nuages refroidit la surface [Curry & Ebert 1992].

Les nuages et la glace de mer sont couplés de manière étroite en Arctique. Certaines études [Mortin *et al.* 2016] suggèrent que les nuages enclenchent le processus de fonte de la neige à la surface de la glace de mer au printemps. La fonte de la glace va à son tour jouer un rôle sur la formation des nuages. En présence de glace de mer, l’atmosphère est généralement stable et les nuages se forment à proximité de la surface. Lors de la fonte de glace et avec l’apparition de lacs de fonte et de régions libres de glace en revanche, les flux turbulents augmentent, ce qui facilite la formation des nuages [Huang *et al.* 2019b]. Les nuages vont aussi jouer un rôle important lors de la formation de glace de mer à l’automne, en augmentant le flux LW descendant et diminuant le flux SW [Kay & Gettelman 2009]. L’évolution de la glace de mer dans les prochaines décennies pourrait avoir une influence sur la formation et persistance des nuages en Arctique. La diminution de la glace de mer favorise l’augmentation des flux turbulents, qui pourraient former davantage de nuages [Liu *et al.* 2012, Letterly *et al.* 2016]. Ces nuages pourraient se situer à des altitudes plus élevées que les nuages actuels [Schweiger *et al.* 2008].

Malgré le rôle important des nuages sur les conditions de surface et de l’at-

mosphère de l'Arctique, les modèles météorologiques et climatiques ont de grandes difficultés à les représenter correctement [Sedlar *et al.* 2020]. La figure 1.4 est un exemple des difficultés rencontrées par les modèles climatiques : elle présente le biais annuel moyen et le coefficient de corrélation pour la fraction nuageuse entre la moyenne des modèles issus de l'intercomparaison CMIP6 (Coupled Model Inter-comparison Project 6) et les données composites obtenues à partir des observations satellitaires CloudSat et CALIPSO (CALCLD) [Vignesh *et al.* 2020].

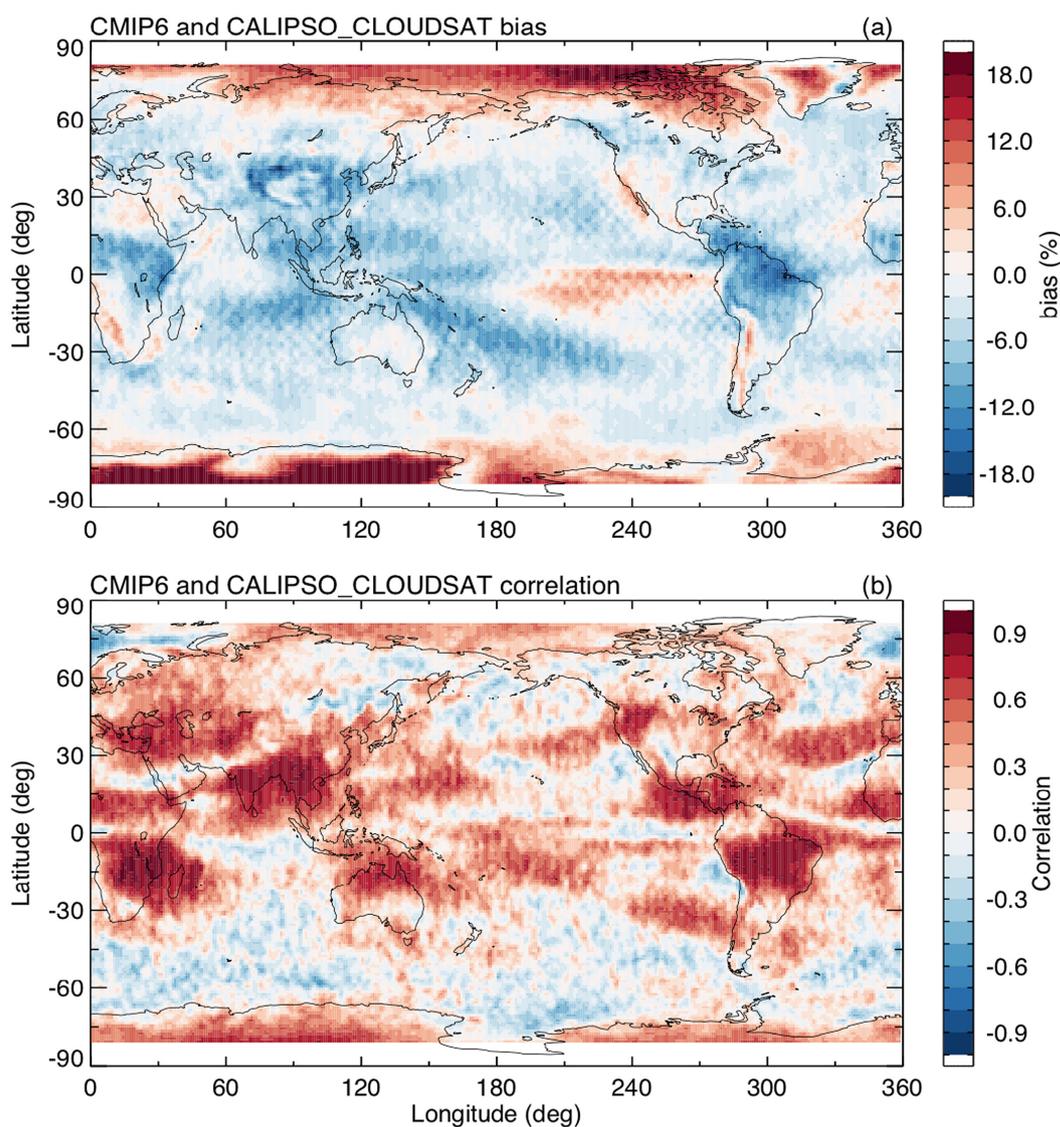


FIGURE 1.4 – Iso-contours du (a) biais annuel moyen et (b) du coefficient de corrélation entre CMIP6 and CALCLD pour la fraction nuageuse entre juillet 2006 et février 2011. Figure provenant de [Vignesh *et al.* 2020].

Le biais annuel moyen entre les modèles CMIP6 et les observations provenant de Cloudsat aux hautes latitudes est de 8.5% et d'une corrélation moyenne de 0.4. Un

biais positif soulignant une surestimation de la fraction nuageuse par les modèles CMIP6 [Vignesh *et al.* 2020]. L'occurrence et les propriétés des nuages dans les modèles sont souvent une cause de biais importants [Taylor *et al.* 2018]. Pour améliorer la représentation de la formation et des propriétés des nuages en Arctique, il est essentiel de comprendre comment se comporte la couche limite [Taylor *et al.* 2018].

1.1.5 Couche limite atmosphérique et stabilité

La couche limite atmosphérique est définie comme la couche de la troposphère directement affectée par la surface et les forçages de la surface en l'espace d'une heure ou moins [Stull 1988]. Les forçages de la surface vont générer de la turbulence qui transportera verticalement de la chaleur, de l'humidité et de la quantité de mouvement.

La hauteur de la couche limite est variable et dépend de la température et de la stabilité de l'atmosphère. Un moyen de définir la stabilité de l'atmosphère est de considérer le signe du gradient vertical de la température potentielle virtuelle $\theta_v = \theta(1 + 0.61q)$ où q est le rapport de mélange de la vapeur d'eau et θ la température potentielle. L'atmosphère est considérée stable lorsque $\frac{d\theta_v}{dz} > 0$, neutre si $\frac{d\theta_v}{dz} = 0$ et instable si $\frac{d\theta_v}{dz} < 0$.

En conditions atmosphériques instables, la température θ_v des premières couches atmosphériques est inférieure à celle de la surface. Le mouvement de convection y est important et la hauteur de la couche limite sera élevée par rapport en conditions atmosphériques stables. Le transport vertical d'humidité et de température va de pair avec l'augmentation des flux turbulents H et LE . Le mouvement convectif de l'humidité vers un air plus froid au-dessus est favorable à la formation de nuages. À l'inverse, en conditions atmosphériques stables, les flux turbulents sont souvent faibles et les nuages convectifs se forment plus difficilement.

En Arctique, les conditions atmosphériques sont généralement stables, particulièrement en hiver [Overland 1985]. La glace de mer joue un rôle important sur la stabilité atmosphérique [Lüpkes *et al.* 2011]. Pourtant, la couverture nuageuse y est généralement importante (voir 1.1.4). La possible source d'instabilité en hiver est d'origine synoptique avec le passage de fronts (tempêtes) qui apportent chaleur et humidité à la région [Stramler *et al.* 2011, Walden *et al.* 2017] (figure 1.5 - 1). En été, davantage d'instabilité atmosphérique est observable avec la fonte de la glace de mer et l'exposition de l'air à l'océan Arctique [Lüpkes *et al.* 2011] (figure 1.5 - 5) mais ces instabilités sont principalement d'origine locale et les perturbations synoptiques ont moins d'effet [Tjernström *et al.* 2004]. Pourtant ces instabilités sont de plus en plus fréquentes avec la diminution de la glace de mer. La surface plus chaude favorise les conditions d'instabilité [Graversen *et al.* 2008]. Les mécanismes contrôlant la formation des nuages en conditions stables ne sont pas encore bien compris.

Tous les processus du bilan d'énergie, des nuages et dans la couche limite décrit précédemment sont résumés dans un schéma simplifié de la couche limite (figure 1.5, [Vihma *et al.* 2014]), les processus dans l'océan ne sont pas considérés dans

cette thèse.

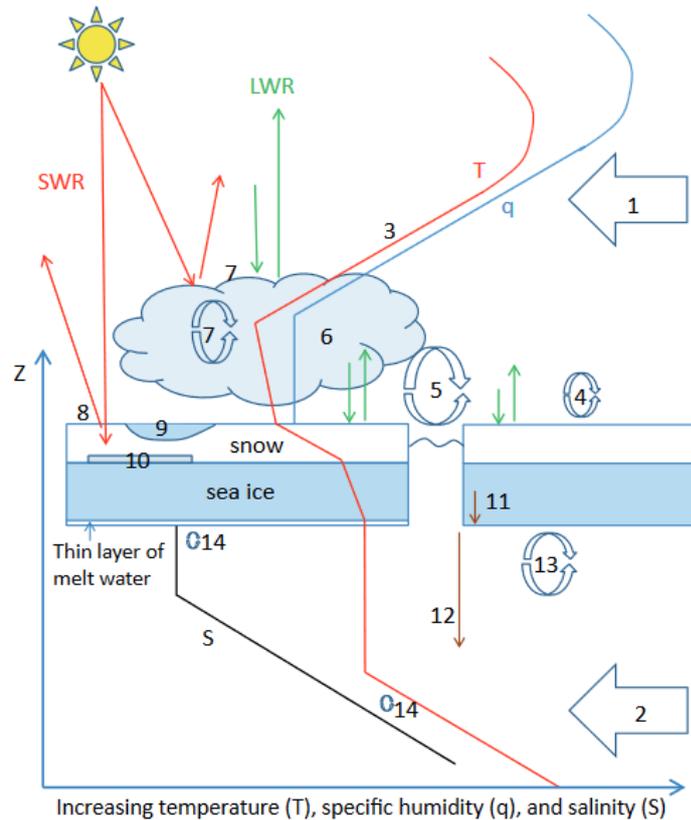


FIGURE 1.5 – Schéma simplifié des processus physiques et des profils verticaux de la température (T), l'humidité (q) et la salinité océanique (S) au-dessus de l'océan Arctique. En réalité, l'allure des profils varie dans le temps et l'espace. Les nombres indiquées présentent les processus suivant : 1 - Advection de chaleur et d'humidité dans la région Arctique ; 2 - Advection océanique de salinité et de chaleur ; 3 - formation d'inversions de température et d'humidité ; 4 - turbulence dans la couche limite stable ; 5 - convection au-dessus de l'eau libre ; 6 - Microphysique des nuages ; 7 - Interaction nuage-bilan d'énergie ; 8 - réflexion et pénétration du flux SW dans la glace/neige ; 9 - fonte de surface et formation de lac de fonte, 10 - formation de glace de neige ; 11 - drainage gravitationnel de la salinité dans la glace de mer ; 12 - Formation de saumure ; 13 - échange turbulent de quantité de mouvement, température et salinité ; 14 - double diffusion convection. Les processus de 2, 10, 11, 12, 13 et 14 ne sont pas étudiés dans cette thèse. Figure faite et provenant de [Vihma *et al.* 2014].

Les modèles climatiques et météorologiques ne représentent pas encore correctement la formation et la persistance des nuages [Wesslén *et al.* 2014], ainsi que les interactions entre la glace de mer et les nuages [Palm *et al.* 2010, Liu *et al.* 2012]. Le bilan d'énergie et la variabilité dans la couche limite n'est alors pas correctement représenté dans ces modèles.

1.2 Questions scientifiques

1.2.1 Nuages

Les nuages en Arctique constituent encore aujourd’hui une source d’incertitude majeure dans la compréhension globale des interactions glace de mer-atmosphère [Taylor *et al.* 2019]. Leurs représentations dans les modèles climatiques globaux ou régionaux n’est pas satisfaisante [Lacour *et al.* 2018, Jung *et al.* 2016].

Pourtant, l’occurrence des nuages en Arctique est importante. [Maillard *et al.* 2021] ont estimé, à partir d’observations lidar sur des bouées dérivant dans le cadre du projet IAOOS (Ice-Atmosphere-arctic Ocean Operating System) pendant 6 années (2014-2019) dans l’océan Arctique, que les nuages bas (sous 2 km d’altitude) représentaient en moyenne 76% des cas observés, en accord avec les observations de [Shupe *et al.* 2006] lors de la campagne SHEBA (Surface Heat Balance of the Arctic) en 1997. [Nomokonova *et al.* 2019] ont aussi noté la forte occurrence (80%) de nuages sur une période de 14 ans à Ny-Ålesund au Svalbard. De nombreuses études ont souligné une variabilité saisonnière de la couverture nuageuse avec un maximum à l’automne (90% de nuages présents) et un minimum en hiver (65%) ([Maillard *et al.* 2021, Cesana *et al.* 2012, Nomokonova *et al.* 2019, Liu *et al.* 2017, Shupe *et al.* 2006, Mioche *et al.* 2015, Yeo *et al.* 2018]). [Maillard *et al.* 2021] expliquent cette variabilité par l’intrusion d’air humide provenant de l’Atlantique en automne. [Nomokonova *et al.* 2019] ont noté la présence plus importante d’humidité en été et à l’automne, mais l’ont attribuée à la présence plus importante d’eau libre (fonte de la glace de mer) qui augmente les flux de chaleur latente et sensible. [Abe *et al.* 2016, Nomokonova *et al.* 2019] ont suggéré que la fonte de la banquise, et plus particulièrement à l’automne, favoriserait la formation de nuages. En revanche [Morrison *et al.* 2019] montrent par l’utilisation d’un modèle couplé océan/glace de mer/atmosphère que l’occurrence des nuages ne devrait pas augmenter en été avec la diminution de la glace de mer.

En Arctique, les nuages sont généralement en phase mixte, c’est-à-dire composés à la fois de cristaux de glace et d’eau liquide surfondue [Ruiz-Donoso *et al.* 2020, Nomokonova *et al.* 2019, Mioche *et al.* 2017, Shupe *et al.* 2011, Intrieri 2002]. Ce type de nuages représente 80% des nuages observés en Arctique [Mioche *et al.* 2015, Shupe *et al.* 2011, McFarquhar *et al.* 2007]. Bien que de l’eau liquide soit présente dans les nuages tout au long de l’année en Arctique, la proportion d’eau liquide et de cristaux de glace dans le nuage varie avec la saison [Ebell *et al.* 2020, Nomokonova *et al.* 2019, Morrison *et al.* 2011a]. L’analyse de [Nomokonova *et al.* 2019] montre qu’en été les nuages sont composés davantage d’eau liquide, mais qu’en hiver la tendance s’inverse et les cristaux de glace sont dominants dans le nuage. [Nomokonova *et al.* 2019] ont observé que les nuages mixtes se formaient à des températures entre -25°C et $+5^{\circ}\text{C}$, en accord avec les résultats de [Korolev *et al.* 2017].

Pourtant [Nomokonova *et al.* 2019] ont trouvé que les nuages mixtes ne se formaient dans un modèle climatique que pour des températures entre -15°C et 0°C .

Les modèles formeraient alors moins de nuages contenant de l'eau liquide en Arctique, confirmant les travaux précédents de [Klaus *et al.* 2016]. [Sedlar *et al.* 2020], d'après les observations de la campagne ACSE (Arctic Cloud in Summer Experiment), aboutissent à la même conclusion. La mauvaise représentation dans les modèles de l'eau liquide dans les nuages en Arctique implique une mauvaise représentation des flux radiatifs [Turner *et al.* 2018]. Les nuages contenant de l'eau liquide ont davantage d'effet sur les flux radiatifs (LW et SW) qu'un nuage contenant seulement des cristaux de glace. [Sedlar *et al.* 2020] ont aussi trouvé que certains modèles ne simulaient pas correctement l'occurrence des nuages engendrant aussi une mauvaise représentation des flux radiatifs. Malgré l'importance de ces nuages pour le système climatique de l'Arctique, il reste encore de nos jours un manque de mesures sur les nuages depuis la surface de l'Arctique [Kay *et al.* 2016, Liu *et al.* 2017].

Questions scientifiques : **Comment améliorer la représentation de l'occurrence des nuages en Arctique dans les modèles régionaux et climatiques ? Quels sont les processus dynamiques ou thermodynamiques qui vont avoir une influence sur la phase du nuage ?**

1.2.2 Bilan d'énergie à la surface

Le flux SW descendant (SW^\downarrow) croît de mars à juin [Walden *et al.* 2017]. [Yeo *et al.* 2018] ont estimé que le flux SW^\downarrow atteignait un maximum en juin de 200 W m^{-2} à Ny-Ålesund au Svalbard. Le flux LW descendant LW^\downarrow augmente de 200 W m^{-2} en février à 300 W m^{-2} en juillet. [Solomon *et al.* 2017, Miller *et al.* 2015a] montrent que le CRE à Summit au Groenland est toujours positif même lorsque le flux SW (SW) atteint son maximum. En revanche [Walden *et al.* 2017] montrent lors de la campagne N-ICE (Norwegian young sea-ICE) au nord du Svalbard, que le CRE devient négatif pour une courte période de temps en été, ce qui est aussi retrouvé par [Ebell *et al.* 2020]. [Yeo *et al.* 2018] indiquent qu'un CRE positif est impliqué dans l'augmentation de la température à la surface de l'Arctique. [Ebell *et al.* 2020] en accord avec [Sedlar *et al.* 2010] estiment que le CRE annuel est de 11.1 W m^{-2} . Pourtant le CRE n'est pas suffisant pour expliquer tous les changements de température observés. [Sedlar *et al.* 2020, Yeo *et al.* 2018, Liu *et al.* 2017] concluent qu'il est nécessaire d'obtenir une meilleure représentation des nuages et des flux radiatifs en Arctique.

Les flux turbulents sont relativement faibles au-dessus de la glace de mer : le flux LE est inférieur à 10 W m^{-2} [Walden *et al.* 2017, Perovich 2002]. Au-dessus de l'océan à l'inverse, ces flux peuvent excéder 100 W m^{-2} [Taylor *et al.* 2018, Hudson *et al.* 2013]. Des cas d'étude en hiver, lors de la campagne N-ICE, ont montré que les tempêtes ont une forte influence sur l'atmosphère et la surface au-dessus de la glace de mer [Walden *et al.* 2017]. L'apport d'un air chaud et humide ou sec et froid ainsi que la présence ou non d'une couverture nuageuse vont perturber le flux LW. Le flux H va alors augmenter pour contrebalancer les changements du LW. [Solomon *et al.* 2017] en revanche, montrent que la présence de nuages tend plutôt à diminuer les flux H et G de près de 40 W m^{-2} .

[Shupe *et al.* 2013, Sotiropoulou *et al.* 2016] n'ont pas observé de couplage entre les nuages et les flux de chaleurs turbulents. [Sedlar *et al.* 2020, Persson *et al.* 2016] supposent que les nuages ont un impact indirect sur les flux turbulents en modifiant les conditions à la surface.

Les modèles climatiques ont encore des difficultés à représenter les forçages liés aux nuages en Arctique [Sedlar *et al.* 2020] mais aussi l'impact des modifications de surface sur les flux radiatifs [Taylor *et al.* 2018]. Pour représenter correctement les flux radiatifs, il est essentiel de bien représenter les propriétés nuageuses. Les erreurs sur la représentation de l'occurrence des nuages ou de leur contenu en eau liquide ou en glace vont directement avoir un effet sur ces flux [Sedlar *et al.* 2020, Shupe *et al.* 2015, Cesana & Storelvmo 2017]. La surface est aussi à considérer. [Renfrew *et al.* 2020] ont montré qu'une bonne représentation de la glace de mer va contribuer à améliorer les flux turbulents et la couche de surface.

Questions scientifiques : Comment améliorer la représentation spatiale des mesures des flux radiatifs au-dessus de l'océan Arctique ? Les nuages jouent-ils un rôle majeur sur les variations des flux turbulents et donc, rétroactivement, sur les conditions favorables à la formation de davantage de nuages ?

1.2.3 Couche limite atmosphérique

La réponse des nuages aux modifications structurelles de la banquise dépend de processus dynamiques et thermodynamiques. La diminution de la glace de mer favorise la formation de nuages en régime stable. Lorsque la stabilité est moins prononcée, la couverture nuageuse diminue à proximité de la surface mais augmente à plus haute altitude [Shupe *et al.* 2013]. [Pavelsky *et al.* 2010] expliquent qu'il existe une relation forte entre la glace de mer et les inversions de température et d'humidité, fournissant des conditions appropriées à la formation des nuages. La glace de mer plus fine et moins étendue laisse exposer davantage l'océan Arctique à l'atmosphère et des lacs de fonte peuvent plus facilement se former. Le surplus d'eau à la surface participe à l'augmentation des flux turbulents de chaleur latente et sensible. [Li *et al.* 2020] en revanche supposent que l'augmentation des flux de chaleur diminuera la formation de nuages mixtes en basses couches et favorisera davantage la formation de nuages de glace.

L'intrusion en Arctique de masses d'air provenant de l'Atlantique ou du Pacifique peut aussi provoquer des changements dans la couche limite arctique. [Johansson *et al.* 2017] utilisant des données de l'A-Train ont observé l'impact sur la surface et la troposphère de l'intrusion de vapeur d'eau dans la couche limite en Arctique. Ils ont remarqué que l'intrusion de vapeur d'eau provoquait des anomalies de température à la surface pouvant atteindre 10 K. Ces intrusions conduisent aussi à une augmentation de l'occurrence des nuages de 10 – 30% en hiver et 10 – 20% en été. [Tjernström *et al.* 2019] ont étudié les inversions de température au-dessus de la glace de mer lors de la campagne ASCE. Ils ont confirmé que l'advection d'air

provenant du sud engendrait des inversions de température permettant la formation de nuages.

Les nuages ont aussi un rôle important sur la couche limite, que les modèles ont des difficultés à représenter [Sedlar *et al.* 2020]. Les modèles climatiques représentent correctement les turbulences induites par la présence de nuages [Morrison *et al.* 2011a], mais favorisent le régime stable, sous-estimant l'occurrence de régimes instables observée. En ciel clair en revanche, [Sedlar *et al.* 2020] ont remarqué que les modèles ne formaient pas une couche limite suffisamment stable. [Pithan *et al.* 2016] expliquent que la mauvaise paramétrisation de la neige ou une émissivité trop forte peuvent être à l'origine de ce phénomène.

Les modèles ont des difficultés à représenter correctement la couche limite stable [Kral *et al.* 2018], qui est le régime de couche limite le plus fréquent en Arctique car ils ont tendance à surestimer les coefficients d'échanges de chaleur dans la couche limite stable. Lors de la campagne ISOBAR (The Innovative Strategies for Observations in the Arctic Atmospheric Boundary Layer Program) en février 2017, [Kral *et al.* 2018] ont mesuré la hauteur de couche limite stable, et indiqué qu'elle pouvait atteindre un minimum de 20 m de hauteur. Ils ont expliqué que les modèles n'était pas capables de représenter correctement la couche limite stable par sa faible épaisseur et la résolution verticale trop grossière des modèles.

Questions scientifiques : **Quels rôles jouent les propriétés des nuages et de la surface sur la dynamique de la couche limite ? Comment sont-ils représentés dans les modèles ? Quel est l'influence des processus d'échelle synoptique et des processus locaux sur la couche limite en Arctique ?**

1.3 Objectifs

Cette thèse s'intéresse à l'étude de l'interaction des nuages et de la glace de mer, en mettant l'accent sur le bilan d'énergie au-dessus de la banquise arctique et dans la couche limite. La région ciblée est le nord du Svalbard où une campagne de mesure de grande envergure a été réalisée : la campagne N-ICE. Elle s'appuie à la fois sur des observations permettant de mieux contraindre la représentation des flux radiatifs et sur un modèle météorologique (Polar-WRF : Polar- Weather Research and Forecasting). Il s'agit de quantifier les différents termes du bilan d'énergie à la surface dans des conditions environnementales et de surface variées et d'améliorer la représentation dans le modèle des nuages dans la couche limite. Dans un premier temps, je cherche à montrer **(i) comment la représentation spatiale des mesures de flux radiatifs au-dessus l'océan Arctique peut être améliorée à partir de données lidar et d'observations satellitaires**. Je m'intéresse dans un second temps à **(ii) la représentation de l'occurrence des nuages dans le modèle météorologique POLAR-WRF**, **(iii) à l'impact de ces derniers sur le bilan d'énergie à la surface**, **(iv) à l'influence de l'albédo de la neige au-dessus de la banquise sur le bilan d'énergie et la stabilité de la couche limite**, et enfin **(v) au rôle de la couche limite sur la phase des nuages en Arctique**.

1.4 Plan de thèse

Le chapitre 2 présente les jeux de données et les modèles utilisés dans le cadre de ce travail. Dans un premier temps, les campagnes de mesures N-ICE et IAOOS seront présentées, de même que les instruments et les jeux de données utilisés. Dans un second temps, les modèles *STREAMER* et Polar-WRF et les configurations choisies seront introduits, leurs applications dans cette thèse seront décrites et les paramétrisations importantes du modèle Polar-WRF pour cette étude seront détaillées.

Le chapitre 3, aborde deux études sur la représentation des flux radiatifs en Arctique. La première étude publiée dans le "Journal of Geophysical Research" (JGR - Atmosphere) ([Di Biagio *et al.* 2020]) présente les limites des observations des flux radiatifs provenant de satellites et de réanalyses. Ces observations sont comparées aux mesures locales des flux radiatifs de la campagne N-ICE. La seconde étude fait l'objet d'un article soumis à "Atmospheric Measurement Techniques" (AMT) ([Loyer *et al.* 2021]). Elle présente une méthode pour estimer les flux radiatifs à partir de mesures lidar à la surface. Cette méthode est appliquée aux mesures lidar des plates-formes IAOOS de 2015 et les flux radiatifs résultants sont comparés aux mesures des flux radiatifs de la campagne N-ICE.

Dans le chapitre 4, j'évalue statistiquement la performance du modèle Polar-WRF à représenter les températures, les rapports de mélange des hydrométéores et la fréquence des nuages en comparaison avec les séries temporelles complètes des observations de la campagne N-ICE. Pour améliorer la représentation des nuages dans le modèle, je discute ensuite la sensibilité du modèle à différentes paramétrisations de l'albédo de la neige, de la couche limite et des flux de chaleur et d'humidité à la surface, en identifiant trois cas d'étude : un cas en hiver, avec le passage de fronts en Arctique et deux cas au printemps (avant et durant la fonte de la neige). Dans chacun des cas d'études, j'analyse l'occurrence, le type et le contenu des nuages formés, le bilan d'énergie à la surface et la stabilité de la couche limite. Le chapitre se conclut par une analyse de simulations qui pourraient permettre d'améliorer la représentation du modèle de l'occurrence des nuages et leur influence sur les flux radiatifs.

Le chapitre 5 présente enfin les conclusions principales de ce travail et envisage des pistes d'amélioration de la représentation des nuages en phase mixte dans les modèles en région arctique.

Méthodologie : observations et modèles utilisés

Sommaire

2.1 Observations	17
2.1.1 IAOS	19
2.1.2 Lidar	21
2.1.3 N-ICE	25
2.2 Modèles	27
2.2.1 STREAMER	27
2.2.2 Polar-WRF	31

Ce chapitre présente dans un premier temps les observations utilisées, les campagnes de mesures et les instruments utilisés lors de ces campagnes et la manière dont les données sont traitées. Dans un deuxième temps, les modèles utilisés dans le cadre de ce travail seront présentés et les objectifs visés seront décrits.

2.1 Observations

Les observations sont essentielles pour bien comprendre les différents processus à l'œuvre en région arctique et bien contraindre les modèles. L'utilisation d'observations satellitaires permet d'obtenir des informations sur la surface en Arctique, les aérosols et les nuages, les profils verticaux de température et d'humidité, etc. Malheureusement la couverture limitée des profileurs embarqués sur satellite ne leur permet pas d'observer la région centrale de l'Arctique (au dessus 82° N) [Winker *et al.* 2009], comme cela est représenté par la figure 2.1. Pour d'autres satellites de télédétection passive, c'est le contraste thermique ou la forte réflectivité de la surface qui perturbent la restitution des données [Blanchard *et al.* 2014].

Plusieurs stations de mesures sont présentes en Arctique, permettant la constitution de larges séries temporelles (plusieurs décennies). Mais ces stations sont peu nombreuses et basées seulement sur le continent : la représentation spatiale de ces observations est limitée.

Pour combler ce manque de données atmosphériques en particulier au-dessus de l'océan Arctique, plusieurs campagnes ont eu lieu, telles que la campagne Surface Heat Balance of the Arctic (SHEBA) en 1998 [Uttal *et al.* 2002], ou plus récemment

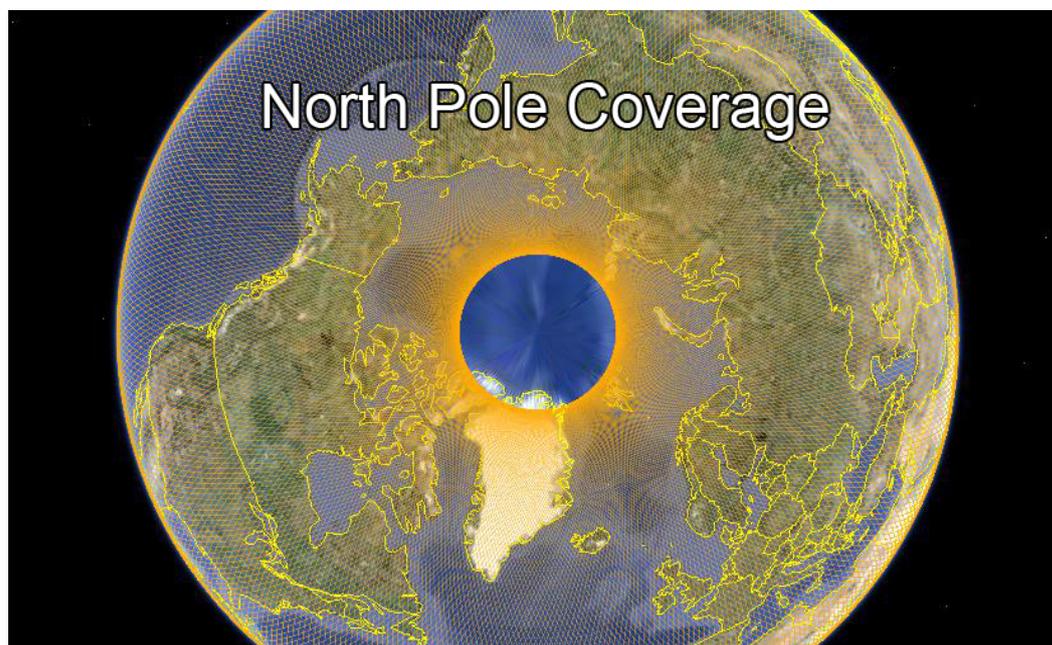


FIGURE 2.1 – Image de la mission : SENTINEL-3 Mission North Pole Coverage (Crédit : isardSAT)

Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS) en 2014 [Tjernström *et al.* 2014], l'expédition Norwegian Young Sea Ice Experiment (N-ICE) en 2015 [Cohen *et al.* 2017], l'Arctic Clouds in Summer Experiment (ACSE) [Sotiropoulou *et al.* 2016], les campagnes Arctic CLOUD Observations Using airborne measurements during polar Day (ACLOUD) et the Physical feedbacks of Arctic boundary layer, Sea ice, Cloud and Aerosol (PASCAL) [Wendisch *et al.* 2019], et plus récemment la campagne Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate (MOSAIC) en 2020 [Shupe *et al.* 2020]. Des mesures cruciales pour améliorer notre compréhension sur l'interaction complexe entre les flux énergétiques, les nuages et la surface en Arctique ont ainsi été obtenues.

Des plateformes de mesures ont aussi été déployées dans l'océan Arctique, comme les bouées du projet IAOOS (Ice Atmosphere arctic Ocean Observing System) dans le cadre de l'EQUIPEX éponyme de 2014 à 2019. Le grand nombre de plateformes déployées (15) permet d'accéder à une plus grande série temporelle en couvrant un territoire plus vaste. Cette partie présente les campagnes, instruments et méthodes de mesures des observations utilisées dans le cadre de cette thèse. Le projet IAOOS sera d'abord présenté, décrivant l'objectif de ce projet et les plateformes de mesures embarquant en particulier des systèmes lidar (Light Detection and Ranging). On rappellera ensuite le fonctionnement d'un lidar à rétrodiffusion de Mie et la manière dont les données obtenues sont traitées. Enfin, la campagne N-ICE et les instruments déployés seront présentés.

2.1.1 IAOOS

2.1.1.1 Présentation générale et objectifs

Le programme IAOOS [Provost *et al.* 2015] coordonné par le LOCEAN (Laboratoire d’Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques) et le LATMOS (Laboratoire ATMosphères, Observations Spatiales) avait pour objectif de déployer et maintenir un système d’observations intégré en Arctique pour obtenir des mesures sur l’océan, la glace de mer et la basse atmosphère en temps réel. IAOOS avait pour objectif de suivre une approche intégrée des observations et des modélisations du système arctique entier qui englobe à la fois l’atmosphère, l’océan et la glace de mer.

2.1.1.2 Plateformes de mesure IAOOS

Pendant 6 ans, quinze plateformes ont été déployées par bateau ou avion dans l’océan Arctique à différents endroits. Les plateformes ont été fixées dans la glace de mer, (figure 2.3), avant de dériver dans l’océan Arctique au gré des courants et du vent. Les bouées étaient équipées d’un Global Positioning System (GPS) permettant de les localiser et de suivre leurs trajectoires (figure 2.2).

Les plateformes sont équipées de plusieurs instruments pour les mesures des différents milieux glace, océan, atmosphère (figure 2.4). Ces instruments sont décrits dans le tableau 2.1.

Milieu	Instrument	Objectif
Océan	Profileur CTD*	Mesure la température et la salinité à différentes profondeurs
Glace	Ice Mass Balance	Mesure la température dans la neige et la glace
Atmosphère	Micro-lidar	Mesure l’altitude et détermine la nature des particules par rétrodiffusion dans l’atmosphère
	Capteur de pression et de température	Mesure les variables météorologiques à 2 m

TABLE 2.1 – Instruments de mesures constituant la plate-forme IAOOS pour les différents milieux observés : océan, glace de mer et atmosphère. (CTD* = Conductivité, température et profondeur).

Cette thèse utilise principalement les données atmosphériques des plateformes IAOOS, mais les données océaniques et de la glace de mer de ces plateformes ont contribué à mieux comprendre le comportement de l’océan Arctique et la banquise. [Koenig *et al.* 2017, Bertosio *et al.* 2020] ont ainsi pu identifier l’origine des masses d’eau et des courants marins influençant la structure de l’océan et la fonte de la glace de mer. [Athanasé *et al.* 2019] a pu identifier la nouvelle structure de la glace de mer

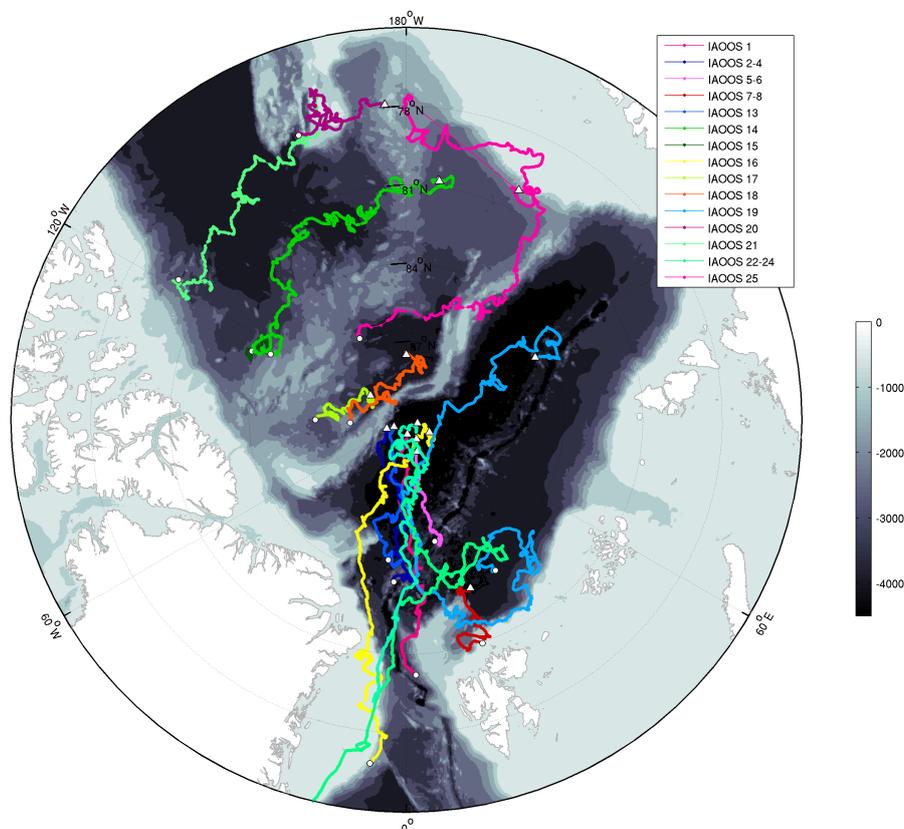


FIGURE 2.2 – Trajectoires de toutes les bouées IAOOS en Arctique depuis 2014 (lignes continues colorées). Les terres sont représentées en blanc, et la profondeur de l’océan en gris. Figure provenant du site <http://iaaos.ipev.fr/>

avec une couche de surface plus fraîche et une couche chaude plus fine par rapport aux années 2005-2012. [Provost *et al.* 2017] ont remarqué que la banquise pouvait être submergée par l’océan et que cette eau gelait pour former une nouvelle couche de glace sur la banquise. D’autres études sur les phytoplanctons ont également été menées à partir des observations IAOOS. [Boles *et al.* 2020] ont alors remarqué deux pics de croissance des phytoplanctons sous la glace de mer en juin et en août.

Les mesures atmosphériques ont été réalisées par une station météorologique mesurant la température et la pression atmosphérique à 2 m (Tableau 2.1). Les bouées IAOOS sont équipées d’un micro-lidar à rétrodiffusion émettant un faisceau laser pulsé d’une longueur d’onde de 808 nm. Les mesures lidar étaient effectuées 2 à 4 fois par jour et les signaux ont été moyennés sur des séquences de 10 min pour chacun des profils [Mariage *et al.* 2017]. Chacune des plateformes IAOOS a permis des observations atmosphériques sur une période d’environ 6 mois, pouvant

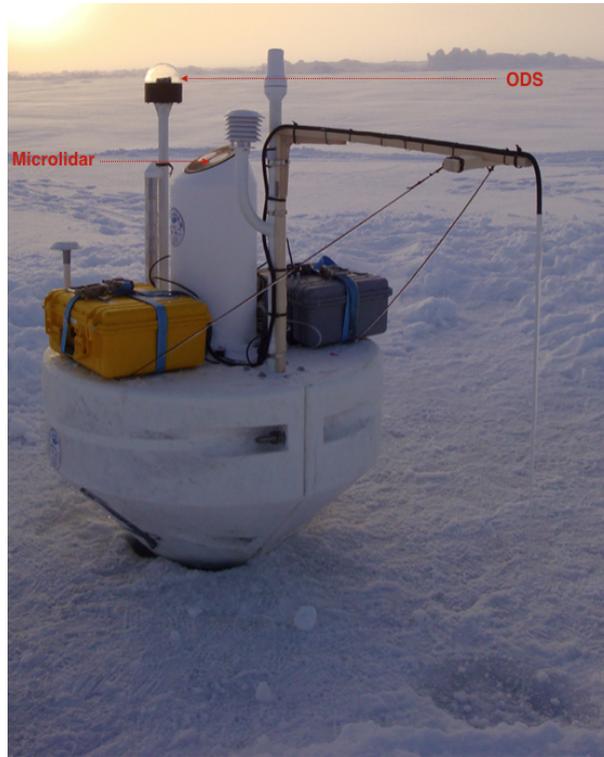


FIGURE 2.3 – Photo d’une plateforme IAOOS déployée dans la glace de mer en Arctique. La photographie a été prise lors de l’installation de la plateforme lors de la campagne de 2014 près du camp de Barnéo au nord du Svalbard, <http://iaaos.ipev.fr/>.

être réduite par les intempéries, la glace de mer ou même la présence d’ours blancs.

2.1.2 Lidar

Le lidar est un instrument de mesure par télédétection active, qui émet un faisceau laser, ici visé zénithale. Ce faisceau laser est rétrodiffusé par les molécules d’air et particules atmosphériques suivant la diffusion de Rayleigh ou la diffusion de Mie. Un télescope ou une lentille mesure le signal de cette rétrodiffusion.

Le signal rétrodiffusé d’un lidar à la longueur d’onde λ , corrigé du fond de ciel B et de la distance de l’émission z , est calculé comme suit :

$$S(\lambda, z) = (P(\lambda, z) - B)z^2 = K(\lambda) \times O(z) \times \beta(\lambda, z) \times e^{-2 \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz'} \quad (2.1)$$

avec

- $K(\lambda)$: Coefficient de calibration du lidar ou constante système en m sr,
- $O(z)$: Facteur de recouvrement du faisceau laser par le champ de vue du télescope,

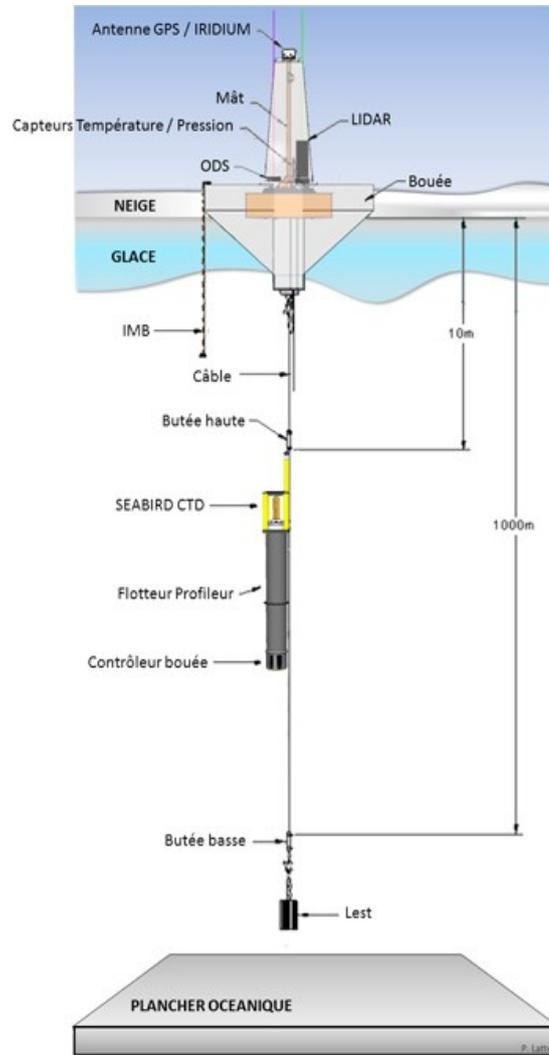


FIGURE 2.4 – Schéma de la plateforme IAOOS avec tous les instruments de mesure

- $\beta(\lambda, z)$: Somme du coefficient de rétrodiffusion moléculaire $\beta_m(\lambda, z)$ (diffusion Rayleigh) et du coefficient de rétrodiffusion des particules $\beta_p(\lambda, z)$ (diffusion de Mie) en $\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$,
- $e^{-2 \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz'}$: représente le carré de la transmission atmosphérique T avec $\alpha(\lambda, z)$ la somme du coefficient d'extinction moléculaire $\alpha_m(\lambda, z)$ et du coefficient d'extinction des aérosols $\alpha_p(\lambda, z)$,
- B : Fond de Ciel (nombre d'électrons par m^{-2}).

Le fond de ciel est un signal causé par le rayonnement direct et diffus du soleil capté par le télescope. Ce signal est souvent considéré comme du bruit et est retiré

des profils lidar. La valeur de B est estimée comme la moyenne du signal au-dessus de 20 km d'altitude, où l'influence du signal émis par le laser est supposée négligeable [Mariage 2015].

Pour résoudre l'équation lidar, il est nécessaire de déterminer les coefficients $\beta(\lambda, z)$, $\alpha(\lambda, z)$ et la constante système $K(\lambda)$. Les coefficients moléculaires $\beta_m(\lambda, z)$ et $\alpha_m(\lambda, z)$ peuvent être calculés numériquement à partir des profils verticaux de température et de pression [Bucholtz 1995]. Il est possible de déterminer la transmission moléculaire au carré à partir du coefficient $\alpha_m(\lambda, z)$, telle que :

$$T_m^2(\lambda, z) = e^{-2 \int_0^z \alpha_m(\lambda, z') dz'} \quad (2.2)$$

Une méthode pour déterminer la constante système $K(\lambda)$ est d'effectuer des tirs en ciel clair et non pollué. On détermine ensuite une zone moléculaire dans le profil lidar suffisamment élevée de sorte que $O(z) = 1$. Dans ces conditions et en négligeant l'influence des aérosols sur l'atténuation du signal, l'équation 2.1 peut s'écrire :

$$S(\lambda, z) = K(\lambda) \times \beta_m(\lambda, z) T_m^2(\lambda, z) \quad (2.3)$$

La constante système ne dépend alors que du signal mesuré, corrigé de B et z et des coefficients moléculaires connus. La figure 2.5 représente un signal lidar et le signal moléculaire correspondant.

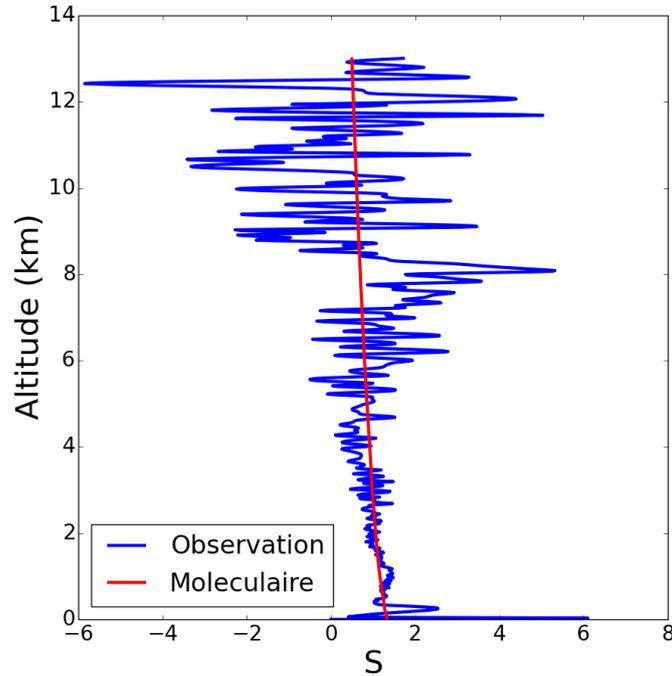


FIGURE 2.5 – Figure du signal moléculaire (rouge) et du signal lidar (bleu) mesuré par un lidar embarqué sur une plateforme IAOOS en 2015

Les termes manquants pour résoudre l'équation lidar sont $\beta_p(\lambda, z)$ et $\alpha_p(\lambda, z)$. Mais il n'est pas chose aisée que de déterminer les propriétés optiques sans autre mesure. Dans ces conditions, le rapport de diffusion atténué, défini comme le rapport entre le signal corrigé du fond de ciel et de la portée, et du signal moléculaire, peut être utilisé :

$$R_{att}(\lambda, z) = \frac{S(\lambda, z)}{K(\lambda, z) \times \beta_m(\lambda, z) T_m^2(\lambda)} \quad (2.4)$$

En utilisant les équations 2.1 et 2.3, l'équation 2.4 peut s'écrire sous la forme :

$$R_{att}(\lambda, z) = \left(1 + \frac{\beta_p(\lambda, z)}{\beta_m(\lambda, z)} \right) T_p^2(\lambda, z) \quad (2.5)$$

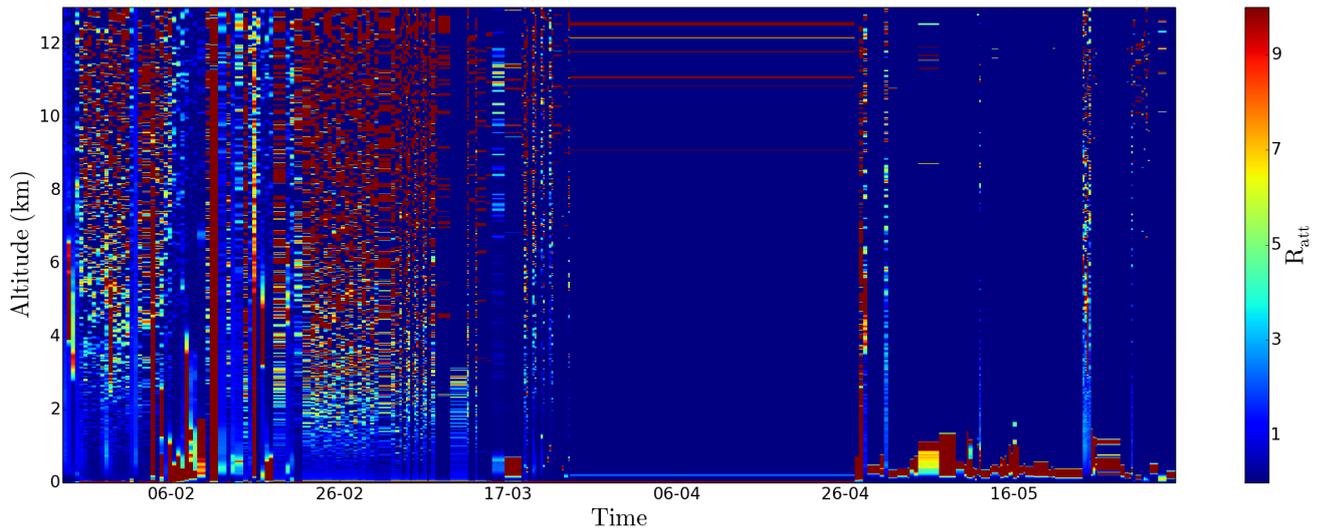


FIGURE 2.6 – Rapport de diffusion atténué à 808 nm provenant des mesures lidar des bouées IAOS en 2015, situées dans l'océan Arctique au nord du Svalbard.

Le rapport de diffusion atténué est une première approche pour traiter les profils lidar et obtenir des informations sur les aérosols et les nuages diffusants. En ciel clair, $R_{att}(\lambda, z)$ vaut 1 et augmente entre 2 et 4 en présence d'aérosols ($\lambda = 808$ nm). Lorsque des nuages sont présents dans le profil lidar, $R_{att}(\lambda, z)$ peut atteindre des valeurs supérieures à 5. À partir du rapport de diffusion, il est possible de déterminer le coefficient de rétrodiffusion atténué :

$$\beta_{att}(\lambda, z) = R_{att}(\lambda, z) \times \beta_m(\lambda, z) = \beta(\lambda, z) T_p^2(\lambda, z) \quad (2.6)$$

Le laser du lidar n'est pas suffisamment puissant pour traverser les nuages. Il est alors préférable d'utiliser la méthode d'inversion forward de Klett [Klett 1985] sur β_{att} pour retrouver β tel que :

$$\beta(\lambda, z) = \frac{\frac{\beta_{att}(\lambda, z)}{\beta_{att}(\lambda, 0)}}{\beta_m^{-1}(\lambda, 0) - 2S_c \int_0^z \frac{\beta_{att}(\lambda, r)}{\beta_{att}(\lambda, 0)} dr} \quad (2.7)$$

avec $S_c = 18$ sr le rapport lidar défini pour les particules nuageuses en Arctique d'après [Mariage *et al.* 2017].

Il est aussi possible de déterminer le coefficient de rétrodiffusion atténué (ou IAB) (Γ) sous la forme [Platt *et al.* 1998] :

$$\Gamma(\lambda) = \sum_n \int_{z_b(n)}^{z_t(n)} \beta_{att}(\lambda, z) dz - \frac{1}{2} (\beta_{att}(\lambda, z_t(n)) + \beta_{att}(\lambda, z_b(n))) \times (z_t(n) - z_b(n)) \quad (2.8)$$

avec n , le nombre de couches nuageuses mesurables dans le profil vertical, $z_b(n)$ et $z_t(n)$ les altitudes de la base et du sommet de ces couches respectivement. Pour réaliser ce calcul, il est nécessaire d'identifier la base et le sommet d'un ou des nuages dans le profil. Il est possible de déterminer la transmission atmosphérique [Di Biagio *et al.* 2020] telle que :

$$T_p^2(\lambda) = 1 - 2\eta S_c \Gamma \quad (2.9)$$

et l'épaisseur optique des nuages [Di Biagio *et al.* 2020] :

$$\tau_p(\lambda) = \frac{-\ln(T^2)}{2\eta} \quad (2.10)$$

avec η le coefficient de diffusion multiple (entre 0 et 1). Le lidar est donc un instrument de mesure permettant d'obtenir les propriétés géométriques d'une couche d'aérosols ou de nuage (épaisseur de couche et altitude) mais également les propriétés optiques des particules présentes dans cette couche (β et α).

2.1.3 N-ICE

La campagne N-ICE (<https://www.npolar.no/en/projects/N-ICE/>), organisée par le Norwegian Polar Institute, a fourni des données sur les flux radiatifs et turbulents, ainsi que les variables météorologiques, les propriétés des différentes couches de glace et sur l'océan [Cohen *et al.* 2017], utiles à cette thèse.

2.1.3.1 Contexte et objectifs de la campagne N-ICE

La campagne N-ICE a duré 7 mois de janvier à juillet 2015, et a été réalisée sur un camp de recherche laissé à la dérive à partir de la position $83^\circ N$ et $21^\circ E$. La campagne N-ICE a pour objectif de comprendre comment la glace de mer, aujourd'hui, plus jeune et plus fine, va affecter le bilan d'énergie, la dynamique de la glace de mer et les écosystèmes associés à la glace de mer, ainsi que le climat local comme global. La campagne a cherché en particulier à répondre aux questions suivantes : qu'est ce qui fait fondre la glace : la chaleur du soleil ou l'eau chaude de l'Atlantique ? Quels

sont les effets sur la météo à des échelles locale et globale ? Cette expédition est l'une des rares à avoir eu lieu dans le secteur Nord Atlantique de l'Arctique. C'est aussi la troisième campagne, après ASCOS en 2007 et SHEBA en 1998, à avoir effectué des mesures en hiver en Arctique central [Graham *et al.* 2017a]. De cette campagne, nous disposons de mesures météorologiques (température, humidité, vitesse et direction du vent, de mesures des flux radiatifs et turbulents et d'observations lidar (hauteur de la base des nuages/aérosols, mesure du fond de ciel). N-ICE fournit également des profils verticaux de température dans la neige et la glace et des mesures du courant, de la température et de la salinité de l'océan sous la couche de glace de mer, provenant des profileurs CTD (Sonde Conductivity Temperature Depth). Ces observations sont toutes répertoriées sur le site de la campagne N-ICE (<https://www.npolar.no/en/projects/N-ICE/>).

Le camp de glace est composé du bateau brise-glace norvégien "Lance" bloqué dans la glace et servant de base pour les équipes de recherche et d'un camp instrumenté appelé le "supersite" (figure 2.7). Le camp de glace est équipé de différents instruments pour mesurer les variables météorologiques et les flux de chaleur, de manière régulière et journalière. Les bouées, dont la plateforme IAOOS, sont placées autour du bateau.

Durant l'expédition, plusieurs tempêtes ont été observées, dont l'une a balayé le camp de glace, forçant la formation du camp sur un nouvel emplacement. De plus, à de multiples occasions, le camp de glace a dû être évacué et remonté plus au nord du fait de la dérive et de la fragmentation de la glace en bordure de la banquise.

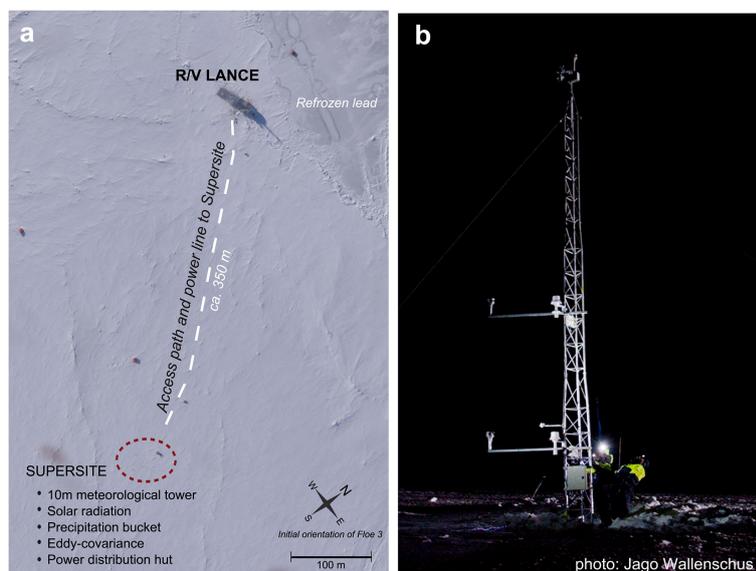


FIGURE 2.7 – (a) Photo aérienne du camp N-ICE montrant le Supersite par rapport au bateau. (b) Mât météorologique en Janvier. (Crédit Vasily Kustov and Sergey Semenov, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia.), [Cohen *et al.* 2017]

Supersite		
Instrument	Type de mesure	Précision
Vaisala HMP155	Température de l'air à 2 m, 4 m, 10 m	$\pm 0.2^\circ \text{ C}$
Vaisala HMP155	Humidité relative à 2 m, 4 m, 10 m	$\pm 2.4 \%$
Lufft Ventus V200A-UMB (2-D ultrasonic)	Vitesse et direction du vent à 2 m, 4 m, 10 m	$\pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$ et $< 2^\circ$ RMSE
RM Young 61302 V	Pression à la surface	$\pm 0.3 \text{ hPa}$
Pluviomètre blindé Tretyakov	Précipitation	jusqu'à 50 %
Kipp and Zonen CGR4 pyrgéomètre de 4.5 à 42 μm	Éclairement IR descendant et montant	3 % et 3 %
Kipp and Zonen CMP22 pyranomètre de 200 à 3600 nm	Éclairement visible/UV descendant et montant	2 % et 3 %
Anémomètre sonique 3D	Vents horizontal et vertical, température et humidité, chaleur sensible et chaleur latente	u, v : 1 mm s^{-1} , w : 0.5 mm s^{-1} , T_s : 0.025° C , q : 2 %, H : $\pm 2 \text{ W m}^{-2}$, LE : $\pm 0.2 \text{ W m}^{-2}$
Navire "Lance"		
Instrument	Type de mesure	Précision
Vaisala RS92 SGP radiosondes avec une station au sol MW31	Profils verticaux de température, humidité et vents	P : 1 hPa, T : 0.5° C , RH : 5%, WS : 0.15 m s^{-1} , WD : $< 2^\circ$

TABLE 2.2 – Listes des instruments de mesure de la campagne N-ICE. Le nom de chaque instrument, la mesure observée et la précision de l'instrument sont présentés.

2.2 Modèles

Cette partie présente dans un premier temps le modèle 1-D de transfert radiatif *STREAMER* [Key & Schweiger 1998] et l'intérêt d'utiliser ce modèle. Dans un deuxième temps, le modèle météorologique WRF (Weather Forecast and Research) [Skamarock *et al.* 2008] sera décrit dans les configurations utilisées dans le cadre de cette thèse.

2.2.1 STREAMER

STREAMER est un modèle 1-D de transfert radiatif. Ce modèle permet d'estimer l'éclairement et la luminance L (solaire et tellurique) pour une grande variété de conditions atmosphériques et de surface. Le modèle utilise la méthode des ordonnées discrètes de [Stamnes *et al.* 1988] suivant l'hypothèse des plans parallèles. Le modèle

permet de choisir une scène atmosphérique en paramètre d'entrée. Il est possible de configurer les profils de vapeur d'eau, pression, température et de gaz (CO_2 , O_3 et O_2), de sélectionner la présence ou non d'aérosols et leurs propriétés optiques. On peut aussi paramétrer des nuages en choisissant l'altitude de la base et du sommet, les propriétés optiques, le type de particules (gouttelettes ou un des huit types de cristaux de glace) et leurs tailles. Il est aussi possible de configurer les propriétés de surface. Les figures 2.8, 2.9 et 2.10 montrent comment, avec *STREAMER*, il est possible de voir la variation de l'éclairement tellurique net (LW) et de l'éclairement solaire net (SW), en fonction des conditions nuageuses et des propriétés de surface. Dans toutes ces figures, la fraction nuageuse augmente de 0 à 1 par pas de 0.1 et l'épaisseur optique passe de 1 à 10 puis 50 pour un angle zénithal fixé à 60° (valeurs). Les nuages sont composés de gouttelettes d'eau liquide de rayon $6 \mu\text{m}$, situé à 1 km d'altitude pour une épaisseur de 1 km et les aérosols ne sont pas présents. La surface est configurée avec un albédo de 0.5 et une émissivité de 0.95.

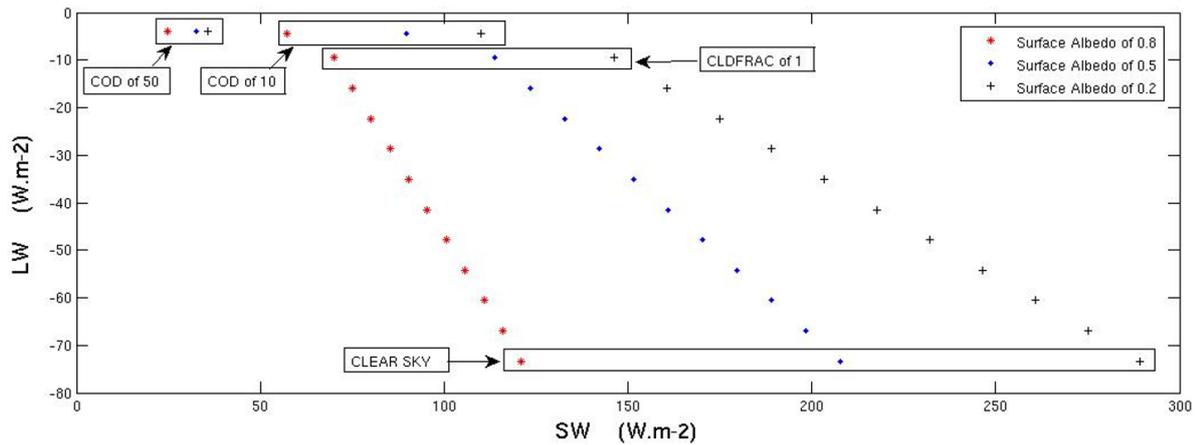


FIGURE 2.8 – Flux radiatifs LW et SW pour différentes valeurs d'albédo dans le visible/proche UV (0.8, 0.5 et 0.2) en rouge, bleu et noir. Chaque courbe varie avec la fraction nuageuse passant de 0 (CLEAR SKY) à 1 (CLDFRAC of 1) par pas de 0.1, puis avec l'épaisseur optique (COD) variant de 1, 10 et 50.

La figure 2.8 montre la variation des éclairagements nets pour différentes valeurs d'albédo de surface dans le visible/proche UV (0.8, 0.5 et 0.2). L'albédo de surface n'a pas d'influence sur le flux LW mais au contraire va avoir un impact important sur le flux SW. Plus l'albédo est grand, plus le flux SW montant (SW^\uparrow) sera important et le flux SW en sera alors atténué. Les propriétés optiques des nuages ont un impact sur les deux flux nets. Plus le nuage va avoir une valeur d'épaisseur optique importante plus LW va augmenter jusqu'à atteindre un seuil de -3 W m^{-2} . Au contraire, SW va diminuer avec l'augmentation de l'épaisseur optique du nuage car le flux descendant est fortement atténué. On observe aussi que plus le nuage a des valeurs d'épaisseur optique importante, moins l'impact de l'albédo de surface sera important. En effet, l'éclairement descendant SW^\downarrow diminue avec l'épaisseur optique qui augmente.

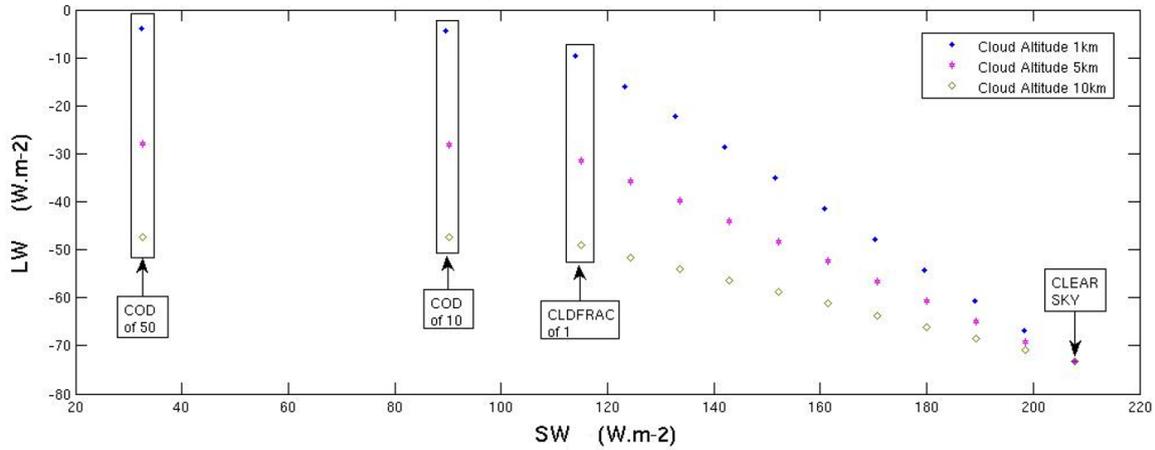


FIGURE 2.9 – Flux radiatifs LW et SW pour différentes altitudes de la base du nuage (1, 5 et 10 km) en bleu, rouge et jaune. Chaque courbe varie avec la fraction nuageuse passant de 0 (CLEAR SKY) à 1 (CLDFRAC of 1) par pas de 0.1, puis avec l'épaisseur optique (COD) variant de 1, 10 et 50.

La figure 2.9 présente la variation des flux radiatifs nets pour différentes altitudes de nuages (1, 5 et 10 km) et la figure 2.10 montre la variation des éclaircissements nets pour différentes émissivités de surface ε_s (0.2, 0.5 et 0.95). Sur ces deux figures, le flux SW ne varie pas ou peu pour les différentes altitudes du nuage ou valeurs d'émissivité à la surface. Ces paramètres vont en revanche avoir une influence sur le flux LW. Plus le nuage est proche de la surface, plus la température de ce nuage sera élevée (excepté en cas d'inversion thermique prononcée). La valeur du flux LW descendant (LW^\downarrow) est d'autant plus forte que le nuage est bas. Le flux LW se comporte de la même manière : plus le nuage est haut, plus faible est le LW^\downarrow pouvant compenser la composante montante (LW^\uparrow). L'augmentation de l'épaisseur optique va accentuer l'impact des différentes altitudes sur le flux LW. À l'inverse, l'augmentation de l'épaisseur optique du nuage (τ) amoindrit l'influence de l'émissivité de la surface sur le flux LW car les courbes se rapprochent. L'émissivité de la surface augmente LW^\uparrow , ce qui diminue les valeurs du flux LW, comme on peut le voir sur la partie en ciel clair.

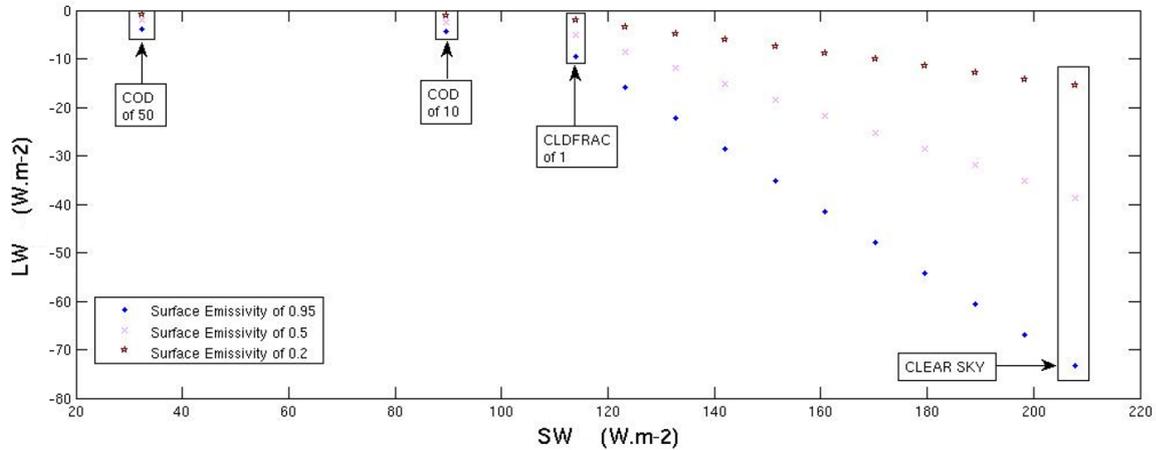


FIGURE 2.10 – Flux radiatifs LW et SW pour différentes valeurs de l'émissivité de la surface ε_s (0.95, 0.5 et 0.2) en bleu, magenta et rouge. Chaque courbe varie avec la fraction nuageuse passant de 0 à 1 par pas de 0.1, puis avec l'épaisseur optique variant de 1, 10 et 50.

Dans le cadre de la thèse, le modèle *STREAMER* a aussi été utilisé pour étudier l'effet du type de particules nuageuses et de leurs tailles sur la luminance diffuse descendante L_s^\downarrow et le flux SW diffus descendant SW_s^\downarrow (figures 2.11 et 2.12). On distingue ici la contribution diffuse par le "s" désignant "scattered" de la contribution direct. Je me suis aussi intéressé à l'impact de la hauteur de la base du nuage et de l'albédo de surface α_s sur la L_s^\downarrow et le SW_s^\downarrow . La base des nuages est fixée à 1 km d'altitude et leur épaisseur est de 1 km. Les nuages sont entièrement composés de gouttelettes d'eau liquide de rayon $5 \mu\text{m}$. Les paramètres de surface sont les suivants : ε_s vaut 0.95 et α_s vaut 0.9. L'angle zénithal est fixé à 30° . On observe sur toutes les figures que L_s^\downarrow et SW_s^\downarrow atteignent un maximum pour une épaisseur optique entre 3 et 5.

La figure 2.11 montre l'influence du type hydrométéores sur L_s^\downarrow et SW_s^\downarrow . On observe que les gouttelettes d'eau liquide atteignent un maximum de $125 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ et de 780 W m^{-2} . En revanche, les cristaux de glace (colonnes solides et disques) donnent des résultats très proches ($1 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ et 5 W m^{-2} d'écart) et diffusent la lumière moins bien que les nuages composés d'eau liquide. On remarque aussi que le maximum de diffusion du nuage d'eau liquide se situe à une épaisseur optique de 5 mais ce maximum de diffusion est différent pour les nuages de glace ($\tau = 3$).

Les figures 2.12 et 2.13 montrent l'influence de la taille des hydrométéores et de la hauteur de la base des nuages sur la L_s^\downarrow et SW_s^\downarrow . L'impact de ses paramètres est faible sur la diffusion du nuage, voir négligeable dans le cas de l'altitude du nuage.

En revanche, α_s joue un rôle considérable sur L_s^\downarrow et SW_s^\downarrow . On observe sur la figure 2.14 une différence de près de $100 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ entre chacune des courbes pour des α_s prenant pour valeurs 0.95, 0.5 et 0.05. Cette figure montre l'importance de considérer la diffusion multiple pour estimer les flux descendants et la source d'erreur importante qui peut résulter d'une mauvaise hypothèse sur l'albédo de surface.

On montre ici que α_s joue le rôle le plus important pour la représentation de la

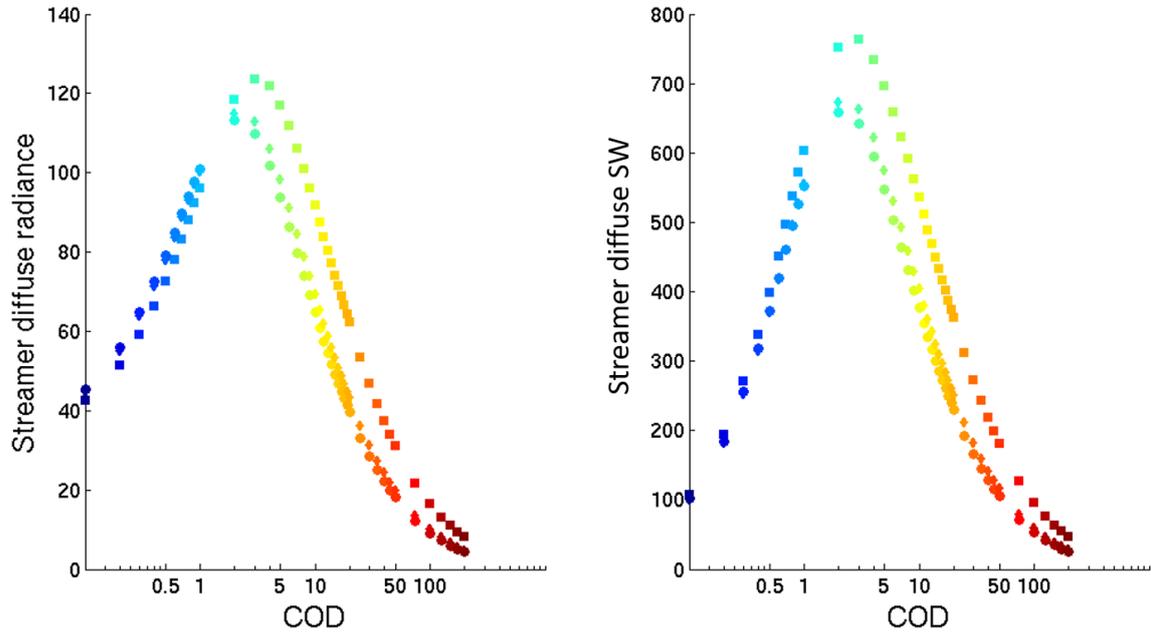


FIGURE 2.11 – L_s^\downarrow (gauche) et SW_s^\downarrow (droite) (s :scattered) en fonction de l'épaisseur optique (COD : "Cloud Optical Depth"). La base des nuages est fixée à 1 km d'altitude et leur épaisseur est de 1 km. Les paramètres de surface sont les suivants : ε_s vaut 0.95 et α_s vaut 0.9. Les différentes courbes représentent le type du nuage ; carrés : nuage composé de gouttelette d'eau de rayon $5 \mu\text{m}$ (courbe la plus haute) ; cercles : nuage de glace composé de cristaux sous la forme de colonnes de rayon $5 \mu\text{m}$ (courbe la plus basse) ; losanges : nuage de glace composé de cristaux sous la forme de disques de rayon $5 \mu\text{m}$ (courbe intermédiaire). L'échelle de couleurs suit l'évolution de l'épaisseur optique.

diffusion par les nuages, suivi du type de particules et enfin de la taille des particules. L'altitude du nuage a un effet négligeable sur la diffusion par le nuage. Pour la suite, α_s doit être bien représenté pour correctement estimer L_s^\downarrow et SW_s^\downarrow . Les mesures d'albédo durant la campagne N-ICE seront alors utilisés dans la suite de cette thèse pour contraindre les modèles *STREAMER* (chapitre 3) et Polar-WRF (chapitre 4). Le type et la taille des particules sont basés sur [McFarquhar *et al.* 2007], qui supposent que les nuages en Arctique sont en phase mixte.

2.2.2 Polar-WRF

Le modèle WRF et sa version polaire Polar-WRF utilisés pour l'étude du bilan d'énergie (chapitre 4) sont présentés avec les configurations définies dans le cadre de cette thèse. On discute ensuite du calcul de la température de surface via le bilan d'énergie et de la représentation de la microphysique des nuages dans les simulations.

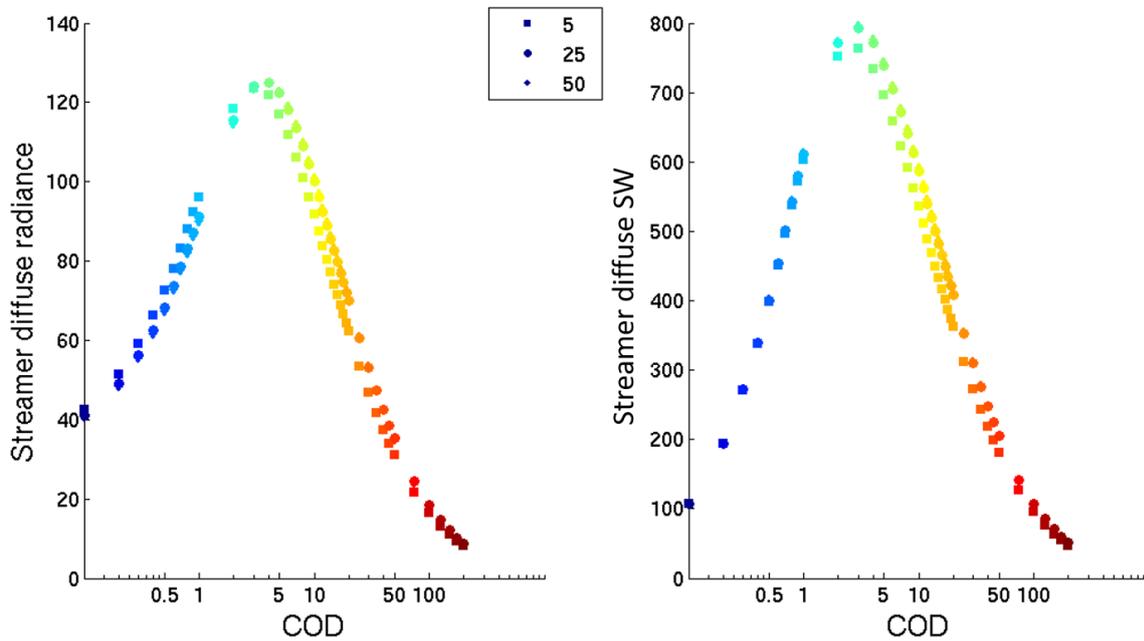


FIGURE 2.12 – L_s^\downarrow (gauche) et SW_s^\downarrow (droite) en fonction de l'épaisseur optique. La base des nuages est fixée à 1 km d'altitude et leur épaisseur à 1 km. Les nuages sont entièrement composés de gouttelettes d'eau liquide. Les paramètres de surface sont les suivants : ε_s vaut 0.95 et α_s vaut 0.9. Les différentes courbes représentent le rayon des gouttes ; carrés : $5 \mu\text{m}$; cercles : $25 \mu\text{m}$; losanges : $50 \mu\text{m}$. L'échelle de couleurs suit l'évolution de l'épaisseur optique.

2.2.2.1 Modèle WRF

WRF est un modèle régional (mésos-échelle) de recherche atmosphérique qui permet d'effectuer des prévisions météorologiques en temps réel [Skamarock *et al.* 2008]. Il est le fruit d'une collaboration entre plusieurs instituts américains dont le National Center for Atmospheric Research (NCAR) et la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Utilisé par une large communauté internationale de scientifiques, le modèle WRF est en constante amélioration et représente les connaissances actuelles des scientifiques sur le comportement de l'atmosphère. Il s'agit d'un code modulaire, qui permet de choisir entre plusieurs paramétrisations des processus de la couche limite planétaire, de la couche de surface, du rayonnement, des processus convectifs ou encore de la microphysique (<https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model>). Polar-WRF (P-WRF) est une version de WRF optimisée spécifiquement pour les régions polaires et développée par le Polar Meteorology Group, Byrd and Climate Research Center de l'université de l'Ohio situé aux États-Unis ([Hines & Bromwich 2008], <http://polarmet.osu.edu/PWRF/>). Le modèle de surface a été amélioré pour représenter le bilan d'énergie sur la glace de mer et la microphysique a été adaptée aux conditions de l'Arctique et de l'Antarctique. P-WRF offre un intérêt particulier pour l'étude de la couche limite, la physique des nuages, la physique de la neige sur la surface et le comportement de

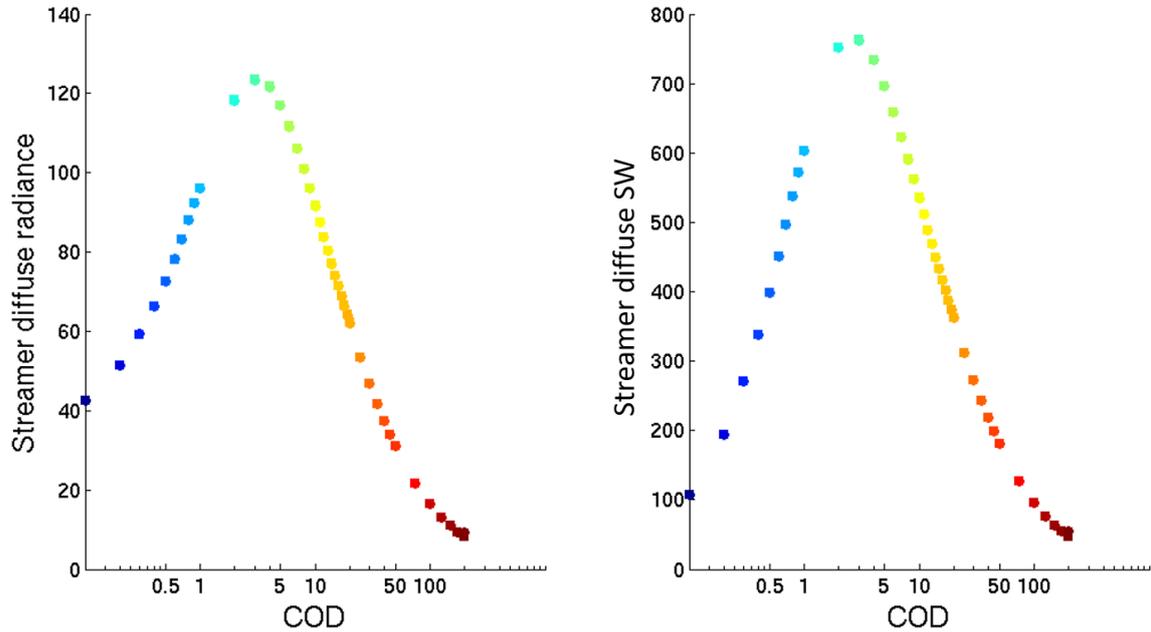


FIGURE 2.13 – L_s^\downarrow (gauche) et SW_s^\downarrow (droite) en fonction de l'épaisseur optique. Les nuages ont une épaisseur de 1 km. Les nuages sont entièrement composés de gouttelettes d'eau liquide de rayon $5 \mu\text{m}$. Les paramètres de surface sont les suivants : ε_s vaut 0.95 et α_s vaut 0.9. Les différentes courbes représentent la hauteur de la base du nuage ; carrés : 1 km ; cercles : 5 km ; losanges : 10 km. L'échelle de couleurs suit l'évolution de l'épaisseur optique.

la glace de mer [Bromwich *et al.* 2009, Hines *et al.* 2015]. P-WRF permet aussi à la glace de mer et à sa fraction en chaque maille de la grille du modèle d'évoluer au cours du temps.

Des valeurs initiales de vents (u , v), température (T) et humidité (q) provenant de ERA5 ([Hersbach *et al.* 2019]) sont fournies en entrée. Le modèle calcule les flux radiatifs LW et SW et les propriétés optiques de l'atmosphère dans le schéma de rayonnement. Dans la couche de surface, le modèle calcule la température à 2 m (T_{2m}), l'humidité à 2 m (q_{2m}), les vents à 10 m (u_{10m} , v_{10m}) et les coefficients d'échange thermique et d'humidité. Dans le schéma de surface, les flux de chaleur (H , LE , G et M) sont calculés. La température de la surface (T_s) est recalculée et, au-dessus de 0°C la neige fond (l'épaisseur de neige diminue). Le schéma de couche limite calcule la variation des profils verticaux de q , T , u , v et aussi la variation des rapports de mélange des particules de glace, nuageuse et de neige. Le schéma de microphysique utilisé dans cette thèse calcule les rapports de mélange et la concentration de chacun des hydrométéores (vapeur d'eau, gouttelettes, cristaux de glace, neige, grêle, pluie) et leurs variations (voir Annexe : A).

2.2.2.2 Configuration du modèle

Dans ce travail, la version 3.9.1.1 de P-WRF est utilisée.

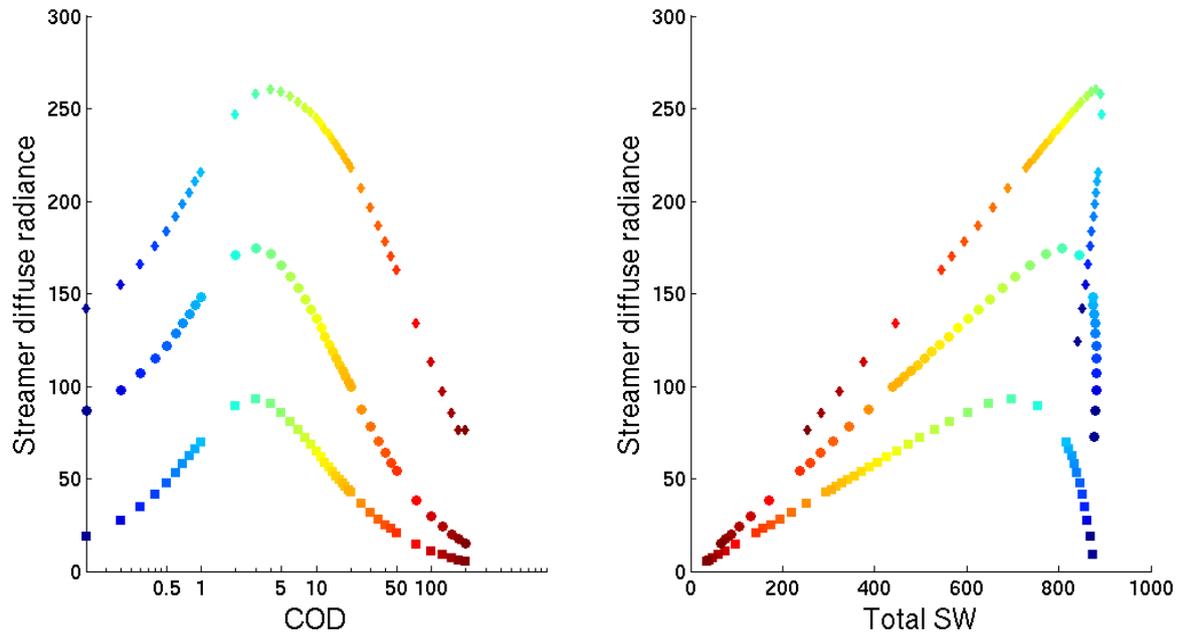


FIGURE 2.14 – L_s^\downarrow en fonction de COD (gauche) et SW (droite). La base des nuages est fixée à 1 km d'altitude et leur épaisseur à 1 km. Les nuages sont entièrement composés de gouttelettes d'eau liquide de rayon $5 \mu\text{m}$ et ε_s vaut 0.95. Les différentes courbes partant du haut vers le bas représentent α_s aux valeurs de 0.9, 0.5 et 0.05. L'échelle de couleurs suit l'évolution de l'épaisseur optique.

Les options choisies comme référence pour les simulations sont présentées dans le tableau 2.3.

Processus	Option	Référence
Microphysique	Morrison double moment	[Morrison <i>et al.</i> 2009]
Rayonnement	RRTMG	[Iacono <i>et al.</i> 2008]
Couche limite planétaire	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN) Mellor Yamada et Janjic (MYJ)	[Nakanishi & Niino 2004] [Janjic 2002]
Modèle de terrain	Noah-LSM	[Chen & Dudhia 2001]
Couche de Surface	Monin-Obukhov (Nakanishi-Niino) (MYNN) Janjic-Eta Monin Obukhov (MYJ)	[Nakanishi & Niino 2004] [Janjic 2002]
Cumulus	Grell 3D ensemble	[Grell & Dévényi 2002]

TABLE 2.3 – Liste des paramétrisations du modèle P-WRF utilisées dans cette thèse.

Le modèle P-WRF calcule les champs météorologiques dans un domaine limité, représenté dans ce travail par la figure 2.15.

Les simulations ont été réalisées sur 2 domaines imbriqués, D1 a une résolution horizontale $45 \text{ km} \times 45 \text{ km}$ et couvre une grande partie de l'océan Arctique avec un nombre de mailles de 100×100 . Le domaine imbriqué a une résolution horizontale

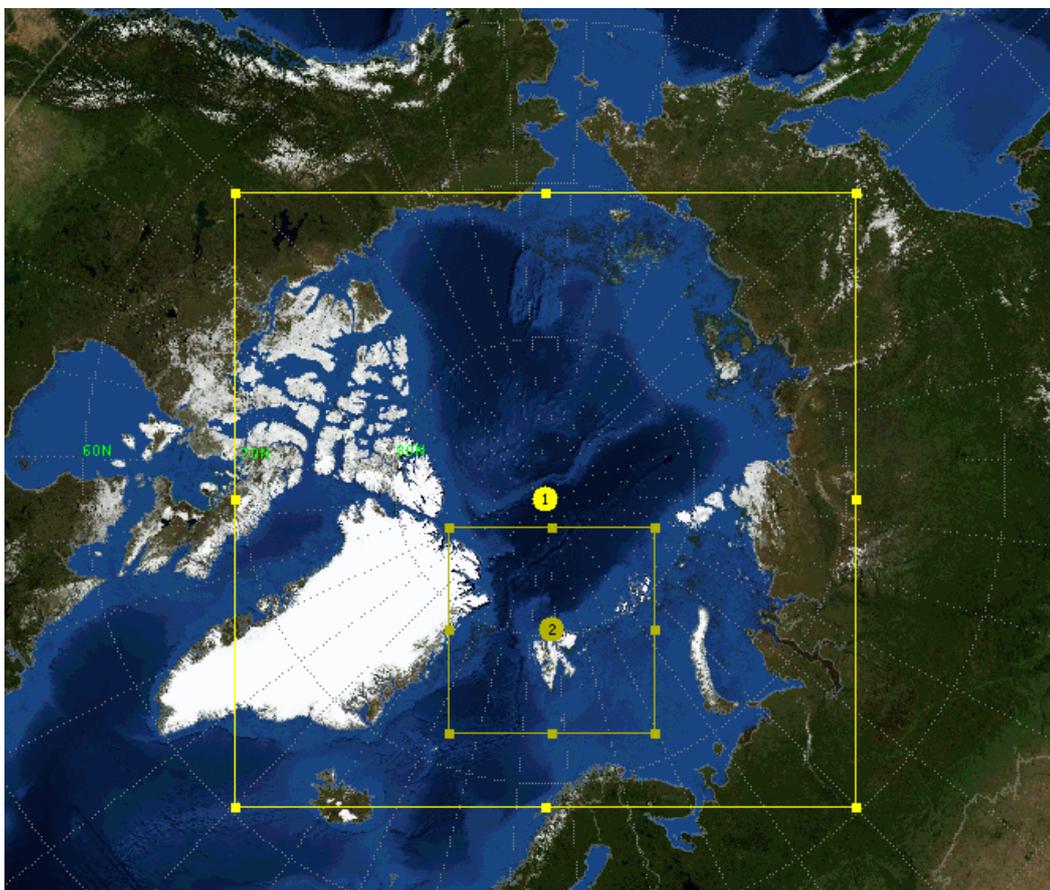


FIGURE 2.15 – Domaines D1 et D2 utilisés pour les simulations P-WRF. D1 (Grand domaine) englobe presque entièrement l’océan Arctique, D2 entoure le Svalbard et englobe entièrement la région de la campagne N-ICE.

de $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ (D2) avec des nombres de mailles de 100×100 . Tous les domaines possèdent 50 niveaux verticaux jusqu’à 50 hPa avec les 10 premiers niveaux verticaux dans la couche limite. Les domaines nécessitent des conditions aux limites sur les bords latéraux et en surface (température de l’océan, fraction de glace, épaisseur de glace) et des conditions initiales. Les conditions aux bords (vent, température et humidité) sont apportées dans cette thèse par les champs ERA5. De plus, les variables de vent, température et humidité au-dessus de la couche limite sont forcées par guidage spectrale provenant de ERA5 est appliqué en tout point de D1. Le nesting entre D1 et D2 est un one-way.

2.2.2.3 Modèle de terrain : Noah-LSM

Le modèle de surface calcule le bilan d’énergie en considérant les conditions à la surface [Chen & Dudhia 2001]. Dans notre cas, les conditions de surface sont de la glace de mer, possiblement recouverte par une couche de neige.

L’épaisseur de la glace de mer dans ce modèle de surface est séparée en 4 couches

identiques mais avec une température propre à chaque couche. La conductivité thermique dans la glace de mer est de $K_g = 2.2 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$. La température de l’océan sous la banquise est fixée à 271.36 K pour simplifier les calculs. La température de chacune des couches est calculée à chaque pas de temps suivant la diffusion de chaleur dans la glace entre la surface et l’océan. L’épaisseur de chacune des couches de glace H_g est de 0.375 m pour une épaisseur de glace totale de 1.5 m sur toute la période simulée. Cette épaisseur de la glace coïncide avec l’épaisseur moyenne mesurée lors de la campagne N-ICE [Rösel *et al.* 2018]. La neige à la surface de la glace de mer est simulée comme une seule couche avec une épaisseur H_s et une conduction thermique K_{snow} . La conduction thermique totale K_i est calculée comme une combinaison de K_g et H_g et de H_s et K_{snow} . On note D_i la hauteur de la couche de neige et de la première couche de glace partant de la surface et T_{g1} la température de cette couche.

Le flux de chaleur dans la glace G est calculé selon :

$$G = K_i \frac{(T_s - T_{g1})}{D_i} \quad (2.11)$$

Dans ce schéma, le bilan d’énergie à la surface est équilibré et la somme des flux E est nulle. Les flux SW et LW^\downarrow sont calculés dans le schéma radiatif mais servent ici dans le calcul du bilan d’énergie. Avec le LW^\uparrow et les flux turbulents H, LE, il est alors possible de calculer la température à la surface comme suit :

$$T_s = (SW^\downarrow - SW^\uparrow + LW^\downarrow - \sigma \varepsilon T_p^4 - LE - \rho C_h c_p T_p - K_i \frac{T_{g1}}{D_i}) \times \frac{1}{\rho C_h c_p + \frac{K_i}{D_i}} \quad (2.12)$$

T_p est la température au niveau de la première couche atmosphérique (K) et ε l’émissivité au même niveau. C_h et ρ sont le coefficient d’échange de chaleur ($\text{W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$) et la densité atmosphérique (kg m^{-3}), respectivement. σ et c_p sont respectivement la constante de Stefan-Boltzmann et la capacité thermique massique de l’air à pression constante.

En présence de neige, la température T_s ne peut dépasser 273.16 K et le bilan d’énergie contribuera alors à former un résidu. Ce résidu forme le flux de fonte de neige M, qui est l’énergie absorbée par la couche de neige pour fondre. Le bilan d’énergie est alors recalculé à l’équilibre avec la nouvelle température T_s à 273.16 K. Une nouvelle épaisseur de neige est également déduite en tenant compte de la quantité de neige qui a fondu.

2.2.2.4 Modèle de couche de surface : MYNN

Le modèle de couche de surface est essentiel pour lier les flux d’énergie de matière et de quantité de mouvement entre la surface et l’atmosphère. C’est dans ce schéma que les coefficients d’échange de chaleur C_h et d’humidité C_q sont calculés (paramètres pour calculer les flux LE et H) mais également ici que certains paramètres déterminant la stabilité de l’atmosphère sont définis.

Ce schéma calcule d'abord la longueur de rugosité z_0 , basé sur l'équation de [Edson *et al.* 2013] comme une somme :

$$z_0 = R_* \frac{\nu}{u_*} + \alpha_c \frac{u_*^2}{g} \quad (2.13)$$

R_* et α_c sont le nombre de Reynolds et le coefficient de Charnok, ν la viscosité cinétique et g la constante gravitationnelle. u_* est la vitesse du vent de friction.

Les rugosités thermique z_{th} et d'humidité z_q sont ensuite calculées suivant la paramétrisation de [Andreas *et al.* 2005] pour une surface de neige ou de glace :

$$z_{th} = z_0 \exp(b0_t + b1_t \log(R_*) + b2_t \log(R_*)^2) \quad (2.14)$$

$$z_q = z_0 \exp(b0_q + b1_q \log(R_*) + b2_q \log(R_*)^2) \quad (2.15)$$

Les coefficients polynômiaux proviennent de [Andreas *et al.* 2005] et sont données dans le tableau 2.4.

	$R_* < 0.135$	$0.135 < R_* < 2.5$	$2.5 \leq R_* \leq 1000$
	Lisse	Transition	Rugueux
$b0_t$	1.25	0.149	0.317
$b1_t$	0	-0.55	-0.565
$b2_t$	0	0	-0.183
$b0_q$	1.61	0.351	0.396
$b1_q$	0	-0.628	-0.512
$b2_q$	0	0	-0.180

TABLE 2.4 – Valeurs des coefficients b pour estimer les rugosités thermique et humide pour 3 régimes aérodynamiques, tableau 1 de [Andreas *et al.* 2005].

Les paramètres de stabilité sont ensuite calculés : le nombre global de Richardson (« bulk ») Ri_b permettant de comparer les effets liés à la turbulence thermique de l'atmosphère et ceux liés à la turbulence produite par cisaillement vertical, la longueur de Monin-Obhukov L , le paramètre de stabilité ($\frac{z}{L}$) et les fonctions de stabilité pour la chaleur ψ_h et la quantité de mouvement ψ_m .

Ce schéma définit 3 régimes de stabilité suivant Ri_b ; régime neutre ($Ri_b = 0$), régime stable ($Ri_b > 0$) et régime instable ($Ri_b < 0$). Les fonctions de stabilité sont calculées suivant le régime de stabilité. Elles sont données dans le tableau 2.5.

Stabilité	Instable	Neutre	Stable
ψ_m	$2 \ln \left(\frac{1+\sqrt{x}}{1+\sqrt{x_m}} \right) + \ln \left(\frac{1+x}{1+x_m} \right) - 2 \arctan 1 + x + 2 \arctan 1 + x_m$	0	$-5 \left(\frac{z}{L} - \frac{z_0}{L} \right)$
ψ_h	$2 \ln \left(\frac{1+x}{1+x_t} \right)$	0	$-5 \left(\frac{z}{L} - \frac{z_t}{L} \right)$

TABLE 2.5 – Fonctions de stabilité suivant le régime de stabilité : instable [Högström 1996], neutre et stable [Beljaars & Holtslag 1991].

Cela permet ensuite de calculer les résistances de quantité de mouvement, de température et d'humidité ψ_x , ψ_t et ψ_q :

$$\psi_x(z) = \ln \left(\frac{z - z_0}{z_0} \right) - \psi_m \quad (2.16)$$

$$\psi_i(z) = \ln \left(\frac{z - z_i}{z_i} \right) - \psi_h \quad (2.17)$$

Avec $i=t$ ou q .

Et finalement, les coefficients d'échange de chaleur et d'humidité sont calculés :

$$C_h = \frac{u_* \kappa}{\psi_t} \quad (2.18)$$

$$C_q = \frac{u_* \kappa}{\psi_q} \quad (2.19)$$

avec κ la constante de von Karman. Cela permet de déterminer T_{2m} , q_{2m} , u_{10m} et v_{10m} . Il est enfin possible de calculer les flux H et LE avec ces coefficients C_h et C_q .

2.2.2.5 Modèle de couche limite planétaire : MYNN

Le schéma de couche limite planétaire calcule les variations de température, d'humidité et de vent causées par la surface. Plus particulièrement, la paramétrisation de MYNN utilise l'énergie cinétique pour calculer les tendances.

La hauteur de la couche limite est définie dans ce modèle, suivant [Nielsen-Gammon *et al.* 2008] pour des conditions instables. [Nielsen-Gammon *et al.* 2008] utilisent la température potentielle θ pour estimer la hauteur de la couche limite de la manière suivante : la hauteur de la couche limite se situe là où θ est supérieure de 1.5 K à la valeur minimale de température potentielle dans les 250 premiers mètres. Pour les conditions stables, la hauteur de la couche limite est définie suivant [Banta *et al.* 2006]. [Banta *et al.* 2006] utilisent l'énergie cinétique (e), plus adaptée dans ces conditions stables. La hauteur de la couche limite se situe où e est inférieure de 2.5% à la valeur maximale de e dans les 250 premiers mètres. Ces 250 m représentent la hauteur de la couche limite stable.

Une fois l'épaisseur de la couche limite déterminée, le modèle calcule la longueur de mélange L_e , suivant la paramétrisation [Nakanish 2001] :

$$\frac{1}{L_e} = \frac{1}{L_S} + \frac{1}{L_T} + \frac{1}{L_B} \quad (2.20)$$

avec L_S la longueur de la couche de surface :

$$L_S = \begin{cases} \frac{\kappa z}{3.7} & \text{si } \frac{z}{L} \geq 1 \\ \kappa z (1 + 2.7 \frac{z}{L})^{-1} & \text{si } 0 \leq \frac{z}{L} < 1 \\ \kappa z (1 - 100 \frac{z}{L})^{0.2} & \text{si } \frac{z}{L} < 0 \end{cases} \quad (2.21)$$

L_T la longueur turbulente dans la couche limite :

$$L_T = 0.23 \frac{\int_0^\infty ez dz}{\int_0^\infty edz} \quad (2.22)$$

et L_B la longueur limitée par effet de flottabilité :

$$L_B = \begin{cases} \frac{e}{\sqrt{\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}}} & \text{si } \frac{\partial \theta_v}{\partial z} > 0 \ \& \ \frac{z}{L} \geq 0 \\ \left(1 + 5 \left(\sqrt{\frac{(\frac{g}{\theta_0} L_T w \theta_v)^{\frac{1}{3}}}{L_T \sqrt{\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}}}} \right) \right) \frac{e}{\sqrt{\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}}} & \text{si } \frac{\partial \theta_v}{\partial z} > 0 \ \& \ \frac{z}{L} < 0 \\ \infty & \text{si } \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \leq 0 \end{cases} \quad (2.23)$$

Avec e et L_e , ce modèle estime la variation de la température (T), de l'humidité (q) et des vents (u, v) dans la couche limite, suivant les paramétrisations suivantes :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = L_e e \psi_m \frac{\partial u}{\partial z} + f(v - v_g) \quad (2.24)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = L_e e \psi_m \frac{\partial v}{\partial z} + f(u - u_g) \quad (2.25)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = L_e e \psi_h \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{\theta}{T} \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial R}{\partial z} \quad (2.26)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = L_e e \psi_h \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.27)$$

Avec f la force de Coriolis, u_g et v_g les composantes du vent géostrophique .

Les profils (T, q, u, v) sont ensuite modifiés suivant les variations de la couche limite et de l'advection, hors du schéma de couche limite.

Cette étude utilisera aussi le schéma de couche de surface et de couche limite planétaire de Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) [Janjic 2002], pour tester l'influence des différentes paramétrisations sur la formation nuageuse dans le modèle. Le schéma MYJ comme le schéma MYNN est adapté aux conditions atmosphériques stables mais se distingue par la paramétrisation plus simple de la longueur de mélange L_e .

Mesure et analyse du bilan radiatif à la surface

Sommaire

3.1	Introduction	41
3.2	Bilan radiatif à la surface de la glace de mer dans l’océan Arctique : comparaison entre satellite, réanalyses et observations locales.	42
3.2.1	Towards a better surface radiation budget analysis over sea ice in the high Arctic Ocean : a comparative study between satellite, reanalysis, and local-scale observations	42
3.2.2	Data and Methods	45
3.2.3	Results	54
3.2.4	Discussion	70
3.2.5	Conclusions	76
3.3	Les flux radiatifs estimés à partir des mesures lidar dans l’océan Arctique	78
3.3.1	Radiative fluxes in the High Arctic region derived from ground-based lidar measurements onboard drifting buoys	78
3.3.2	Observational dataset	81
3.3.3	Method	84
3.3.4	Results and Discussion	92
3.4	Discussion	101
3.5	Conclusions du chapitre	102

3.1 Introduction

Dans le cadre de la campagne N-ICE, les flux du bilan d’énergie à la surface de la glace de mer en Arctique ont été mesurés pendant une période de 6 mois (chapitre 2). Ces mesures ont permis de mieux comprendre les différentes composantes du bilan radiatif dans l’océan Arctique [Walden *et al.* 2017], mais nécessite des études supplémentaires [Sedlar *et al.* 2020]. Le manque d’observations sur les flux radiatifs reste une entrave à la compréhension du bilan radiatif en Arctique. Ce chapitre

présente deux articles qui contribuent à améliorer l'analyse et l'obtention de mesures radiatives en Arctique.

Le premier article [Di Biagio *et al.* 2020] publié à "Journal of Geophysical Research : Atmospheres", dont je suis co-auteur, montre les limites des observations de flux radiatifs provenant de satellites ou de réanalyses. Ces observations sont comparées aux mesures in-situ des flux radiatifs de la campagne N-ICE. J'ai contribué dans cet article à déterminer l'épaisseur optique dans la bande spectrale du visible/proche UV (200 à 3600 nm) des observations locales pour l'analyse des propriétés optiques des nuages. En utilisant le modèle de transfert radiatif *STREAMER*, j'ai également simulé les flux théoriques permettant une comparaison entre observations satellitaires, réanalyses et observations locales.

Le deuxième article [Loyer *et al.* 2021] soumis à "Atmospheric Measurement Techniques", présente une méthode pour estimer les flux radiatifs à partir de mesures lidar à la surface. Cette méthode est appliquée aux mesures lidar des plates-formes IAOOS de 2015 et les flux radiatifs résultants sont comparés aux mesures des flux radiatifs de la campagne N-ICE.

Le chapitre se termine par un résumé des deux articles, suivi d'une conclusion générale.

3.2 Bilan radiatif à la surface de la glace de mer dans l'océan Arctique : comparaison entre satellite, réanalyses et observations locales.

Les données des réanalyses de modèles atmosphériques et des produits satellites sont souvent utilisées pour analyser les flux SW et LW du bilan radiatif à la surface de l'Arctique. Mais ces données présentent des limites qu'il convient d'évaluer à partir d'observations locales lorsque celles-ci sont disponibles. Ces dernières sont rares aux hautes latitudes de l'Arctique, en particulier pour de longues périodes incluant les transitions saisonnières. Dans cette étude, les observations météorologiques et radiatives sont acquises durant la campagne N-ICE au-dessus de la banquise au nord de Svalbard (80 – 83°N, 5 – 25°E) de janvier à juin 2015, les observations lidar des nuages de IAOOS et les observations des nuages et aérosols avec une polarisation orthogonale sont comparées aux mesures satellitaires journalières et mensuelles de (CERES : Clouds and the Earth's Radiant Energy System) et aux réanalyses de ERA-Interim et ERA5.

3.2.1 Towards a better surface radiation budget analysis over sea ice in the high Arctic Ocean : a comparative study between satellite, reanalysis, and local-scale observations

The Arctic is experiencing the fastest and most evident climate change on Earth ([Serreze & Barry 2011]). Clouds and surface properties both play a crucial role in the surface energy budget of this region, as they determine the amount of

shortwave (SW) and longwave (LW) radiation in the lower atmosphere. The water content in super-cooled boundary layer clouds is also of particular importance for the Arctic region (e.g., [Pithan *et al.* 2018]) as atmospheric circulation patterns may be changing ([Graham *et al.* 2017a]). The surface energy budget, in turn, affects sea ice growth and melt, evaporation, atmospheric structure, and stability, with consequences for regional and large-scale meteorology and climate ([Bintanja & Krikken 2016, Bourassa *et al.* 2013, Döscher *et al.* 2014]). However, due to present day limitations in observations and atmospheric reanalysis, understanding and predicting climate change over this sensitive region still remains limited ([Kay *et al.* 2016]).

Both satellite and reanalysis products are often used for Arctic energy budget studies and aim to accurately represent cloud fraction, distribution and microphysical properties, as well as surface properties. However, it has been shown that both satellite-retrieved and model-simulated surface SW and LW radiation fields are largely biased in different seasons at high latitudes ([Zygmuntowska *et al.* 2012, Kay & L’Ecuyer 2013, Liu & Key 2016, Lenaerts *et al.* 2017, Graham *et al.* 2017b, Graham *et al.* 2019]). Biases in satellite products, such as the Clouds and the Earth’s Radiant Energy System Energy Balanced and Filled (CERES-EBAF) as well as the Synoptic TOA (Top-of-Atmosphere) and surface fluxes and clouds (CERES-SYN) products, appear to be quite significant in relation to cloud frozen water (CFW; [Lenaerts *et al.* 2017]). The fixed satellite overpass time and low spatial resolution may also contribute to biases in observations, but this problem is expected to be less critical in the Arctic, which experiences more frequent satellite overpasses than lower latitudes. Additionally, the assumptions made for retrieval algorithms (e.g., vertical cloud distribution) and/or the specification of surface albedo can be crude in terms of the regional and seasonal changes of ice and snow-covered surfaces in satellite products (e.g., [Blanchard *et al.* 2014, Tricht *et al.* 2016]). On the other hand, the ERA-Interim reanalysis dataset ([Dee *et al.* 2011]), that is, the global atmospheric reanalysis produced by the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), has been shown to overestimate surface temperature and underestimate cloud liquid water (CLW) amount over the polar ocean in winter and spring ([Graham *et al.* 2019, Lenaerts *et al.* 2017, Sedlar 2018, Zygmuntowska *et al.* 2012]) and, to a smaller extent, the CFW in similar conditions ([Lenaerts *et al.* 2017]). Recently the new ERA5 reanalysis was also produced by ECMWF, bringing several improvements in terms of resolution and overall quality, as for example, in sea surface temperature and sea ice parameters ([Hersbach *et al.* 2019, Hersbach *et al.* 2020]). Nevertheless, surface temperature bias (in winter) over sea ice still a concern in ERA5 ([Wang *et al.* 2019]).

The improvement of satellite and reanalysis products through a better representation of processes in meteorological models, is a primary objective of the A-Train space-borne observatory (<https://atrain.nasa.gov/>, [Stephens *et al.* 2018]). For example, the combination of such data has already been used to improve the parametrization of super-cooled boundary-layer water clouds at high latitudes ([Forbes *et al.* 2016]). Nonetheless, due to specific Arctic surface properties, impro-

ving satellite and reanalysis products requires having accurate surface-based field observations to compare with ([Blanchard *et al.* 2014, Liu *et al.* 2017]). Such observations are challenging and are mostly limited to the International Arctic Systems for Observing the Atmosphere coastal stations in the high Arctic ([Uttal *et al.* 2016]) and to a few sets of observations from dedicated field experiments and long-term stations over the Arctic region (e.g., [Di Biagio *et al.* 2012]). The first intensive field campaign documenting the cloud, albedo, and radiation fields and their coupled variations over a full-year period over the Arctic Ocean was the Surface HEat Budget of the Arctic (SHEBA) experiment, which occurred from October 1997 to October 1998 ([Intrieri 2002, Perovich 2002, Persson 2002, Shupe & Intrieri 2004]). Most of the campaigns following SHEBA were performed during summer when ship-based access is easiest (for example, the Arctic Summer Cloud Ocean Study, ASCOS, [Tjernström *et al.* 2014], the Arctic Clouds in Summer Experiment, ACSE, [Sotiropoulou *et al.* 2016], and the measurements performed from the Tara vessel [Riihelä *et al.* 2017, Vihma *et al.* 2008]).

The Norwegian young sea Ice cruise (N-ICE, January-June 2015, <http://www.npolar.no/en/projects/N-ICE.html>) is the most recent experiment to investigate processes linked to the younger and thinner Arctic sea ice during the winter to summer transition. Compared to SHEBA, N-ICE was conducted in the more synoptically-active North Atlantic sector of the Arctic Ocean north of Svalbard. During N-ICE, observations of the atmosphere, ocean, ice dynamics, snow and ice physics, and marine ecosystem, including all components of surface SW and LW radiation and surface shortwave albedo, were performed ([Granskog *et al.* 2018]). Winter surface radiation data during N-ICE showed a bimodal distribution of surface net (downward minus upward) LW flux comparable to that observed during SHEBA ([Graham *et al.* 2017b]). The two modes of the distribution correspond to clear-sky conditions (about -40 W m^{-2}) and cloudy conditions ($\sim 0 \text{ W m}^{-2}$) ([Shupe & Intrieri 2004]). The radiatively clear state was shown to be usually prevalent during the Arctic winter ([Stramler *et al.* 2011]). Furthermore, satellite data indicate that the two winter states are likely to operate over the entire Arctic basin ([Cesana *et al.* 2012, Stramler *et al.* 2011]), but both large scale and regional models inadequately represent the atmospheric vertical stability and transitions between them ([Pithan *et al.* 2016]). The analyses performed by [Graham *et al.* 2017b, Graham *et al.* 2019] for N-ICE showed that positive biases of about $+20 \text{ W m}^{-2}$ (monthly averages) were linked to surface temperature biases in the ERA-Interim reanalysis with respect to ground-based observations.

During the N-ICE field experiment, platforms from the Ice-Atmosphere-Arctic Ocean Observing System (IAOOS) project were deployed. The IAOOS network is the first ever ensemble of autonomous drifting buoys with both atmospheric and oceanic profiling instruments distributed over the high central Arctic, including the region north of 82°N ([Provost *et al.* 2015]). Other extensive programs of buoys deployment across the Arctic Ocean, such as the International Arctic Buoy Program (<http://iabp.apl.washington.edu/index.html>), were mostly focused on surface measurements over the past decades. Instead, the IAOOS

buoys include a backscatter lidar system for cloud and aerosol profiling, surface meteorological sensors, snow and ice temperature profiler, and ocean profilers ([Mariage *et al.* 2017, Provost *et al.* 2015]). The IAOOS platforms were designed to perform regular year-round observations of the atmosphere, sea ice, and ocean composition and structure, simultaneously. IAOOS lidar observations acquired during the Barneo 2014 campaign (October-December 2014) and during N-ICE ([Di Biagio *et al.* 2018, Mariage *et al.* 2017]) were used to investigate the occurrence and distribution of winter to summertime clouds and aerosols in the high Arctic Ocean. It was shown that low-level clouds (below 2 km altitude) were very frequent north of Svalbard in spring ([Di Biagio *et al.* 2018]). The observed attenuation of lidar signals confirms that mixed phase clouds occur often as previously reported from SHEBA observations ([Shupe *et al.* 2006]) and over Arctic land stations ([Shupe *et al.* 2011]).

In this study, the dataset of the radiation fluxes, surface albedo, meteorological parameters, and cloud occurrence and properties from N-ICE and IAOOS in the winter to summer 2015 period were used in combination with Cloud and Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) space-borne data to compare with state-of-the-art satellite and reanalysis datasets : the CERES-SYN, CERES-EBAF, ERA-Interim and the new ERA5 products. The goal is to evaluate the accuracy of these data sets, which are widely used in Arctic research, with local-scale observations and identify sources of discrepancies. First, the data and analysis methods are presented in Section 3.2.2, followed by results of the comparisons in Section 3.2.3. The observed differences between the measurements and CERES-SYN and EBAF retrievals and ERA-Interim and ERA5 reanalysis are discussed with the aid of the IAOOS and CALIOP observations in Section 3.2.4 before concluding the study.

3.2.2 Data and Methods

In the following subsections, the different datasets used in this study and their processing, including spatial and temporal colocation, are described.

3.2.2.1 Ground-Based Observations

N-ICE Radiation, Albedo and Meteorological Data

Atmospheric measurements during N-ICE were performed at an ice camp installed about 300 m away from the Norwegian research vessel Lance as it drifted with the sea ice from January-June 2015 north of Svalbard ([Cohen *et al.* 2017, Granskog *et al.* 2018, Kayser *et al.* 2017, Walden *et al.* 2017]). Meteorological conditions were highly variable in winter, with the passage of several storms, but became more stable in spring and summer ([Cohen *et al.* 2017, Walden *et al.* 2017]). The vessel was navigated into the ice pack, moored sequentially to four different ice floes and drifted with them ([Cohen *et al.* 2017]). The drift path for N-ICE during this study period is shown in Figure 3.1 and covers the region

$\sim 80^\circ - 83^\circ\text{N}$ latitude and $\sim 5^\circ - 25^\circ\text{E}$ longitude. The drifting periods were 38 days for Floe 1 (15 January-21 February), 24 days for Floe 2 (24 February-19 March), 49 days for Floe 3 (18 April-15 June), and 16 days for Floe 4 (7-21 June). A break was taken from mid-March to mid-April to refuel and resupply. The first three floes started in the northern part of the Nansen basin whereas Floe 4 drifted closer to the ice edge (see Figure 3.1 in [Granskog *et al.* 2018] showing the ice extent on the May 25, 2015 and the N-ICE floe trajectories).

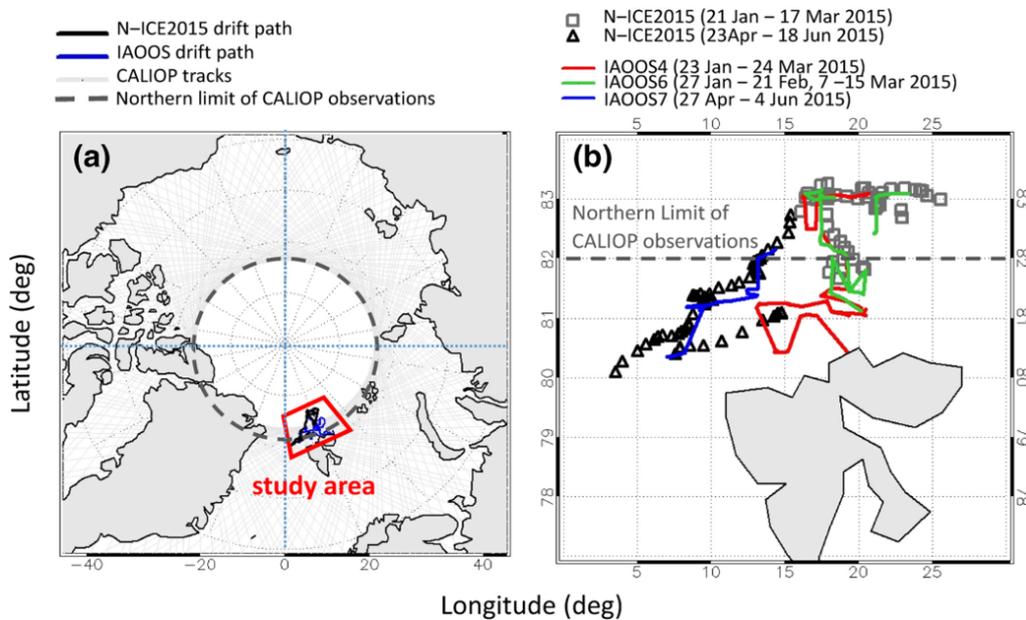


FIGURE 3.1 – (a) Map showing the drift tracks of the N-ICE ice camps and the three IAOOS buoys during the January-June 2015 period. The CALIOP tracks north of 70°N are also shown. The red area indicates the study area. (b) Detail of the N-ICE and IAOOS drift paths in a smaller region north of Svalbard archipelago. The N-ICE ship positions are shown as daily averages. CALIOP, Cloud and Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization; IAOOS, Ice-Atmosphere-Arctic Ocean Observing System; N-ICE, Norwegian young sea ICE 2015.

Radiative fluxes at the surface were measured on all four floes during N-ICE ([Hudson *et al.* 2016, Walden *et al.* 2017]). Downward and upward SW and LW irradiances (SWdw, SWuw, LWdw, LWuw) were measured at 1 min resolution by Kipp & Zonen CMP22 and CGR4 radiometers (200 – 3 600 nm and 4.5 – 42 μm bandwidth, respectively), both equipped with a Kipp & Zonen CVF4 heating and ventilation unit. Each of the radiometers was calibrated by the manufacturer before and after the field campaign. The accuracy was 2% (or 5 W m^{-2}) for global downward solar radiation, 3% for reflected solar radiation, and less than 3% for downward and upward longwave fluxes ([Walden *et al.* 2017]). The height of the instruments above the snow surface was between 1 and 1.2 m on each of the floes throughout the experiment. The surface below the instruments was snow, so that the field of view of the upward instruments was always a snow-covered sea-ice surface.

The radiometers were checked daily to ensure that they were free of frost, rime,

or moisture, and they were leveled and ventilated. A set of quality flags (QF) was developed for the data set (0-good data, 1-use with caution, and 2-bad data) ([Walden *et al.* 2017]). In our analysis, we considered only data with QF = 0 and eliminated days for which more than 30% of data had QF equal to 1 and 2. This removed 22 days of measurements, 12 of them in March, 2 in April, 4 in May, and 4 in June. Because of the need to reposition the ship when the floes broke up and the quality-control selection, the only almost complete month of radiation measurements was May (27 days). The other months have a fewer number of days of measurements : 11 (January), 19 (February), 4 (March), 6 (April), and 12 (June).

Surface broadband shortwave albedo (A) data, that is, the ratio of upward to downward SW irradiance measurements, were derived in springtime for a 3 h period centered around local noon ([Walden *et al.* 2017]).

Radiation instruments were installed close to the weather mast providing complementary meteorological data of temperature, pressure, wind speed and direction ([Hudson *et al.* 2015]). Meteorological radiosondes were launched twice a day (at about 0 UTC and 12 UTC), either from the ice by the ship or from the ship’s deck ([Hudson *et al.* 2017, Kayser *et al.* 2017]).

IAOOS Lidar Observations of Aerosols and Clouds

Three IAOOS lidar systems, identified as IAOOS 4, 6, and 7, working at ~ 800 nm wavelength, were deployed in the region north of Svalbard during the N-ICE campaign (see Figure 3.1). The IAOOS lidars profiled in the ~ 60 m - 15 km altitude range. Measurements were performed up to four times per day with a typical 10-min averaging sequence for each profile and a vertical resolution between 15 and 60 m. Calibration and data corrections (desaturation, geometrical factor and background corrections) were performed to derive the attenuated backscatter coefficient (β_{att}) and the integrated attenuated backscatter (IAB) according to the analysis by [Mariage *et al.* 2017]. Clouds, aerosols, blowing snow, precipitation or pristine molecular profiles were discriminated using IAOOS observations with an algorithm based on lidar signal strength presented by [Di Biagio *et al.* 2018]. Near-surface (1.5 m) temperature and surface pressure were measured on these platforms. The IAOOS low level (<2 km) cloud fraction was determined from observations as a 5-days running average of cloud occurrence measured by the lidar system (see also [Di Biagio *et al.* 2018]). The cloud optical thickness (COT) at 800 nm was estimated from IAOOS observations as follows. For large cloud backscattering (e.g., high cloud reflectance) the cloud transmission can be assumed to be very low so that the IAB is nearly constant and only depends on the lidar extinction-to-backscattering ratio S_c , and the multiple scattering factor η , as $IAB = \frac{1}{2\eta S_c}$ ([Spinhirne *et al.* 1989]). This allows the determination of the effective lidar extinction-to-backscattering ratio $S_{ce} = \eta S_c$. The backscattering coefficient (β) can then be derived from the

attenuated backscattering coefficient by solving the lidar equation

$$\beta_{att}(z) = \beta(z) \exp\left(-2S_{ce} \int_0^z \beta(r) dr\right) \quad (3.1)$$

using a forward calculation algorithm (Klett, 1985). The extinction coefficient was retrieved as $\alpha(z) = S_c \beta(z)$, and the low cloud COT was equal to the product of the lidar ratio with the integrated backscatter coefficient : $COT = S_c \int_{z_{min}}^{z_{max}} \beta(r) dr$ for clouds from $z_{min} = 0$ up to an altitude z_{max} considered here to be equal to 2 km. A multiple scattering factor $\eta = 0.8$, was considered here based on previous IAOS lidar analyses ([Mariage *et al.* 2017]).

3.2.2.2 Satellite Observations

CALIOP Cloud Data

CALIOP data were considered in this study together with IAOS surface observations to retrieve satellite information on cloud cover and vertical distribution ([Winker *et al.* 2009]). CALIOP is the primary instrument of the CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) satellite. The CALIOP version 4.10 data products ([Vaughan *et al.* 2016]) were used. Data were available for the entire period of N-ICE. The cloud occurrence (%) for each day in the surrounding area of the N-ICE measurement site was estimated as the ratio of the number of CALIPSO pixels with at least one cloud layer in the column to the total number of CALIPSO pixels in the region. The cloud occurrence was calculated for the whole 0-10 km altitude range and separately in the 0-2, 2-5, and 5-10 km altitude domains.

CERES-EBAF and CERES-SYN Radiation Data

Surface radiation data were derived from two CERES products : (i) the CERES-EBAF Surface Ed4.0 dataset ([Kato *et al.* 2013]) providing the monthly and climatological averages of surface clear-sky and all-sky upward and downward SW and LW fluxes and (ii) the SYN1deg-Day Edition 4.0 dataset ([Rutan *et al.* 2015]), hereafter referred as CERES-SYN, providing daily surface clear-sky and all-sky upward and downward SW and LW fluxes. Both datasets are over 1° by 1° global grid. In the retrieval algorithm, CERES TOA radiance measurements are converted into instantaneous SW and LW surface fluxes using scene-dependent angular directional models based on the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) retrievals of cloud properties and ancillary meteorological data from the Goddard Earth Observing System (GEOS) reanalysis product (version 5.4.1 in CERES-SYN).

The CERES-SYN surface irradiances are computed hourly by a radiative transfer model that uses as input MODIS-derived cloud properties (Collection 5). Temperature and humidity profiles used in computations are from GEOS data ([Rienecker *et al.* 2008]). The CERES-EBAF radiation product uses the CERES-SYN hourly irradiance as input, then data are adjusted and temporally interpolated

to achieve consistency in the TOA fluxes with the CERES-SYN monthly mean ([Kato *et al.* 2018]). Uncertainties in the different components of the surface radiation fields are estimated in the Arctic as ± 14 , ± 16 , ± 12 , and ± 12 W m^{-2} for SWdw, SWuw, LWdw, and LWuw, respectively, for both the CERES-EBAF and CERES-SYN products ([Kato *et al.* 2013, Kato *et al.* 2018]). It should be noted that radiative fluxes derived from the combination of CloudSat, CALIPSO, and MODIS (2B-FLXHR-Lidar) are not yet available for the time period of this study. The daily and monthly surface broadband SW albedo was estimated in this study as the ratio between upward and downward all-sky CERES-SYN and CERES-EBAF shortwave irradiances. The broadband land surface albedos in both products are inferred from the clear-sky TOA albedo estimated from CERES measurements ([Rutan *et al.* 2009]). The MODIS data over partly cloudy scenes are used in the CERES retrievals to retrieve the surface albedo over the clear-sky portion of the partly cloudy scenes. The spectral surface albedo over ocean is based on look-up tables from [Jin *et al.* 2004] and estimated as a function of solar zenith angle, wind speed, cloud and aerosol optical depth and ocean chlorophyll concentration. Over snow and ice, the spectrally-varying surface albedo is derived a function of grain size, solar zenith angle and optical depth (see CERES documentation at <https://ceres.larc.nasa.gov/data/>).

Cloud information for SYN data were also extracted. These are the cloud cover, the cloud visible (550 nm) COT, and the liquid and frozen cloud water content (CLW, CFW, units of kg m^{-2}) and are from the CERES-observed geostationary (GEO) and MODIS data products. For cloud cover we used the mid-high, mid-low, and low cloud types that are defined by their cloud-top height as being in the 500-300 hPa range (about 5.5-9 km height for a standard atmosphere of 288.15 K and 1013.25 hPa as surface temperature and pressure), 700-500 hPa range (3-5.5 km height) and greater than 700 hPa (below 3 km height), respectively. Note that only MODIS-derived cloud properties are used for surface irradiance computation over polar regions between 60° to poles because GEO data are only available between 60°S and 60°N . Also, it should be mentioned that the COT in SYN and EBAF is not the classical “1621” MODIS product, which is the best suited product for bright surfaces. This is because the Aqua-MODIS $1.6 \mu\text{m}$ channel used in the 1621 retrieval failed shortly after launch and the $1.24 \mu\text{m}$ channel was used as an alternative in both Aqua and Terra Ed4.0 daytime cloud optical depth retrievals over snow ([Minnis *et al.* 2021]). However, the $1.24 \mu\text{m}$ channel is not optimal for COT retrieval since more affected by surface reflectance. Surface shortwave downward flux validation of radiative transfer results over Dome C in Antarctica suggests that the $1.24 \mu\text{m}$ derived COT for thin clouds over snow can be overestimated by a factor of two or more ([Loeb *et al.* 2018]).

AMSR2 Sea Ice Concentration Data

Sea ice concentration (SIC) data, that is, the fraction of ocean covered by ice,

were used as ancillary product to link point measurements of surface albedo and upward LW radiation during N-ICE to gridded satellite observations and reanalysis products, as further discussed in Sect. 3.2.2.5. The SIC daily data were derived from AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) observations on the JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) satellite GCOM-W1 (Global Change Observation Mission 1st - Water). The Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST) Sea Ice algorithm ([Spreen *et al.* 2008]) is applied to microwave radiometer data to retrieve sea ice concentration data with a resolution of 6.25 and 3.125 km in latitude and longitude. The 3.125 km data were used here. The estimated error is 25% for 0% SIC and decreases to 5.7% at 100% SIC. For SIC above 65%, the error is less than 10% ([Spreen *et al.* 2008]).

3.2.2.3 Reanalysis Datasets : ERA-Interim and ERA5

The ERA-Interim reanalysis and forecast data ([Dee *et al.* 2011]) and the ERA5 dataset released in 2017 ([Hersbach *et al.* 2020]) were used in this study to compare meteorological, cloud properties and radiative fluxes to local scale observations. Data gridded at 0.25° latitude by 0.25° longitude were considered in the analysis. We used the 2-m air temperature (T2m), sea ice concentration (SIC), and low, middle, high, and total cloud cover (LCC, MCC, HCC, TCC, respectively), cloud liquid and frozen water content (CLW, CFW), and downward and upward LW and SW surface radiation fluxes for all-sky conditions. The LCC is for 800-1,000 hPa levels (about <2 km for standard atmosphere), middle cloud cover (MCC) 450-800 hPa (about 2-6 km), and high cloud cover (HCC) <450 hPa (about >6 km). For ERA-Interim the T2m, SIC, cloud cover, CLW and CFW data were from the reanalysis dataset while the surface radiation components were retrieved from the forecast dataset. The ERA-Interim reanalysis and forecast data were retrieved at their highest temporal resolution that is, 6 h for reanalysis data and 3 h for forecast data. The ERA5 dataset were available at 1 h resolution for all variables. The CLW and CFW from reanalysis were used to estimate the COT at 550 nm for liquid and ice clouds using the formula by [Mitchell 2002] :

$$COT = \frac{3Q_{ext}CW}{4\rho R_{eff}} \quad (3.2)$$

The different terms in Equation 2 are the extinction efficiency (Q_{ext}), the water liquid or frozen content (CW), the density of water or ice (ρ), and the effective radius of the cloud particles (R_{eff}). For liquid clouds we assumed $Q_{ext} = 2$, $\rho = 1\,000\text{ kg m}^{-3}$, and $R_{eff} = 10 \pm 5\ \mu\text{m}$. For ice clouds we set $Q_{ext} = 2.1$, $\rho = 916.17\text{ kg m}^{-3}$, and $R_{eff} = 30 \pm 10\ \mu\text{m}$. The Q_{ext} values were retrieved from [Stephens *et al.* 2018], while the R_{eff} for liquid and ice clouds and their variability was taken from the literature (e.g., [Han *et al.* 1994, King *et al.* 2004, Turner 2005]). To note that the R_{eff} is assumed fixed in Equation 2 for both water and ice clouds, while in reanalysis the R_{eff} is parameterized as a function of height for water clouds in ERA-Interim (R_{eff} varying between 10 μm at the surface and 45 μm at the top of the atmosphere)

and following the [Martin *et al.* 1994] parameterization in ERA5, and as a function of temperature for ice clouds (see the reanalysis documentation at <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/9233-part-iv-physical-processes> and <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/16648-part-iv-physical-processes>). Therefore Equation 2 is an approximation of the COT in ERA data.

The surface broadband albedo was estimated in this study as the ratio between SW_{uw} and SW_{dw} all-sky fluxes. In the ECMWF Integrated Forecasting System (IFS) the surface albedo is calculated considering separately solar radiation with wavelengths greater/less than 700 nm and for direct and diffuse solar radiation (giving 4 components to albedo). The land albedo for the four components are available at the start of the forecast and are calculated from a monthly climatology derived from MODIS not including the effects of snow. At each time step within the model, the four albedo components are updated to add the contribution from snow, represented as a single additional layer over the uppermost soil level and its albedo varies with snow age and depends on vegetation height. For low-vegetation conditions, snow albedo ranges between 0.52 (old snow) and 0.88 (fresh snow). The four albedo components are used as dynamic variables in the radiation scheme, and this implies that the amount of radiation reflected from the surface depends on cloud cover, trace gas concentrations, and solar zenith angle.

3.2.2.4 Radiative Transfer Modeling

Theoretical SW and LW upward and downward surface irradiances were determined with the radiative transfer code (RTC) Streamer version 3 ([Key & Schweiger 1998, Key 2002]), using surface and radiosonde meteorological observations performed from N-ICE as input datasets ([Hudson *et al.* 2015, Hudson *et al.* 2017] <https://data.npolar.no/dataset/>). In the model, a discrete ordinate method is used to solve the radiative transfer equation. The RTC SW calculations were made every half-day for the latitudinal position of the surface camp and with reflectance values forced in each spectral band to match observations. Clear sky surface flux calculations were compared to N-ICE surface radiation measurements for clearer periods (days 119 and 143) in high albedo conditions. An aerosol optical depth of about 0.005-0.012 was identified to make Streamer to match better with observations (agreement better than 10 W m⁻² on SW fluxes). This is consistent with the average aerosol optical depth of 0.01 at 532 nm reported for the region by [Di Biagio *et al.* 2018] based on CALIOP observations. Therefore, an aerosol-free atmosphere was considered in the calculations, which is expected to have a limited impact on both SW and LW calculations in cloudy conditions. The Streamer calculations were performed in the visible spectral domain at each day for different COT values assuming that a single 500 m thick layer of water cloud is present in the atmosphere. A best guess COT was estimated as the value providing the best agreement with the surface all-sky measured SW irradiances from N-ICE.

3.2.2.5 Spatial and Temporal Sampling of the Different Datasets

Satellite and reanalysis gridded datasets were extracted to be spatially co-located with the N-ICE observations. To this aim, the CERES-SYN, ERA-Interim, ERA5, and AMSR2 provided at daily or sub-daily resolution and the monthly CERES-EBAF data were first selected and spatially averaged within $\pm 0.5^\circ$ latitude (± 56 km) and $\pm 0.5^\circ$ longitude ($\pm 7 - 10$ km at $83^\circ - 80^\circ\text{N}$) from the daily and monthly average N-ICE positions, respectively. The $\pm 0.5^\circ$ condition was used in order to align to the CERES gridding resolution of 1° . This selection resulted in taking the CERES-SYN/EBAF closest grid cell to the N-ICE average position for each day/month. Conversely, data in 16 cells (142-211 cells) around the N-ICE position were averaged for ERA (AMSR2) data based on the $\pm 0.5^\circ$ latitude/longitude selection. To test the sensitivity to spatial data sampling, we also extracted reanalysis data within $\pm 0.25^\circ$ latitude (± 28 km) by $\pm 0.25^\circ$ longitude ($\pm 3 - 5$ km) from the N-ICE position. For ERA-Interim we found less than 3% difference (e.g., up to 10 W m^{-2}) in the SW and LW irradiances and less than 2% in the surface albedo compared to extraction at 0.5° by 0.5° . As differences are both positive and negative, this can be considered as noise. This is, however, nonnegligible and should be kept in mind when interpreting the comparisons.

The CALIOP cloudiness data were also extracted to be co-located with the N-ICE observations and were used to compare to the IAOOS, CERES, and ERA datasets. Given the limited number of overpasses per day from CALIOP over the N-ICE study area, the $\pm 0.5^\circ$ latitude/longitude condition imposed for the other products did not allow retrievals of daily evolution of clouds at the local scale. The selection was thus extended to $\pm 2^\circ$ from the daily N-ICE position. Average differences between 2% and 9% in the ERA cloud dataset (TCC, HCC, MCC, LCC) were obtained when extracting data within $\pm 0.5^\circ$ as compared to $\pm 2^\circ$. These differences suggest that a direct comparison of ERA reanalysis data within $\pm 0.5^\circ$ from the N-ICE position with CALIOP data within $\pm 2^\circ$ range is still meaningful. Smaller differences are expected for CERES data sampling over a larger grid (1° latitude/longitude).

The different datasets were then averaged daily and monthly for the comparisons. Monthly averages for ERA-Interim, ERA5, and CERES-SYN datasets were performed only over the days of N-ICE measurements, to match observations. Even if these data are not complete monthly averages, they provide typical conditions for these months and allow a direct comparison with the N-ICE observations. In contrast, these values provide only limited comparison to the CERES-EBAF monthly mean values, in particular for June when only 12 days of observations are available for N-ICE in the first half of the month. In order to compare N-ICE local point measurements to satellite and reanalysis gridded data including both sea ice and open water fractions, we estimated the daily N-ICE-derived gridded surface albedo ($A_{grid,N-ICE}$) and upward LW irradiance ($LW_{uw-grid,N-ICE}$) as :

$$A_{grid,N-ICE} = (SIC \cdot A_{N-ICE}) + (1 - SIC) \cdot A_{ocean}(\theta) \quad (3.3)$$

$$\begin{aligned}
 LW_{uw-grid,N-ICE} = & (SIC \cdot \sigma \cdot \varepsilon_{SNOW-ICE} \cdot T_{N-ICE}^4) \\
 & + (1 - SIC) \cdot \varepsilon_{OCEAN} \cdot \sigma \cdot (273.15 - 1.8)^4
 \end{aligned}
 \tag{3.4}$$

The SIC in Equations 3.3 and 3.4 was taken from daily AMSR2 observations extracted around N-ICE position, and $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ J s}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ is the Stefan-Boltzmann constant. In Equation 3.3, we calculated the daily mean open water albedo A_{ocean} as a function of the solar zenith angle (θ) following the formulation of [Taylor *et al.* 1996]. For the range of daily averaged θ at the N-ICE position (between 67° and 80° in the April to June period) the A_{ocean} albedo varies between 0.06 and 0.15. In Equation 3.4 we assume that the open water temperature is that of the freezing point of sea water (-1.8°C) and that the emissivity of snow-ice and ocean is 1. As shown in [Feldman *et al.* 2014] the emissivity of snow-ice and ocean is however lower than 1 and varying with wavelength, with average values of 0.975 for snow-ice and 0.925 for ocean over the thermal infrared domain. We also assume in Equation 3.4 that the T_{N-ICE} measured at 2 m height equals the surface skin temperature. The comparison with the CERES-SYN data shows that T_{N-ICE} is within 4% the gridded T_{skin} from satellite. The approximations in Equation 3.4 as well as the uncertainty on SIC and A_{N-ICE} were taken into account to estimate the overall uncertainty on $A_{grid,N-ICE}$ and $LW_{uw-grid,N-ICE}$. The surface albedo and the upward SW irradiance are the two quantities most influenced by the open water fraction, therefore showing possible differences passing from local to grid spatial scales. The upward LW is less affected in spring as temperature and emissivity of ice and water are similar. Equations 3.3 and 3.4 would allow a quantitative evaluation of the impact of the open water area in the grid cell for these two variables. This will be discussed in Section 3.1.2.

3.2.2.6 Uncertainty Calculation and the Impact of Spatial Sampling

The uncertainty of daily and monthly averages is the associated standard deviation, while the error propagation formula is used to estimate the uncertainty for derived quantities. For CERES-SYN and EBAF we assume nominal uncertainties on radiation products from the literature ([Kato *et al.* 2013, Kato *et al.* 2018]). For reanalysis, CALIOP and AMRS2 data together with daily and monthly average, data are also spatially aggregated to represent an average $\pm 0.5^\circ$ area around N-ICE. The uncertainty (standard deviation) on the spatial averaging is not taken into account in the present analysis, with the only exception of SIC from AMSR2. For reanalysis data the standard deviation over temporal averaging is usually much larger than the one derived from spatial averaging (for instance it is less than 1% – 2% for T2m and LW radiation components) or of the same order of magnitude but related mostly to random spatial fluctuations in particular for cloud cover and CLW and CFW variables. For variables affected by spatial heterogeneity, as the SIC, surface albedo and SW radiation components affected by sea ice melting and dynamics during spring and summer, the spatial distribution of data and its impact on averaging

is discussed in the next sections and supported by histograms in the main text and in the supporting information.

3.2.3 Results

3.2.3.1 Meteorological and Surface Properties Data

Surface Temperature

Near surface temperature measurements during N-ICE observed both close to the ship and by the IAOOS buoys are shown in Figure 3.2a. Field data show that the evolution of the 2 m temperature is strongly modulated by large-scale storm events entering from the North Atlantic ([Cohen *et al.* 2017]). The near-surface temperature typically varies between a cold state (230-240 K) and a warm state (~ 270 K) in January and February. In springtime, the temperature gradually increases to reach a rather stable 270-275 K in June. The temperature datasets from IAOOS and N-ICE agree on average better than 0.5 K (± 0.8 K) in wintertime, but the IAOOS measurements are on average higher by about 2.5 K in springtime, possibly due to solar heating of the body of the buoy; one exception is the large peak difference that exceeds 10 K that was observed on day 144. Some of these differences may be also explained by the distance between the buoy and the ship in spring. As shown in [Graham *et al.* 2019] and [Wang *et al.* 2019], and evident in Figure 3.2a, ERA-Interim and ERA5 have a positive temperature bias of 2-11 K during clear, cold periods in January and February (days 20-60). Whereas, there is an excellent agreement with the observations during winter for cloudy periods and throughout spring (although there can be a 2-4 K bias in some cases). The CERES-SYN temperature has a positive bias during winter clear periods (differences up to 11 K) while it is in good agreement during springtime with few exceptions in early May (differences up to 7 K).

Surface Broadband Albedo

The surface broadband albedo (Figure 3.2b) derived from N-ICE SW fluxes ([Walden *et al.* 2017]) shows relatively constant and high values (~ 0.82) for snow covered sea ice in early spring weakly decreasing during spring, suggesting that no significant changes in surface state occurred locally along the N-ICE drift path before mid-June. It is to be noted that albedo values observed in April during N-ICE were only slightly smaller than those observed for thicker ice in 1998 during SHEBA ([Perovich 2002]). However, the sea ice in the Svalbard region was very dynamic, and there were often open water leads in the vicinity of the ice camp. When looking at the gridded N-ICE albedo retrieved from Equation 3.3 it appears evident that two periods exist : the first one before day 145 (May 25th) when point and gridded albedo agree because SIC is close to 100%. In this phase, the point albedo measurements from N-ICE are representative of the grid cell albedo. The second period after day

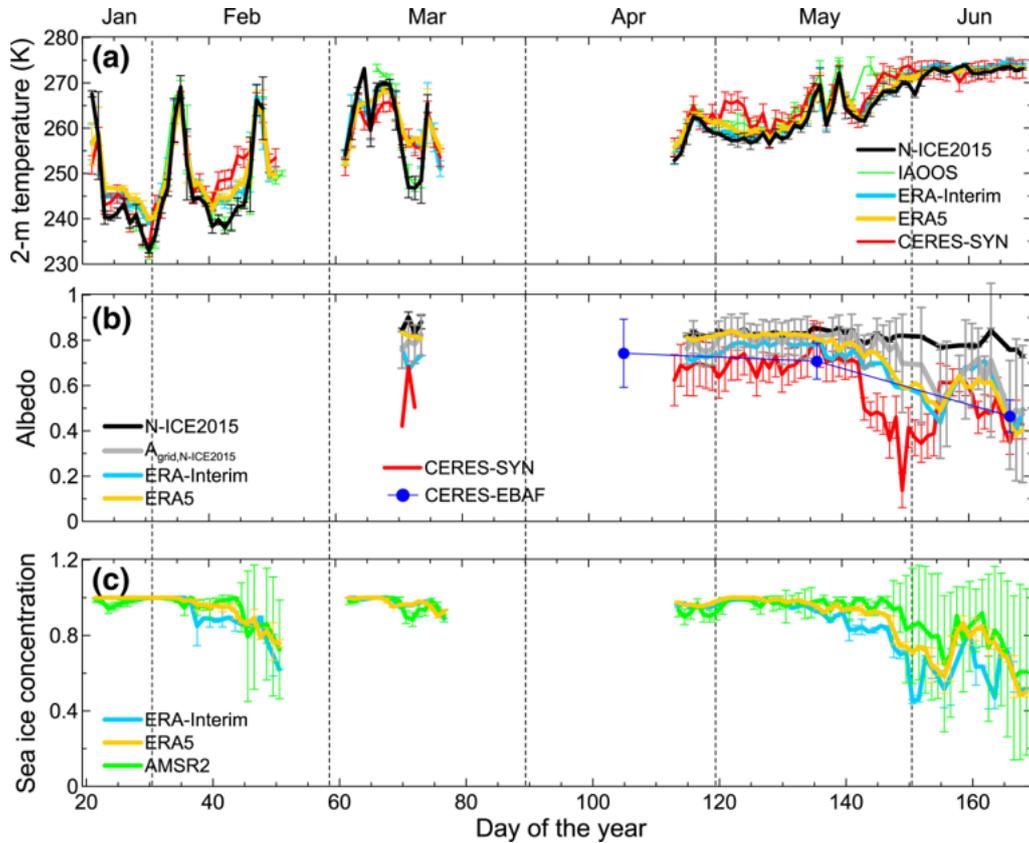


FIGURE 3.2 – (a) Near surface temperature from 2 m sensor on the meteorological mast during N-ICE, T2m from the ERA-Interim and ERA5 reanalysis datasets, and from the IAOOS T1.5 m sensors. The skin temperature from CERES-SYN is also shown. Data are daily averages \pm their standard deviation. (b) Daily average surface shortwave all-sky broadband albedo from N-ICE, ERA-Interim, ERA5, and CERES-SYN datasets and monthly mean albedo from CERES-EBAF. The N-ICE gridded data represent the observed data for the grid cell of 0.5° by 0.5° latitude and longitude around N-ICE position calculated from Equation 3.3. For the sake of clarity, only the uncertainty on N-ICE point and gridded data and CERES-EBAF and CERES-SYN datasets are shown while uncertainties on reanalysis data are omitted. (c) Daily average \pm standard deviation of sea ice concentration from ERA-Interim and ERA5 reanalysis datasets, and retrieved from AMSR2 satellite observations. Data from ERA-Interim, ERA5, CERES-SYN, and AMSR2 are within $\pm 0.5^\circ$ latitude and longitude from daily N-ICE average positions. The CERES-EBAF data are extracted within $\pm 0.5^\circ$ latitude and longitude from monthly N-ICE average positions. CERES, Clouds and the Earth’s Radiant Energy System ; ASMR2, Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 ; ERA, ECMWF reanalysis ; IAOOS, Ice-Atmosphere-Arctic Ocean Observing System ; N-ICE, Norwegian young sea ICE 2015.

145 shows a significant discrepancy (up to 0.2) between point and gridded albedo because of the melt onset in late May and the decrease of the SIC over the studied area (Figure 3.2c). This will impact SWuw irradiance comparisons. We note that point (N-ICE) and gridded (satellite, reanalysis) SW fluxes will not be directly comparable after day 145. On the opposite, we have determined from Equation 3.4 that the LWuw irradiance differs less than 5% between point and gridded definitions

in winter and early spring and less than 2% during May and June, since ice and water surface temperatures are similar. Thus, for LWuw we can assume point values to be representative of the grid cell for comparison with satellite and reanalysis datasets throughout the whole investigated period. The histograms identifying average values and time distributions will be discussed in more detail in Section 3.2.3.2.

Compared to N-ICE observations, both ERA-Interim and ERA5 surface albedo data are in agreement with both point and gridded data before and after day 145 within uncertainties, despite an underestimation of 0.05-0.1 in ERA-Interim compared to point observations. After day 145 both ERA products underestimate by up to about 0.1 the N-ICE gridded albedo and by up to 0.25 the point measurements. In reanalysis data the mid-May to mid-June period corresponds to a strong decrease in sea ice cover as shown in AMSR2 data. The SIC decrease is larger in ERA-Interim and ERA5 than observed with AMSR2 (Figure 3.2c) between days 145 and 155 in particular, which could explain the lower bias compared to the N-ICE gridded albedo in this period. The sea ice concentration continues to be lower in ERA-Interim compared to AMSR2 in mid-June, but not in ERA5, nonetheless the surface albedo is in good agreement (less than 0.1 difference) with N-ICE gridded data for both ERA-Interim and ERA5.

The CERES-SYN product underestimates the surface albedo by 0.1-0.3 compared to N-ICE point measurements, with peaks of 0.6 difference in end of May (day 150). Differences are lower but still significant (larger than 0.1 and up to 0.3-0.4) when comparing to N-ICE gridded data. The CERES-EBAF dataset is comparable to CERES-SYN. It is to be noted that CERES, ERA-Interim, and ERA5 values agree to within 0.1-0.2 until mid-May (day 140) and in mid-June and diverge in between.

The underestimation of the seasonal CERES albedo dataset compared to local observations was already reported for spring by [Pistone *et al.* 2014] and [Riihelä *et al.* 2017]. Part of the difference, as also seen in comparison to the N-ICE gridded data in Figure 3.2b, may be explained by considering the different spatial resolution of the different products and the N-ICE observations. As reported in [Itkin *et al.* 2017], the distance to the sea ice edge was between 50 and 250 km for most of the N-ICE experiment. This distance is not very large compared to the size of the grid of ERA-Interim (0.25° by 0.25°) or more particularly for CERES (1° by 8° between 80° and 89° latitude, [Doelling *et al.* 2013]). Significant differences may be expected especially for CERES when the ship is close to the ice edge (end of March, April and May). After repositioning the ship to the north at the end of April, the distance to the ice edge is larger and the differences in albedo are smaller (but still about 0.1-0.2 both compared to point and gridded data).

In conclusion, this analysis shows that albedo is a critical parameter to determine, but beyond scale issues, it seems that both ERA-Interim and more particularly CERES are underestimating its value for early spring when the spatial distribution of sea ice is quite homogeneous around the ship position. This suggests that problems exist in the representation of surface state and properties in these products independently of the spatial sampling differences compared to surface observations. Conver-

sely, ERA5 works better in representing albedo in particular in early spring period. It should be also noted that albedo measurements derived around noon during N-ICE are only lower limit estimates of the real daily albedo, that is surface snow albedo increases for increasing solar zenith angles ([Wiscombe & Warren 1980]). Therefore, differences between CERES/ERA-Interim/ERA5 and N-ICE should be expected to be even larger than reported here because of the different temporal sampling.

Cloud Occurrence, Structure, and Properties

The IAOOS lidar observations show a high occurrence of clouds (Figures 3.3a and 3.3b), in particular between days 30 and 40 (early February) that are associated with storm events seen in Figure 3.2a. More stable meteorological conditions were reached during spring, with a persistent layer of low-level clouds. These were mostly water clouds as characterized by strong backscattering and attenuation ([Di Biagio *et al.* 2018]) observed by IAOOS during May (days 120-150). The dominance of low-level clouds in spring in this region is confirmed by CALIOP observations (Figure 3.3b); in this dataset, clouds below 2 km represent between 40% and 100% of the total cloud cover between days 120 and 170. Examining the CALIOP observations at larger scales (not shown) suggests that low-level clouds in spring occur frequently over the entire Arctic Ocean, which may be linked to Bering and Siberian air inflows ([Di Biagio *et al.* 2018]).

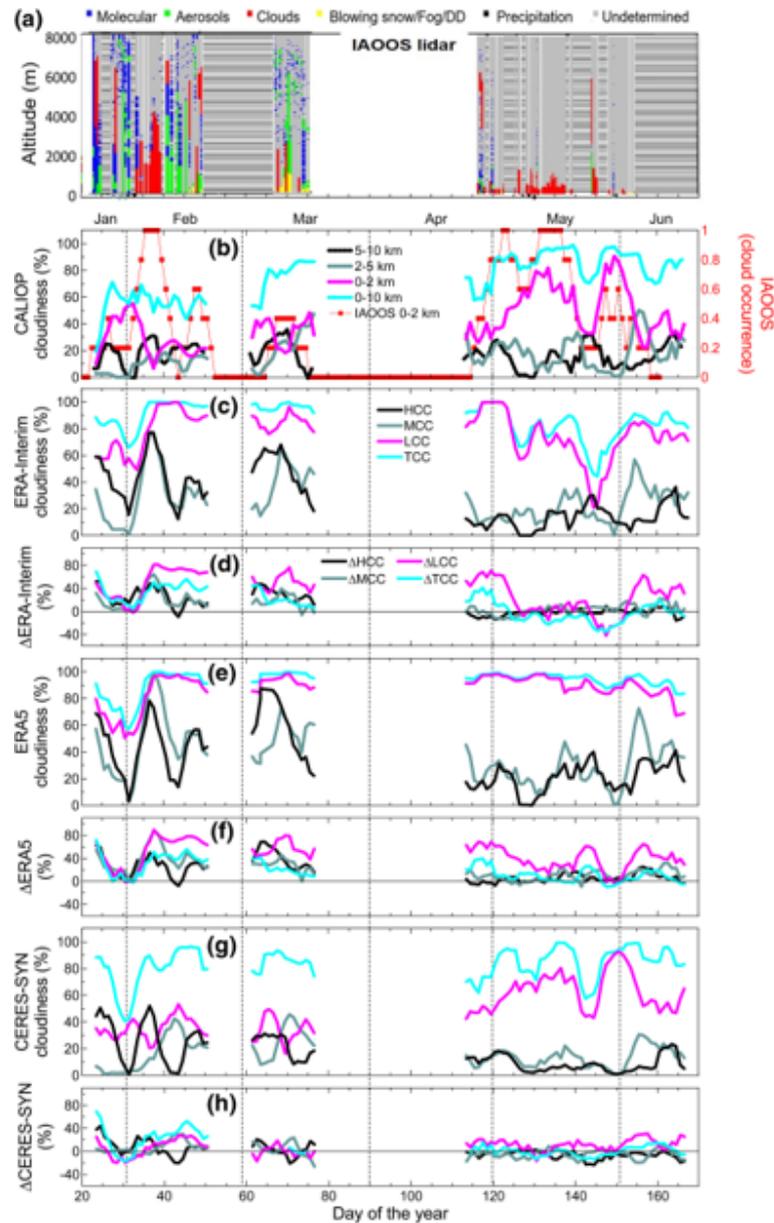


FIGURE 3.3 – (a) Vertical cross section of the feature classification from IAOOS lidar observations co-located with N-ICE observations (DD indicates Diamond Dust; white regions correspond to periods with no measurements, while gray parts stands for altitudes where the lidar signal was not exploitable); (b, c, e, and g) vertically resolved cloud occurrence obtained from CALIOP measurements, ERA-Interim and ERA5 reanalysis datasets, and CERES-SYN (from MODIS algorithm), respectively, in the period from January-June 2015 north of Svalbard. For CERES-SYN cloud HCC correspond to the mid-high clouds, MCC to the mid-low clouds, and LCC to the low clouds classes. Five day running average of IAOOS low clouds (<2 km) occurrence is also shown in panel (b). Panels (d, f, and h) report the differences in cloud occurrence between ERA-Interim, ERA5, CERES-SYN, and CALIOP, respectively. The Δ HCC is (HCC—CALIOP 5-10 km), Δ MCC is (MCC—CALIOP 2-5 km), Δ LCC is (LCC—CALIOP 0-2 km), and Δ TCC is (TCC—CALIOP 0-10 km). The ERA-Interim, ERA5, and CERES-SYN data are within $\pm 0.5^\circ$ lat/lon from daily N-ICE average position whereas CALIOP is within $\pm 2.0^\circ$. Data are shown as 5-days running averages in all plots with the exception of the IAOOS profiles in (a) that are measured at 10-min intervals. CALIOP, Cloud and Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization; CERES, Clouds and the Earth’s Radiant Energy System; ERA, ECMWF reanalysis; HCC, high cloud cover; IAOOS, Ice-Atmosphere-Arctic Ocean Observing System; LCC, low cloud cover; MCC, middle cloud cover; TCC, total cloud cover.

Figure 3.3 also shows that some differences exist between the IAOOS and CALIOP cloud observations, particularly in winter. This is probably due to the different temporal and spatial sampling between the two datasets : IAOOS are local scale observations over 10-min averages every 4 h, whereas CALIOP data are averages over $\pm 2^\circ$ around the IAOOS position over several overpasses that are hours apart. Moreover, the IAOOS lidar is looking from the surface, not detecting clouds above low clouds when they are present (mostly water clouds in spring as previously mentioned). Whereas, CALIOP measures the entire troposphere using observations from the top of the atmosphere, with exception of some low-level clouds ([Blanchard *et al.* 2014]).

Compared to CALIOP observations, both ERA-Interim and ERA5 generally overestimates cloud cover at all levels during wintertime over the study region (Figures 3.3c-3.3f). This difference in cloud cover was already identified in previous studies over the Arctic Ocean ([Zygmuntowska *et al.* 2012]), and in particular during storm periods. On the contrary, both reanalysis products perform well at reproducing the occurrence of medium and high clouds compared to CALIOP during spring, as well as the dominance of LCC during this period, which is present in both the CALIOP and IAOOS datasets. Nonetheless, the exact amount and temporal variations of cloud cover at all levels is somewhat different in ERA-Interim and ERA5 compared to CALIOP and IAOOS, with periods of both underestimation and overestimation of LCC and/or TCC in ERA-Interim and a general overestimation of LCC in ERA5. In particular, it is seen that during May, although good agreement in low cloud cover is observed, most of the time the associated COT remains smaller in ERA-Interim (see Figures 3.4a and 3.4b). Indeed, only the mid-May (days 135-142) and June periods show significant liquid water content and higher COT in ERA-Interim (see Figure 3.4c). It is interesting to note from Figure 3.3c that the TCC is always larger than 50% for reanalysis products, including non-negligible amount of both low and high clouds, also during the clear periods identified in the temperature dataset in Figure 3.2a in January and February. The COT is however about zero during the winter clear periods in both ERA-Interim and ERA5 and associated to almost zero water, suggesting that very thin clouds contribute to the cloud cover in these periods.

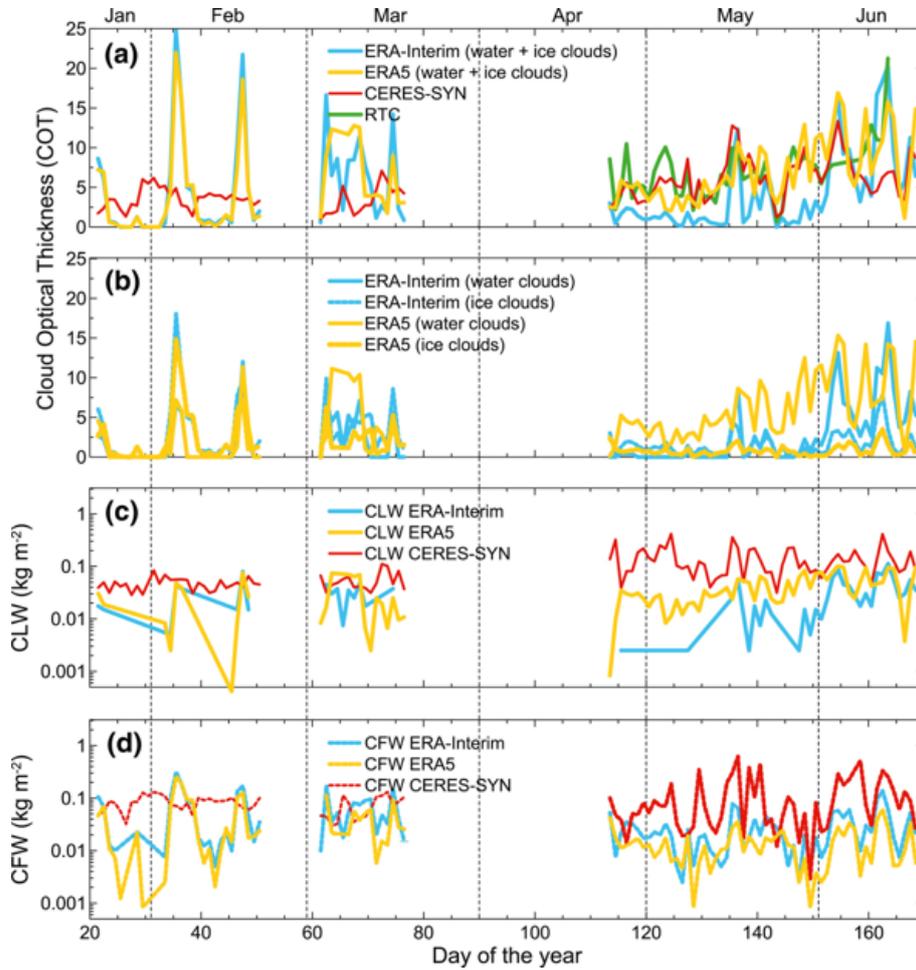


FIGURE 3.4 – (a) Visible cloud Optical thickness (COT) from ERA-Interim, ERA5, and CERES-SYN and the COT from the radiative transfer code (RTC). (b) COT for liquid and ice clouds, (c) cloud liquid, and (d) cloud frozen water content (CLW, CFW) for ERA-Interim, ERA5, and CERES-SYN. Data are shown as daily averages. The COT for ERA-Interim and ERA5 is retrieved from Equation 3.2 assuming a fixed R_{eff} for clouds. CERES, Clouds and the Earth’s Radiant Energy System; ERA, ECMWF reanalysis.

The CERES-SYN product reproduces the cloud occurrence very well and the repartitioning of low, medium, and high clouds as compared to CALIOP data in the spring to summer time (Figures 3.3g-3.3h). However, an overestimation of cloud occurrence at all levels (as well as COT in clear periods) is detected in wintertime compared to CALIOP observations, but a lower cloud cover is usually found compared to reanalysis. Note that the cloud levels are not exactly the same between the different products, and this may lead to some discrepancy. It should be mentioned that previous works have indicated underestimation of CERES cloud occurrence in the Arctic linked with the dominance of thin clouds in this region and the relative high COT threshold values in MODIS cloud mask algorithms (e.g., COT of 0.5 for the MODIS 1621 product for bright surfaces for instance leading to 22% undetected clouds in the Arctic, [Chen *et al.* 2019]). This underestimation is not apparent in

our dataset compared to CALIOP observations.

As shown in Figure 3.4c, the CLW and CFW is significantly higher in CERES compared to ERA-Interim, leading to a COT larger than five for CERES most of the time in spring, and much smaller values (frequently below 1) for ERA-Interim. The CLW and CFW for CERES on the contrary are at about 0.5 and 1 kg m⁻² almost constantly during winter (as well as the COT), therefore they do not reproduce the alternation of clear and storm periods as instead reproduced in ERA data as the combination of liquid and ice clouds. This results, as previously noted, in an overestimate of the COT in clear periods and an underestimate during storm periods in winter in the CERES dataset. The COT from CERES for April and May is in good agreement with the COT retrieved from the N-ICE radiation measurements using the radiative transfer code simulations. The ERA5 dataset shows larger CLW compared to ERA-Interim (up to 5 times higher) in particular during spring leading to considerably higher COT values than ERA-Interim, values that are in good agreement with CERES and RTC estimates. However, it is interesting to note that the COT agrees between ERA5 and CERES in many times in spring even if the corresponding CLW and CFW are significantly higher in CERES data, suggesting different assumptions in MODIS retrieval compared to Equation 2 used here for ERA COT retrieval. Average values of about 5 are seen in early May (days 124-134) and at the end of May (146-151) but are close to 10 for days 135-142. Average values in June are in better agreement with the total optical depths from ERA-Interim over the atmospheric column, although CERES exhibits smaller values near day 163. The clear-sky episodes on days 143 and 166 are well identified, despite a COT between 1 and 5 is obtained.

3.2.3.2 Radiative Fluxes

Radiative fluxes measured during N-ICE ([Walden *et al.* 2017]) and those from CERES-SYN, CERES-EBAF, ERA-Interim and ERA5 are shown in Figure 3.5. Differences between N-ICE observations and reanalysis/satellite data are illustrated in Figure 3.6.

Winter Longwave Radiation

In winter, as discussed by [Graham *et al.* 2017b] and [Walden *et al.* 2017], and in agreement with earlier SHEBA data ([Shupe & Intrieri 2004, Stramler *et al.* 2011]), longwave radiation switches between two states : one with a near neutral LW net budget (LWnet ~ 0 W m⁻²) namely the “opaquely cloudy state” (storm periods), and another with a large negative (upward) net longwave radiative flux LWnet of -40 to -60 W m⁻² namely the “radiatively clear state.” These two states correspond to the warm and cold winter temperature cases shown in Figure 3.2a. As described by [Graham *et al.* 2019], ERA-Interim and ERA5 capture the “opaquely cloudy” and the “radiatively clear” states and their transition during N-ICE, as shown in LW fields (Figures 3.5a- 3.5c). However, clear states are associated with a high positive

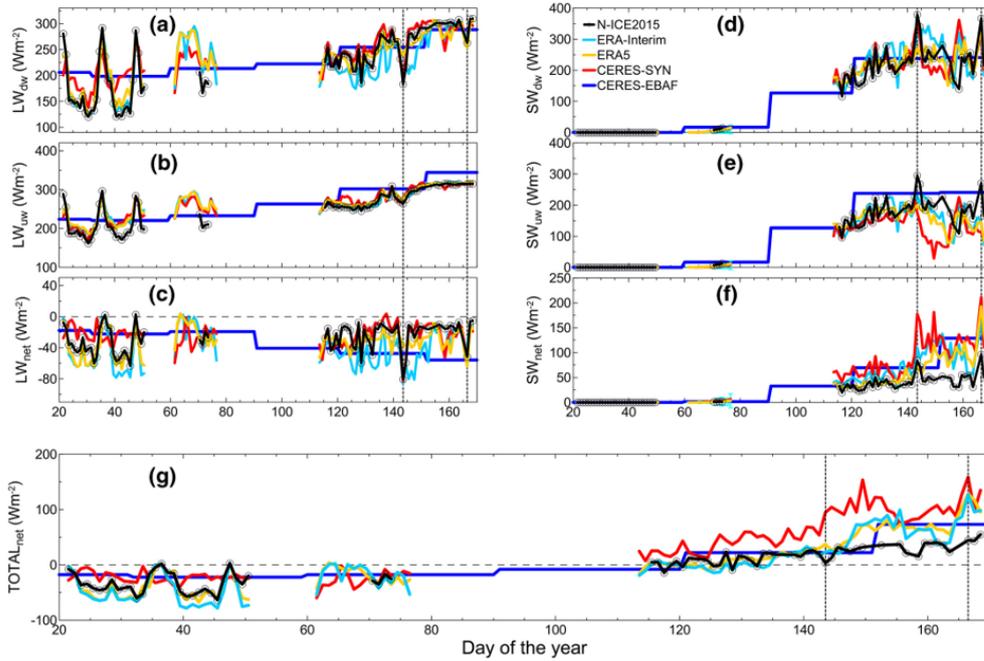


FIGURE 3.5 – (a-f) Temporal evolution of SW and LW downward (dw), upward (uw), and net (dw-uw) irradiance data and (g) total (SW + LW) net irradiance for N-ICE and co-located ERA-Interim, ERA5, CERES-SYN, and CERES-EBAF datasets. All data are shown as daily averages except CERES-EBAF data that are monthly averages. For the sake of clarity error bars are not shown in the plots. Clear sky episodes (days 143 and 166) are marked by vertical dotted lines. Data interruptions occurred in different periods due to N-ICE measurement gaps or due to data quality. CERES, Clouds and the Earth’s Radiant Energy System ; ERA, ECMWF reanalysis ; LW, longwave ; N-ICE, Norwegian young sea ICE cruise ; SW, shortwave.

surface temperature bias, resulting in an overestimation of LWuw. A negative bias is observed for both LWuw and LWdw radiation components during the “opaquely cloudy” storm periods, possibly due to the fact that the enhanced cloudiness compared to observations (Figures 3.3c-3.3d), is not capable to fully compensate for lower CLW and CFW in the ERA-Interim as previously identified ([Lenaerts *et al.* 2017]). The ERA5 LWdw dataset is also biased high in clear sky period in early February ([Graham *et al.* 2019]). As a result, the total net radiation in winter from ERA-Interim and ERA5 is in agreement with N-ICE during storms and periods of high cloudiness. However, the net radiation is significantly underestimated during clear periods in particular for ERA-Interim, leading to a net surface cooling from that is, about $25 - 30 \text{ W m}^{-2}$ larger than the observations on daily time scales. The negative bias is lower for ERA5, but particularly in early February this reflects a larger compensation of downward and upward LW biases.

The CERES-SYN data reproduce the transition between clear and cloudy periods in winter in LWdw and LWuw data, but both components are positively biased during clear phases due to the temperature bias and the overestimate of COT during clear-sky periods in the CERES product (Figure 3.4a). The LWdw is also strongly biased low (down to 40 W m^{-2}) during storm periods because of the underesti-

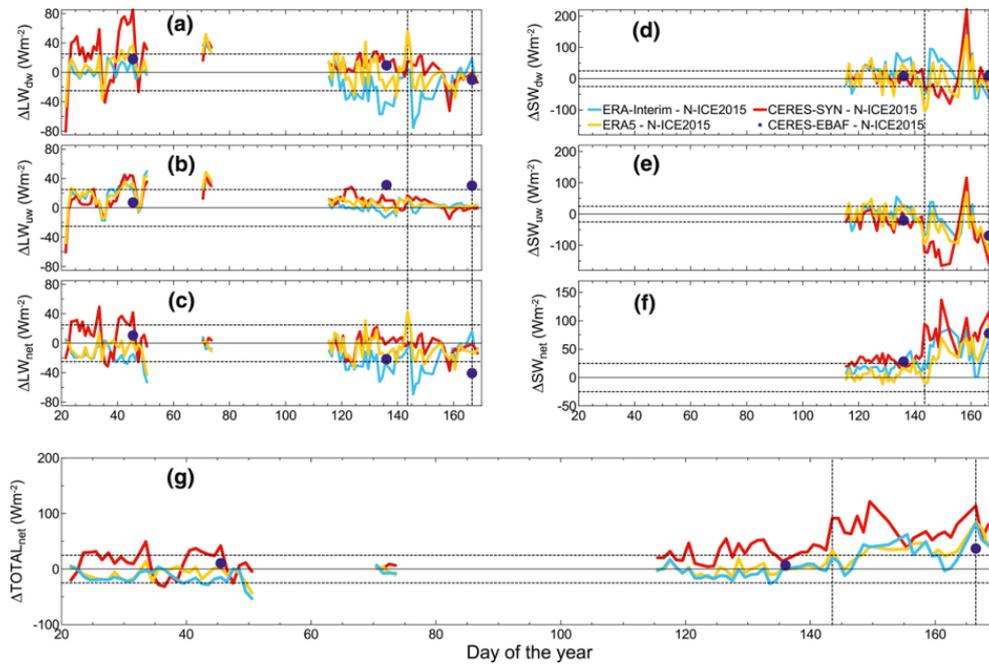


FIGURE 3.6 – Differences between ERA-Interim, ERA5, and CERES-SYN daily and CERES-EBAF monthly LW, SW, and net radiation data from N-ICE observations. Horizontal dotted lines represent constant values of $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$. CERES, Clouds and the Earth’s Radiant Energy System; ERA, ECMWF reanalysis; LW, longwave; N-ICE, Norwegian young sea ICE cruise; SW, short-wave.

mation of COT as shown in Figure 3.4a. As a consequence, the winter transition between clear and cloudy periods is marked by a shift from positive bias up to about 40 W m^{-2} during clear periods to negative bias down to 30 W m^{-2} during storm phases in the LWnet radiation.

Spring Longwave and Shortwave Radiation

The situation changes in spring when cloudiness is dominated by low clouds and local scale forcings as SW radiation is now contributing significantly to the radiative budget. Also, the surface albedo changes as snow melt begins, which affects SW radiation. During spring, there were two short episodes of clear skies on days 143 and 166, corresponding to local minima of net LW radiation. The second episode is outside of the period of IAOOS observations, but the first one corresponds to a transition between low-level dense water clouds to mid-level extended ice clouds (Figure 3.3b). This decrease is also seen in the larger-scale cloud fractions from CALIOP, ERA-Interim and CERES-SYN data (Figures 3.3b-3.3g) but not in the ERA5 dataset (Figure 3.3e). In spring, LWuw radiation from ERA-Interim and ERA5 is in good agreement with observations (Figures 3.5a-3.5c), as expected from surface temperature agreement between reanalysis and observations. A systematic and strong bias is seen in LWnet cooling for ERA-Interim, which originates from a

low bias in the downward LW radiation. Thus, the net LW cooling in ERA-Interim can reach -80 W m^{-2} on daily time scales and can, at times, provide 60 W m^{-2} more cooling than measured during N-ICE. This might be due to a low bias in the cloud water content and not to the cloud fraction, which is mostly over 60% in May (Figures 3.3c-3.3d) except during the clear sky event on day 143. In contrast, better agreement in both upward and downward components and the net LW radiation is found for the ERA5 and the CERES-SYN datasets (within $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$) due to the better reproduction of both surface temperature and cloud properties compared to observations in spring. However, we note a systematic negative bias in LWnet for ERA5 in spring, particularly in June, and a positive bias in both LWdw and LWnet in ERA5 for day 143 because of an overestimate the COT during the clear sky day, as shown in Figure 3.4a. The CERES-SYN reproduces well the LWnet throughout springtime, but we evidence a compensation between a slight positive bias for LWuw in CERES-SYN before day 140 because of a slight temperature bias and a slight negative bias of LWdw.

Figures 3.5d-3.5f shows that the two clear-sky events on days 143 and 166 lead to peaks in the SW radiation in the observations. The duration in particular of the first event seems to be much longer in the ERA-Interim dataset, extending from day 143-152, when the cloud optical thickness remains close to zero (Figure 3.4a). The temporal resolution of the clear-sky events is better captured by ERA5 and CERES-SYN. Good overall agreement between ERA-Interim, ERA5, and the N-ICE data is observed for both the upward and downward SW radiation before day 145, when we can also assume N-ICE point measurements representative of the $\pm 0.5^\circ$ grid averages because of the homogeneity of sea ice and albedo over the region, as discussed in Section 3.2.3.1. For CERES-SYN, the SWdw component is in good agreement with observations before day 145, whereas the SWuw is systematically biased low by up to 50 W m^{-2} on daily scale.

After day 145, when sea ice melting begins, the N-ICE point data cannot be used anymore as reference, and in fact we observe a significant deviation of both satellite and reanalysis data from surface observations, in particular in the SWuw component. The SWuw is systematically lower (by more than 100 W m^{-2}) for CERES-SYN between days 145 and 155 compared to reanalysis, while the three data sets agree within their uncertainties afterward, but being always lower than N-ICE point data. The SWdw component is systematically higher for ERA-Interim in the aftermath of the clear sky period between days 144 and 152 compared to ERA5 and CERES-SYN, as anticipated because of the low COT in this dataset. Thereafter the SWdw component is in good agreement between ERA-Interim and ERA5 during June, but higher in CERES-SYN between about days 155-160 because a lower COT, as also identified as negative bias in LWdw data. To note that the sharp peak in ΔSWdw and ΔSWuw seen in all data for day 158 and reaching about 220 W m^{-2} in CERES-SYN and 140 to 180 W m^{-2} in ERA5 and ERA-Interim is also the result of only partial N-ICE observations during that day, therefore biasing the observational reference data.

Surface heating due to positive SWnet is in good agreement between reanalysis

and observations before day 145, while the SWnet is larger in CERES-SYN. The CERES-SYN shortwave heating is much larger also compared to reanalysis products after day 145, reflecting the differences in surface albedo as shown earlier. The SW surface net heating can be as large as 120 W m^{-2} on daily time scales for ERA-Interim and ERA5 with peaks of about 180 W m^{-2} as compared to values between 20 and 60 W m^{-2} in the N-ICE observations and an absolute peak of 96 W m^{-2} in the observational dataset. The CERES-SYN surface heating may reach about 200 W m^{-2} on a daily basis.

Winter to Spring Net Radiation Budget

The total net radiation (Figure 3.5g) shows a steady evolution of the N-ICE net radiation budget over the first 6 months of the year, from a minimum of -60 W m^{-2} in winter to a maximum of 50 W m^{-2} at the end of spring. Results from ERA-Interim and ERA5 for total radiation are in agreement with observations within $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$ from the end of winter through the end of May. In June, the differences between ERA datasets and N-ICE reach up to 70 W m^{-2} on daily time scales due to the strong overestimate of the SWnet radiation in link with the spatial representativeness of the albedo in N-ICE observations. The CERES-SYN data overestimate the total net radiation in the whole winter to springtime period with differences below 50 W m^{-2} before mid-May and up to 120 W m^{-2} afterward compared to N-ICE point observations and up to 80 W m^{-2} compared to reanalysis data. The only exception is the negative bias of total net radiation during winter cloudy period around days 35-40 and day 47.

Springtime Transition From Sea Ice to Sea Ice Melting Conditions

To have a more detailed view on the variability of the fluxes and the representativeness of average values for evolving surface state and ice conditions, we have reported in Figures 3.7 and 3.8 the histograms of SW and LW fluxes derived for three 5-days periods, regularly spaced from end of April to early June, from reanalysis data and N-ICE observations. These periods correspond to days 115-120, 135-140, and 155-160, representative of homogeneous sea ice conditions over the studied region (115-120, 135-140) and the sea ice melting period (155-160). The figures illustrate that while the distribution of LW radiation is basically monomodal around average values for all datasets, the distribution of SW data is more flat because of the stronger variation of SW radiation in link with solar zenith angle, clouds, and surface albedo. Therefore, average values for SW radiation are affected by larger uncertainties than LW data to represent variation in irradiance levels over daily scales. However, this does not affect the identified biases. For instance, during period 115-120 both SWdw, SWuw, and LWdw are biased low in ERA-Interim, and this is the result of albedo and COT underestimation, while the bias is lower in ERA5 data compared to observations. The period 135-140 is affected by a stronger

underestimation of COT for liquid clouds by ERA-Interim data compared to ERA5, as evidenced by both histograms and daily averages (Figure 3.4), and this induces a strong negative bias in LW radiation and a positive bias in the SW field, while surface albedo differences play a minor role. For the days 155-160, when sea ice melting is taking place over the analyzed area, the reanalysis products show differences from point N-ICE data, and a lower bias compared to observations is obtained for LWdw and LWnet from reanalysis.

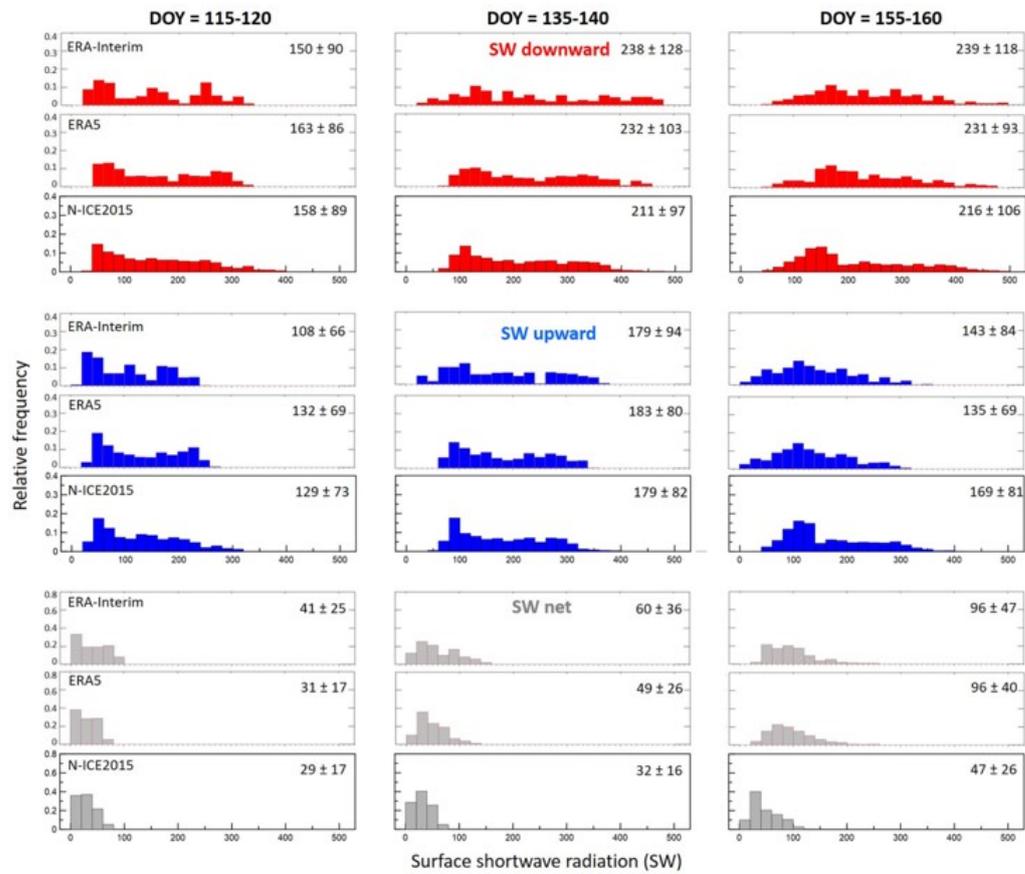


FIGURE 3.7 – Histograms showing the relative occurrence of the SW downward, upward, and total net radiation measured during N-ICE for the three different 5-days selected periods and retrieved from ERA-Interim and ERA5 data over the $\pm 0.5^\circ$ region around N-ICE position. The three periods correspond to the day of the year (DOY) intervals 115-120 (25th to 30th April), 135-140 (15th to 20th May), and 155-160 (4th-9th June). Averages and standard deviation of the radiation components over the five days intervals are reported in each plot (units are W m^{-2}). ERA, ECMWF reanalysis; N-ICE, Norwegian young sea ICE 2015.

Monthly Means

Table 3.1 summarizes all the monthly means from N-ICE, ERA-Interim, ERA5, and CERES-EBAF/SYN data and their differences for the months of February, May,

3.2. Bilan radiatif à la surface de la glace de mer dans l'océan Arctique : comparaison entre satellite, réanalyses et observations locales. 67

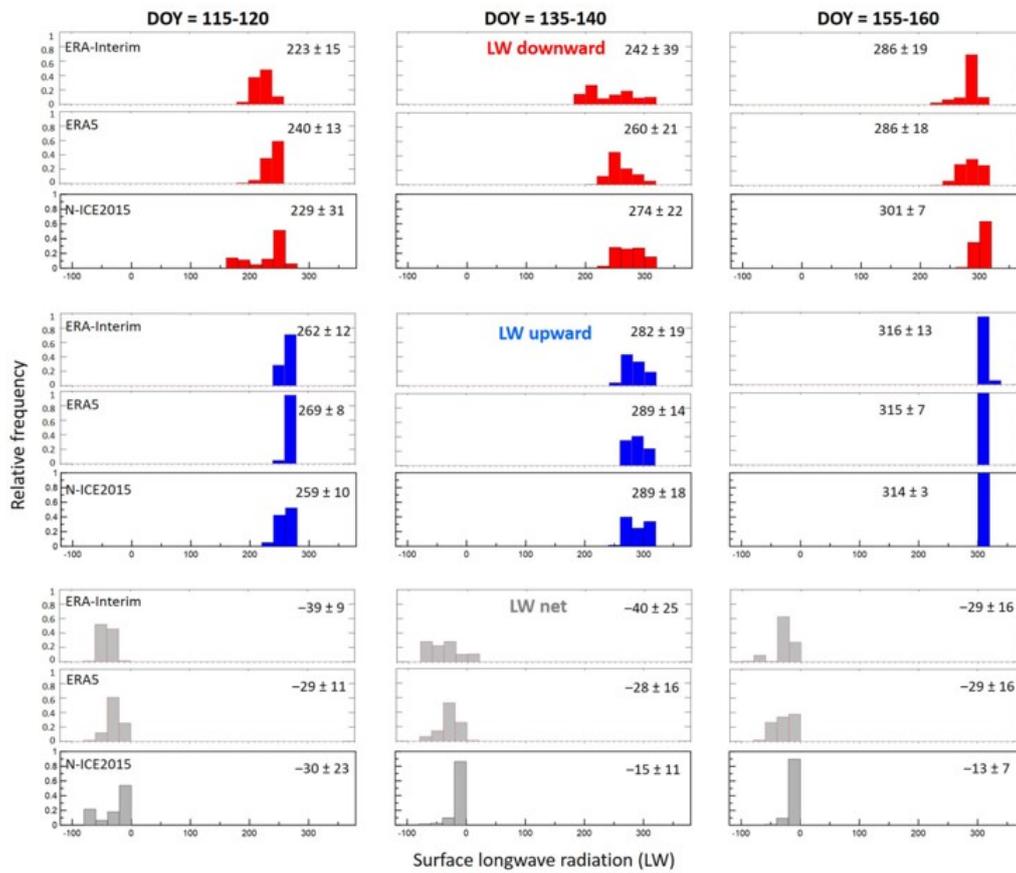


FIGURE 3.8 – Same as Figure 3.7 for LW downward, upward, and total net radiation retrieved from ERA-Interim and ERA5 data and measured during N-ICE.

and June. Analysis of monthly means allows quantification of significant biases at longer time scales. The N-ICE observations are in good agreement with the SHEBA results ([Graham *et al.* 2017b]).

Irradiances (W m^{-2})	SWdw	SWuw	SWnet	LWdw	LWuw	LWnet	TOTnet
February							
N-ICE (19 days)	-	-	-	180.0 ± 56.1	213.1 ± 37.7	-33.1 ± 21.9	-33.1 ± 21.9
ERA-Interim	-	-	-	182.1 ± 51.7	231.6 ± 25.2	-49.5 ± 29.5	-49.5 ± 29.5
ERA-Interim—N-ICE	-	-	-	2.1	18.5	-16.4	-16.4
ERA5	-	-	-	191.5 ± 45.3	230.9 ± 26.4	-39.4 ± 23.6	-39.4 ± 23.6
ERA5—N-ICE	-	-	-	11.5	17.8	-6.3	-6.3
CERES-EBAF	-	-	-	198.4 ± 12	220.7 ± 12	-22.3 ± 17	-22.3 ± 27
CERES-EBAF—N-ICE	-	-	-	18.4	7.6	10.8	10.8
CERES-SYN	-	-	-	206.8 ± 28.4	231.0 ± 26.8	-24.2 ± 8.2	-24.2 ± 8.2
CERES-SYN—N-ICE	-	-	-	26.8	17.9	8.9	8.9
May							
N-ICE (27 days)	229.3 ± 53.0	188.2 ± 39.8	41.1 ± 13.6	244.8 ± 30.2	270.6 ± 18.8	-25.8 ± 18.5	15.3 ± 10.9
ERA-Interim	261.2 ± 46.5	191.6 ± 26.5	69.6 ± 27.0	214.5 ± 25.8	270.5 ± 18.7	-55.9 ± 15.9	13.7 ± 23.2
ERA-Interim—N-ICE	31.9	3.4	28.5	-30.3	-0.1	-30.1	-1.6
ERA5	231.6 ± 25.6	180.0 ± 14.6	51.6 ± 20.4	244.1 ± 18.2	276.3 ± 16.7	-32.2 ± 8.0	19.3 ± 19.2
ERA5—N-ICE	2.3	-8.2	10.5	-0.7	5.7	-6.4	4.0
CERES-EBAF	237.9 ± 14	168.4 ± 16	69.5 ± 21	254.5 ± 12	301.9 ± 12	-47.4 ± 17	22.1 ± 27
CERES-EBAF—N-ICE	8.6	-19.8	28.4	9.7	31.3	-21.6	6.9
CERES-SYN	229.9 ± 41.5	144.3 ± 39.0	85.6 ± 38.5	256.6 ± 28.9	282.1 ± 18.0	-25.5 ± 18.9	60.1 ± 33.8
CERES-SYN—N-ICE	0.6	-43.9	44.5	11.8	11.4	0.3	44.9
June							
N-ICE (13 days)	231.2 ± 57.4	180.0 ± 41.7	51.2 ± 17.4	298.4 ± 12.4	313.6 ± 2.3	-15.2 ± 12.2	36.0 ± 10.9
ERA-Interim	234.9 ± 63.6	136.6 ± 46.7	98.3 ± 34.6	290.0 ± 16.1	317.1 ± 1.7	-27.1 ± 15.0	71.2 ± 29.0
ERA-Interim—N-ICE	3.7	-43.4	47.1	-8.4	3.5	-11.9	35.2
ERA5	233.1 ± 50.1	127.2 ± 34.9	105.9 ± 32.4	288.0 ± 15.2	315.9 ± 1.9	-27.9 ± 15.1	78.0 ± 23.2
ERA5—N-ICE	1.9	-52.8	54.7	-10.4	2.3	-12.7	42.0
CERES-EBAF	240.9 ± 14	111.9 ± 16	129 ± 21	288.4 ± 12	344.2 ± 12	-55.8 ± 17	73.2 ± 27
CERES-EBAF—N-ICE	9.7	-68.1	77.8	-10.0	30.6	-40.6	37.2
CERES-SYN	258.4 ± 51.5	131.0 ± 43.6	127.4 ± 32.2	288.2 ± 17.3	311.8 ± 3.9	-23.6 ± 15.0	103.7 ± 24.4
CERES-SYN—N-ICE	27.2	-49.0	76.2	-10.2	-1.8	-8.4	67.7

TABLE 3.1 – Monthly Means of Irradiances From N-ICE, ERA-Interim, ERA5, CERES-SYN, and CERES-EBAF and Associated Differences for the Months of February, May, and June When 19, 27, and 13 days of Measurements From N-ICE Were available. Note. The number of days of N-ICE data is indicated. The ERA-Interim, ERA5, and CERES-SYN averages are calculated considering only N-ICE measurement days, while CERES-EBAF data are full monthly averages. Monthly means are calculated from daily averages for N-ICE, ERA-Interim, ERA5, and CERES-SYN datasets and the reported uncertainties are the 1 standard deviation. Data are in W m^{-2} . Abbreviation : CERES, Clouds and the Earth’s Radiant Energy System ; ERA, ECMWF reanalysis ; LW, longwave ; N-ICE, Norwegian young sea ICE 2015 ; SW, shortwave.

To compare the monthly CERES-EBAF (and ERA-Interim/ERA5) and N-ICE observations, we report SW, LW, and net radiation differences (ΔSW , ΔLW , and Δnet , respectively) and their downward and upward components in Figure 3.6 also for monthly CERES data.

During winter, the CERES-EBAF total net radiation is about 10 W m^{-2} lower (in absolute value) than observations from N-ICE. This is due to the upward and downward fluxes exceeding observations because of warmer surface temperatures, and COT that are too large during clear periods, as in the CERES-SYN data. As seen in Figures 3.6c and 3.6f, the retrieved CERES-EBAF (and ERA-Interim) net SW and LW fluxes show opposite biases of about $25 - 30 \text{ W m}^{-2}$ with respect to observations in May, in contrast to CERES-SYN that is, biased only in the SW component by 45 W m^{-2} over the monthly mean, and ERA5 that shows opposite but much lower biases (of the order of 10 W m^{-2} or less) in SW and LW net fluxes. The CERES-EBAF LW bias is again possibly due to a warm surface temperature bias, a bias that is not detected in the daily SYN data, which might possibly be the

result of flux adjustments in the EBAF retrieval. The SW bias in EBAF data is due to the underestimation of the surface albedo. However, the albedo from the EBAF data is closer to observations than that for the SYN data, so the net SW bias is lower for EBAF than for SYN. The LWnet from CERES-EBAF is comparable to ERA-Interim in May but they are both biased for different reasons : surface temperature is causing the bias in CERES-EBAF, whereas cloud properties are mostly biasing ERA-Interim (as for example in May, during the cloud biased periods as previously discussed). This bias appears to be maintained in June in CERES-EBAF (in contrast to CERES-SYN) in LWuw data, combined with a possible bias in cloud properties although much reduced in the analyses.

Similar biases are observed in the SW budget from the end of April through May (prior to the clear skies on day 143) but are of opposite sign. From the end of May and throughout June, SWnet biases increase in ERA-Interim and ERA5 starting around day 145 (25 May) (SWnet being between 30 and 80 W m^{-2} higher than N-ICE), which means a significantly larger surface heating linked with sea ice melting in the region. The bias in CERES-SYN is even larger due to the strong differences in surface albedo leading to a surface SWnet that is higher than the observations by 77 W m^{-2} . As can be seen from Figure 3.6, a correction in surface albedo would allow CERES-SYN to maintain a bias comparable to early spring. CERES-EBAF is in good agreement with ERA datasets from the end of May and June (days 150 and after), but in both cases, the SW radiation budget is biased as previously discussed. The SW radiation fluxes in ERA-Interim and ERA5 are indeed highly variable, both in magnitude and sign, during May and June. This is due to the combination of both cloud and albedo effects.

Summary of Discrepancies in Radiative Fluxes

In summary from Figure 3.6 and Table 3.1, CERES-EBAF overestimates LWuw (about 8 W m^{-2} in winter and 30 W m^{-2} in spring). This differs from ERA-Interim and ERA5 overestimating the LWuw in winter only (by about +18 W m^{-2}), and CERES-SYN having +18 W m^{-2} in February and +11 W m^{-2} in May. In February, the net radiation is more negative for ERA-Interim (enhanced cooling of -16 W m^{-2}) because of the temperature biases, whereas the enhanced cooling reduces to -6 W m^{-2} for ERA5 because of a compensation with a positive bias in LWdw. The positive COT bias in LWdw dominate CERES-SYN and CERES-EBAF with a net winter warming in the order of 10 W m^{-2} . In May and June, CERES-EBAF and CERES-SYN both provide accurate estimates of downward fluxes : SWdw and LWdw differ by less than 12 W m^{-2} from N-ICE (but increasing to 27 W m^{-2} for SWdw in June), demonstrating good ability to account for contributions from clouds. However, they still largely underestimate SWuw (in the range 20 – 40 W m^{-2} in May). This is in opposition to ERA-Interim which fails to reproduce all components except upward fluxes (LWuw and SWuw) in May, and all components except SWdw and LWuw in June. The net effect is an overestimation of SWnet heating and LW-

net cooling for both CERES and ERA-Interim datasets in May and also in June, even if in June the effect of spatial sampling and sea ice melting prevent a direct comparison with surface point observations particularly for SW radiation. However, the ERA5 monthly means reproduce all components of the radiation budget in May quite well, with differences less than 11 W m^{-2} from N-ICE. The LWdw component is biased low in June by 10 W m^{-2} because of an underestimation of the COT for an episode at the beginning of the month between days 155 and 160.

The observed agreement in the total net radiation in May for CERES-EBAF and ERA-Interim is therefore, and differently from ERA5, only due to compensation of errors in the net SW and LW components. In June, on the other hand, both ERA and CERES products overestimate the net total heating by $35 - 68 \text{ W m}^{-2}$ on a monthly basis mostly due to the failure to reproduce the net SW caused by the differences in surface albedo sampling over the investigated area compared to N-ICE point data.

Therefore, the surface parameters are critical in the comparison of SW fluxes for this location of the field camp when it is close to the marginal ice zone.

3.2.4 Discussion

3.2.4.1 Surface Fluxes Drivers

As we have shown above, biases in components of the radiation budget might cancel out so that the net radiation is properly represented, but for the wrong reasons. In our case, this is especially obvious in May. The analysis of radiation flux differences conducted above confirms that the different parameters (clouds, albedo, surface temperature) play significant roles in the SW and LW components of the radiation budget and may act differently in the different seasons. Although clouds are key factors for both SW and LW radiation, their roles are different for each component of the radiation budget.

This is confirmed by the fact that only a few significant correlations are obtained between the CERES-SYN dataset and N-ICE (or CALIOP) data set, which is considered as the reference. This is shown by examining the differences of low cloud cover (ΔLCC) or total cloud cover (ΔTCC) separately as shown in Figure 3.9. Similar results are obtained for ERA-Interim and ERA5 (not shown). Not surprisingly, the quantities that appear to be better correlated are ΔLWup and ΔT ($R^2 = 0.96$ for CERES-SYN, 0.77 for ERA-Interim, and 0.90 for ERA5). The correlation coefficient R^2 is lower than 0.5 in all other cases. The ΔLWdw (Figures 3.9c and 3.9d) shows an increase with increasing ΔLCC and ΔTCC . The correlation is, however, poor ($R^2 < 0.30$). In both cases and also for ΔSWdw (Figures 3.9g and 3.9h), one can see a large dispersion of the data. This is most probably due to the fact that, together with cloud cover, the liquid and ice water paths that control the radiative effect on LWdw and SWdw radiation are poorly represented. In May, as seen from IAOS observations, this is expected to be due to the representation of low-level liquid water clouds in ERA-Interim data. The ΔSWdw and ΔSWup terms are insensitive to changes in surface temperature and show a poor correlation with the other parameters. SWnet

depends on the surface albedo and is modulated by the cloud properties, which, in turn, affect the irradiance SW_{dw} reaching the surface. There may not be a simple relationship because SW_{dw} is also modulated by multiple reflections between the surface and the atmosphere ([Di Biagio *et al.* 2012, Minnis *et al.* 1993]), especially for high surface albedo conditions and during cloudy periods.

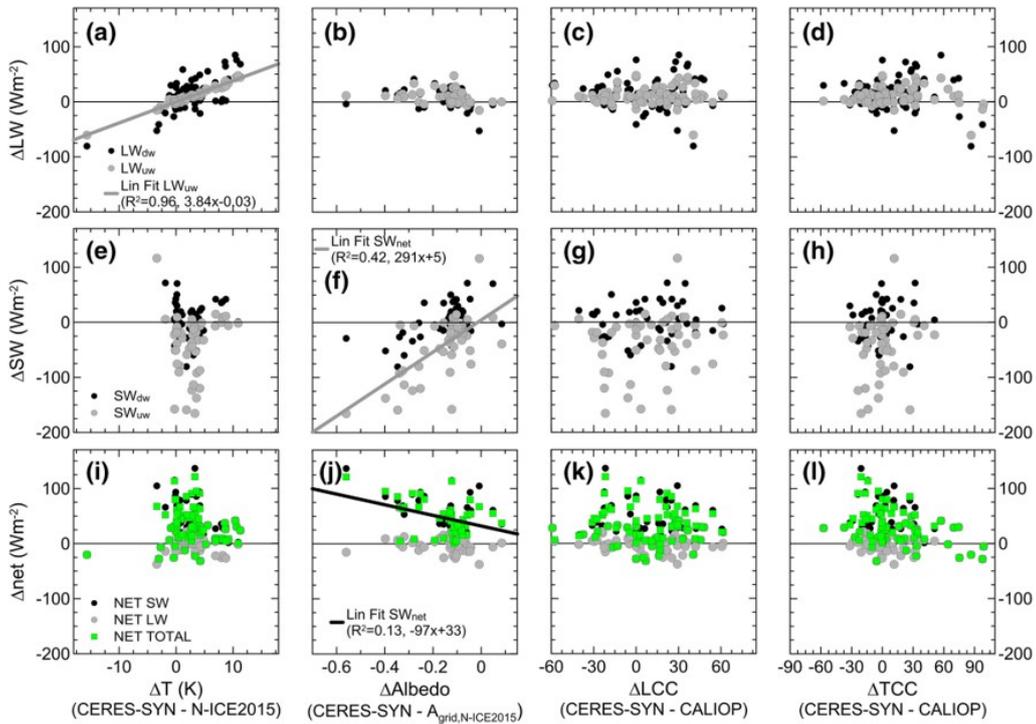


FIGURE 3.9 – Differences between CERES-SYN and N-ICE radiation data in winter and spring (first row ΔLW_{dw} and ΔLW_{uw} , second row ΔSW_{uw} and ΔSW_{dw} , third row SW_{net} , LW_{net} and net total) versus difference in surface temperature between CERES-SYN and N-ICE (first column ΔT), the surface albedo from CERES-SYN and gridded N-ICE albedo (second column $\Delta Albedo$), and the difference in low and total cloud cover between CERES-SYN and CALIOP (third and fourth columns ΔLCC , ΔTCC , respectively). Data are reported as daily averages for the whole dataset. The outlier point $\Delta SW_{dw} = 220 \text{ W m}^{-2}$ identified in the CERES-SYN dataset in Figures 3.5 and 3.6 for day 158 is eliminated from the dataset. The number of data points is between 49 and 80 for the different plots. CALIOP, Cloud and Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization; CERES, Clouds and the Earth’s Radiant Energy System; LW, longwave; N-ICE, Norwegian young sea ICE 2015; SW, shortwave.

One interesting feature is that the total net radiation Δnet sensitivity is absent in surface temperature (Figure 3.9i) but not in the albedo (Figure 3.9j). This is also the case for the low-level (LCC) and the total cloud fraction (TCC), although some dependence is seen on the net longwave radiation ΔLW_{net} . This is, in fact, not surprising given the results given in Figure 3.5 that albedo plays a similar role for SW_{up} and SW_{dw} in cloudy conditions, whereas most of the radiative impact of clouds is of opposite sign for LW_{net} and SW_{net} .

Relating the components of the differences in the SW and LW radiation field from reanalysis and observations for the April-June period, we look for systematic biases

in surface properties taking advantage of random variability in cloud contributions in the various datasets. Results are reported in Figure 3.10 for (a), (d), (g) ΔLW_{dw} and ΔLW_{uw} , (b), (e), (h) ΔSW_{dw} and ΔLW_{dw} , (c), (f), (i) for ΔSW_{dw} and ΔSW_{uw} . The biases and variability in panels (a), (d), and (g) depend on surface temperature and cloud properties. As reported in Table 3.1 (and discussed in Section 3.2.3.2), we do not expect ΔLW_{uw} to be biased in early spring (the difference is a few $W m^{-2}$, which is considered to be within the error in our analysis). The bias is rather observed in ΔLW_{dw} as shown in Figure 3.5, with an average value of about $-13.9 W m^{-2}$ for ERA-Interim, and $-1.7 W m^{-2}$ for ERA5, as shown in Figures 3.10b and 3.10e, corresponding to the average LW_{dw} bias between May and mid-June. The linear dependence found in the plot between ΔLW_{uw} and ΔLW_{dw} is due to the common source of variability on cloud distribution linking the two datasets. However, the correlation is not good for CERES-SYN (0.31), and only slightly better for ERA-Interim (0.50), and ERA5 (0.61). Taking into account the bias in ΔLW_{dw} in the (ERA-Interim (and ERA5) minus N-ICE) distribution leads to get a more symmetric distribution. One should note that it is the reverse in the (CERES-SYN - N-ICE) distribution. Now let us consider central panels of Figures (3.10b, 3.10e, and 3.10h), reporting the variation of the longwave ΔLW_{dw} as a function of shortwave downward difference ΔSW_{dw} . In this case, the driver of variability is only the cloud properties (and the optical depth at first order). A better correlation ($R^2 = 0.82$) is obtained for ERA-Interim, while the correlation is lower in ERA5 (0.68) and poor (0.29) for CERES-SYN confirming that clouds are not the main driver of variability during spring for CERES, as expected from the good representation of the COT compared to observations (see Figure 3.4). In Figures 3.10a and 3.10d as well as in Figures 3.10b and 3.10e, one can see that results for ERA-Interim and ERA5 are comparable. The dispersion of points appears slightly better for ERA-Interim. The slope giving the sensitivity with cloud properties for ERA-Interim and ERA5 shows that SW sensitivity is about twice that for LW (Figures 3.10b and 3.10e). The ΔLW_{dw} varies from about $+40$ to $-70 W m^{-2}$. However, a larger bias in ΔLW_{dw} is seen in ERA-Interim that implies correcting the offset in ΔLW_{dw} by about $-13.9 W m^{-2}$, to obtain to a distribution better centered around zero. For ERA5, the correction is reduced to about $-1.7 W m^{-2}$. The bias in ΔSW_{dw} is closer to zero (but $\sim 10 W m^{-2}$) in line with average biases for May and June in table 3.1. Given that the effect on SW radiation is mostly due to the COT and is well centered, then the total average COT is expected to be unbiased for both ERA reanalysis. Note that from Figure 3.4, higher June values compensate lower May values in ERA-Interim. On the other side, the dispersion of points in Figure 3.10h for CERES-SYN is more centered and extreme values may be more representative of temperature differences (related to the surface and cloud altitude). This is only true to the first order, as cloud microphysics play an additional role. There may be, however, second-order compensations between the optical depth and the cloud microphysics (cloud water and ice partition), and differences in the aerosol contribution. Figures 3.10c, 3.10f, and 3.10i show that the residual bias would then be in ΔSW_{uw} as expected from the biased albedo. It leads to an average value close to $-27 W m^{-2}$ for ERA-Interim,

-20 W m^{-2} for ERA5 and -50 W m^{-2} for CERES-SYN.

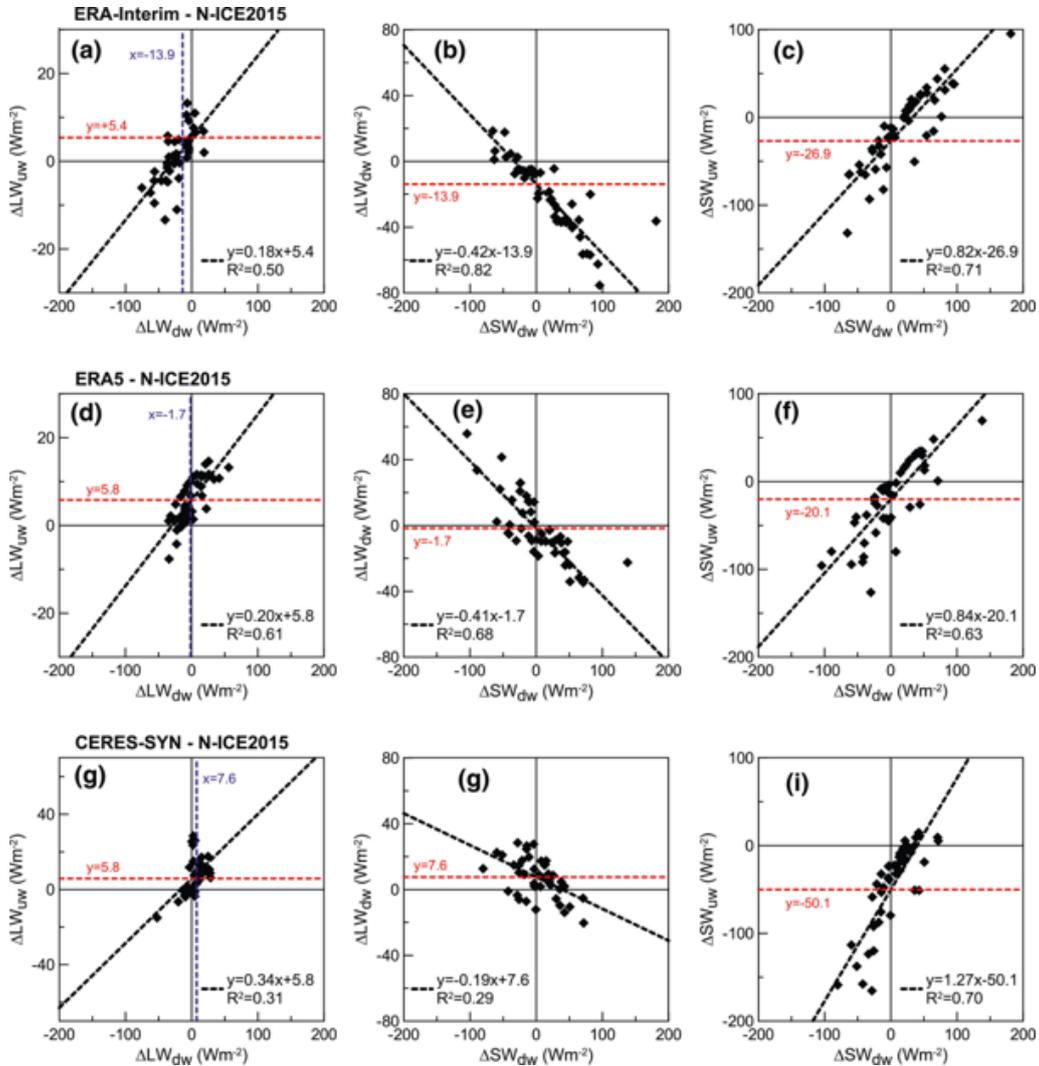


FIGURE 3.10 – (a, d, and g) Upward longwave irradiance differences between ERA-Interim/ERA5/CERES-SYN and N-ICE (ΔLW_{uw}) versus downward longwave irradiance differences (ΔLW_{dw}) estimated from spring to summer time (25 April-18 June). (b, e, and h) Downward longwave irradiance differences (ΔLW_{dw}) versus the downward shortwave irradiance differences (ΔSW_{dw}). (c, f, and i) Upward shortwave irradiance differences (ΔSW_{uw}) versus the ΔSW_{dw} . Data are reported as daily averages. The linear fits between the dataset and the correlation coefficients of the fits are indicated. Dashed horizontal red lines correspond to average bias in surface temperature and altitude of low clouds in ERA-Interim, ERA5 and CERES-SYN data. Dashed vertical blue lines in panels (a, d, and g) indicate LW_{dw} bias retrieved in panels (b, e, and h). Error bars are not shown for the sake of clarity. The outlier point $\Delta SW_{dw} = 220 \text{ W m}^{-2}$ identified in the CERES-SYN dataset in Figures 3.5 and 3.6 for day 158 is eliminated from the dataset. CERES, Clouds and the Earth's Radiant Energy System; ERA, ECMWF reanalysis; LW, longwave; N-ICE, Norwegian young sea ICE 2015; SW, shortwave.

A more detailed analysis would be required on a more extended dataset to explore this further, but what comes out from this analysis is that besides surface albedo and

temperature, observed differences in fluxes are mostly associated to the combination of cloud layer properties, e.g. their altitude and individual optical depth in a more critical way in ERA-Interim reanalysis and CERES, in particular in June.

3.2.4.2 Clouds

As seen in Figure 3.4, the downward irradiance calculated by ERA-Interim and ERA5 results from the combination of low-level water clouds and elevated ice clouds. The total water and ice cloud contents are small in May, varying from 0.001 to 0.01 kg m⁻² for both water and ice in reanalysis. They are close to 0.01 kg m⁻² more than 50% of the time (between days 125 and 135 for ERA5, and days 143 and 151 for both products). Larger values are determined in June. Using relationships between microphysical and optical cloud properties (see Section 3.2.2.3), water and ice cloud COTs were derived (and reported in Figure 3.4) assuming that the effective radius of the cloud droplets is equal to 10 μm for liquid droplets and 30 μm for ice particles. The COT values derived for May are close to 0.7, except for days 136-142 where they are about 2 on average for ERA-Interim. In June, when temperatures are warmer and close to zero ([Cohen *et al.* 2017]), COTs are about 2 and 8 for water and ice clouds, respectively (see Figure 3.4). Larger values of COT for liquid and ice clouds are obtained for ERA5 in agreement with CERES and RTC calculations based on radiation and meteorological measurements. To note that while we used a fixed R_{eff} for estimate of the COT from reanalysis, the CERES algorithm adjust the R_{eff} value based on MODIS observations in its retrieval.

Ten minutes daily IAOOS lidar observations (up to 4 per day at 3 am and 9 pm, but more frequently twice a day as limited by data transmission) reported in Figure 3.3 show a large occurrence of low clouds. Their apparent vertical extent, as reported in Figure 3.11 below 1.5 km in altitude, is mostly varying from about 200 m to 1,000 m above the surface. This upper altitude corresponds to the vertical extent of the boundary layer. The measured RH is peaking at more than 90% at 1 km, and is slightly larger than ERA5. Figure 3.11 shows that cloud base as detected by lidar is mostly near 0.3 km, where the temperature is close to 266 K (temperature at 500 m from both from radiosonde and ERA5). The color code is indicative of the maximum backscattering coefficients β_{max} observed (between 0.5 and 2 km⁻¹ sr⁻¹). The reduced vertical extent is caused by large extinction in optically-dense clouds as the laser beam propagation is rapidly attenuated by scattering through the cloud, and this effect cannot be corrected in the upper part of the cloud by the inversion algorithm. These strongly peaked backscattering coefficients are observed over a thickness of about $\Delta z = 100$ m (at half maximum). They are the signature of liquid water clouds, where droplets much smaller in size than ice crystals induce larger backscattering and extinction ([Pinnick *et al.* 1983, Spinhirne *et al.* 1989]). The related extinction coefficients can be derived using a ratio S_c equal to = 18.2 sr fairly constant with size for liquid water droplets ([Pinnick *et al.* 1983]). The estimated COT (retrieved here from the apparent cloud thickness as equal to $S_c \beta_{max} 2\Delta z \sim 4\beta_{max}$), in such conditions is expected to be of the order of six and larger for

the points with β_{max} equal to or larger than $1.5 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ (orange and yellow color codes, respectively), down to about 2 for the $0.5 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ values (red color code). These optical depths are minimum estimates for these boundary layer clouds, as the apparent cloud thickness is limited by penetration into the cloud. They are however much larger than those given by ERA-Interim reanalysis (very frequently smaller than 1) in the considered period of May (days 135-140), but are more in agreement with all other COTs corresponding to water clouds (see Figure 3.4) including ERA5 reanalysis.

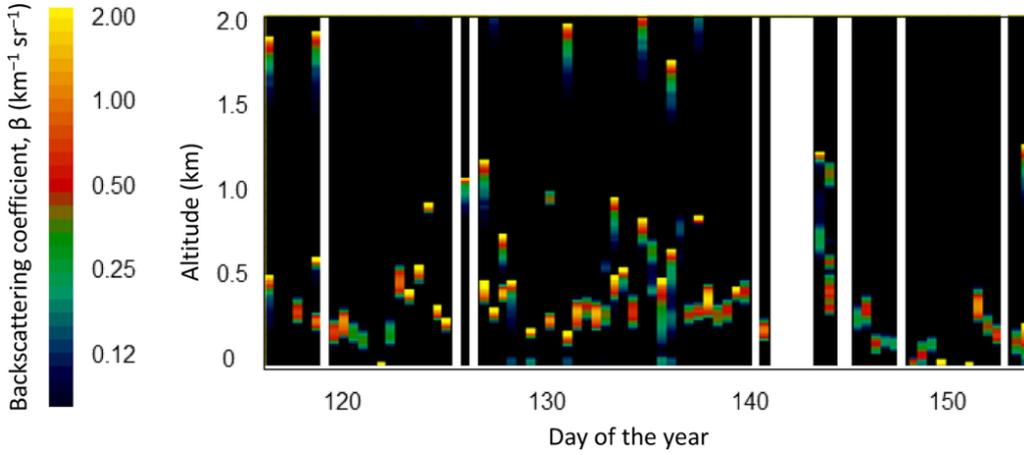


FIGURE 3.11 – 2D plot of the retrieved backscattering coefficient measured from end of April to beginning of June 2015 by the IAOOS lidar. White stripes are for no or no valid data. As shown by the color code, rapid variation and high backscattering is representative of water clouds, whereas smoother variations (days 135-136) and lower values are more representative of ice (possibly precipitating from super-cooled clouds). IAOOS, Ice-Atmosphere-Arctic Ocean Observing System.

Clouds with COTs smaller than about 10 are not opaque to LW radiation. The emitted LW radiation of such a gray body at a temperature T_c is $LW = \varepsilon \sigma T_c^4$. The measured LWdw radiative flux of 271 W m^{-2} thus corresponds to an average emissivity $\varepsilon \sim 0.95$ for a T_c of 266 K. Cloud emissivity ε and CLW are in fact linked to the IR COT (τ_{IR}) by the relationship $\varepsilon = 1 - \exp(-\tau_{IR})$ and ($-\tau_{IR} \sim 158 \cdot \text{CLW}$) according to Mie theory, assuming only absorption in the thermal infrared is half the COT in the visible domain (Stephens, 1978). A value in emissivity of 0.95, as estimated before, thus corresponds to a COT of about 6 in agreement with radiation and lidar estimates. This is confirmed by the sensitivity analysis performed with the radiative transfer code Streamer. Figure 3.12 shows LWdw fluxes at the surface determined with Streamer for various liquid water cloud properties (single cloud layer which altitude is ranging from 0.5 to 4 km, and COT varying from 0.3 to 15) in a single cloud layer 500 m thick. Temperature and moisture profiles are taken from ERA5. This sensitivity analysis shows that surface measurements (reported as dashed line and an uncertainty of 2 W m^{-2}) are corresponding to low level clouds with COTs larger than 6. An upper altitude layer (at an altitude of 2.5 km) with larger COT is possible, but as located in low RH region, it can be excluded.

As a result from the convergence between observations and reanalysis, one can

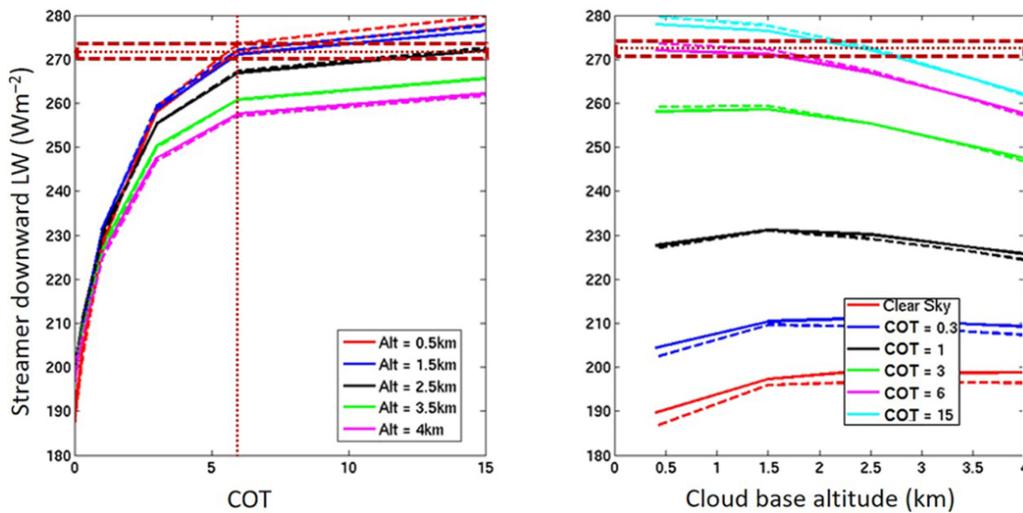


FIGURE 3.12 – LW downward radiation fluxes calculated with the RTC Streamer assuming a water cloud layer of 500 m thickness of variable altitude and optical thickness. The horizontal dotted line indicates the surface measurements of LW downward irradiance with its uncertainty of 2 W m^{-2} (indicated with dashed lines). COT, cloud optical thickness ; LW, longwave ; RTC, radiative transfer code.

concur that the bias in ERA-Interim LWdw irradiance is caused by the fact that the CLW of the low-level super-cooled clouds is too small in the analysis. This bias in CLW is much reduced in ERA5. The CERES observations appear to be overestimating LWdw fluxes which may be attributed in springtime to larger COTs and higher altitude attribution as identified by [Blanchard *et al.* 2014].

Considering the period of June, it appears (see table 3.1) that LWdw is this time biased low with respect to observations for all ERA analyses and CERES products. Clouds remains therefore an issue for all datasets.

3.2.5 Conclusions

State-of-the-art gridded reanalysis datasets (ERA-Interim/ERA5) and remote sensing observations (CERES EBAF/SYN) have been compared to local-scale remote sensing observations of radiation fields, using surface albedo, cloud distribution, and meteorology from N-ICE2015, IAOOS, and CALIOP between January and June 2015. Observations during N-ICE2015 were taken in the synoptically active North Atlantic sector of the Arctic Ocean, north of Svalbard, in rather thin and young sea ice conditions [Granskog *et al.* 2018].

The conditions encountered during the N-ICE2015 field campaign, that is, the alternation of “cloudy opaquely” and “radiatively clear” states in wintertime [Graham *et al.* 2017b] and persistent low clouds in springtime, are nonetheless well representative of the Arctic basin.

Our results confirm previous findings (e.g., [Graham *et al.* 2019, Liu & Key 2016]) which showed that atmospheric reanalysis, in particular

ERA-Interim, exhibit significant differences in their simulation of Arctic clouds and radiation compared to local scale observations. Better performance of ERA5 is found because of the improvement of cloud representation. In particular, biases in liquid water content in boundary-layer super-cooled and water clouds in ERA-Interim are suppressed in ERA5. We also highlight differences in satellite observations from CERES-SYN/EBAF compared to local scale datasets despite their better representation of cloud distribution, but mostly related in our study to surface albedo parameters, and possible biases in surface temperature. In the past, CERES data have been used as reference observations for Arctic radiation and energy budget studies (see [Boeke & Taylor 2016, Hegyi & Taylor 2017]). Nonetheless our results indicate that early spring albedo values are slightly biased low. Caution is also required in fragmented sea-ice, when using these data in particular in regions close to the sea-ice edge. In this sense, and given the growing extent of Arctic ice covers seasonal melting, it is expected that this issue could be of relevance for an increasing portion of the Arctic Ocean covered with ice.

We stress here that the analysis of the differences over sea ice has to be performed with prudence, since part of the differences can be explained between the point observations made on snow-covered sea ice during N-ICE2015 and average values over grid cells that are output by the satellite retrievals and/or re-analyses. The latter include a small but important open water fraction, especially for more fragile younger sea-ice [Graham *et al.* 2019]. As a matter of fact, our analysis shows the need of observational data separating the contribution of ice and open waters to surface albedo in grid cells, with possibly several flux measurements points. We show here that the calculated gridded albedo accounts for this heterogeneity, but still remains higher than the one from reanalysis and satellite observations. High resolution surface data are available from synthetic aperture radar but are not included in standard analyses. This would be crucial for better comparing to field observations and understanding processes driving the surface radiation budget, but also they would be particularly useful to improve atmospheric models with more precise sea-ice distribution. This is of particular importance in the present changing Arctic sea-ice conditions.

Our observations further highlight the necessity to improve cloud parametrizations in models, which allow a larger liquid water content in boundary-layer clouds in the Arctic system. Previous studies have already been conducted at ECMWF that change cloud phase parametrization to enable more water to be produced in super-cooled low-level clouds [Forbes *et al.* 2016]. This model improvement reduces SW biases in frontal clouds at high latitudes. Assimilation of better albedo and surface temperature from microwave, infrared and visible satellite radiometry should allow reduction of residual biases. To achieve these goals, satellite observations are required, but, as shown in this study, they need to offer high vertical resolution, and local-scale data over the high Arctic Ocean remain of vital importance. This is particularly true for boundary-layer clouds due to the fact that CALIPSO and CloudSat data are limited to 82°N. With atmospheric observations started in 2014 and operated for over 5 years, IAOOS database is aiming at providing more statistical information

on surface properties and aerosols/cloud occurrence and phase over the high Arctic Ocean where there are limited observations. New capabilities on downward radiation measurements (sky brightness temperature and downward SW radiation) have been added to IAOOS platforms after N-ICE2015 that should be able to improve data analyses in more recent deployments. These data and observations from new experiments such as the MOSAIC expedition (<https://www.mosaic-expedition.org>) will provide unique constraints for regional and global models and for improving satellite and reanalysis datasets in this region, which is sensitive to climate change.

3.3 Les flux radiatifs estimés à partir des mesures lidar dans l’océan Arctique

Une meilleure compréhension du bilan d’énergie à la surface requiert des mesures des flux radiatifs. Or, ces dernières sont limitées dans l’océan Arctique au-dessus de 82°N ou sont principalement obtenues lors de campagne de mesures. Un ensemble d’observations lidar, effectuées à bord de plates-formes dérivant dans l’océan Arctique a permis de documenter pendant six années les propriétés optiques des couches nuageuses au voisinage de la surface de la banquise. Dans cette étude, j’ai exploité de manière innovante une partie de ce jeu de données pour estimer les flux radiatifs SW et LW. Notre approche est basée sur l’utilisation du modèle de transfert radiatif *STREAMER* pour estimer la luminance diffuse descendante (L_s^\downarrow) à partir des observations de fond de ciel par le lidar. La luminance est utilisée pour déterminer l’épaisseur optique du nuage, qui permet, à son tour, de contraindre les flux LW et SW descendant. Cette approche est appliquée aux mesures IAOOS au printemps 2015. Les flux et épaisseurs optiques sont comparés aux observations radiométriques de la campagne N-ICE.

3.3.1 Radiative fluxes in the High Arctic region derived from ground-based lidar measurements onboard drifting buoys

The Arctic is facing rapid climate changes with surface temperatures increasing twice as fast as the rest of the world [Serreze & Barry 2011]. One of the most notable changes in the Arctic region over the recent decades is the reduced sea ice coverage and thickness [Meier *et al.* 2014]. This thinner ice breaks more easily to form open water leads, increasing the heat flux and warming the surface through enhanced absorption of SW radiation, and the consequent ice albedo feedback [Semmler *et al.* 2012]. Not only does this change affect the Arctic climate, but also has an impact on the global temperature trend and mid-latitude climate [Huang *et al.* 2017, Vihma 2014].

Arctic clouds, which crucially contribute to the regulation of the surface radiative budget, are still poorly represented in regional and global models [Lacour *et al.* 2018, Jung *et al.* 2016, Taylor *et al.* 2019], and the thermodynamical and radiative feedbacks between ice surfaces, the boundary layer and clouds

are still not satisfactorily understood [Gierens *et al.* 2020, Huang *et al.* 2019a, Tan & Storelvmo 2019, Loewe *et al.* 2017]. In the Arctic, clouds cover up to 80% of the region in spring and summer and are primarily composed of low-level mixed phase clouds [Ruiz-Donoso *et al.* 2020, Mioche *et al.* 2017, Intrieri 2002]. With the increase in the number of open water leads and the associated enhanced heat and humidity fluxes, the number of clouds may also be enhanced in the Arctic [Abe *et al.* 2016, Palm *et al.* 2010]. [Palm *et al.* 2010] and [Li *et al.* 2020] nevertheless suggested that the typical mixed low-level clouds observed in the Arctic could be replaced by high-level ice clouds as a result of the increased heat flux. This would deeply change the thermodynamical and radiative relationship between clouds and sea ice.

The limited knowledge of the thermodynamical and radiative feedbacks of clouds also impacts the understanding of the surface energy budget in the Arctic [Taylor *et al.* 2019]. Clouds together with surface properties (spectral albedo, emissivity, temperature) indeed play a major role on the radiative budget, which is the primary contribution to the surface energy budget in the Arctic region [Serreze *et al.* 2007]. The presence of clouds tends to decrease the shortwave (SW) irradiance at the surface through the scattering of the incoming solar radiation. This effect may vary between -50 W m^{-2} to zero depending on the surface albedo, the solar zenith angle and the cloud liquid water content (LWC) [Sedlar *et al.* 2010]. On the other hand, the presence of clouds increases the longwave (LW) irradiance between 65 and 85 W m^{-2} by absorbing the terrestrial radiation and re-emitting it back to the surface [Sedlar *et al.* 2010]. [Ebell *et al.* 2020] characterized the cloud radiative effect at Ny-Ålesund, Svalbard, in Norway and found an annual surface warming effect by clouds of 11.1 W m^{-2} in agreement with the results of [Sedlar *et al.* 2010].

A pronounced seasonal variability in the radiative fluxes is observed in the Arctic [Uttal *et al.* 2002, Perovich 2002, Walden *et al.* 2017]. In winter the radiative budget is negative as the upwelling LW irradiance is larger than the downwelling flux [Walden *et al.* 2017, Perovich 2002] and SW irradiance is absent. The SW irradiance increases as the solar zenith angle decreases and compensates the net LW cooling in spring [Walden *et al.* 2017]. The SW irradiance is higher in summer, leading to a positive surface radiative budget during that season [Walden *et al.* 2017]. A seasonal variability of the LWC in mixed-phase clouds is also observed, with the lowest values in winter and the highest in summer [Intrieri 2002, Taylor *et al.* 2019, Ebell *et al.* 2020]. The radiative budget is therefore modulated as mixed-phase clouds with a higher LWC, especially in summer, are optically thicker [Benmartz *et al.* 2013, Zhang *et al.* 2019]. The surface cloud radiative effect in the Svalbard region is positive from September to April-May and negative in summer [Walden *et al.* 2017, Ebell *et al.* 2020]. Near Greenland, the cloud radiative effect is positive all year round [Miller *et al.* 2015b].

Observing how the radiative and surface energy budget evolves in the changing Arctic environment is key to understand the future of this region [Sedlar *et al.* 2010]. And there is a crucial need for observational data [Blanchard *et al.* 2014, Liu *et al.* 2017]. Multiple large-scale expeditions have taken place in the Arctic

to study the surface energy budget, like the Surface Heat Balance of the Arctic (SHEBA) in 1998 [Uttal *et al.* 2002], the Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS) in 2014 [Tjernström *et al.* 2014], the Norwegian Young Sea Ice Experiment (N-ICE) in 2015 [Cohen *et al.* 2017], the Arctic Clouds in Summer Experiment (ACSE) [Sotiropoulou *et al.* 2016], the Arctic CLOUD Observations Using airborne measurements during polar Day (ACLOUD) aircraft campaign and the Physical feedbacks of Arctic boundary layer, Sea ice, Cloud and Aerosol (PASCAL) ice breaker expedition [Wendisch *et al.* 2019], and recently the Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate (MOSAIC) in 2020 [Shupe *et al.* 2022]. During those campaigns, crucial data have been sampled, improving our understanding of the Arctic region and of the complex interplay between radiation, clouds and surface properties, but such expeditions are limited in time and cover only a limited part of the Arctic region. Satellite-based remote sensing instruments documenting clouds, such as CALIOP aboard CALIPSO [Lacour *et al.* 2017] or CloudSat [Stephens *et al.* 2018] are limited to latitudes below 82°N because of the satellite flight path [Winker *et al.* 2009]. To respond to the need for more observations in the Arctic and compensate the lack of satellite observations at the highest latitudes, multiple buoys have been deployed in the Arctic Ocean between 2014 and 2019. As part of the IAOOS (Ice Atmosphere arctic Ocean Operating System) project (Mariage *et al.*, 2017; Maillard *et al.*, 2021) buoys have been deployed to measure the vertical profile of aerosols or clouds, near surface air temperature, pressure and humidity, snow height and surface temperature as well as ice height and conductivity, temperature, and depth (CTD) measurements. Buoys also have limitations, e.g. their limited available space and the capacity of their batteries, but spread across the Arctic Ocean allows a wider spatial coverage and longer periods of observations, where other remote sensing instruments (for example onboard satellites) are blind.

This study investigates the possibility to provide a more complete dataset from the IAOOS observations, including estimated radiative fluxes from buoys' lidar data that do not have such measurements. The paper presents a method to estimate the cloud optical depths and the SW and LW irradiances using a combination of zenith-pointing backscatter lidar measurements and radiative transfer model outputs. A similar approach has already been used by [Chiu *et al.* 2014] on warm mid-latitude continental low-level clouds. They retrieved the cloud optical depth from ground-based lidar solar background measurements, located in ARM Oklahoma, from 2005 to 2007. Here, a similar methodology is used on cold low-level mixed-phase clouds in the Arctic Ocean to derive both optical depths and irradiances. Our approach is applied to observations sampled from buoys as part of the IAOOS project, and its limits and associated uncertainties are discussed. The results are compared to SW and LW irradiances measurements in the vicinity of the buoy from the N-ICE expedition. Section 3.3.2 details the dataset used in this study. The radiative transfer model and the approach developed in this study are described in Sect. 3.3.3. In Sect. 3.3.4, the methodology is applied to lidar data aboard buoys from the IAOOS campaigns, uncertainties and limitations of the approach are discussed and results are compared to standard measurements of radiative fluxes. Conclusions are finally

drawn (Sect. 3.3.4.5).

3.3.2 Observational dataset

3.3.2.1 IAOOS lidar data aboard buoys

The main objective of the IAOOS project, led by Sorbonne University, was to collect real time observations of the ocean, ice, snow and atmosphere of the Arctic simultaneously. The project allowed several field experiments between 2014 and 2019 using autonomous buoys equipped with atmospheric and oceanic profiling instruments and distributed over the Central Arctic region [Provost *et al.* 2015]. Each floating platform was locked into the pack ice for several months, left to drift with it and tracked by GPS every day. The buoys were equipped with a micro backscatter lidar shooting in the zenith direction in the near infrared, designed for cloud and aerosol profiling in the lower troposphere [Mariage *et al.* 2017], surface meteorological sensors on a 502 luft weather station at 2 m, snow and ice temperature profiler [Koenig *et al.* 2016] and ocean profilers [Provost *et al.* 2015]. Figure 3.13 presents the tracks of an autonomous platform and the N-ICE expedition camp site during the field campaign in spring.

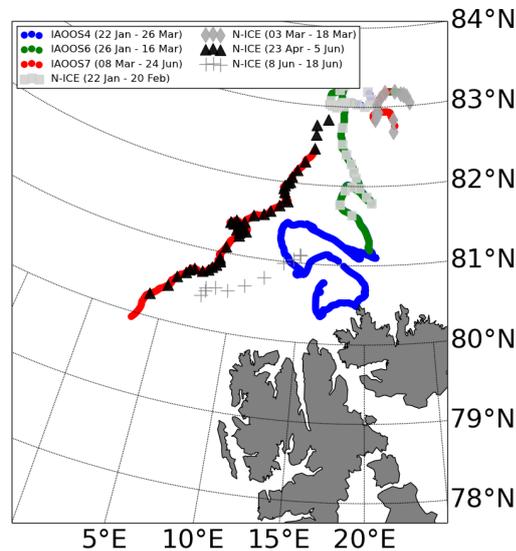


FIGURE 3.13 – Map of the IAOOS buoy track (red dotted line) and the trajectory of the spring leg followed by the research vessel Lance during the N-ICE field experiment (triangle symbols) in the North of Svalbard in 2015. In this study, the data from the IAOOS7 buoy and the leg 3 of N-ICE in the springtime period are used. Co-localized data between IAOOS and N-ICE are shown by the black symbols.

Three IAOOS buoys were deployed during the N-ICE field experiment in the northern part of the Nansen basin and drifted in the first three ice floes close to the research vessel. No buoy was deployed during the last floe as it drifted closer to the

ice edge [Granskog *et al.* 2018]. This study relies on lidar measurements acquired from April to June 2015 onboard one of the three buoys during this campaign. The lidar system used and its calibration procedure have been fully described by [Mariage *et al.* 2017]. They have already been used to investigate the occurrence and distribution of winter to summertime clouds and aerosols in the high Arctic Ocean [Di Biagio *et al.* 2018, Di Biagio *et al.* 2020, Maillard *et al.* 2021]. The lidar emits a laser at a wavelength of 808 nm and the field of view (FOV) of the receiver is $\sim 1.4 \times 10^{-6}$ sr. Measurements were performed up to 4 times a day with a 10-minute averaging sequence for each profile. During that interval, the window topping the lidar emitter and receiver was heated to avoid frost deposition. Unfortunately, in wintertime (from mid-December to early March), when temperatures could reach down to 230K, the window heating system was not sufficient, leading to a layer of frost on the top of it that strongly attenuated the lidar signal or even blinded it. As a consequence, data discussed in this study does not cover the winter period and profiles with attenuated signal by frost (frost index lower than 0.7 as defined by [Mariage 2015]) were removed. This corresponds to 18 profiles out of 65 for the 2015 spring period. Due to instrumental issues on this buoy, surface temperature and 2m meteorological variables were not available in spring.

3.3.2.2 N-ICE2015 radiative measurements

As part of the N-ICE campaign that took place from January to June 2015, the research vessel Lance drifted with several floes [Walden *et al.* 2017, Cohen *et al.* 2017], two in wintertime (from January to March) and two from late spring to early summer (April to June) (Fig. 3.13). Atmospheric observations were mostly performed at an ice camp about 300 m away from the Lance vessel [Kayser *et al.* 2017, Granskog *et al.* 2018]. Vertical profiles of temperature, relative humidity, and winds were reported twice a day from radiosondes from 16 January to 26 March, and from 17 April to 22 June [Hudson *et al.* 2017]. In particular, the temperature at two meters, measured with a ventilated and shielded Vaisala HMP-155A sensor, had an accuracy of 0.3°C (2.4%) [Graham *et al.* 2017c, Cohen *et al.* 2017].

Radiative (up and down) fluxes at the surface (~ 1 m above snow) were measured on all four floes [Walden *et al.* 2017]. Downwelling (F_{SW}^{\downarrow} , F_{LW}^{\downarrow}) and upwelling (F_{SW}^{\uparrow} , F_{LW}^{\uparrow}) SW and LW irradiances were measured at 1 min resolution with Kipp & Zonen CMP22 and CGR4 radiometers (having a 200 to 3600 nm and a 4.5 to 42 μm bandwidth, respectively). Their accuracy was 5 W m^{-2} or 3% for the SW and 3 W m^{-2} or 2% for the LW [Walden *et al.* 2017, Hudson *et al.* 2016]. According to the quality flags (QF) classification introduced by [Walden *et al.* 2017], we only considered observations defined as "good data" (QF=0), which represents 70% of the whole dataset. Finally, we also eliminated 3 days when the IAOS buoy (IAOS7) was not yet deployed. This removed a total of 9 days of measurements in spring. The radiative fluxes observed in the spring period (April to June) and used as a reference in this study are presented in Fig. 3.14.

During the drift, the solar zenith angle θ decreases from 66° in April to 58° in

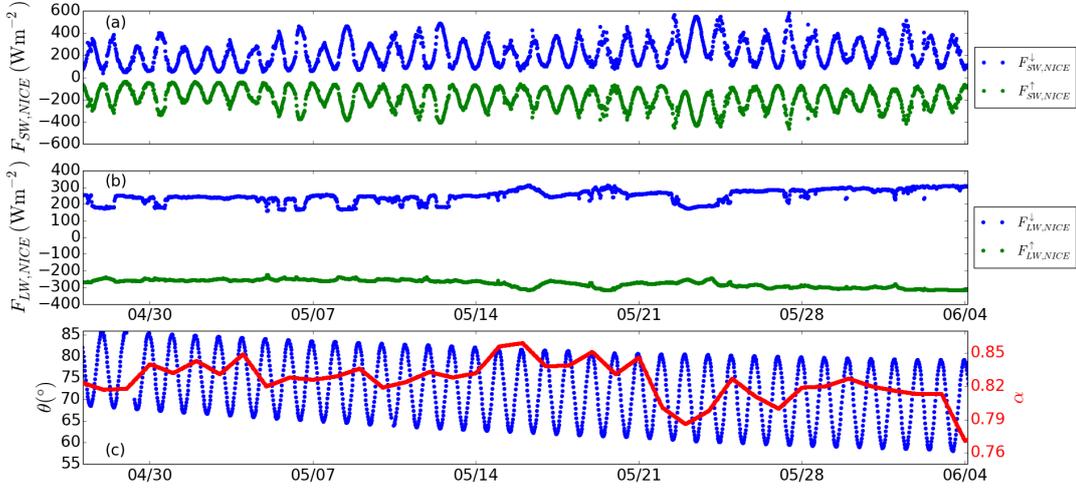


FIGURE 3.14 – SW (a) and LW (b) irradiances measured at 1-min resolution, solar zenith angle (c, blue) and surface albedo (c, red) reported as the mean around noon during the N-ICE campaign in 2015 North of the Svalbard in springtime (April-June). Upwelling and downwelling irradiances are represented in green and blue, respectively.

June at noon, with a diurnal variation of $\sim 20^\circ$. The SW irradiances F_{SW}^\downarrow and F_{SW}^\uparrow present a clear diurnal cycle with minimal absolute values reaching $\sim 80 \text{ W m}^{-2}$ and $\sim 67 \text{ W m}^{-2}$, respectively (Fig. 3.14). In springtime, [Walden *et al.* 2017] and [Cohen *et al.* 2017] indicated that the surface temperature did not significantly vary. The resulting F_{LW}^\uparrow was similar ($F_{LW}^\uparrow \simeq 277 \pm 21 \text{ W m}^{-2}$) throughout the whole period. The observed variations in F_{LW}^\downarrow are mostly from changes in the cloud cover or properties. Both the SW and LW irradiances are affected by clouds.

3.3.2.3 ERA5 reanalyses

The temperature T_c of the cloud at the effective altitude z_c of its emission of LW radiation (Sect. 3.3.3.3) is determined from the temperature profile obtained from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalyses v5 (ERA5) [Hersbach *et al.* 2018]. The ERA5 data available at a resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ is interpolated to the buoy location. Figure 3.15 shows a good agreement between the temperature T_c obtained from ERA5 reanalyses and measured by radiosoundings during the N-ICE expedition, with Pearson correlation coefficient of 0.95. The ERA5 temperature therefore tends to be a good estimate of T_c , even though the simulated values are slightly colder than the N-ICE measurements, a cold bias of -0.3 K and a root mean square error (RMSE) of 1.6 K . The surface temperature T_s and near surface air temperature T_{2m} are from ERA5 data since measurements of T_s and T_{2m} from the IAOOS buoy were not available for the studied period.

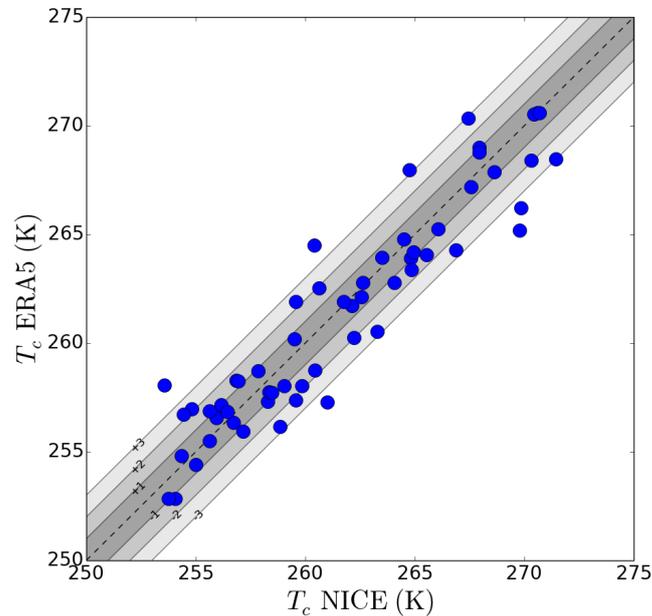


FIGURE 3.15 – Comparison of the temperature T_c at effective cloud height z_c obtained from ERA5 reanalyses and measured by radiosoundings during the N-ICE campaign in spring 2015. The dotted line present a 1 :1 ratio. The shaded areas show ± 1 K, ± 2 K and ± 3 K differences from the 1 :1 ratio.

3.3.3 Method

3.3.3.1 Radiative Transfer Model : *STREAMER*

In this study, the SW (direct and scattered) radiances and irradiances were calculated with the *STREAMER*-Version 3 radiative transfer model [Key & Schweiger 1998] for a wide variety of atmospheric and surface conditions. Calculations are based on the plane-parallel theory of radiative transfer with a discrete ordinate (DISORT) solver. The source code was modified to output the scattered radiance simultaneously with the SW irradiance at the surface. Upwelling and downwelling irradiances were computed over 24 SW bands in the same bandwidth as that of the pyranometer used during the N-ICE experiment (200 to 3600 nm). We chose snow-covered surface conditions with a visible spectral albedo varying from 0.73 to 0.87. It is in agreement with the values reported by [Merkouriadi *et al.* 2017] and [Granskog *et al.* 2018] during the N-ICE campaign, suggesting that the field of view of the upwelling instruments always encompassed a snow-covered sea-ice surface. The vertical profiles of pressure, temperature and humidity were interpolated from the profiles measured by radiosoundings [Hudson *et al.* 2017] during the N-ICE field experiment and averaged over spring 2015. Because the Arctic region is typically covered by mixed-phase clouds, representing 80% of the cloud coverage [McFarquhar *et al.* 2007, Shupe *et al.* 2011, Morrison *et al.* 2011b] and since such

clouds were observed from IAOOS lidar measurements by [Di Biagio *et al.* 2018] in spring 2015, we assumed the presence of mixed-phase clouds in our *STREAMER* simulations with a cloud optical depth (τ) varying from 0 (clear sky conditions) to 200 (opaque cloud). Based on the IAOOS lidar measurements, clouds have a mean geometrical depth with base and top at 400 and 1200 m above mean sea level, respectively. These clouds are assumed to be composed of two cloud layers : a 150 m-width cloud layer composed of $6.9 \pm 1.8 \mu\text{m}$ -diameter water droplets overlying a 650 m-width cloud layer composed of $25.2 \pm 3.9 \mu\text{m}$ -diameter hexagonal ice crystals, as described by [McFarquhar *et al.* 2007] in similar conditions.

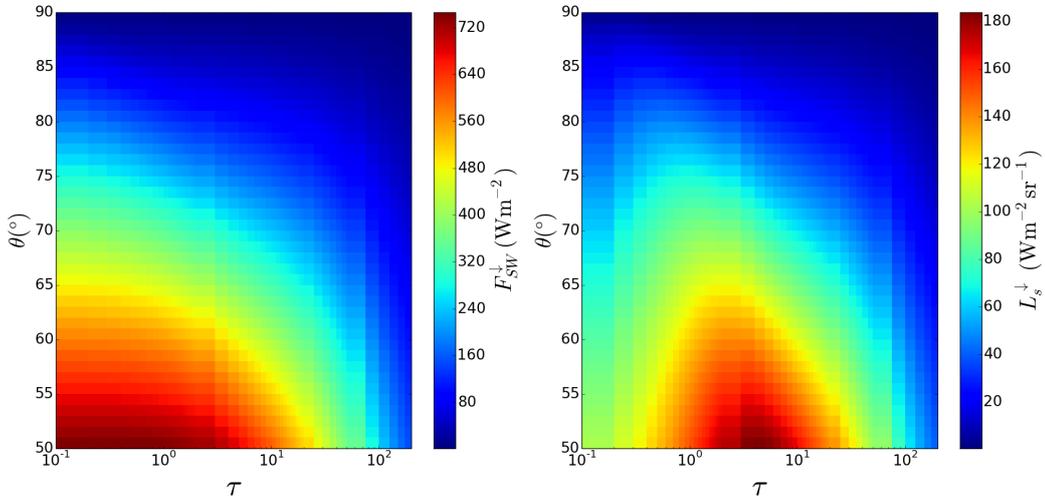


FIGURE 3.16 – Total downwelling SW irradiance $F_{\text{SW}}^{\downarrow}$ (left) and scattered downwelling SW radiance L_s^{\downarrow} (right) computed from the *STREAMER* radiative transfer model as a function of the solar zenith angle θ changing from 50°N to 90°N and of the cloud optical depth τ varying 0 (clear sky conditions) to 200 (opaque cloud). Clouds are assumed to have a fixed geometrical depth between 200 and 800 m above mean sea level and to be composed of two cloud layers : a 100 m-width cloud layer composed of $6.9 \pm 1.8 \mu\text{m}$ -diameter water droplets overcoming a 500 m-width cloud layer composed of $25.2 \pm 3.9 \mu\text{m}$ -diameter hexagonal ice crystals, as described by [McFarquhar *et al.* 2007]. The surface is supposed covered by snow with a albedo of 0.82 in the visible. The maximal value of L_s^{\downarrow} for each θ is represented by the white line.

Figure 3.16 shows the total downwelling SW irradiance $F_{\text{SW}}^{\downarrow}$ and the scattered downwelling SW radiance L_s^{\downarrow} computed from the *STREAMER* radiative transfer model as a function of the solar zenith angle θ changing from 50°N to 90°N and of the cloud optical depth τ varying 0 (clear sky conditions) to 200 (opaque cloud) for an albedo α of 0.82. The scattered downwelling SW irradiance $F_{\text{SW},s}^{\downarrow}$ is also computed from *STREAMER* but is not shown here. $F_{\text{SW}}^{\downarrow}$ monotonically decreases with increasing values of θ as the sun position is lower over the horizon, and increasing values of τ as the cloud becomes more opaque. L_s^{\downarrow} also becomes weaker when the sun goes down above the horizon. In contrast, L_s^{\downarrow} increases with τ as long as τ remains lower than a threshold value $\tau_{\text{max}}(\theta)$, between 1 and 4, depending on the solar zenith angle, and decreases above this value.

3.3.3.2 Estimation of the SW irradiance from lidar measurements

The total downwelling SW irradiance $F_{\text{SW}}^{\downarrow}$ can be written as the sum of its direct $F_{\text{SW,d}}^{\downarrow}$ and scattered $F_{\text{SW,s}}^{\downarrow}$ components, as a function of the cloud optical depth τ :

$$F_{\text{SW}}^{\downarrow}(\tau, \theta, \alpha) = F_{\text{SW,d}}^{\downarrow}(\tau, \theta) + F_{\text{SW,s}}^{\downarrow}(\tau, \theta, \alpha) \quad (3.5)$$

The direct component is calculated as :

$$F_{\text{SW,d}}^{\downarrow}(\tau, \theta) = S_0 C \cos(\theta) e^{-(\tau + \tau_r)/\cos(\theta)} \quad (3.6)$$

where $S_0 = 1354.2 \text{ W m}^{-2}$, C and τ_r are the solar constant, the Sun-Earth distance correction factor, and the Rayleigh optical depth of the atmosphere, respectively. τ_r is calculated using the vertical profiles of temperature and pressure measured during the N-ICE campaign according to [Bucholtz 1995]. Similarly, the upwelling SW irradiance is calculated as the reflected SW irradiance by the surface :

$$F_{\text{SW}}^{\uparrow}(\tau, \theta, \alpha) = \alpha F_{\text{SW}}^{\downarrow}(\tau, \theta, \alpha) \quad (3.7)$$

with α the surface albedo. When the values of τ and θ are known, the scattered downwelling SW irradiance $F_{\text{SW,s}}^{\downarrow}$ is calculated from *STREAMER* by integrating the downwelling scattered SW radiance L_s^{\downarrow} over the solid angle of the upwelling hemisphere (fig.3.17). [Platt *et al.* 1998] showed that the measured solar background B obtained from a lidar backscatter signal is proportional to L_s^{\downarrow} integrated over the solid angle described the field of view of the lidar receptor :

$$(B - b) = K_L L_s^{\downarrow} \quad (3.8)$$

The constant K_L in $\text{W}^{-1} \text{m}^2 \text{sr}$ and the intercept b only depend on the instrumental characteristics of the lidar system [Zhang *et al.* 2018, Mariage *et al.* 2017, Platt *et al.* 1998].

Figure 3.17 presents a comparison between the downwelling scattered SW irradiance and radiance derived from *STREAMER* for 6 values of τ . For each value of τ (0, 0.5, 1, 5, 10, 50), a quasi-linear relationship between the $F_{\text{SW,s}}^{\downarrow}$ and L_s^{\downarrow} is observed. As a result, the knowledge of the measured solar background B derived from the lidar helps to determine the downwelling scattered SW radiance using Eq. 3.8 and the corresponding downwelling scattered SW irradiance from the *STREAMER* simulation (Fig. 3.17). This leads in turn to a determination of the total SW irradiances $F_{\text{SW}}^{\downarrow}$ and F_{SW}^{\uparrow} for each value of the solar zenith angle (Eq. 3.5 and Eq. 3.7). This approach therefore relies on the knowledge of the cloud optical depth τ and the K_L constant. Figure 3.19 summarises the different steps to estimate the optical depth and $F_{\text{SW,IAOOS}}^{\downarrow}$ from lidar measurements.

The first of step is the calculation of the K_L constant. This coefficient is the theoretical slope of the linear dependency of the solar background B on L_s^{\downarrow} , and is a sole function of instrumental and optical properties of the lidar system. An accurate knowledge of the instrumental properties of an autonomous lidar in the

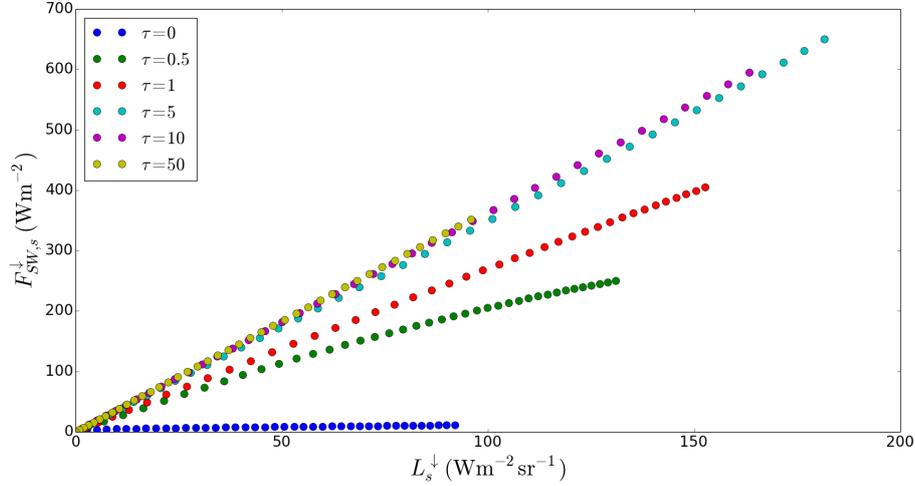


FIGURE 3.17 – Comparison of the downwelling scattered SW irradiances and the scattered downwelling SW radiances for 6 values of τ (0, 0.5, 1, 5, 10, 50). Each point corresponds to a different value of θ (from 50° to 90°) using *STREAMER* with $\alpha = 0.82$.

Arctic Ocean is however a challenge, not only because there are no clear-sky days enabling to check the lidar calibration, but also as a frost layer is often deposited on the window of the lidar, disturbing the received signal (Sect. 3.3.2.1). We propose here an alternative method to determine the slope K_L . The downwelling scattered SW radiance L_s^\downarrow has been calculating using *STREAMER* with the optical depth obtained from the radiative fluxes measured by the radiometers during the N-ICE campaign. That latter is referred to as τ_{NICE} in the following. This method is applied for each coincident value of B , giving a total of 18 points. Results are shown in Fig. 3.18.

Determining the cloud optical depth τ_{NICE} is relatively straightforward. Since the relationship between F_{SW}^\downarrow and τ is bijective at a fixed value of θ , τ can be obtained at any instant (or any solar zenith angle value) in springtime by minimizing the absolute differences between the observed and the simulated values of F_{SW}^\downarrow . For each day, the simulated values of F_{SW}^\downarrow derived from *STREAMER* have been corrected for the Earth-Sun distance.

To ensure that the cloud cover is homogeneous in the area observed by the lidar and the radiometers (with different fields of view), a linear regression between B and L_s^\downarrow has been computed only for opaque clouds (Fig. 3.18). The Pearson correlation coefficient is found to be 0.97. The parameters of the linear regression between the measured solar background B and the downwelling scattered SW radiance L_s^\downarrow retrieved from the fitting procedure (Eq. 3.8) are $K_L = 118.54 \text{ W}^{-1} \text{ m}^2 \text{ sr}$ and $b = 3143.53$ retrieved from the fitting procedure. We did not observe any dependency on the solar zenith angle θ to build the linear regression. Because all IAOOS buoys have the same instrumental properties, the value of slope K_L determined here is applied to the whole dataset sampled aboard the IAOOS buoys. The uncertainty in K_L due

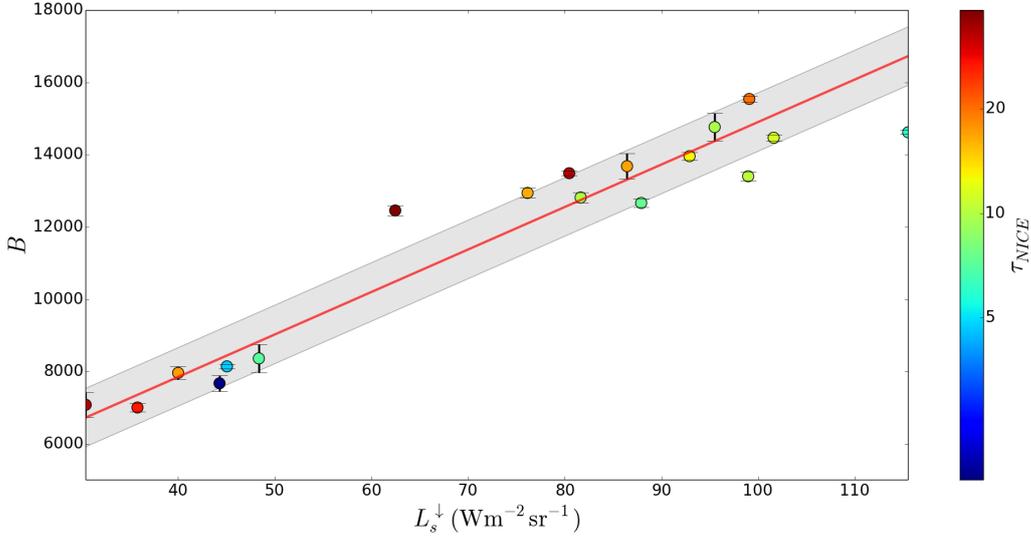


FIGURE 3.18 – Solar background B measured by IAOS lidar as a function of the downwelling scattered SW radiance L_s^\downarrow estimated with *STREAMER*. The color scale represents the cloud optical depth τ_{NICE} obtained from the N-ICE observations. The error bars show the standard deviation on the solar background values. The solid red line shows the linear fit of the data points when $\tau_{NICE} > 9$. The gray shaded area shows the dispersion from that regression line using the standard deviation on B of 810.

to the choice of cloud properties (cloud base height and thickness, hydrometeors size distribution) in *STREAMER* is not significant ($\Delta K_L = 0.38 \text{ W}^{-1} \text{ m}^2 \text{ sr}$). But the influence of a change in the surface albedo $\Delta\alpha$ is significant ($\Delta K_L = 5.4 \text{ W}^{-1} \text{ m}^2 \text{ sr}$). To reduce uncertainties, the albedo obtained from the N-ICE measurements is used to constrain *STREAMER* runs. The spectral dependency of the solar scattered radiance calculated in the range 200 – 3600 nm is implicitly embedded into this slope K_L .

Figure 3.16 highlights that for a given value of L_s^\downarrow and a known value of θ , there are two possible solutions for the cloud optical depth τ , delimited by the threshold value $\tau_{\max}(L_s^\downarrow)$ (Sect. 3.3.3.1). Those two solutions correspond a transparent cloud ($\tau < \tau_{\max}$) and a semi-transparent to opaque cloud ($\tau > \tau_{\max}$). In a similar approach applied on warm mid-latitude continental low-level clouds in ARM Oklahoma, [Chiu *et al.* 2014] proposed a threshold value of $\tau_{\max} = 5$. This threshold value is not appropriate here on cold low-level mixed-phase clouds in the Arctic Ocean, as L_s^\downarrow peaks at lower values of τ_{\max} between 0.4 and 4 (Fig. 3.16). To remove this ambiguity, a first guess of the cloud optical depth (τ_0) is needed. This latter is inferred from the maximum backscatter coefficient retrieved from the lidar range-corrected vertical profile, as in [Di Biagio *et al.* 2020]. In each cloud layer detected between the base z_b and the top z_t in the visible (similar to the base and top infrared in Sect. 3.3.3.3), the first guess of the cloud optical depth τ_0 is simply obtained as :

$$\tau_0 = S_c \beta_{\max} \frac{z_t - z_b}{2} \quad (3.9)$$

where S_c is the lidar ratio in the cloud layer and β_{\max} is the maximal value of the backscatter coefficient β within a vertical profile. The limit of that approach is that it permits the determination of τ only when z_t can be identified, which generally occurs as long as the cloud optical depth does not reach $\tau \approx 3$ [Maillard *et al.* 2021]. This approach is therefore not suitable to provide an accurate estimate of τ for opaque clouds, but it offers the opportunity to provide a rough idea of the optical properties of the cloud and to determine whether τ_{IAOOS} is larger or lower than the threshold value $\tau_{\max}(\theta)$ seen in Fig. 3.16. Hence, this first guess helps to decide which of the two possible solutions is actually observed, permitting a determination of τ_{IAOOS} from the knowledge of L_s^\downarrow .

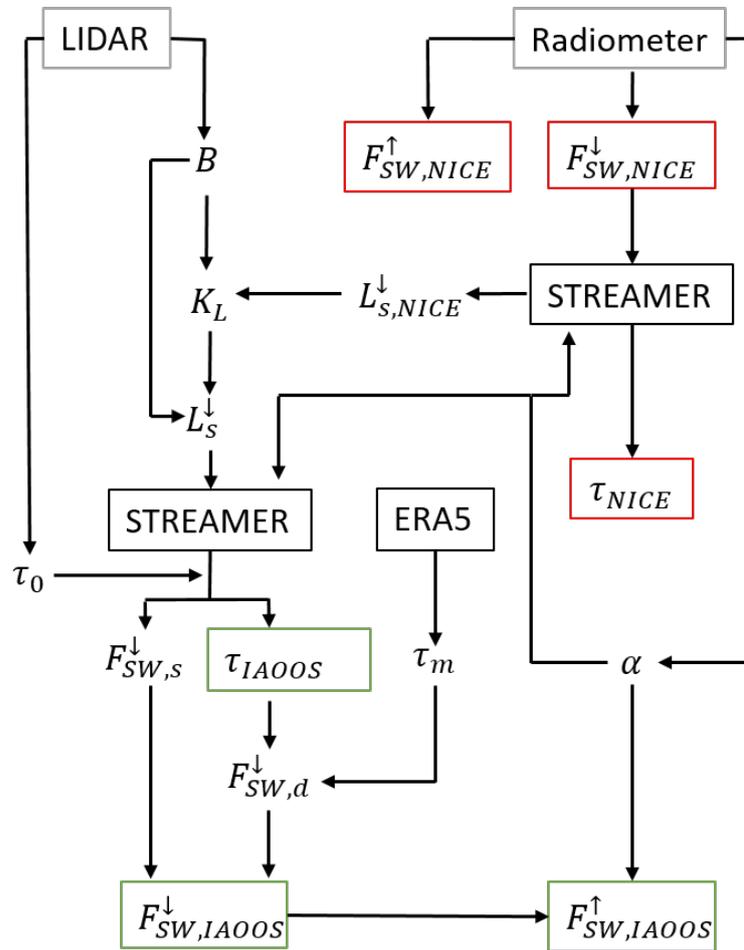


FIGURE 3.19 – Flowchart describing the method to get the downward SW flux $F_{SW,IAOOS}^\downarrow$ from the solar background B measured by the lidar. The estimated optical depth τ_{IAOOS} , $F_{SW,IAOOS}^\downarrow$ and $F_{SW,IAOOS}^\uparrow$ in green are compared to their observed counterparts from N-ICE measurements in red. τ_{IAOOS} is then used to estimate the downward LW flux.

3.3.3.3 Estimation of the LW irradiance from lidar measurements

The estimation of the downwelling LW irradiance F_{LW}^{\downarrow} is simply obtained from the equation 21 detailed by [Minnis *et al.* 1993] :

$$F_{LW}^{\downarrow} = c\varepsilon_c\sigma T_c^4 + (1 - c)\varepsilon_a\sigma T_{2m}^4 \quad (3.10)$$

The upwelling LW irradiance F_{LW}^{\uparrow} is given by :

$$F_{LW}^{\uparrow} = \varepsilon_s\sigma T_s^4 \quad (3.11)$$

c is the cloud mask. $\varepsilon_s = 0.98$ and $\varepsilon_a = 0.7$ are typical emissivities of the surface and the atmosphere, respectively, representative of the Arctic region [Mariage *et al.* 2017]. ε_c is cloud emissivity. T_s is the skin temperature of the surface, T_{2m} the temperature at 2 m and T_c the effective temperature of the cloud. Because the approach used here must be independent of N-ICE measurements and as T_s and T_{2m} were not measured in spring 2015 on the IAOOS platforms, values of T_s and T_{2m} are obtained from ERA5 reanalyses (Fig. 3.20). In the absence of cloud (cloud mask $c = 0$), the downwelling LW irradiance F_{LW}^{\downarrow} is simply calculated as the downwelling emission flux from the lowest atmospheric layer for a nearly standard atmosphere [Shakespeare & Roderick 2021, Zhang & Zhang 2001, Brutsaert 1975]. In the presence of a cloud (cloud mask $c = 1$), F_{LW}^{\downarrow} is the LW emission of the cloud toward the surface. Figure 3.20 summarises the different steps to estimate $F_{LW,IAOOS}^{\downarrow}$ and $F_{LW,IAOOS}^{\uparrow}$ from lidar measurements.

The cloud emissivity ε_c is assessed as in eq.29 from [Minnis *et al.* 1993] :

$$\varepsilon_c = 1 - \exp\left(-\beta_1 \left(\frac{\tau}{\cos(\theta)}\right)^{\beta_2}\right) \quad (3.12)$$

with $\beta_1 = 0.4734$ and $\beta_2 = 1.0216$. When the cloud optical depth τ is above 3, the cloud is considered to act as a black body, and $\varepsilon_c = 1$. The vertical profiles of temperature obtained from ERA5 reanalyses help to interpolate T_c at z_c , the effective altitude of the contributed radiation of the cloud. That latter is estimated from the attenuated scattering ratio profiles in the infrared ($SR_{att,IR}$). The attenuated scattering ratio SR_{att} derived from the lidar in the visible (808 nm) at range z from the lidar emitter can be expressed as :

$$SR_{att}(z) = \frac{\beta_{att}(z)}{\beta_{mol}(z)} \quad (3.13)$$

with β_{mol} the molecular backscatter coefficient and β_{att} the attenuated total backscatter coefficient, linked to the backscatter coefficient $\beta(z)$:

$$\beta_{att}(z) = \beta(z) \exp(-2\eta S_c \int_0^z \beta(r) dr) \quad (3.14)$$

Previous analyses during the IAOOS campaign used a lidar ratio (extinction-to-backscatter ratio) of $S_c = 18$ sr and a multiple scattering factor $\eta = 0.8$

[Mariage *et al.* 2017]. [Garnier *et al.* 2012] estimated the ratio between the cloud optical depths in the visible and infrared domains to be roughly 2. $SR_{att,IR}$ can be therefore be calculated as follows :

$$SR_{att,IR}(z) = SR_{att}(z)e^{+\eta S_c \int_0^z \beta(r)dr} \quad (3.15)$$

β is obtained from Eq.3.14 using a forward inversion [Klett 1985]. In our study, clouds are observed at low altitudes, below 2 km (Fig. 3.21) and could be co-localized with aerosol layers [Di Biagio *et al.* 2018]. A minimal threshold of 5 on $SR_{att,IR}$ is therefore used to select only cloud layers. The base and top heights of a specific cloud layer are respectively identified as the altitude where $SR_{att,IR} \geq 5$ for the first time and the altitude where $SR_{att,IR} < 5$ above the base height for the first time, if any. Finally, z_c is determined as the height between the base and the top with the maximum value of SR_{att} . This approach is used in all cloud layers identified in a lidar vertical profile, similarly to what [Mariage *et al.* 2017] have already done for the IAOOS measurements in 2014.

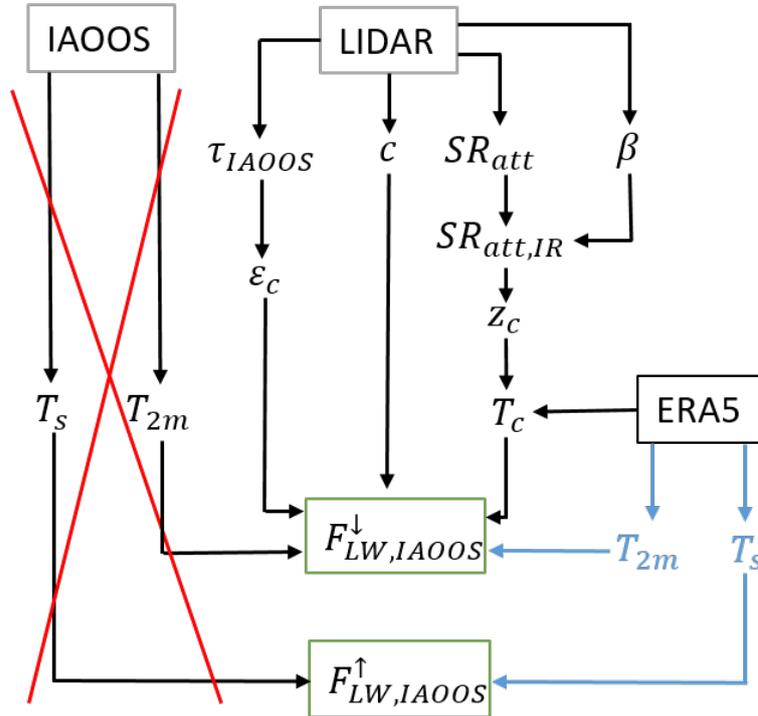


FIGURE 3.20 – Flowchart describing the method to get the downward LW flux F_{LW}^{\downarrow} from the observations onboard the IAOOS buoy (temperature and lidar measurements). T_s and T_{2m} are over this period (April-June 2015) are instead taken from ERA5 (blue) because there are not available from the IAOOS buoy due to instrumental issues (red cross). τ_{IAOOS} is obtained from the flowchart describing the retrieval of SW fluxes.

3.3.4 Results and Discussion

In this section, we present the results of the determination of the cloud optical depth τ required to assess the radiative fluxes from the lidar measurements. The estimation of the SW and LW irradiances is then given and compared to values measured during the N-ICE experiment. The limits of the approach are finally discussed.

3.3.4.1 Comparison of the values of the cloud optical depth from the two methods

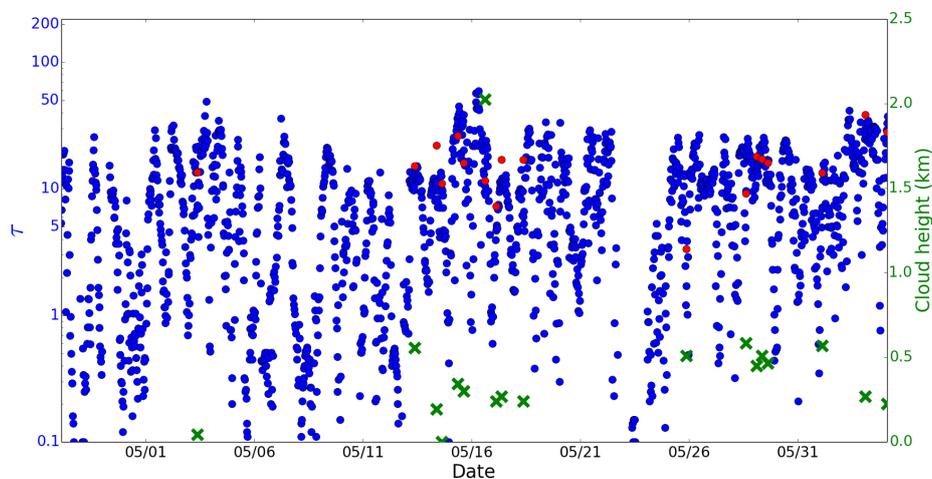


FIGURE 3.21 – Time series of τ_{NICE} (blue dots), τ_{IAOOS} (red dots) during the N-ICE field expedition in spring 2015. The effective cloud height z_c is represented by green crosses.

Figure 3.21 presents the time series of τ_{NICE} , τ_{IAOOS} and z_c in spring 2015. The temporal evolution of τ_{NICE} confirms that low-level clouds with a large optical depth are very frequent north of Svalbard in spring, as it was discussed by [Di Biagio *et al.* 2020]. Their average optical depth is found to be 16 ± 10 and is in agreement with values derived from the ERA5 reanalyses and CERES (Clouds and the Earth’s Radiant Energy System) satellite [Di Biagio *et al.* 2020]. On 23 May, clear sky conditions were observed during the whole day. The fact that the optical depth τ_{NICE} is weak (< 0.2) can be explained by the presence of aerosols. Frequent low-level clouds (below 500 m altitude) with a strong optical depth between 10 and 50 are observed by the IAOOS lidar in spring. The average value of τ_{IAOOS} is 17 ± 8 , which is slightly higher than that found using the radiometers as part of the N-ICE field experiment. Clouds are detected in the proximate vicinity of the surface, at altitudes between 200 and 600 m, in agreement with values reported by [McFarquhar *et al.* 2007]. A single cloud with an effective altitude $z_c > 2$ km is observed on the 16 May and a couple of opaque clouds can even reach the surface level at the beginning of June. The latter are likely fog episodes observed by the lidar.

τ	< 0.4	$]0.4 - 4[$	> 4
N-ICE	0.17	0.24	0.59
N-ICE co-localized	0	0.11	0.89
IAOOS co-localized	0	0.07	0.93

TABLE 3.2 – Frequencies of the cloud optical depth τ derived from the N-ICE data and co-localized in time with the IAOOS data. Three groups are defined by their influence on the direct SW irradiance : transparent clouds ($\tau \leq 0.4$), semi-transparent clouds ($\tau \in]0.4 - 4[$) and opaque clouds ($\tau \geq 4$).

The frequencies of τ_{NICE} and τ_{IAOOS} determined from N-ICE and IAOOS measurements co-localized in time, corresponding to three classes are presented in Table 3.2. The three categories (transparent, semi-transparent and opaque clouds) are defined from the values of the SW irradiance at $\theta = 74^\circ$ (shown on Fig. 3.16). Transparent clouds with $\tau < 0.4$ are characterized by a stronger direct SW irradiance than scattered SW irradiance. When τ is comprised between 0.4 and 4, clouds are called semi-transparent. In this regime, the direct SW beam is reduced and as a consequence the total SW downwelling irradiance is mostly controlled by its scattered component, which is close to its maximum. When τ is above 4 (opaque clouds), the direct SW beam is negligible with a value less than 0.5 W m^{-2} and F_{SW}^\downarrow is much less sensitive to changes in the value of τ . Transparent clouds or clear sky were not reported in spring 2015, using the observations from the lidar systems as part of the IAOOS campaigns or the observations from the radiometers during N-ICE at the same time as the IAOOS measurements. In contrast, 17% of the cases are classified as transparent clouds using all N-ICE measurements (Sect. 3.3.3.2). The whole set of N-ICE radiometric data in spring (Sect. 3.3.3.2) presents a distribution shifted towards semi-transparent and opaque clouds : 59% of the clouds are classified as opaque clouds and 24% as semi-transparent clouds. The frequency of opaque clouds obtained from N-ICE measurements is similar to the value (60%) estimated by [Zuidema *et al.* 2005] over a period of 10 days in May during SHEBA. Conversely, table 3.2 shows similar frequencies from the observed clouds for IAOOS and N-ICE taken at the same time, with opaque clouds $\sim 90\%$ of the time and semi-transparent clouds $\sim 10\%$ of the time. Both datasets lead to very similar results with a discrepancy of only 4% (Table 3.2). Using a direct inversion of the lidar backscatter signals obtained from the IAOOS buoys during all drifts, [Maillard *et al.* 2021] estimated much lower cloud optical depths (< 3). It however does not reveal a disagreement with our findings as the values reported by [Maillard *et al.* 2021] only focus on the first low-level cloud layer detected by the lidar, ignoring opaque clouds (that could completely attenuate lidar signals) or multilayered clouds.

Figure 3.21 confirms the agreement between the mean values of the optical depth, but with strong individual discrepancies between τ_{IAOOS} and τ_{NICE} taken at the exact same time (mean bias of 0.98). The average cloud optical depth in spring 2015 is estimated to be 16 ± 10 when N-ICE data are used and 17 ± 8 from the IAOOS lidar observations. The largest differences between the optical depths estimated from

the two datasets lead to misclassified cloud types (semi-transparent versus opaque clouds).

The discrepancies between τ_{NICE} and τ_{IAOOS} may be ascribed to two main reasons : a difference in the field of view of the two instruments and the role played by frost deposition on the lidar window. [Chiu *et al.* 2014] also reported a correct representation of the optical depth, but they underlined discrepancies when compared to a radiometer that they attributed to the low field of view of a lidar. The radiometers (pyranometer and pyrgeometer instruments) measure the downwelling irradiances over a full hemisphere (2π sr) whereas the downwelling scattered radiance L_s^\downarrow used to calculate τ_{IAOOS} is derived from the background noise observed by the lidar with a narrow field of view of 0.67 mrad ($\sim 3.5 \times 10^{-7}$ sr) [Mariage *et al.* 2017]. The instruments are close to each other (distance lower than < 300 m). Hence, heterogeneous structures of a cloud may lead to differences in the observed irradiances by the various instruments. Because of its very narrow field of view and since clouds are often detected in the lowest layers of the troposphere, the lidar can only detect an homogeneous portion of a single cloud. Radiometers used during the N-ICE campaign however sample a very broad area of the sky that may encompass clear sky zones and multiple inhomogeneous clouds. Notwithstanding, visual inspection during the campaign mostly revealed homogeneous cloud conditions observed during the spring period [Walden *et al.* 2017], as a consequence this hypothesis is likely insufficient to explain all differences between τ_{NICE} and τ_{IAOOS} . The observed discrepancy may also be due to the formation of frost on the window of the receptor system. Signals obtained with a frost index lower than 0.7 have been discarded, but frost may cover a smaller fraction of the receptor window and strongly attenuate the intensity of the signal, underestimating the solar background. In turn, L_s^\downarrow derived from Eq. 3.8 may also be underestimated. According to Fig. 3.16, this underestimation of the downwelling radiances caused by the deposition of frost on the lidar window would be compensated (at a constant solar zenith angle) leading to an overestimation of the cloud optical depth.

3.3.4.2 Estimation of F_{SW}^\downarrow and F_{LW}^\downarrow irradiances

The determination of the cloud optical depth from the measured solar background of the lidar (Sect. 3.3.3.2) enables to calculate $F_{\text{SW},s}^\downarrow(\tau_{\text{IAOOS}}, \theta)$ using *STREAMER* and finally $F_{\text{SW}}^\downarrow(\tau_{\text{IAOOS}}, \theta)$ from Eq. 3.5. This downwelling SW irradiance $F_{\text{SW}, \text{IAOOS}}^\downarrow$ is further compared to that directly measured by the radiometers as part of the N-ICE 2015 campaign ($F_{\text{SW}, \text{NICE}}^\downarrow$). The estimated uncertainty on $F_{\text{SW}, \text{IAOOS}}^\downarrow$ is $\pm 4\%$. The comparison and differences between those two downwelling SW irradiances are reported in Fig. 3.22a and b.

Figure 3.22a generally highlights a good agreement between the estimated $F_{\text{SW}, \text{IAOOS}}^\downarrow$ and the measured $F_{\text{SW}, \text{NICE}}^\downarrow$ irradiances, with a Pearson correlation coefficient of 0.96. The methodology introduced here to estimate the SW irradiances from the measured solar background of the IAOOS lidar therefore reproduces the SW irradiances directly measured by radiometers with an uncertainty close to 9

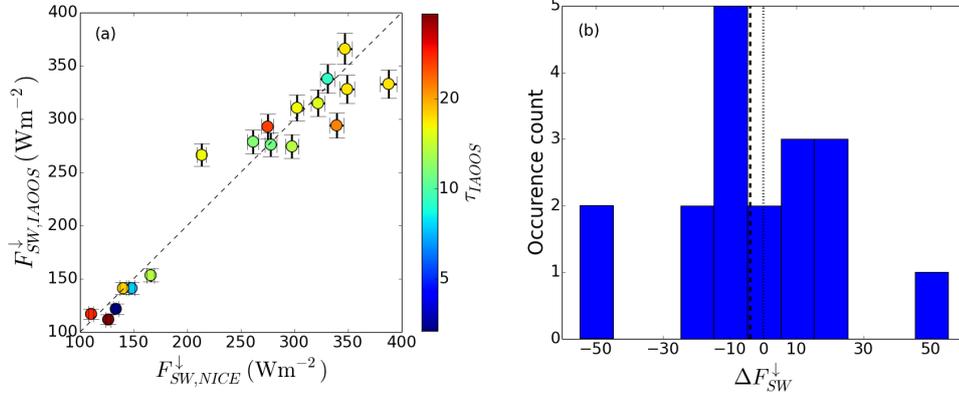


FIGURE 3.22 – (a) Comparison of the downwelling SW irradiances derived from the IAOOS lidar measurements $F_{SW,IAOOS}^\downarrow$ and measured by the N-ICE radiometers $F_{SW,NICE}^\downarrow$ during the spring period. The color scale represents τ_{IAOOS} . Vertical and horizontal error bars represent the uncertainties on $F_{SW,IAOOS}^\downarrow$ and $F_{SW,NICE}^\downarrow$ respectively. The 1 :1 reference line is plotted as a dotted line. (b) Histogram of the absolute differences between $F_{SW,IAOOS}^\downarrow$ and $F_{SW,NICE}^\downarrow$. The dashed line represents the mean difference.

$W m^{-2}$. The absolute differences between $F_{SW,IAOOS}^\downarrow$ and $F_{SW,NICE}^\downarrow$ are represented in Fig. 3.22b. These results highlight a small mean bias of $-3.7 W m^{-2}$, even though strong discrepancies are observed for a few outlier showing an absolute differences of $50 W m^{-2}$.

The downwelling LW irradiance is estimated using the methodology described in Sect. 3.3.3.3. In particular the IAOOS lidar measurements help to determine the cloud mask c , the effective altitude of the cloud z_c (Sect. 3.3.3.3) and the optical depth of the cloud τ_{IAOOS} (Sect. 3.3.3.2). That latter is used to determine ε_c through Eq. 3.12 and finally the downwelling LW irradiance $F_{LW,IAOOS}^\downarrow$ thanks to Eq. 3.10. This radiative flux is then compared to the downwelling LW irradiance $F_{LW,NICE}^\downarrow$ directly measured by the pyrgeometer during the N-ICE campaign. The results are shown in Fig. 3.23a. The estimated uncertainty on $F_{LW,IAOOS}^\downarrow$ is $9 W m^{-2}$.

A fairly good correlation is obtained between the estimated $F_{LW,IAOOS}^\downarrow$ and the measured $F_{LW,NICE}^\downarrow$ LW irradiances, with a Pearson correlation coefficient of 0.98. The differences, shown in Fig. 3.23b, are always lower than $12 W m^{-2}$, with a corrigible residual bias of $3 W m^{-2}$. The approach relying on IAOOS lidar observations to derive LW downwelling irradiances, provides a good estimation of the fluxes within an uncertainty range of $9 W m^{-2}$.

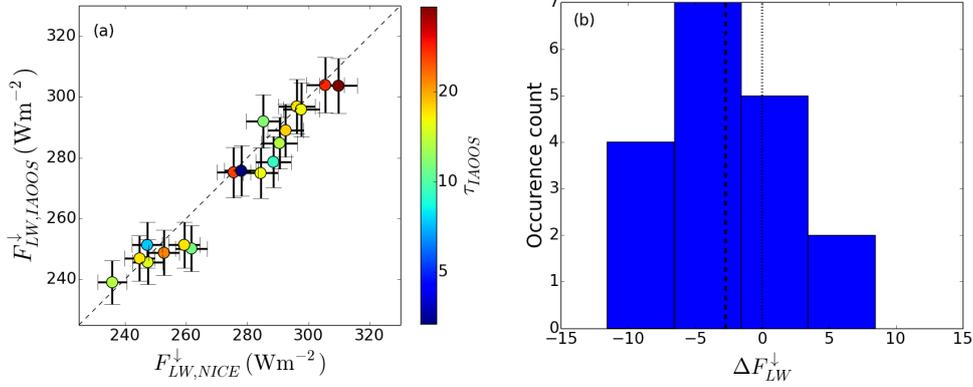


FIGURE 3.23 – (a) Comparison of the downwelling LW irradiances derived from the IAOOS lidar measurements $F_{LW,IAOOS}^\downarrow$ and measured by the N-ICE radiometers $F_{LW,NICE}^\downarrow$ during the spring period. Vertical and horizontal error bars represent the uncertainties on $F_{LW,IAOOS}^\downarrow$ and $F_{LW,NICE}^\downarrow$ respectively. The 1 : 1 reference line is plotted as a dotted line. (b) Histogram of the absolute differences between $F_{LW,IAOOS}^\downarrow$ and $F_{LW,NICE}^\downarrow$. The dashed line represents the mean difference.

3.3.4.3 Discrepancies of F_{SW}^\downarrow and F_{LW}^\downarrow irradiances

The absolute differences between the estimated and measured SW irradiances ΔF_{SW}^\downarrow as a function of the absolute difference between τ_{IAOOS} and τ_{NICE} are shown in Fig. 3.24a. $\Delta\tau$ decreases monotonically with ΔF_{SW}^\downarrow : when the optical depth is overestimated (resp. underestimated), the downwelling SW irradiance is underestimated (resp. overestimated). A decrease in the downwelling scattered SW irradiance associated to a larger optical depth indeed leads to an underestimated total downwelling SW irradiance. In our study, as cloud optical depths are always large ($\tau_{IAOOS} > 3$), $F_{SW,s}^\downarrow$ therefore depends linearly on L_s^\downarrow (Fig. 3.17). The values of L_s^\downarrow used in Fig. 3.18 to obtain Eq. 3.8 were retrieved from *STREAMER* assuming that clouds have an optical depth equal to τ_{NICE} (Sect. 3.3.3.2). The absolute difference $\Delta\tau$ is thus directly linked to the differences between the regression line and the L_s^\downarrow values obtained from *STREAMER* at τ_{NICE} on Fig. 3.18, confirming the decreasing trend observed in Fig. 3.24a. Actually, F_{SW}^\downarrow varies linearly with the logarithm of the cloud optical depth; hence the relationship between the relative error on τ and the absolute error on F_{SW}^\downarrow is quasi-linear. Frost deposition on the lidar window and the difference in the field of view of the two instruments are the two main reasons explaining the discrepancies between τ_{IAOOS} and τ_{NICE} (sect. 3.3.4.1), which in turn are responsible of the differences between $F_{SW,IAOOS}^\downarrow$ and $F_{SW,NICE}^\downarrow$. The cloud properties (type and size of particle, geometrical height, etc) do not participate in the observed discrepancies since both τ_{IAOOS} and τ_{NICE} are estimated from the same modeled mixed-phase cloud. Some of the outliers, represented on Fig. 3.22b and Fig. 3.24a are characte-

alized by strong differences between $F_{\text{SW,IAOOS}}^{\downarrow}$ and $F_{\text{SW,NICE}}^{\downarrow}$ that can reach $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$. They cannot be explained by frost deposition on the window, as solar background signals significantly attenuated by frost have been removed (frost index lower than 0.7). The fact that the two instruments (lidar and radiometer) with different fields of view see distinct atmospheric scenes, as suggested in Fig. 3.18, leads to differences between τ_{IAOOS} and τ_{NICE} (Fig. 3.24a). As a result, an underestimation (resp. overestimation) of $F_{\text{SW,IAOOS}}^{\downarrow}$ is observed as soon as $\Delta\tau > 0$ ($\Delta\tau < 0$). Outliers are represented by strong absolute differences of $\Delta\tau = 11$ and $\Delta\tau = -22$. When those outliers are excluded from the analysis, our methodology based on IAOOS lidar measurements provides good estimations of the SW irradiances with a mean bias of -1.5 W m^{-2} . However, due to the difference in the observed atmospheric scenes, the RMSE $\approx 24 \text{ W m}^{-2}$ is larger than the uncertainty of the determination of $F_{\text{SW,IAOOS}}^{\downarrow}$ (9 W m^{-2}). A longer lidar sequence acquisition time could possibly smooth out cloud heterogeneity and improve the determination of $F_{\text{SW}}^{\downarrow}$.

Maximum discrepancies between the estimated and the measured LW irradiances can reach 12 W m^{-2} (Fig. 3.23b). The lidar system detected clouds ($c = 1$) for the entirety of the spring period (Table 3.2). The fact that all N-ICE LW irradiance measurements reported on Fig. 3.23a are larger than 230 W m^{-2} confirms that clouds are seen from the N-ICE ice camp at the same instant as the IAOOS buoy lidar measurements. Hence the differences between the estimated and measured fluxes can be explained by two possible factors : either by errors in the optical properties of the clouds detected by the lidar (τ_{IAOOS}) or by an incorrect estimation of the cloud temperature T_c . The cloud optical depth drives the emissivity of the cloud ε_c . Since, the lidar detected almost exclusively opaque clouds (Table 3.2), clouds are considered as black bodies on 93% of the cases and $\varepsilon_c = 1$. The error that would be caused by an incorrect determination of the cloud optical depth is very weak : the distribution of τ_{IAOOS} in Table 3.2 reveals that 7% of the clouds have an optical depth lower than 4. Even when $\tau_{\text{IAOOS}} \in [0.4, 4]$, ε remains close to 1 and the LW irradiance is not terribly modified. Figure 3.24b confirms that the discrepancy on the optical depth $\Delta\tau$ does not significantly modify the downwelling LW irradiance. Only small differences in the temperature at cloud height between ERA5 and the N-ICE radiosoundings at cloud height were noticed (Fig. 3.15). Those discrepancies are characterized by a mean bias of -0.3 K and a RMSE of 1.6 K . The only significant cause of the discrepancies between $F_{\text{LW,IAOOS}}^{\downarrow}$ and $F_{\text{LW,NICE}}^{\downarrow}$ is thus the effective altitude of the cloud z_c that drives the effective temperature of the cloud T_c . During the spring period, we estimated an average value of $T_c \simeq 261 \pm 5 \text{ K}$. The effective temperature of the cloud T_c is however very sensitive to the altitude of the cloud z_c , which may present spatial heterogeneities. A difference of $\Delta z_c = 200 \text{ m}$ leads to $\Delta T_c = 2^\circ\text{C}$ and, in turn, to a variation of $\Delta F_{\text{LW}}^{\downarrow} = 4\varepsilon_c\sigma T_c^3\Delta T_c \approx 8.7 \text{ W m}^{-2}$ on the downwelling LW irradiance.

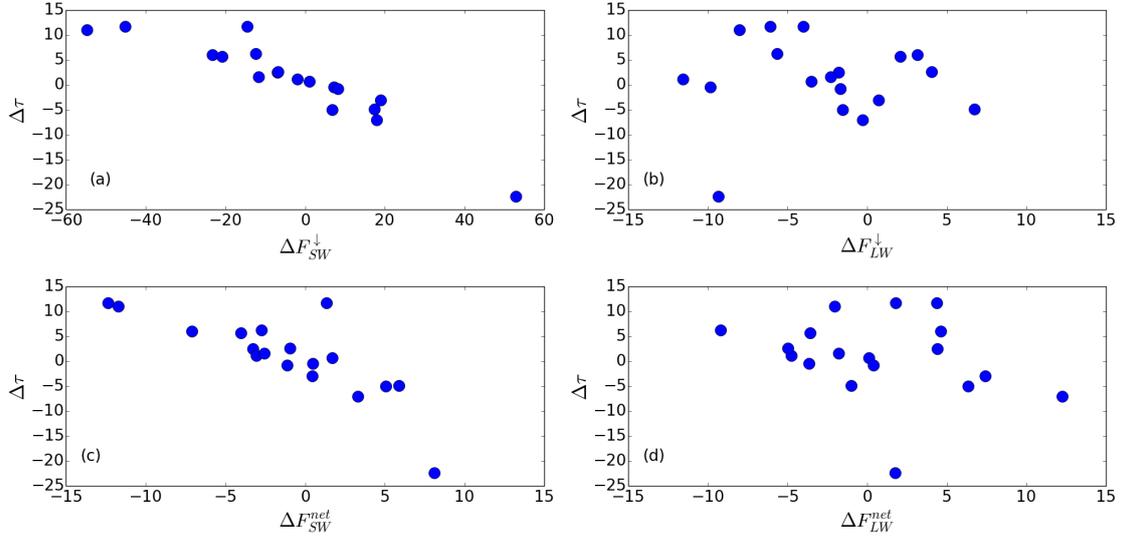


FIGURE 3.24 – Absolute differences between the estimated and the N-ICE measured downwelling (a,b) and net (c,d) SW (a,c) and LW (b,d) irradiances as a function of the absolute difference on the cloud optical depth $\Delta\tau$.

3.3.4.4 Estimation of net SW F_{SW}^{net} and LW F_{LW}^{net} irradiances

The net SW F_{SW}^{net} and net LW F_{LW}^{net} irradiances are calculated as the difference between the downwelling and the upwelling irradiances. Using Eq 3.7 and Eq 3.11, $F_{SW,IAOOS}^{\uparrow}$ and $F_{LW,IAOOS}^{\uparrow}$ are both estimated with uncertainties of 9 W m^{-2} .

The absolute difference ΔF_{SW}^{net} between the estimated net SW irradiance and its counterpart observed during the N-ICE experiment are represented in Fig. 3.24c. ΔF_{SW}^{net} presents a mean bias of -1 W m^{-2} and a RMSE of 5 W m^{-2} , within the uncertainty range of the method developed here to estimate the SW irradiances. The relationship between ΔF_{SW}^{net} and $\Delta\tau$ follows the same tendency than that previously discussed for $\Delta F_{SW}^{\downarrow}$ in Sect. 3.3.4.2. $\Delta\tau$ decreases monotonically with ΔF_{SW}^{net} . An underestimation of $F_{SW,IAOOS}^{net}$ is observed when $\Delta\tau > 0$ and, in contrast, an overestimation is seen when $\Delta\tau < 0$. The discrepancy between the estimated and measured net irradiances is systematically lower than $\Delta F_{SW}^{\downarrow}$ discussed in Fig. 3.24a, even for the outliers. It suggests that the differences between the estimated and measured upwelling components ΔF_{SW}^{\uparrow} partly compensate the differences on the downwelling irradiances $\Delta F_{SW}^{\downarrow}$. An overestimation (resp. underestimation) of $F_{SW,IAOOS}^{\downarrow}$ over $F_{SW,NICE}^{\downarrow}$ leads to a quasi-proportional overestimation (resp. underestimation) of $F_{SW,IAOOS}^{\uparrow}$ over $F_{SW,NICE}^{\uparrow}$. The surface albedo is supposed to be very similar on the locations of the two instruments and, consequently, the difference on $\Delta F_{SW}^{\downarrow}$ is partly canceled out by a proportional difference on ΔF_{SW}^{\uparrow} . This approach enables to estimate the net SW irradiance from solar background measurement by a lidar with an uncertainty lower than 13 W m^{-2} , in good agreement with the net SW irradiance observations from the N-ICE experiment, with a Pearson correlation coefficient of

0.95.

Conversely, the absolute differences on the net LW irradiances $\Delta F_{\text{LW}}^{\text{net}}$ (Fig. 3.24d) are higher than the absolute differences on the downwelling irradiances $\Delta F_{\text{LW}}^{\downarrow}$ discussed in Sect. 3.3.4.2. The mean bias on $\Delta F_{\text{LW}}^{\text{net}}$ is 2 W m^{-2} and the associated RMSE is 5 W m^{-2} . The absolute differences are mostly positive and may reach 11 W m^{-2} , indicating that $F_{\text{LW,IAOOS}}^{\uparrow} \leq F_{\text{LW,NICE}}^{\uparrow}$, which partly compensate $\Delta F_{\text{LW}}^{\downarrow}$. The discrepancies on the cloud optical depth $\Delta\tau$ do not affect the net LW irradiance, since all clouds are opaque or semi-transparent with τ_{IAOOS} above 3, acting as black bodies. In addition, the 2-m air temperature does not either play any role on $F_{\text{LW,IAOOS}}^{\text{net}}$ given that episodes of clear sky were never observed by the lidar (Eq. 3.10). The surface emissivity is not sufficient to explain the underprediction of $F_{\text{LW,IAOOS}}^{\uparrow}$. The only possible explanation is due to errors on the skin temperature. The skin temperature taken from the ERA5 reanalysis may be colder than the actual skin temperature. A difference of $\Delta T_s = 2^\circ\text{C}$ leads to a difference on the upwelling LW irradiance of 9 W m^{-2} . [Tjernström *et al.* 2021] found a warm bias of the skin temperature of ERA5 of $\sim 1 \text{ K}$ during the late summer and early autumn. Our study does not necessarily contradict those results. There might be cold bias in late spring/early summer as the sea-ice is melting and a warm bias during the late summer and early autumn associated to the refreezing of sea-ice. The uncertainty on $F_{\text{LW}}^{\text{net}}$ caused by the use of the ERA5 reanalysis does not exceed the uncertainty range of 13 W m^{-2} . This approach provides a reasonable estimate of the net LW irradiance from temperature and lidar measurements with a Pearson correlation coefficient of 0.7.

Both the net SW and LW irradiances are well reproduced when using the IAOOS lidar measurements. The total net irradiance ($F_{\text{SW}}^{\text{net}} + F_{\text{LW}}^{\text{net}}$) can be similarly determined from lidar measurements. A fairly good agreement (not shown) with the total net irradiance (SW+LW) measured during the N-ICE campaign is found, with a mean bias of -0.5 W m^{-2} and a RMSE of 8 W m^{-2} .

3.3.4.5 conclusions

To complete the need for more data on the Arctic atmosphere beyond 80°N , multiple drifting buoys were deployed in the Arctic Ocean between 2014 and 2019 as part of the IAOOS project. But those buoys were not equipped with instruments capable of measuring the different components of the surface energy budget. In this study we investigate the possibility to extend the IAOOS dataset to include estimated radiative fluxes on buoys. We present an alternative method to estimate the downwelling shortwave (SW) and longwave (LW) irradiances from the knowledge of the cloud optical depth τ and effective cloud height z_c derived from zenith-pointing backscatter lidar measurements and using radiative transfer model outputs. We apply this methodology to observations carried out in spring (April-June) 2015 in the vicinity of the N-ICE field expedition, north of Svalbard in order to define its applicability, limits, biases and uncertainties. Cloud optical depths τ_{NICE} and τ_{IAOOS} are estimated from the downwelling SW irradiance measurements during N-ICE and from the so-

lar background noise measured by the IAOOS lidar, with an uncertainty of 0.61 and 0.85, respectively. In springtime, opaque clouds ($\tau > 4$) were detected 59% of the time. This frequency is only 24% for semi-transparent clouds ($\tau \in [0.4 - 4]$) and 17% for transparent clouds or clear sky conditions ($\tau < 0.4$). Taking into account only instants when lidar measurements were performed, this distribution is even more shifted toward opaque clouds : τ_{NICE} and τ_{IAOOS} present very similar frequencies of 89% and 93% for opaque clouds and 11% and 7% for semi-transparent clouds. The small differences between τ_{NICE} and τ_{IAOOS} can be ascribed either to frost formed on the window of the receptor or to differences in the atmospheric scenes seen by the two instruments (lidar and radiometer) having different fields of view.

The downwelling SW irradiance is assessed from the solar background measured by the IAOOS lidar with an uncertainty of 9 W m^{-2} . Discrepancies noted between the two instruments are linked to their different fields of view so that distinct atmospheric scenes are observed or to frost forming on the window of the lidar. An overestimation (resp. underestimation) of τ will lead to an underprediction (resp. overprediction) of the downwelling SW irradiance. An decrease in the downwelling scattered SW irradiance associated to a larger optical depth leads to an underestimated total downwelling SW irradiance and a RMSE of 24 W m^{-2} . The downwelling LW irradiance is estimated from a simple model with three fluxes using the skin temperature, the 2-m air temperature and the temperature of emission of the cloud obtained from ERA5 reanalyses, with an uncertainty of 9 W m^{-2} and a RMSE of 5 W m^{-2} . Because all skies are covered by either opaque or semi-transparent clouds ($\tau_{\text{IAOOS}} > 3$), only the emission temperature at cloud height really controls the downwelling LW irradiance. Both the downwelling SW and LW irradiances, estimated from the IAOOS lidar, are in agreement with the measured values of the N-ICE field campaign in spring 2015, with a small mean bias of -1.5 W m^{-2} .

The net SW and LW irradiances are finally estimated with an uncertainty lower than 13 W m^{-2} . The net SW irradiance assessed from the lidar measurements is reproduced with a lower bias (-1 W m^{-2}) and lower RMSE (5 W m^{-2}) than its downwelling component (mean bias of -1.5 W m^{-2} and RMSE of 24 W m^{-2}). Indeed discrepancies on the downwelling SW irradiance are partly compensated by proportional differences on its upwelling counterpart (due to the surface albedo). The upwelling LW irradiance is assessed from the skin temperature of ERA5, which may be colder than the actual skin temperature. The resulting net LW irradiance is partly overestimated, with a mean bias of 2 W m^{-2} and a RMSE of 5 W m^{-2} . Measuring the skin temperature on the IAOOS buoy (not available in spring 2015) could improve the upward LW irradiance, as well as the net LW irradiance. The net SW and LW irradiances retrieved from the IAOOS lidar observations are in agreement with the measured values during the N-ICE field campaign in spring 2015.

This promising approach to estimate the downwelling, upwelling and net SW and LW irradiances from lidar measurements on drifting buoys together with radiative model calculations will be further applied to 6 years of measurements in the High Arctic region. This will provide the key components of the radiative budget on ice surfaces. Efforts are nevertheless needed to better correct the solar background

measured by the lidar when frost is deposited on the receptor window in order to increase the number of observations.

3.4 Discussion

Dans le premier article [Di Biagio *et al.* 2020], j'ai principalement contribué à l'analyse des flux à l'aide du modèle de transfert radiatif Streamer. L'épaisseur optique a ainsi été déduite des mesures radiométriques (SW). Dans la section précédente, l'épaisseur optique τ a pu être également déduite des mesures du fond de ciel obtenues à partir des observations lidar de la plateforme IAOOS. À la mi-mai, la valeur moyenne de τ est proche de 15, valeur légèrement supérieure aux épaisseurs optiques déduites du code de transfert radiatif contraint par les données des réanalyses ERA5 ou des données satellitaires CERES-SYN (10 à 12). Vers la fin du mois de mai, les valeurs d'épaisseur optique obtenues à partir du fond de ciel mesuré par le lidar IAOOS sont similaires aux épaisseurs optiques des autres observations. En juin en revanche, τ présente une valeur très supérieure (30, soit près du double) aux valeurs des épaisseurs optiques des autres jeux de données. Ces valeurs sont supérieures à celles discutées par [Di Biagio *et al.* 2020] pour le lidar IAOOS. [Di Biagio *et al.* 2020] estiment, à partir du coefficient de rétrodiffusion β du lidar, que l'épaisseur optique est au minimum entre 2 à 8. En réalité, ces valeurs supposées de β ne sont représentatives que de la base des nuages : le signal lidar utile est en effet atténué par les nuages d'eau optiquement épais du fait des diffuseurs de taille R plus petite et croissante avec l'altitude mais aussi en plus grand nombre (ce qui explique aussi la forme du signal lidar et son amplitude plus élevée dans les nuages d'eau), empêchant la restitution des épaisseurs optiques lorsque le sommet du nuage n'est pas détectable. La méthode de restitution à partir des mesures radiométriques utilisée ici est, quant à elle, représentative de l'ensemble de la colonne atmosphérique au-dessus du lidar car elle repose sur la mesure du flux solaire diffusé détecté par le lidar et non du signal utile très atténué.

En inversant l'équation 3.2, il est possible de déduire des valeurs de celles du contenu en eau liquide ("Liquid Water Path" : LWP ou CLW) pour les observations au-dessus des bouées IAOOS. En faisant l'hypothèse que les nuages sont composés uniquement d'eau liquide avec un rayon effectif $R_{eff} = 6.9 \mu\text{m}$ (hypothèse formulée pour paramétriser les gouttelettes dans *STREAMER*), on obtient, pour des valeurs de τ allant de 5 à 30, un LWP variant de 0.005 à 0.02 kg m⁻². τ et le LWP obtenus à partir des mesures radiométriques lidar sont comparés ici aux épaisseurs optiques et LWP des réanalyses (ERA-Interim et ERA5) et du satellites CERES-SYN (figure 3.4) en mai/début juin. Les valeurs cohérentes obtenues pour le contenu en eau liquide du nuage par rapport aux données ERA5 s'expliquent par des compensations entre les épaisseurs optiques et le choix du rayon effectif fixe des hydrométéores : 6.9 μm pour les gouttelettes d'eau liquide et 27 μm pour les cristaux de glace pour notre méthode d'analyse et 10 μm pour les gouttelettes d'eau liquide et 30 μm pour les cristaux de glace pour ERA5.

3.5 Conclusions du chapitre

Nous avons d’abord présenté une analyse du bilan radiatif provenant de données in-situ (campagne N-ICE), satellitaires (CERES-EBAF et CERES-SYN) et de ré-analyses (ERA-Interim et ERA5) [Di Biagio *et al.* 2020]. Les résultats montrent que la température de la surface est la source principale de biais sur le flux LW en hiver pour les satellites et les réanalyses. C’est en revanche l’épaisseur optique qui joue ce rôle pour les mesures CERES. En mai, les flux LW^\downarrow et SW^\downarrow et les propriétés nuageuses sont bien représentées dans les produits satellitaires et les réanalyses (excepté pour ERA-Interim), alors que le SW^\uparrow est sous estimé dans les restitutions des satellites et les réanalyses à cause de l’albédo de surface biaisé. Les biais SW et LW sont d’amplitude comparable ($\sim 20-30 \text{ W m}^{-2}$) mais de signe contraire pour ERA-Interim et CERES en mai, permettant aux erreurs de se compenser dans le bilan radiatif net. Les biais par rapport aux observations locales sont réduits de $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$ dans ERA5. En juin le LW^\downarrow est sous-estimé de $8-10 \text{ W m}^{-2}$ que ce soit dans les données CERES ou des réanalyses, ce qui suggère un problème de représentation des nuages. De plus l’albédo de surface est continuellement sous-estimé de 0.1 entre les jeux de données, ce qui conduit à des différences importantes entre le flux SW et les flux totaux. Dans [Di Biagio *et al.* 2020] nous avons montré qu’il était important de bien représenter la glace de mer et l’albédo à la surface pour l’étude du bilan radiatif. Il est également nécessaire d’améliorer la paramétrisation des nuages bas de couche limite dans les modèles pour qu’ils puissent inclure davantage d’eau liquide.

Nous avons ensuite présenté une méthode innovante pour estimer les flux radiatifs à partir de mesures lidar [Loyer *et al.* 2021]. La méthodologie utilise le fond de ciel capté par le lidar pour estimer le flux SW et l’épaisseur optique du nuage. Le flux LW est estimé à partir des propriétés géométriques et optiques du nuage mesurées par le lidar et des profils verticaux de température. Cette méthode est appliquée aux observations lidar issues des bouées IAOOS au printemps 2015. Les bouées ayant été déployées à proximité du camp de glace de la campagne N-ICE, les flux ainsi obtenus ont pu être comparés aux mesures radiométriques effectuées pendant N-ICE. Les résultats obtenus avec la méthode de [Loyer *et al.* 2021] sont en accord avec les observations de N-ICE. L’épaisseur optique a un écart-type important de 47%. Le flux LW en revanche présente un écart type faible (moins de 5 W m^{-2}) et un biais de 3 W m^{-2} . L’incertitude sur le flux SW est de 4%. Tout comme pour l’épaisseur optique, les écarts importants sur le flux SW peuvent être causés par la courte durée de la séquence d’acquisition du lidar, qui n’est pas assez longue pour lisser l’hétérogénéité des nuages. Les flux SW et LW sont obtenus avec une incertitude de 13 W m^{-2} . L’utilisation de cette méthode est alors potentiellement applicable à toutes les données lidar des plates-formes IAOOS de 2014 à 2019 sur différents secteurs de l’Arctique.

Les deux articles présentés ici proposent une réponse à la problématique du manque d’observations de flux radiatifs à la surface et des nuages bas en Arctique. Le premier article [Di Biagio *et al.* 2020] précise que les données satellitaires et de réanalyses sont insuffisantes pour représenter correctement les flux radiatifs car des

biais sont observés sur l'albédo de surface et la température à la surface. Les ré-analyses ERA5 ont toujours des difficultés à représenter correctement la couverture nuageuse de basse altitude malgré les améliorations apportées sur le contenu en eau des nuages. Le deuxième article de [Loyer *et al.* 2021] présente une méthode innovante qui doit permettre d'obtenir des estimations complémentaires des flux radiatifs et des données sur les propriétés optiques et géométriques des nuages pendant une durée inédite de six années au-dessus de l'océan Arctique gelé.

La campagne N-ICE présente également des mesures complètes sur le bilan d'énergie à la surface, les propriétés de la surface et de la glace de mer et les variables météorologiques. Les flux turbulents de chaleur latente et sensible sont mesurés avec les flux radiatifs, ce qui permet d'avoir une bonne estimation du bilan d'énergie à la surface. L'albédo à la surface, l'épaisseur de la couche de neige et l'épaisseur de la glace de mer sont aussi connues tout au long de la campagne. Chaque jour de la campagne N-ICE des mesures des profils verticaux de température, de vitesse du vent et d'humidité ont été réalisées. Je m'intéresse dans la suite aux processus qui contrôlent le bilan d'énergie à la surface, à partir des différentes données de la campagne N-ICE et à l'aide d'un modèle régional à mésoéchelle. C'est l'objet du chapitre 4.

Influence des propriétés de surface et de couche limite sur la couverture nuageuse

Sommaire

4.1	Introduction	105
4.1.1	Contexte	106
4.1.2	Méthodologie	108
4.1.3	Observations	110
4.1.4	Sensibilité à la résolution	114
4.1.5	Analyse statistique des performances du modèle P-WRF	115
4.2	Analyse de sensibilité sur trois cas d'étude	121
4.2.1	Hiver	121
4.2.2	Retour de l'ensoleillement au printemps	129
4.2.3	Fonte de la neige à la fin du printemps	134
4.3	Amélioration de la couverture nuageuse	141
4.3.1	Coefficients d'échange de chaleur et d'humidité dans la couche de surface	142
4.3.2	Nuages d'eau surfondue	147
4.3.3	Nombre de CCN	149
4.4	Conclusions du chapitre	150

4.1 Introduction

Le modèle météorologique optimisé pour les pôles, P-WRF (version optimisée pour les pôles du modèle Weather Research and Forecasting) [Skamarock *et al.* 2008, Hines & Bromwich 2008], a été utilisé dans le cadre de cette thèse pour comprendre certains processus atmosphériques qui vont influencer la formation des nuages en Arctique au-dessus de la glace de mer.

Ce chapitre est décomposé en trois parties. Après une brève introduction permettant d'établir le contexte, le cadre de l'étude et la méthodologie mise en œuvre, une seconde partie permet de comparer le modèle aux observations provenant de la

campagne N-ICE. L'objectif de cette partie est d'effectuer un test de performance du modèle P-WRF par rapport à un jeu de données au-dessus de la glace de mer. Nous considérons l'effet de la résolution du modèle sur la restitution des principales variables atmosphériques et testons la sensibilité en changeant les modules de couche de surface et de couche limite. Nous évaluons enfin une nouvelle paramétrisation de l'albédo de la neige.

Une troisième partie présente une étude de cas. Trois situations constatées sont considérées : le passage de tempêtes en hiver (21/01 - 20/02), l'influence du retour de rayonnement solaire au printemps (16/04 - 16/05) et le début de la fonte de la neige à la fin du printemps (16/05 - 19/06). Pour chacune de ces situations, le bilan d'énergie à la surface est analysé à partir de plusieurs tests de sensibilité. On cherche à comprendre les mécanismes de formations des nuages et à envisager des pistes pour améliorer leur prise en compte dans le modèle.

4.1.1 Contexte

Ces dernières décennies, de nombreuses études ont cherché à comprendre ces modifications et à les quantifier. [Serreze & Barry 2011] ont déterminé que la température à la surface de l'Arctique augmentait deux à trois fois plus rapidement que celle du reste du monde. Ils ont en partie associé cette augmentation à la diminution de l'albédo à la surface de l'Arctique. Mais la rétroaction avec chacun des éléments du système climatique, les nuages, la glace de mer, la neige, les courants océaniques, le transport atmosphérique, peuvent également jouer un rôle dans cette augmentation.

La performance des modèles climatiques et météorologiques a considérablement progressé ces dernières années, permettant aux modèles d'effectuer des calculs à de plus fines résolutions. Pourtant, les modèles ont encore des difficultés à représenter correctement les variables météorologiques en Arctique [Sedlar *et al.* 2020]. De nombreuses études tentent d'améliorer les modèles opérant sur la région arctique en considérant différents processus d'échelle locale. [Renfrew *et al.* 2020] ont étudié l'effet de la distribution de la glace de mer sur les réanalyses de ERA5. Ils ont ainsi observé que les écarts (sous forme de RMSE) entre réanalyses et observations au-dessus de la glace de mer étaient plus élevés que ceux par rapport aux observations au-dessus de l'océan libre. La température à la surface et les flux de chaleur sensible et latente au-dessus de la glace de mer ont une RMSE de 2.94 K, 35.2 W m⁻² et 20.1 W m⁻² et de 0.47 K, 20.9 W m⁻² et 14.2 W m⁻² au-dessus de l'océan libre respectivement. Ils expliquent ces différences par une mauvaise représentation de la glace de mer à fine résolution. Les difficultés des modèles ne s'arrêtent pas à une mauvaise paramétrisation de la surface ; la représentation de la couche limite et des nuages au-dessus de la glace de mer doit également être améliorée [Sedlar *et al.* 2020, Wesslén *et al.* 2014, Palm *et al.* 2010, Liu *et al.* 2012]. La couche limite stable, qui est le régime de couche limite le plus fréquent en Arctique [Sedlar *et al.* 2020], est mal représentée en fréquence et intensité par les modèles climatiques et météorologiques. Les coefficients d'échange de chaleur sont généralement surestimés dans la couche limite stable [Sedlar *et al.* 2020].

La couverture nuageuse est proche de 80% tout au long de l'année en Arctique [Ruiz-Donoso *et al.* 2020, Mioche *et al.* 2017, Intrieri 2002]. Les modèles climatiques et météorologiques ont dans l'ensemble de grandes difficultés à représenter correctement les occurrences des nuages ou leurs propriétés microphysiques [Sedlar *et al.* 2020]. Dans cette région, les nuages sont en grande majorité composée à la fois d'eau liquide et de cristaux de glace tout au long de l'année [Mioche *et al.* 2015, Shupe *et al.* 2011, McFarquhar *et al.* 2007] et les modèles ont des difficultés à les représenter correctement [Ebell *et al.* 2020, Morrison *et al.* 2011a]. [Nomokonova *et al.* 2019, Korolev *et al.* 2017] ont observé que les nuages en phase mixte se forment en Arctique à des températures entre -25°C et $+5^{\circ}\text{C}$. Pourtant, d'après [Nomokonova *et al.* 2019], les modèles ne forment ce type de nuages qu'à des températures entre -15°C et 0°C . L'occurrence des nuages mixtes est réduite dans les modèles, qui favorisent la formation de nuages de glace ou d'eau liquide. La mauvaise représentation des nuages dans les modèles est une source de biais important sur le bilan d'énergie à la surface [Taylor *et al.* 2018].

La mauvaise représentation dans les modèles des propriétés de surface, de la couche limite et des nuages entraîne une mauvaise représentation du bilan d'énergie à la surface. Un manque d'eau liquide dans les nuages implique une mauvaise représentation des flux radiatifs [Turner *et al.* 2018]. Les nuages contenant de l'eau liquide ont davantage d'effet sur les flux radiatifs (tellurique (LW) et solaire (SW)), qu'un nuage contenant seulement des cristaux de glace [Sedlar *et al.* 2020, Shupe *et al.* 2015, Cesana & Storelvmo 2017]. Les nuages et la couche limite jouent également un rôle majeur sur les flux turbulents : le flux de chaleur sensible (H) et le flux de chaleur latent (LE) [Taylor *et al.* 2018]. La glace de mer est souvent recouverte par une épaisse couche de neige jouant un rôle d'isolant thermique, réduisant les flux turbulents [Batak & Müller 2019], et très réfléchissante grâce à son albédo important ($\alpha > 0.65$).

Dans cette étude, des simulations d'une durée de 6 mois ont été effectués avec le modèle P-WRF. La zone étudiée est l'océan Arctique au Nord du Svalbard. Les simulations sont effectuées pour essayer de comprendre les processus atmosphériques locaux avec une résolution de 15 km. Dans un premier temps, la température, le rapport de mélange de vapeur d'eau, la pression à la surface et les vents simulés sont comparés aux observations provenant de la campagne N-ICE. On s'intéresse à la sensibilité du modèle aux changements des paramètres de couche limite et de couche de surface sur les profils verticaux de température et d'humidité et la formation des nuages de basse couche. Dans un deuxième temps, on analysera les simulations en détail pendant trois périodes : en hiver lors du passage de tempêtes, au printemps avec l'arrivée du soleil et en fin printemps lors de la fonte de la neige. L'objectif est de comprendre et de hiérarchiser les processus pilotant le bilan d'énergie à la surface, la stabilité de la couche limite et la formation de nuages bas à ces différentes périodes caractérisées par des situations météorologiques très contrastées. Cela permettra de proposer des pistes d'amélioration possible du modèle.

Les parties qui suivent décrivent la méthodologie utilisée, les paramètres du modèle et les observations utiles à cette étude.

4.1.2 Méthodologie

Cette étude utilise la version 3.9.1.1 de P-WRF. Il s'agit d'un code modulaire, qui permet de choisir entre plusieurs paramétrisations des processus de la couche limite planétaire, de la couche de surface, du rayonnement, des processus convectifs ou encore de la microphysique ([Skamarock *et al.* 2008], <https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model>). Le modèle a été amélioré pour considérer la banquise dans la maille et représenter les flux sur la glace de mer. La microphysique a été légèrement adaptée aux conditions de l'Arctique et de l'Antarctique (diminution du nombre de Cloud Condensation Nuclei : CCN). P-WRF offre un intérêt particulier pour l'étude de la couche limite, la physique des nuages, la physique de la neige sur la surface et le comportement de la glace de mer [Bromwich *et al.* 2009, Hines *et al.* 2015]. Les paramétrisations physiques employées dans cette étude incluent RRTMG pour le calcul des flux radiatifs (LW et SW), le schéma de Morrison à double moment pour la microphysique, Noah-LSM pour le modèle de terrain, Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN) pour le schéma de couche limite couplée à la couche de surface MYNN (tableau 4.1). Ces schémas sont conseillés pour la représentation de l'Arctique.

Deux domaines imbriqués avec des résolutions horizontales de 45 km et 15 km ont été définis (figure 4.1). Le grand domaine (D1) d'une résolution de 45 km, 100×100 points de maille, englobe entièrement l'océan Arctique. Dans ce domaine les vents (u et v), la température (T), l'humidité spécifique (q) et le géopotential sont guidés spectralement au-dessus du dixième niveau vertical (~ 1.5 km) à l'aide des réanalyses ERA5, mises à jour toutes les six heures. Le domaine imbriqué D2 a une résolution horizontale de 15 km et 100×100 points de maille. Ce domaine englobe entièrement la région autour du Svalbard, de la mer de Wandel à la mer de Barents et toute la zone de la campagne N-ICE. Tous les domaines comprennent 50 niveaux verticaux de la surface à 50 hPa dont 10 dans la couche limite.

La simulation de référence, décrite ci-dessus et notée MYNN en référence à ses modules de couche limite et de couche de surface, a tourné en continu sur la période du 1^{er} janvier au 1^{er} juillet 2015. La période du 1^{er} au 15 janvier permettant la mise en route de la simulation (spin-up) est exclue des analyses ultérieures. Pour la comparaison aux observations, les sorties des simulations sont extraites au point de mai le plus proche du camp de glace N-ICE (mobile car se déplaçant avec la dérive de la banquise) et interpolées linéairement en temps. Une étude statistique de la performance de modèle est effectuée à partir du coefficient de corrélation de Pearson R^2 , du biais moyen MB et de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre modèle et observations.

Deux simulations permettant de tester la sensibilité du modèle ont été effectuées : la première (MYJ) ne diffère de MYNN que par les schémas de couche limite (Mellor Yamada et Janjic) et de couche de surface (Janjic-Eta Monin Obukhov) (voir tableau 4.1). Ces deux schémas de couche limite reposent sur l'utilisation de l'énergie cinétique turbulente mais diffèrent dans la manière de formuler les longueurs de mélange. Celles-ci sont en effet définies à partir de jeux de données différents :

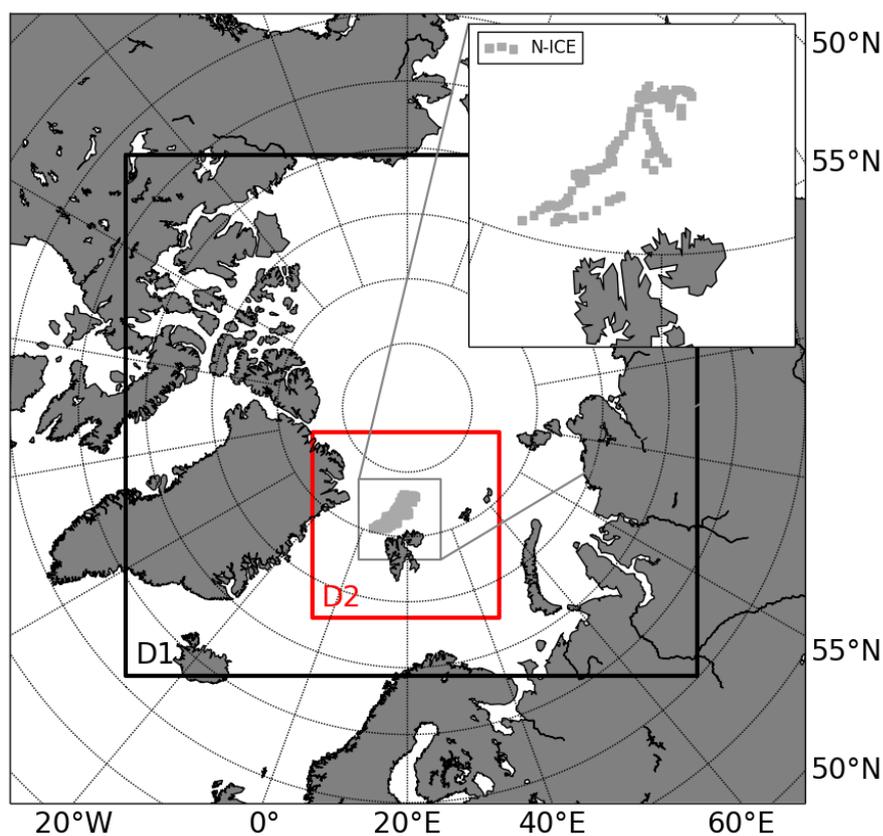


FIGURE 4.1 – Domaines D1 et D2 utilisés pour les simulations P-WRF. D1 (noir) englobe presque entièrement l’océan Arctique, D2 (rouge) entoure le Svalbard et englobe entièrement la zone couverte par la campagne N-ICE (gris clair).

Nom de la simulation	Schéma de couche limite	Schéma de couche de surface	Paramétrisation de l’albédo de surface
MYNN (référence)	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino ([Nakanishi & Niino 2004])	Monin-Obukhov(Nakanishi-Niino)	Défaut
MYJ	Mellor Yamada et Janjic ([Janjic 2002])	Janjic-Eta Monin Obukhov	Défaut
MYNN-ALB	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino	Monin-Obukhov (Nakanishi-Niino)	Perovich ([Perovich 2002])

TABLE 4.1 – Description des simulations P-WRF

les observations pour le schéma de couche limite MYJ et les simulations de grands

tourbillons de turbulence (large eddy's simulation : LES) pour MYNN. La simulation MYNN-ALB ne diffère, quant à elle, de la référence MYNN que par l'albédo de la couche de neige. Une paramétrisation basée sur le modèle de [Perovich 2002] est utilisée, plus adaptée aux observations de l'albédo de la neige retrouvé au-dessus de la glace de mer en Arctique lors de la campagne N-ICE. Les valeurs de l'albédo de la neige initialement trop basses ont été augmentées de 0.1. L'albédo diminue avec la température à la surface, passant de 0.9 à 0.7 pour une température augmentant de 268 à 273 K (figure 4.2).

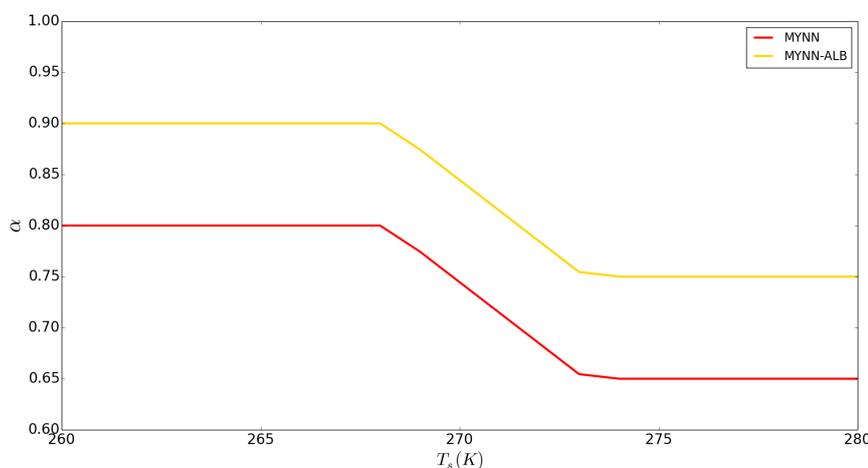


FIGURE 4.2 – Paramétrisation de l'albédo de la neige en fonction de la température à la surface. La paramétrisation par défaut MYNN (rouge) et la nouvelle paramétrisation MYNN-ALB (jaune).

4.1.3 Observations

La campagne N-ICE (Norwegian young sea-ICE, <https://www.npolar.no/en/projects/N-ICE/>), organisée par le Norwegian Polar Institute, a fourni des données sur les flux radiatifs et turbulents, ainsi que les variables météorologiques, les propriétés des différentes couches de glace et sur l'océan [Cohen *et al.* 2017].

4.1.3.1 Contexte et objectifs de la campagne N-ICE

La campagne N-ICE a duré 7 mois de janvier à juillet 2015 et a été bâtie à partir d'un camp de recherche laissé à la dérive à partir de la position $83^\circ N$ et $21^\circ E$ (fig. 4.1). La campagne N-ICE a pour objectif de comprendre comment la glace de mer, aujourd'hui plus jeune et plus fine, va affecter le bilan d'énergie, la dynamique de la glace de mer et les écosystèmes associés à la glace de mer, ainsi que sur le climat local comme global. Le projet a notamment cherché à répondre aux questions suivantes : qu'est ce qui fait fondre la glace ? Est-ce la chaleur du soleil ou l'eau chaude de l'Atlantique ? Quelles sont les effets sur la météorologie à des échelles locale et globale ? Cette expédition est l'une des rares à avoir eu lieu dans le secteur Nord Atlantique

de l'Arctique. C'est aussi la troisième campagne, après ASCOS en 2007 et SHEBA en 1998, à avoir effectué des mesures pour l'étude des processus dans le centre de l'Arctique [Graham *et al.* 2017a]. De cette campagne, nous disposons de mesures météorologiques (température, humidité, vitesse et direction du vent, des mesures des flux radiatifs et turbulents et des mesures lidar (base des nuages/aérosols, fond de ciel). N-ICE fournit également des profils verticaux de température dans la neige et la glace et des mesures du courant, de la température et de la salinité de l'océan sous la couche de glace de mer, provenant des profileurs CTD (Sonde Conductivity, Temperature Depth). Ces autres observations sont toutes répertoriées sur le site de la campagne N-ICE.

Durant l'expédition, plusieurs tempêtes ont été observées, dont l'une a balayé le camp de glace, forçant la reformation du camp sur un nouvel emplacement. De plus, à de multiples occasions, le camp de glace a dû être évacué et remonté plus au Nord du fait de la dérive et de la fragmentation de la glace en bordure de la banquise (fig. 4.1).

La période hivernale de la campagne N-ICE est caractérisée par un vortex polaire centré au-dessus du Groenland et la région Nord-Est du Canada (figure 4.3a). Ce vortex est plus bas que la normale et décalé à l'est de l'Amérique du Nord. À l'est de l'Amérique du Nord, des températures inférieures à la normale sont notées alors qu'à l'ouest (et l'Eurasie) la température lui est supérieure. Le courant Jet a une composante méridionale qui provoque des tempêtes prenant naissance dans l'Atlantique Nord au centre de l'océan Arctique. Ces tempêtes contribuent à l'anomalie positive des températures au-dessus de la région du Svalbard et de la mer Barents [Cohen *et al.* 2017]. La période de printemps/été contraste avec les anomalies hivernales. La figure 4.3 montre une extension du vortex polaire au-dessus du centre de l'Arctique et de la mer Barents avec un vent zonal dans le secteur nord-Atlantique. Les anomalies de basses températures en Amérique du Nord sont atténuées avec le décalage du vortex polaire. Dans la région au sud de la campagne N-ICE, entre le Groenland et le Svalbard, l'anomalie des vents passe d'un vent provenant du sud à un vent provenant du nord au printemps/été. Dans la région de la campagne N-ICE, des anomalies positives sont observées en hiver (+3 - 4 K) alors que les anomalies de température au printemps/été sont quasi-nulles (-1 à 1 K).

La figure 4.4 montre la série temporelle des flux LW, SW, LE et H mesurés lors la campagne N-ICE. On observe le passage de plusieurs tempêtes durant la campagne, identifiées par une brusque augmentation de température de l'air à 2 m (+10 K) et accompagnées d'une dépression significative ($P_s < 1000$ hPa). Celles-ci sont représentées en rouge; on en dénombre 3 en hiver (P1) et 2 au printemps [Walden *et al.* 2017]. Durant ces tempêtes hivernales, on observe une augmentation significative du LW de près de 60 W m^{-2} et un changement de signe de H. Le flux de chaleur sensible H semble en partie compenser le flux LW, comme on peut le remarquer sur la période entre les deux tempêtes en février. Le flux H positif variant entre 30 et 50 W m^{-2} compense en grande partie le LW négatif entre -60 et -40 W m^{-2} . Le SW étant nul et le flux de chaleur latent faible ($< 5 \text{ W m}^{-2}$) à cette période de l'année, le résidu énergétique de la somme de LW et H

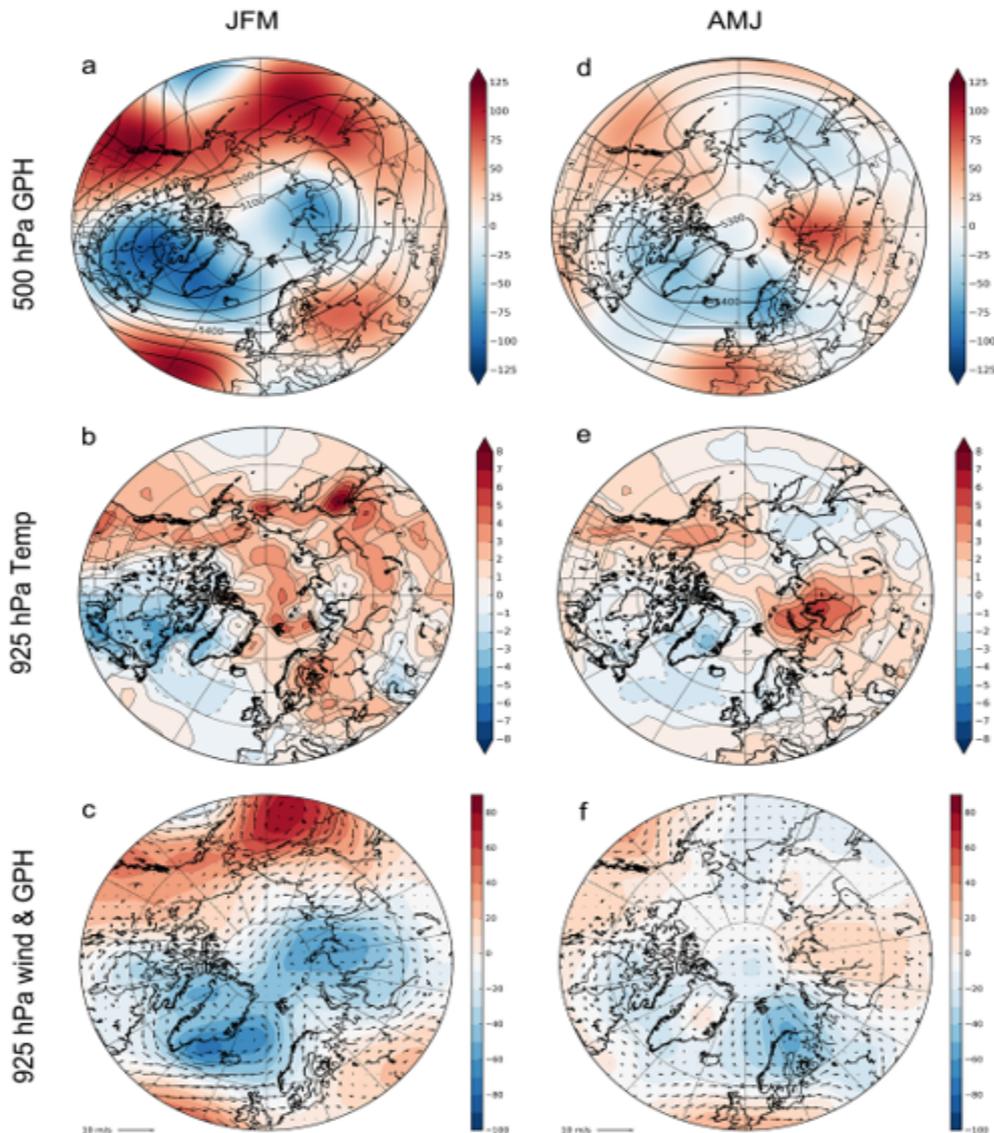


FIGURE 4.3 – (a,d) Moyenne (contours) et anomalies (couleur) des altitudes géopotentielle (GPH) à 500 hPa, (b,e) anomalie des températures à proximité de la surface (temp) (925 hPa), et (c,f) anomalie des vents à proximité de la surface (925 hPa) et anomalie des hauteurs du géopotentielle en Hiver (JFM, a,b,c) et au printemps/été (AMJ, d, e, f) en 2015. Données provenant du NCEP Reanalysis (NOAA Earth System Research Laboratories Physical Sciences Division, www.esrl.noaa.gov/psd/). Les anomalies sont définies comme les différences avec la climatologie de 1981 - 2010. GPH est en mètres, temp en K, et le vent en m s^{-1} [Cohen *et al.* 2017].

est transféré vers la glace. Deux périodes de plus de 12h de ciel clair consécutives (en jaune) sont observées au printemps : le 24/05 et le 14/06. L'absence de nuages cause des minima de LW atteignant des valeurs de -80 W m^{-2} . Dans le même temps, des maxima de SW sont atteints avec des valeurs de 120 W m^{-2} et 140 W m^{-2} pour les 24/05 et 14/06 respectivement. Les flux turbulents sont faibles en comparaison des flux radiatifs, SW étant le flux dominant pour cette période (P3).

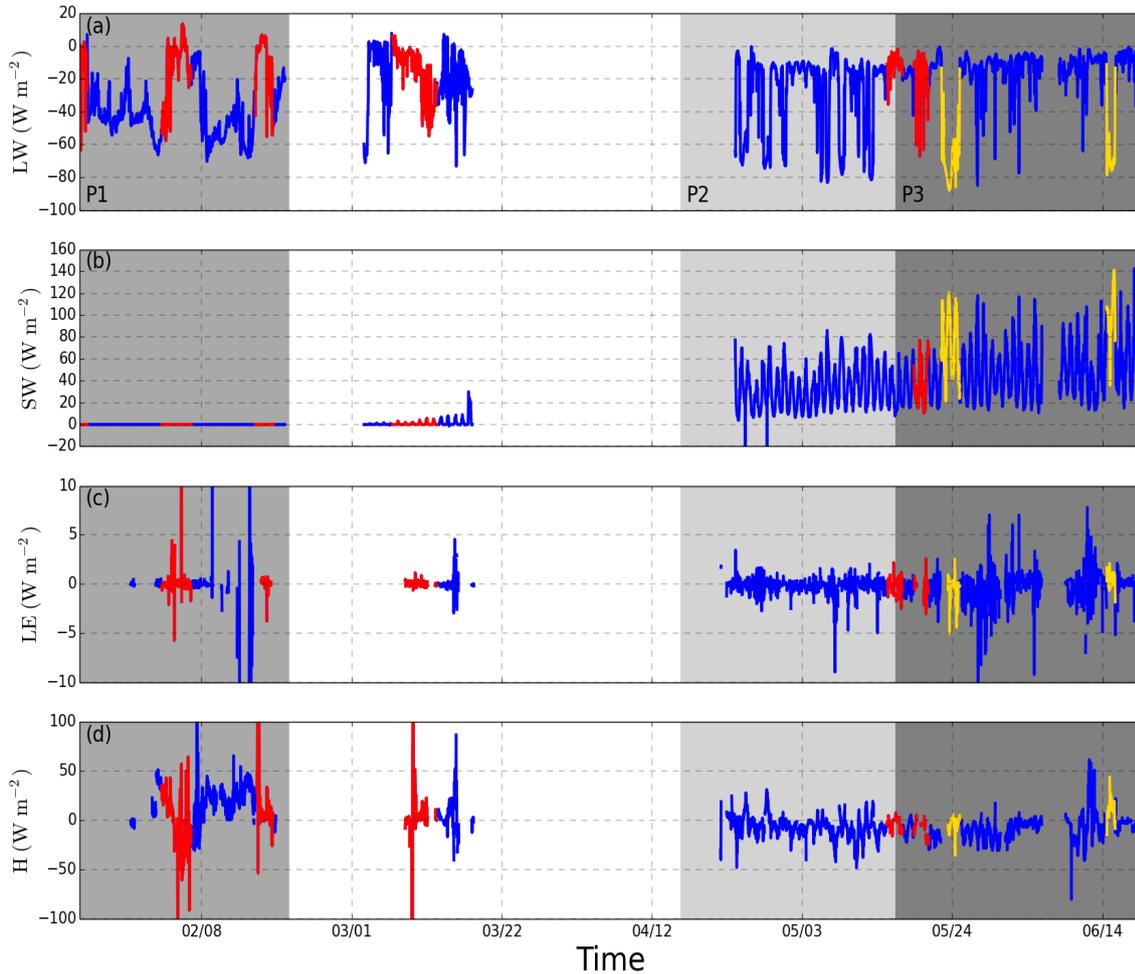


FIGURE 4.4 – Séries temporelles des flux radiatifs (a,b) et turbulents (c,d) lors de la campagne N-ICE. Les passages de tempêtes représentés par une brusque augmentation de température de l'air à 2 m (+10 K) et accompagnés d'une dépression ($P_s < 1000$ hPa) sont tracés en rouge. En jaune est représentée une période de ciel clair d'une durée supérieure à 12h. Les trois périodes analysées plus en détail dans ce chapitre ont été grisées (P1, P2 et P3).

Le flux H est aussi relativement plus faible au printemps qu'en hiver. Le flux LW, au printemps, vaut approximativement -20 W m^{-2} sur la majeure partie de la saison. Occasionnellement, sur de courtes périodes, ce flux atteint une valeur inférieure à -60 W m^{-2} . Cela indique une présence importante de nuages au printemps.

Durant l'expédition N-ICE des plates-formes autonomes du projet IAOOS ont été déployées autour du camp de glace N-ICE. Les plates-formes IAOOS sont équipées d'un lidar effectuant 2-4 tirs par jour (Section 2).

4.1.4 Sensibilité à la résolution

Nous nous intéressons d'abord à la sensibilité du modèle aux changements de résolution. La figure 4.5 présente la série temporelle des variables météorologiques à proximité de la surface : la température à 2 m (T_{2m}), l'humidité spécifique à 2 m (q_{2m}) et la vitesse du vent à 10 m (FF_{10m}), pour les observations de N-ICE et les simulations MYNN dans D1 et D2. Le tableau 4.2 synthétise les valeurs de R^2 , MB et RMSE entre les simulations MYNN aux différentes résolution et les observations N-ICE.

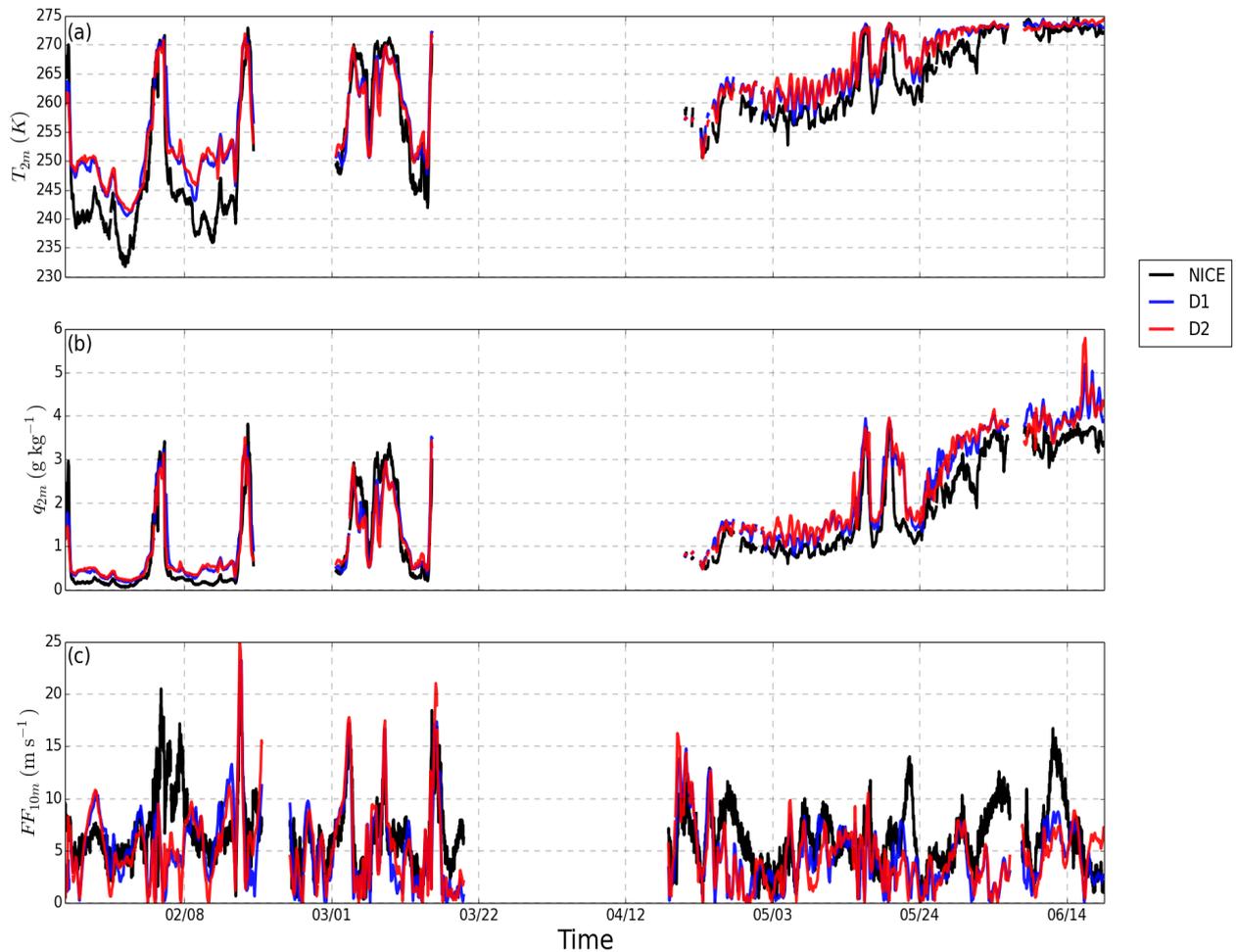


FIGURE 4.5 – Série temporelle de la température à 2 m (T_{2m}), du rapport de mélange de la vapeur d'eau à 2 m (q_{2m}) et de la vitesse du vent à 10 m (FF_{10m}). Les différentes courbes montrent les séries temporelles observées (noir) et simulées dans D1 (bleu) et D2 (rouge) pour MYNN.

Toutes les simulations MYNN surestiment la température et l'humidité à 2 m par

rapport aux observations, en hiver comme au printemps. Cependant, l'augmentation de la température et de l'humidité lors du passage de tempêtes est bien représenté par les simulations quelque soit la résolution. Les tendances aussi sont bien reproduites par les simulations pour la température et l'humidité avec un coefficient de corrélation $R^2 > 0.9$. R^2 est plus faible pour le vent FF_{10m} ($R^2 < 0.5$), peu importe la résolution mais les valeurs MB et RMSE apparaissent raisonnables. La résolution et le guidage du modèle (guidé spectralement dans D1 et non guidé dans D2) ont peu d'influence sur les résultats. Dans la suite, nous ne considérons que les résultats obtenus sur le domaine imbriqué D2.

	Domaine	D1	D2
T_{2m}	R^2	0.951	0.954
	MB (K)	3.00	3.41
	RMSE (K)	4.83	5.28
q_{2m}	R^2	0.946	0.934
	MB (g kg ⁻¹)	0.274	0.3177
	RMSE (g kg ⁻¹)	0.506	0.562
FF_{10m}	R^2	0.446	0.442
	MB (m s ⁻¹)	-1.63	-1.65
	RMSE (m s ⁻¹)	3.80	3.87

TABLE 4.2 – Scores obtenus pour les variables météorologiques T_{2m} , q_{2m} et FF_{10m} à partir des simulations MYNN sur D1 et D2.

4.1.5 Analyse statistique des performances du modèle P-WRF

On compare ici les résultats des simulations MYNN, MYJ et MYNN-ALB pour discuter de l'influence du choix de la couche limite et des propriétés de l'albédo de la neige sur le bilan d'énergie à la surface et des propriétés nuageuses. La figure 4.6 montre les variables météorologiques à proximité de la surface (T_{2m} , q_{2m} et FF_{10m}) issues des simulations MYNN, MYJ et MYNN-ALB et des observations de N-ICE. Toutes les simulations représentent correctement les maxima de température et d'humidité ainsi que les tendances. En dehors du passage des tempêtes, la simulation MYNN surestime la température de presque 5 K en hiver et de 4 K au printemps. La simulation MYNN-ALB de façon similaire à la simulation MYNN, surestime également la température et l'humidité en hiver. Au printemps, la paramétrisation de l'albédo suivant [Perovich 2002] améliore la représentation de la température et l'humidité par rapport à la simulation MYNN de 4 K et 0.5 g kg⁻¹, respectivement.

La simulation MYJ est la simulation qui sur l'ensemble de la période représente le mieux T_{2m} et q_{2m} . Pour autant, la simulation MYJ comme les simulations MYNN et MYNN-ALB surestime aussi la température et l'humidité, hors tempêtes en hiver, de 3 K et 0.5 g kg⁻¹. Au printemps, la simulation MYJ surestime ces variables et c'est la simulation MYNN-ALB qui donne les meilleurs résultats à cette saison.

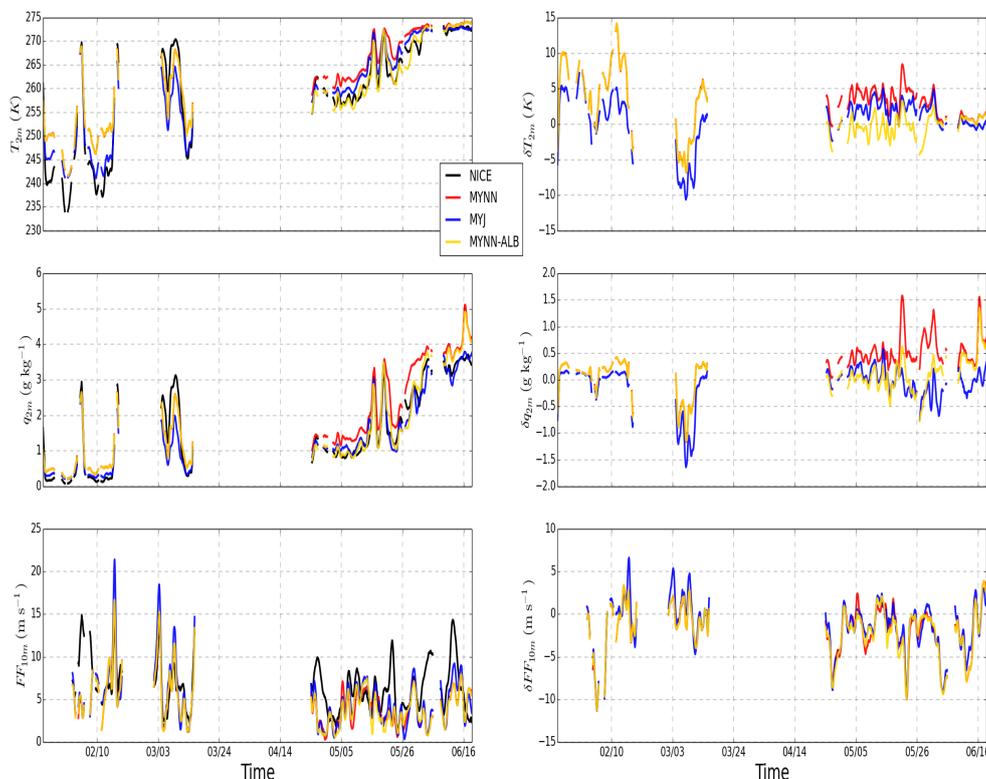


FIGURE 4.6 – Similaire à la figure 4.5 (gauche), avec les observations campagne N-ICE (noir) et obtenues dans les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune) et les différences (droite).

FF_{10m} n'est représentée convenablement dans aucune des simulations et on observe peu d'écart entre les simulations.

La figure 4.7 illustre l'influence des paramétrisations sur l'épaisseur de neige, donc sur la température et l'humidité. La neige est un très bon isolant thermique et a un effet tampon sur les flux de chaleur et d'humidité provenant de la surface. La simulation MYNN-ALB utilise la paramétrisation de l'albédo de la neige suivant [Perovich 2002], plus réaliste que la paramétrisation par défaut de P-WRF. On observe l'influence de cette nouvelle paramétrisation de l'albédo sur la figure 4.7. En hiver, en absence de lumière provenant du soleil, les simulations MYNN et MYNN-ALB représentent l'épaisseur de la neige de manière identique. Des écarts de quelques centimètres (3 cm) sont observés avec l'apparition du rayonnement solaire mais les écarts (~ 10 cm) les plus importants sur l'épaisseur de la neige entre MYNN et MYNN-ALB sont détectés au printemps. La simulation MYJ simule une épaisseur de neige plus importante que les autres simulations mais les tendances sont similaires.

	Simulation	MYNN	MYJ	MYNN-ALB
T_{2m}	R^2	0.950	0.961	0.943
	MB (K)	3.24	3.20	1.43
	RMSE (K)	5.16	4.81	4.60
q_{2m}	R^2	0.931	0.953	0.941
	MB (g kg^{-1})	0.301	0.300	0.0676
	RMSE (g kg^{-1})	0.560	0.500	0.560
FF_{10m}	R^2	0.433	0.472	0.440
	MB (m s^{-1})	-1.56	-1.61	-1.66
	RMSE (m s^{-1})	3.87	3.76	3.87

TABLE 4.3 – Scores obtenus pour les variables météorologiques T_{2m} , q_{2m} et FF_{10m} à partir des simulations MYNN, MYJ et MYNN-ALB.

À partir de la mi-avril, des écarts importants (~ 10 cm) sont observés sur l'épaisseur de neige entre les simulations MYNN et MYNN-ALB. Dès la mi-mai, on observe le début d'une fonte drastique de la neige dans toutes les simulations. Cette fonte n'est pas observée lors de la campagne N-ICE à cette période. La simulation MYNN-ALB est la simulation dont la fonte de la neige est la moins marquée et qui prend près d'une semaine supplémentaire pour fondre entièrement par rapport à la simulation MYNN. La nouvelle paramétrisation de la neige permet d'améliorer la représentation de la température et de l'humidité au printemps en améliorant la restitution de l'épaisseur de la couche de neige, mais cela n'est pas suffisant. Ces résultats suggèrent l'existence d'un autre processus responsable de la fonte trop rapide de la neige dans les simulations de P-WRF.

À la fin du mois de juin, toutes les simulations présentent une épaisseur de neige négligeable, qui n'est pas observée lors de la campagne N-ICE. Cela procure au schéma de couche de surface des conditions aux limites erronées. En absence de neige à la surface de la banquise, le modèle de couche de surface MYNN remplace de manière erronée les surfaces de glace de mer par des surfaces continentales, ce qui explique la hausse importante de flux d'humidité et de chaleur. Cela n'est pas le cas dans la simulation MYJ (figure 4.6).

À partir de la figure 4.6 et du tableau 4.3, la simulation MYJ semble être la plus appropriée pour représenter les conditions de surface au-dessus de l'océan Arctique. Pourtant, la simulation MYJ est celle pour laquelle la fréquence d'occurrence des nuages est la plus basse (tableau 4.4). Dans 94% des scènes observées, le lidar IAOS détecte un nuage bas (base inférieure à 2 km) [Di Biagio *et al.* 2018, Loyer *et al.* 2021]. Le modèle, quant à lui, sous-estime fortement ces occurrences de nuages de près de 30 à 35% : 70% pour MYNN, 62% pour MYJ, et 68% pour la simulation MYNN-ALB. La distribution de l'altitude des nuages est représentée en figure 4.8. Une majorité de nuages ont une base à une altitude proche de la surface (< 500 m), mais près de deux fois plus de nuages sont mesurés au voisinage de la surface que dans les simulations. Les différences entre ces dernières sont minimales. La

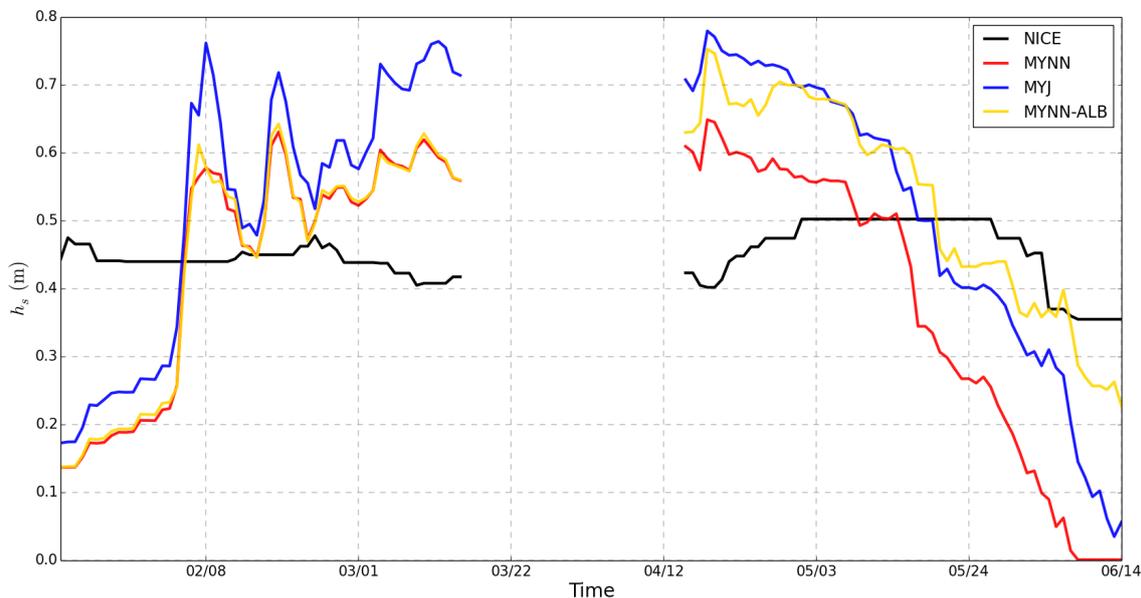


FIGURE 4.7 – Série temporelle de l'épaisseur de neige h_s mesurées lors de la campagne N-ICE (noir) et simulée par les simulations MYJ (bleu), MYNN (rouge) et MYNN-ALB (jaune).

couverture nuageuse est fortement sous-estimée en basse couche, mais le modèle sur-estime la fréquence d'apparition des nuages entre 2.5 et 6.5 km, avec un maximum d'occurrence autour de 4 km d'altitude. Dans la simulation MYJ, moins de nuages sont formés et en particulier à proximité de la surface par rapport aux simulations MYNN et MYNN-ALB.

	N-ICE	MYNN	MYJ	MYNN-ALB
Ciel clair	6	30	38	32
Ciel nuageux	94	70	62	68

TABLE 4.4 – Fréquence d'occurrence des nuages (%) observés à partir des mesures du lidar IAOOS lors de la campagne N-ICE et obtenus à partir des simulations MYJ, MYNN et MYNN-ALB.

La figure 4.9 représente la série temporelle de la longueur de Monin-Obukhov (L) et la vitesse de friction (u_*) et le tableau 4.5 donne les scores associés.

Simulation	Longueur de Monin-Obukhov			R^2	Vitesse de friction	
	R^2	MB (K)	RMSE (K)		MB (m s^{-1})	RMSE (m s^{-1})
MYNN	0.0216	159	2842	0.730	-0.0407	0.126
MYJ	0.0146	22.3	3385	0.784	-0.0247	0.112
MYNN-ALB	0.00418	-30.5	5935	0.759	-0.0443	0.121

TABLE 4.5 – Scores obtenus sur la longueur de Monin-Obukhov L et la vitesse de friction u_* , pour les simulations MYNN, MYJ et MYNN-ALB.

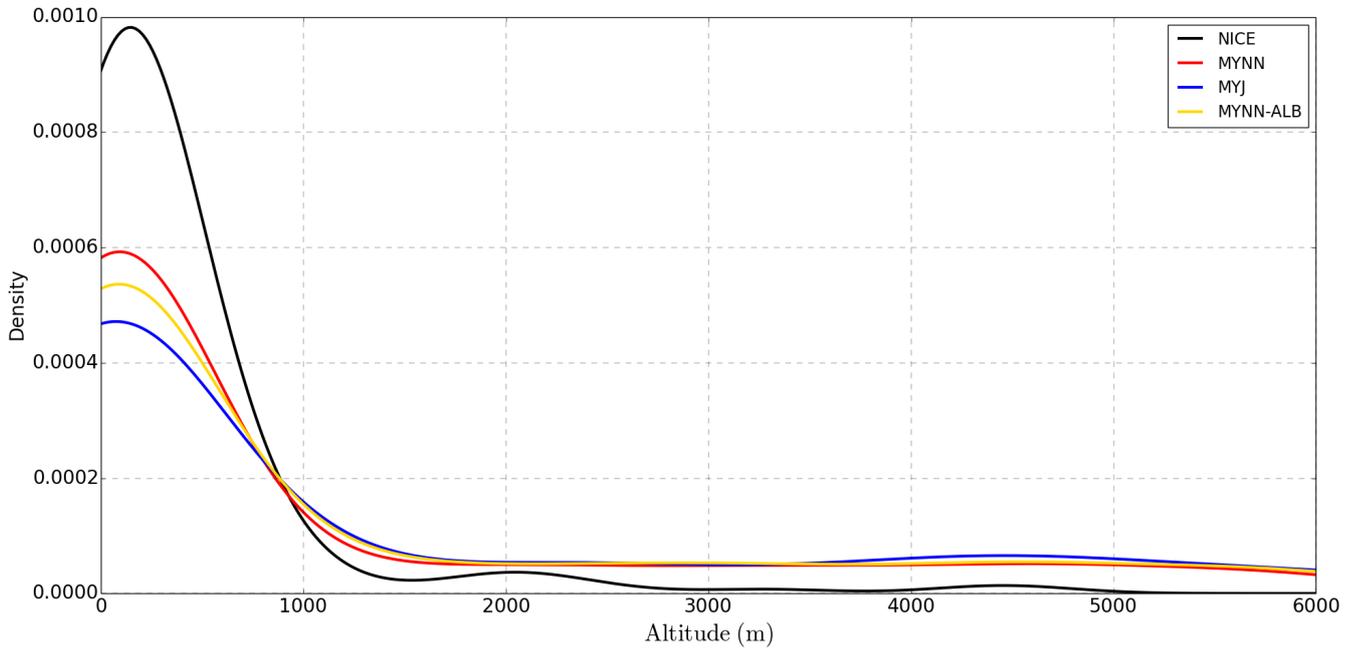


FIGURE 4.8 – Densité de probabilité des altitudes de nuages observées à partir des mesures du lidar IAOOS lors de la campagne N-ICE (noir) et obtenues à partir des simulations MYJ (bleu), MYNN (rouge) et MYNN-ALB (jaune).

Les simulations de P-WRF ont des difficultés à représenter L . Les coefficients de corrélation sont très inférieurs à 1 dans toutes les simulations. Par contre on peut observer que u_* est correctement représentée dans les simulations. Par conséquent, les écarts observés sur la restitution de la longueur de Monin-Obukhov, caractéristique du rapport entre les effets de flottabilité et des flux turbulents, proviennent d'erreurs sur la représentation de la température potentielle virtuelle moyenne ou du flux de chaleur sensible.

Dans cette partie, nous avons analysé statistiquement les limites du modèle P-WRF pour représenter les variables météorologiques proche de la surface, l'occurrence et l'altitude des nuages, l'épaisseur de la neige et les propriétés de stabilité dans la couche de surface. La température et l'humidité à 2 m sont correctement représentées par les simulations du modèle météorologique P-WRF. Sur l'ensemble de la période, la simulation MYJ est celle qui représente le mieux la température et l'humidité. Au printemps, c'est en revanche la simulation MYNN-ALB avec la nouvelle paramétrisation de l'albédo introduite dans ce travail qui donne les meilleurs résultats.

La paramétrisation de l'albédo permet de ralentir la fonte trop rapide de la neige observée dans toutes les simulations de P-WRF et améliore la représentation des variables météorologiques au moment de la fonte. L'occurrence des nuages est sous-estimée de 30 – 35% dans toutes les simulations et leur altitude est surestimée (~ 4 km). Au voisinage de la surface, la surestimation peut atteindre 50%. La simulation

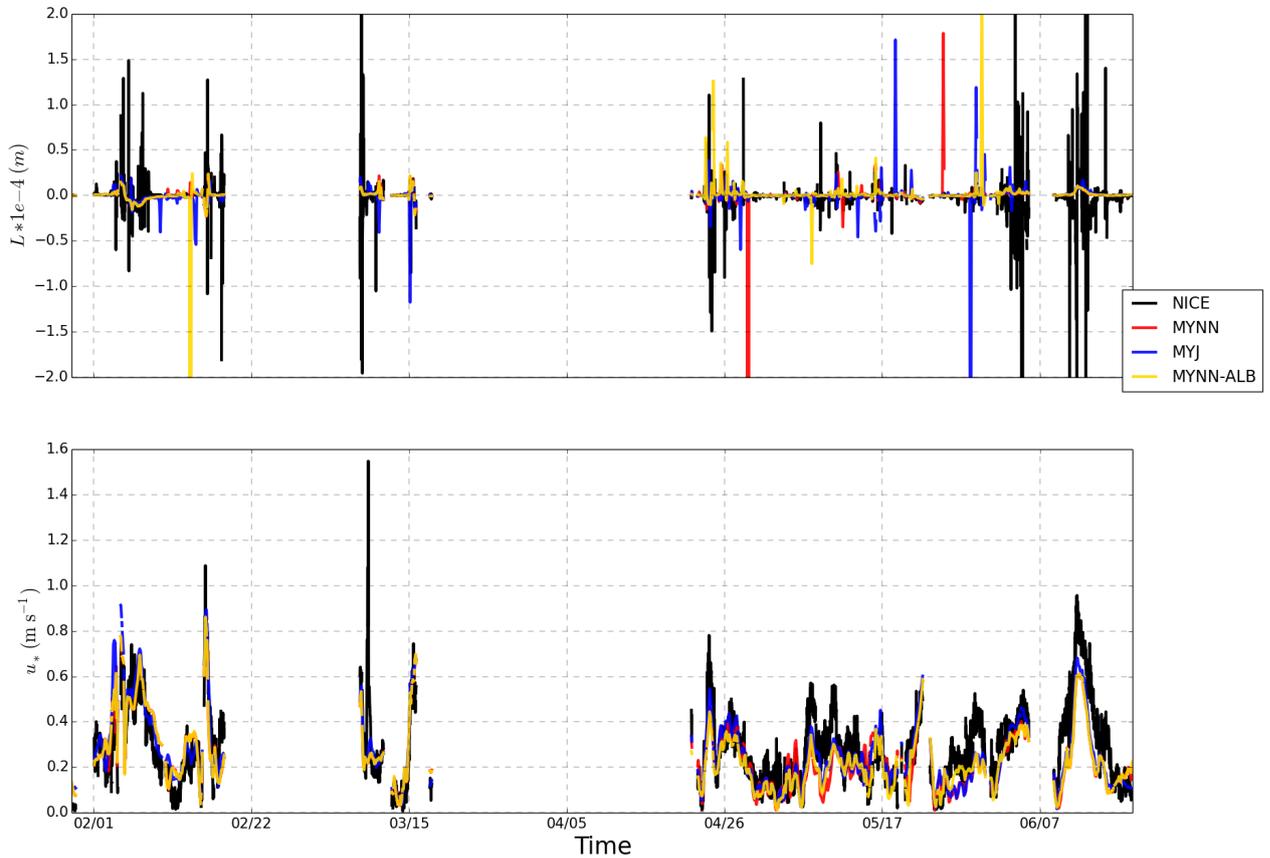


FIGURE 4.9 – Série temporelle de la longueur de Monin-Obukhov L (haut) et de la vitesse de friction u_* (bas) observées (noir) et obtenues dans les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune).

MYJ est celle qui représente le moins bien l'occurrence et l'altitude des nuages.

Les paramètres pilotant la stabilité dans la couche de surface, comme la longueur de Monin-Obukhov et la vitesse de friction, ont été considérés. Exceptée la vitesse de friction qui est correctement représentée dans toutes les simulations, les autres paramètres de la couche de surface sont mal reproduits, pointant vers une représentation erronée des profils de la température potentielle et des flux de chaleur sensible. Dans la suite, on discute en détail la sensibilité des paramètres de la couche limite aux simulations sur trois périodes contrastées. La sensibilité du bilan d'énergie à la surface est également analysée.

4.2 Analyse de sensibilité sur trois cas d'étude

La partie précédente a mis en lumière des difficultés du modèle pour représenter les variables météorologiques, les nuages et les paramètres de stabilité de la couche de surface. Nous présentons ici trois cas d'étude dans lesquelles les conditions météorologiques ne sont pas correctement représentées par les simulations du modèle P-WRF. Il s'agit de comprendre les causes responsables des écarts sur chacune de ces périodes : P1 (21/01 - 20/02) avec le passage des tempêtes en hiver, P2 (15/04 - 16/05) au printemps avec le retour de l'ensoleillement et P3 (16/05 - 19/06) associé à la fonte de la neige. Ces périodes sont représentées sur la figure 4.4 par des bandes grisées. L'analyse des sorties du modèle dans des situations météorologiques et de surface très variées peut permettre de mieux distinguer les processus individuels responsables des sources d'erreur, de mieux comprendre les processus dominants dans chacun des cas, et d'envisager des pistes d'amélioration.

4.2.1 Hiver

La figure 4.10 est un zoom sur la période P1 de l'évolution temporelle des variables météorologiques (T_{2m} , q_{2m} et FF_{10}) à proximité de la surface. Comme cela a été décrit précédemment, les simulations représentent correctement la température et l'humidité au voisinage de la surface lors du passage des tempêtes mais les surestiment en dehors de ces tempêtes de 10 K et 5 K et de 0.25 et 0.1 g kg⁻¹, respectivement pour les simulations MYNN/MYNN-ALB et MYJ. Sur cette période, la simulation MYJ est celle qui représente le mieux par rapport aux écarts T_{2m} et q_{2m} . Les simulations MYNN et MYNN-ALB donne par ailleurs des résultats très proches.

On s'intéresse ici aux flux radiatifs (LW et SW), turbulents (H et LE) et aux flux provenant de la conduction et la fonte dans la glace de mer et la neige (G et M) (Figure 4.11). Pour toutes les simulations, les flux LE et M sont très similaires, sauf le 16 février où en valeur absolue les flux LE et M présentent un pic deux fois plus important dans la simulation MYJ que les deux autres simulations. En revanche, on observe des écarts importants entre les simulations sur les flux LW, H et G.

On peut observer des différences allant jusqu'à 40 W m⁻² en février (hors tempêtes) entre les simulations MYNN et MYNN-ALB et la simulation MYJ. Dans la simulation MYJ, la surface perd davantage d'énergie par émission LW que les autres simulations. En dehors des passages dépressionnaires, H et LE sont proches de 0 W m⁻² et G est positif, signifiant que la surface reçoit de l'énergie de la part de l'océan en dessous de la glace. Le flux G peut atteindre des valeurs de 40 W m⁻² et les écarts entre les simulations MYNN, MYNN-ALB et la simulation MYJ sont d'environ 15 W m⁻², la surface recevant davantage d'énergie dans le cas de MYJ. En période de tempête, des pics des flux LW, H et LE sont observés atteignant des valeurs de 10 W m⁻², 50 W m⁻² et 15 W m⁻², respectivement, sont observés. Le flux G change alors de signe pouvant atteindre au maximum une valeur négative de -50 W m⁻² qui compense en partie la somme des autres flux. La somme totale

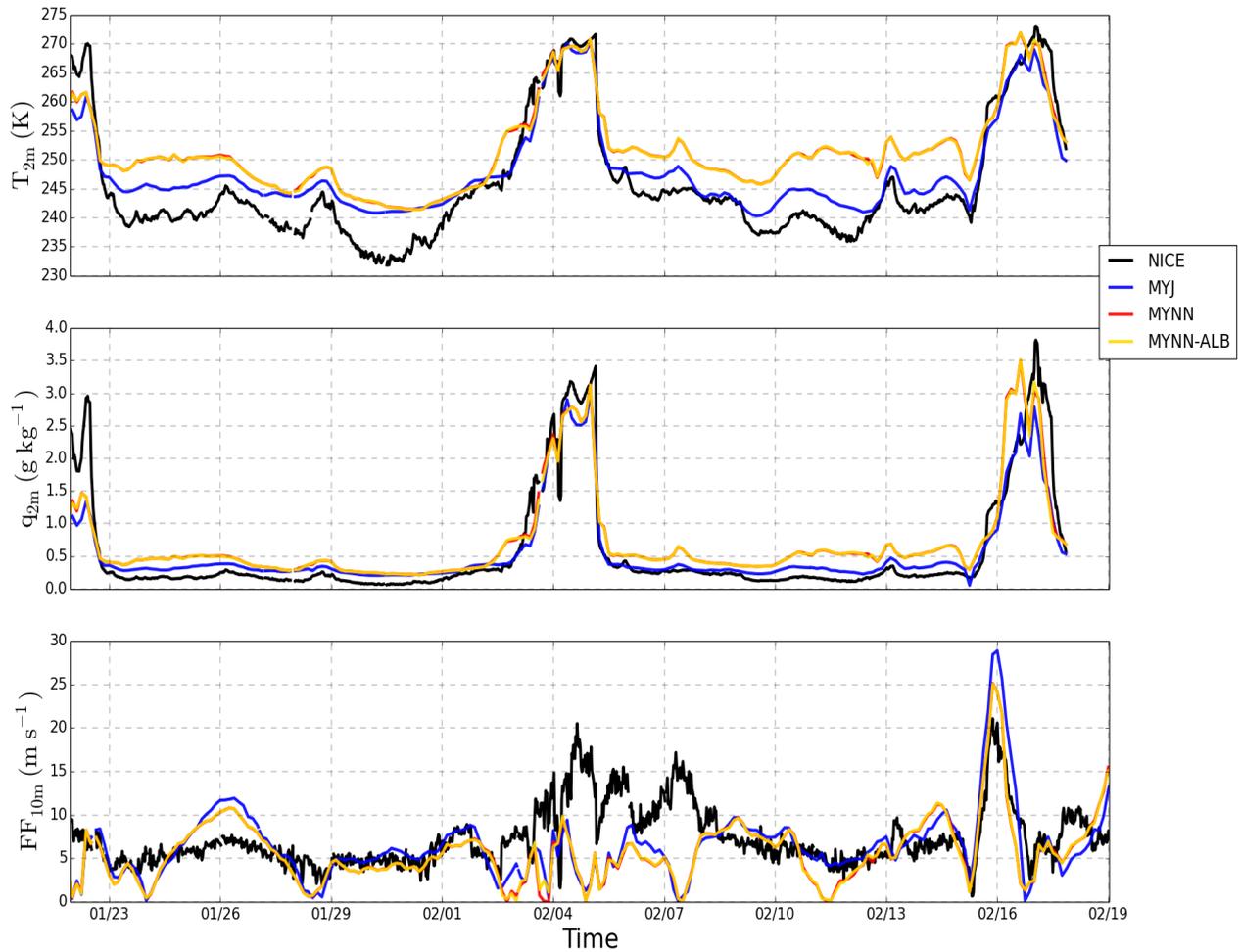


FIGURE 4.10 – Série temporelle des variables météorologiques pour la période P1 : a) la température à 2 m, b) le rapport de mélange de la vapeur d'eau à 2 m et c) la vitesse du vent à 10 m observées (noir) et obtenues dans les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune) pour D2.

demeurant positive, l'excédant d'énergie tend à faire augmenter temporairement la température (figure 4.10).

Les simulations MYNN et MYNN-ALB donnent des résultats semblables sur la période P1 : cela est justifié par l'absence de flux SW en hiver. L'albédo de la neige n'affecte donc pas les résultats. On s'intéresse alors à la sensibilité du modèle au choix de la paramétrisation de la couche limite et de surface entre les simulations MYNN et MYJ sur la période P1.

Les différences des flux ($\delta : F_{simulation} - F_{mesure}$) entre les simulations et les

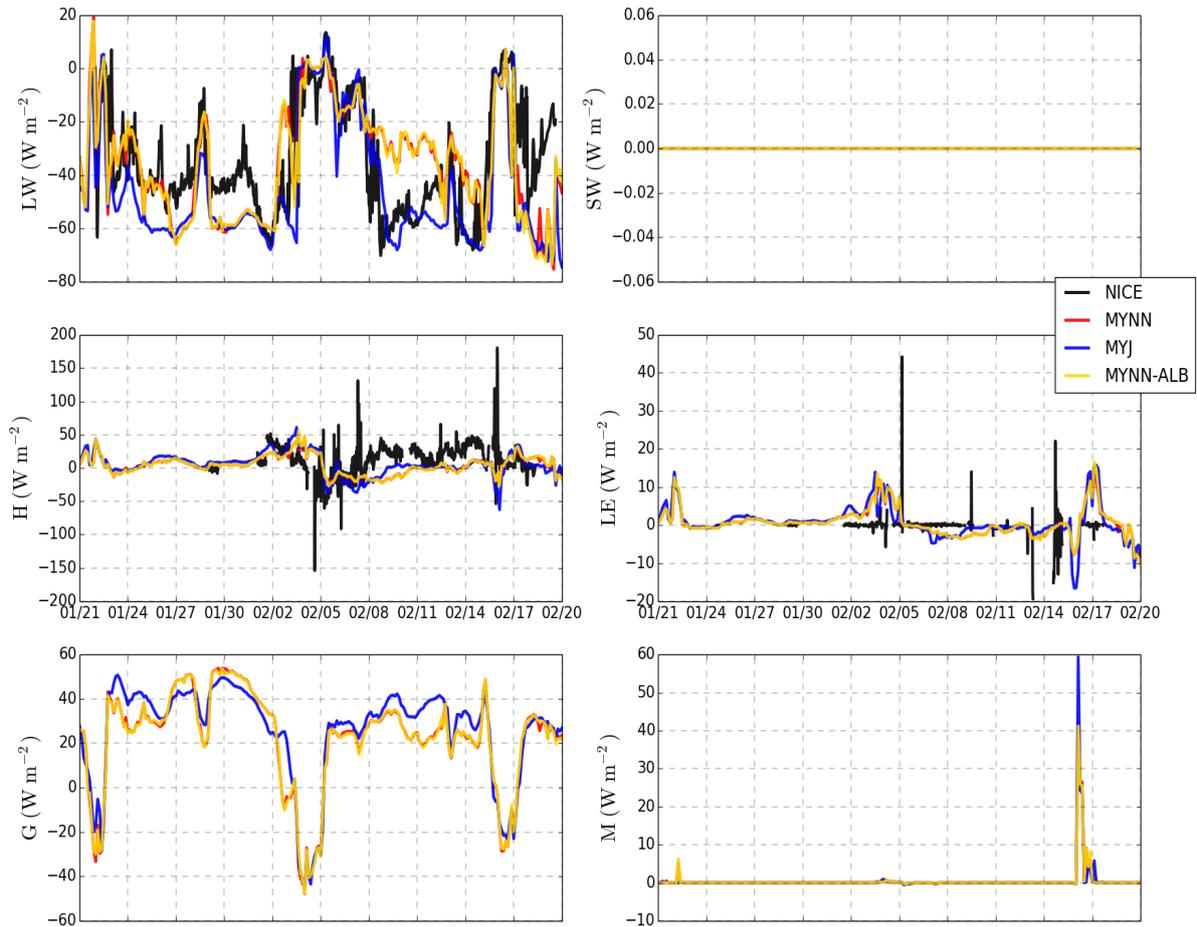


FIGURE 4.11 – Série temporelle des différents termes du bilan d'énergie pour la période P1 : a) LW, b) SW, c) H, d) LE, e) G et f) M, observés (noir) et obtenues dans les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune).

mesures de flux de la campagne N-ICE sont représentées sur la figure 4.12. Les flux H et LE suivent la même tendance dans les différentes simulations. De même, les écarts demeurent similaires par rapport aux observations. La simulation MYNN surestime régulièrement le flux LW en période calme jusqu'à 45 W m^{-2} . La simulation MYJ, au contraire, a tendance à sous-estimer le flux LW, avec un biais moyen de -10 W m^{-2} . Les différences de flux LW constituent en période hivernale, la principale différence entre les résultats de ces deux schémas de couche limite. Afin de mieux comprendre ces écarts on s'intéresse aux composantes montante LW^{\uparrow} et descendante LW^{\downarrow} de ce flux.

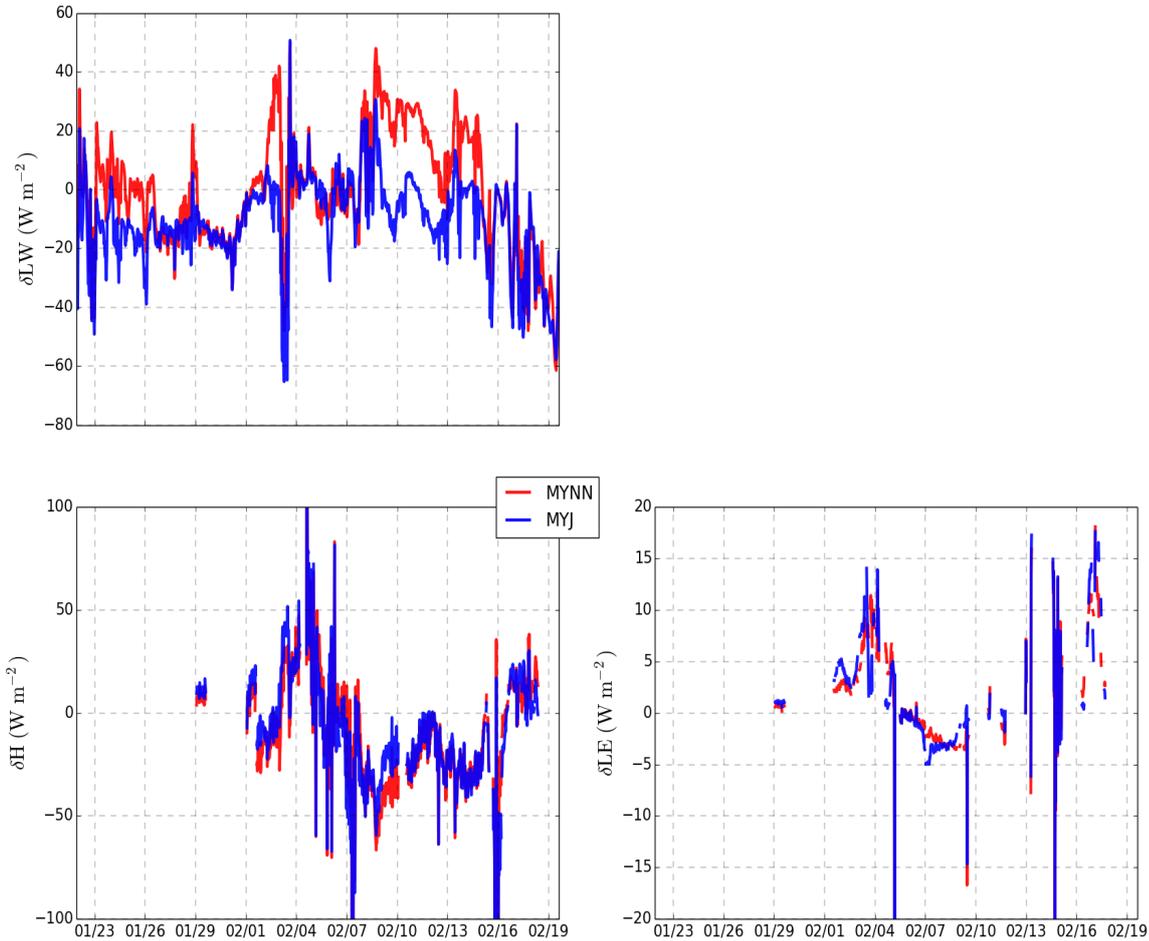


FIGURE 4.12 – Série temporelle des différences des flux LW, H et LE du bilan d’énergie pour la période P1 entre les simulations MYNN (rouge) et MYJ (bleu) et les observations.

La figure 4.13 de la densité de probabilité des flux LW^\uparrow et LW^\downarrow illustre la distribution bimodale de ces flux à partir des observations de la campagne N-ICE [Maillard *et al.* 2021]. Les modes du flux LW^\uparrow à 180 et 290 $W m^{-2}$ et ceux du flux LW^\downarrow à 130 et 280 $W m^{-2}$. La simulation MYNN représente les flux LW^\uparrow et LW^\downarrow avec une distribution trimodale. Les modes sont à 190, 230 et 280 $W m^{-2}$ pour le LW^\uparrow et 135, 180 et 290 $W m^{-2}$ pour le flux LW^\downarrow . Ces trois modes représentent respectivement l’absence de nuage, la présence de nuage et le passage des tempêtes. La simulation MYJ représente mieux les distributions du flux LW que la simulation MYNN mais on y observe tout de même un biais sur les valeurs des modes à 200 et 280 $W m^{-2}$ et 140 et 280 $W m^{-2}$ pour les flux LW^\uparrow et LW^\downarrow respectivement.

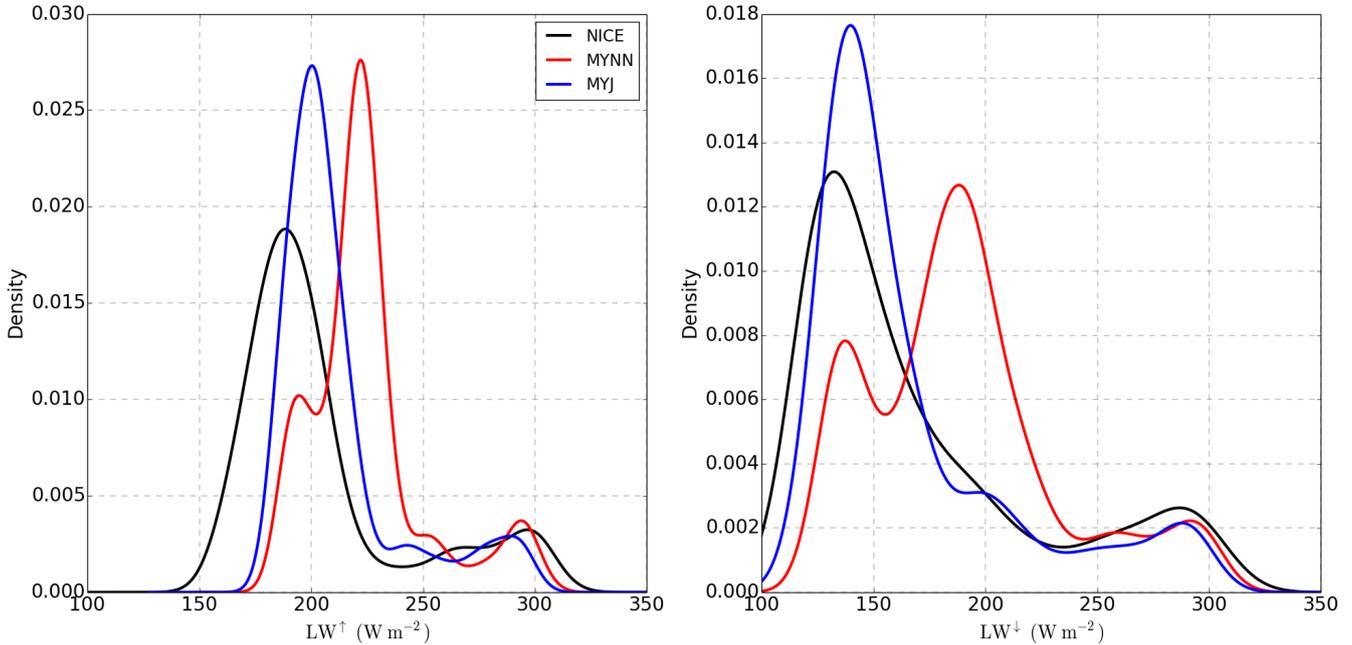


FIGURE 4.13 – Densité de probabilité des flux LW montant et descendant dans les mesures de la campagne N-ICE (noir) et les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu).

Les observations peuvent expliquer les biais observés sur le flux LW^\uparrow . En supposant que la surface terrestre émettent comme un corps noir, un écart de $\Delta T = 6$ K pour une température à la surface $T_s = 245$ K engendre un écart de $\Delta LW^\uparrow = 20$ $W\ m^{-2}$ comme observé sur la Figure 4.12. Les simulations MYNN et MYJ surestiment les flux LW^\uparrow et LW^\downarrow . Mais les écarts observés sur la distribution du flux LW^\downarrow montrent que le choix de la couche limite affecte les flux radiatifs de façon significative.

Le tableau 4.6 montre que la simulation MYNN forme 10% de nuages en plus que la simulation MYJ. Cette dernière sous-estime fortement la formation des nuages par rapport aux mesures lidar.

	N-ICE	MYJ	MYNN
Ciel clair	8	16	6
Ciel nuageux	92	84	94

TABLE 4.6 – Fréquence d'occurrence (%) des nuages en hiver

Les nuages représentés par la simulation MYNN ont un impact radiatif sur le flux LW plus important que les nuages représentés par la simulation MYJ (voir figure 4.14). La densité de probabilité des CRE_{lw} présente deux modes pour les simulations MYNN et MYJ à 5 et 50 $W\ m^{-2}$ et 5 et 60 $W\ m^{-2}$, respectivement. Le mode à 50 $W\ m^{-2}$ est dominant dans la simulation MYNN, ce qui contraste avec la situation observée dans la simulation MYJ où le mode dominant est situé à 5 $W\ m^{-2}$.

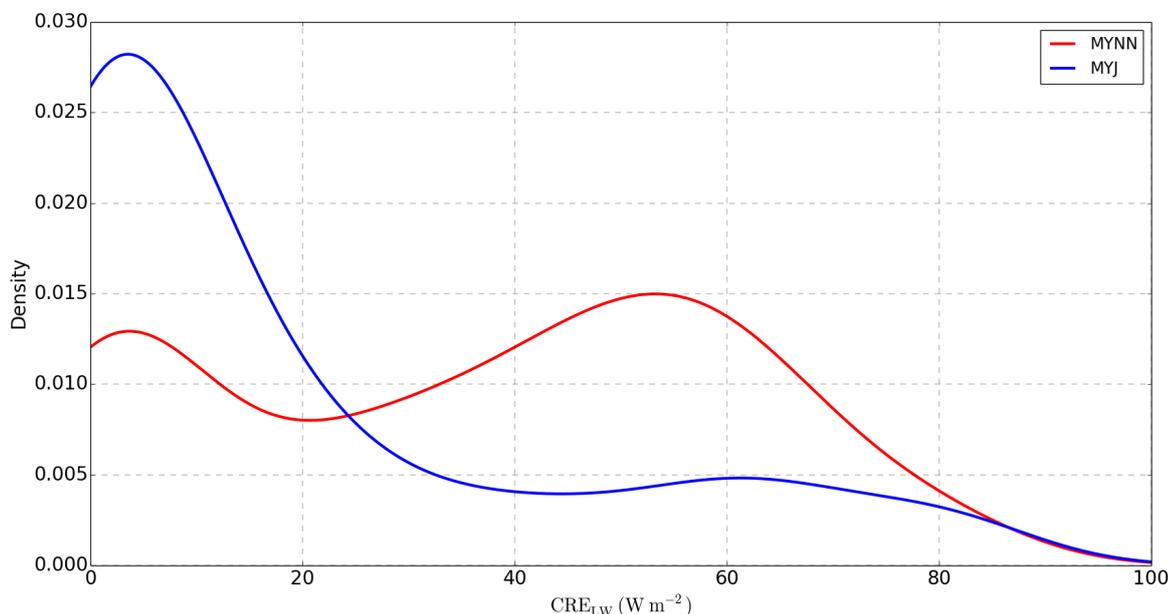


FIGURE 4.14 – Densité de probabilité de l'impact radiatif du nuages (CRE) pour le LW dans les simulations MYNN (rouge) et MYJ (bleu).

Le flux LW est le flux dominant du bilan d'énergie à la surface lors de la période P1. La CRE du nuage jouant donc un rôle majeur sur le bilan d'énergie et la température, on cherche maintenant à comprendre comment le choix de la paramétrisation de la couche de surface et de la couche limite affecte les propriétés des nuages. La figure 4.15 présente la médiane des profils verticaux de température (T), le rapport de mélange (q), température potentielle virtuelle (θ_v) et la vitesse du vent (FF) entre les simulations et les radiosondages effectués pendant N-ICE.

Au-dessus de 500 m, les profils de température et d'humidité sont très proches entre les simulations MYNN, MYJ et les observations. En dessous, des différences significatives sont observées, non seulement à la surface, mais surtout dans toute la couche limite. Les simulations MYNN et MYJ surestiment la température en dessous de 500 m de 7 et 3 K, respectivement. Les simulations surestiment de manière similaire au dessus de 1 km d'altitude θ_v et q de 3 K et 0.05 g kg⁻¹. En dessous de 1 km d'altitude, les simulations surestiment encore davantage θ_v et q , pour MYNN de 5 K et 0.3 g kg⁻¹ et pour MYJ de 5 K et 0.1 g kg⁻¹.

Les propriétés microphysiques des nuages ne sont pas les principales responsables des écarts de LW entre les simulations MYNN et MYJ. La figure 4.16 présente la température à l'altitude de la base du nuage. On observe un écart important entre les simulations MYNN et MYJ avec des valeurs nettement plus grandes dans le cas de la simulation MYNN (jusqu'à 10 K). Cet écart de température engendre un écart sur le flux LW^\downarrow pour un nuage d'altitude similaire de $\Delta LW^\downarrow = 30 \text{ W m}^{-2}$.

La figure 4.17 montre le nombre global de Richardson (R_{ib}) permettant de com-

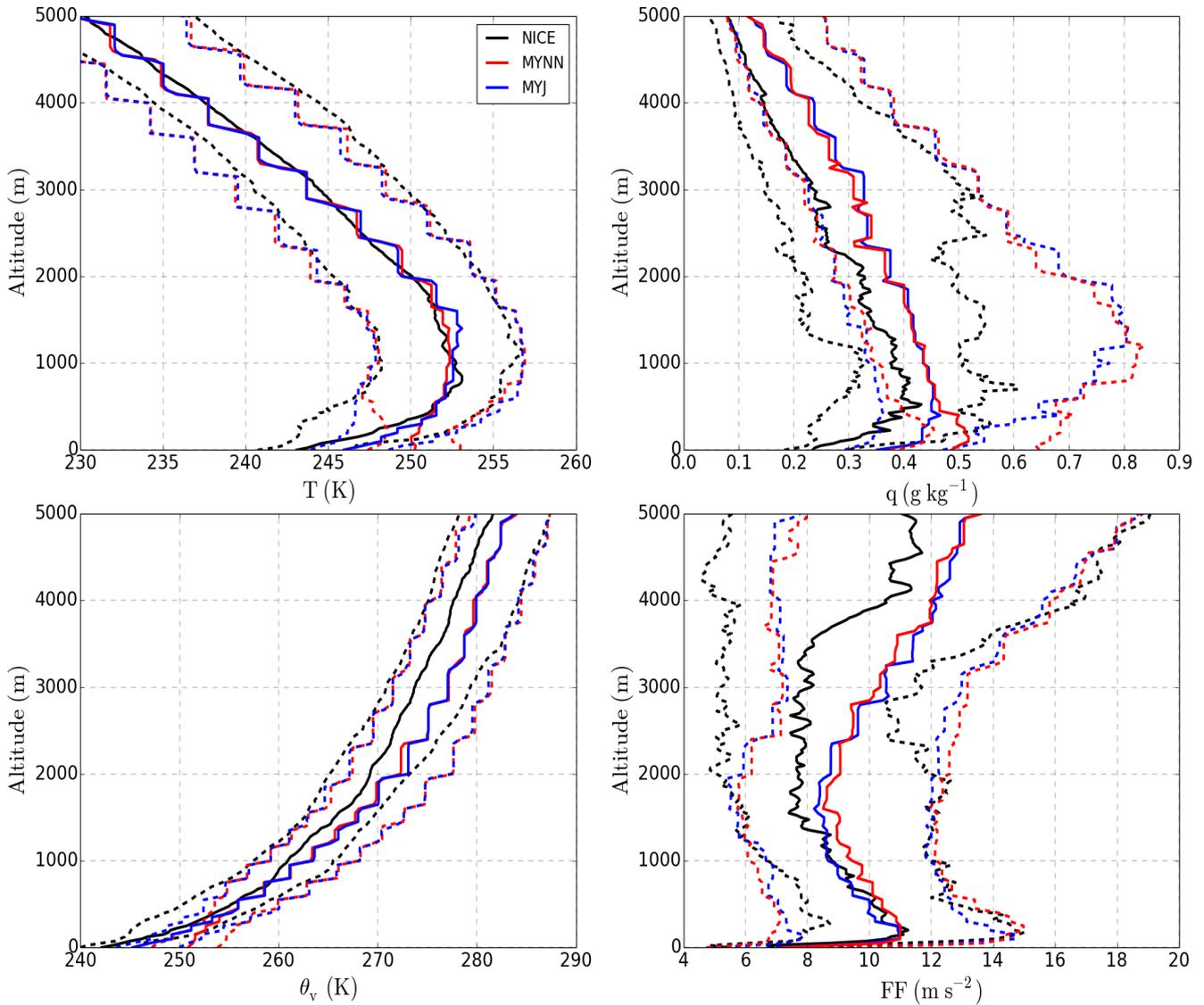


FIGURE 4.15 – Profils verticaux de la médiane (ligne continue) et des quartiles (pointillés) pendant la période P1 : a) de la température T , b) le rapport de mélange de la vapeur d'eau q , c) la température potentielle virtuelle θ_v et d) la vitesse des vents FF observés pendant N-ICE (noir) et obtenus dans les simulations des MYNN (rouge) et MYJ (bleu).

parer les effets liés à la turbulence thermique de l'atmosphère et ceux liés à la turbulence produite par cisaillement vertical et le coefficient d'échange de chaleur C_h permettant de calculer le flux (H). Ces deux termes permettent de caractériser les conditions de stabilité de l'atmosphère. Les simulations comme les observations ne présentent que très rarement des conditions stables ($R_{ib} > 0.2$). On observe une période stable de 2 à 3 jours, pour les simulations autour de 28 janvier, mais qui n'est pas observée dans les mesures. De façon surprenante, le coefficient d'échange de chaleur de la simulation MYJ est supérieur au coefficient d'échange de chaleur



FIGURE 4.16 – Série temporelle pendant la période P1 de la température du nuage T_c à l'altitude de la base du nuage et du flux LW^\downarrow dans les simulations MYNN (rouge) et MYJ (bleu).

de la simulation MYNN. Cela indique que les processus de la couche de surface ne sont pas directement responsables des écarts observés sur les profils de température entre les simulations.

Pour comprendre pourquoi l'écart de température observé entre les simulations n'est pas causé par les paramètres de stabilité de la couche de surface, on s'intéresse à la période de spin up du modèle. Le schéma de couche limite MYNN forme une couche limite plus épaisse que dans le cas du schéma de couche limite MYJ. Lors de la période de spin up, l'altitude de la base du nuage de la simulation MYNN est plus élevée (d'environ 100 m) par rapport à celle de la simulation MYJ, dans laquelle les nuages sont formés à proximité de la surface. Cet écart sur l'altitude de la base du nuage, conduit à un écart de T_c et donc un écart LW^\downarrow entre les deux simulations dès la période de spin up. Les valeurs du flux LW pour la simulation MYNN sont ainsi supérieures de 20 W m^{-2} à celles produites dans la simulation MYJ durant le spin up. La température à la surface augmente alors plus rapidement dans la simulation MYNN durant la période de spin up. Cet effet se propage petit à petit tout au long de la simulation.

En hiver, le schéma de couche limite de MYJ représente donc mieux les variables météorologiques bien que la représentation de l'occurrence des nuages ne soit pas correcte. Le schéma de couche limite de MYNN présente une meilleure représentation de l'occurrence des nuages mais fournit des variables météorologiques biaisées à proximité de la surface : l'atmosphère y est alors plus humide et plus chaude. La source d'erreur principale vient de la représentation de l'altitude de la base des

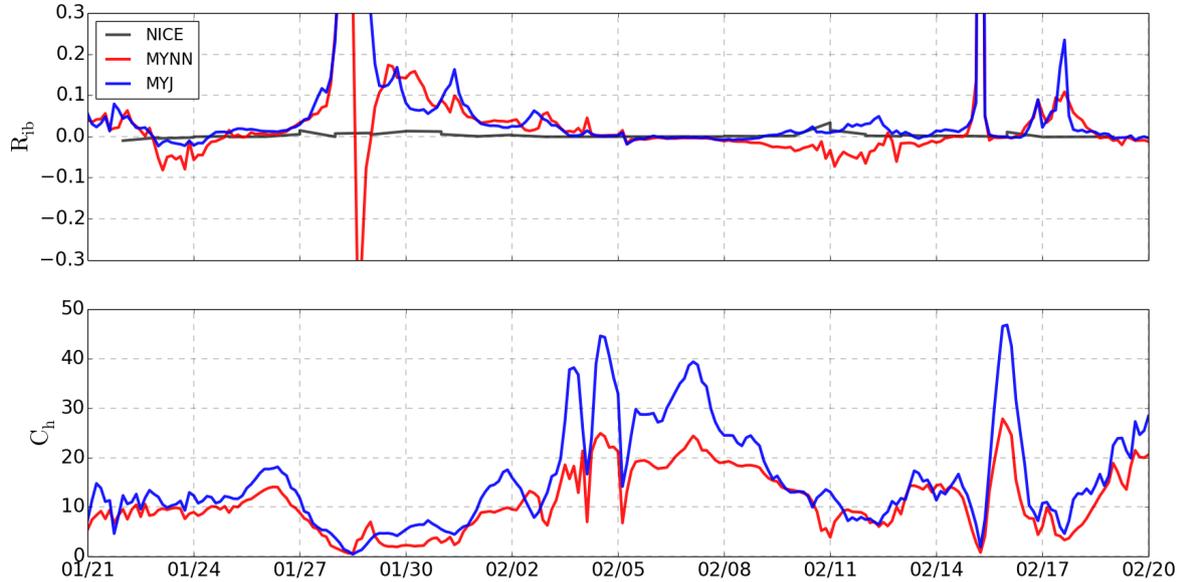


FIGURE 4.17 – Série temporelle du nombre global de Richardson et du coefficient d'échange de chaleur C_h pour la période P1 observés lors de N-ICE (noir) et obtenus dans les simulations MYNN (rouge) et MYJ (bleu).

nuages, car elle contrôle le flux LW descendant qui domine le bilan d'énergie à cette saison. En dépit d'une sous-estimation de l'occurrence des nuages dans la simulation MYJ, une meilleure reproduction de l'altitude de la base des nuages lui permet par conséquent de mieux représenter les flux radiatifs atteignant la surface. Cela conduit à une meilleure restitution des profils de température et d'humidité et des conditions de stabilité dans la couche limite.

4.2.2 Retour de l'ensoleillement au printemps

La seconde étude de cas cible la période P2 (16/04 au 16/05), caractérisée par la présence de la lumière du soleil, une présence importante de nuages et une absence de fonte de la neige en surface [Cohen *et al.* 2018].

La figure 4.18 présente l'évolution temporelle des variables météorologiques T_{2m} , q_{2m} et FF_{10m} pour la période P2. On observe distinctement en mai l'effet du cycle diurne sur la représentation de la température par les simulations P-WRF. Aucune des simulations ne représente correctement la vitesse des vents. La simulation MYNN surestime T_{2m} et q_{2m} de 5 K et 0.5 g kg^{-1} respectivement, et la simulation MYJ surestime aussi ces variables de 3 K et 0.2 g kg^{-1} , respectivement. La simulation MYNN-ALB est la simulation qui représente le mieux les variables météorologiques.

La figure 4.19 montre les flux LW, SW, H, LE, G et M pour la période P2. On remarque un effet diurne marqué sur tous les flux, excepté sur le flux M qui est négligeable sur la majorité de la période. Les simulations MYNN et MYJ représentent les

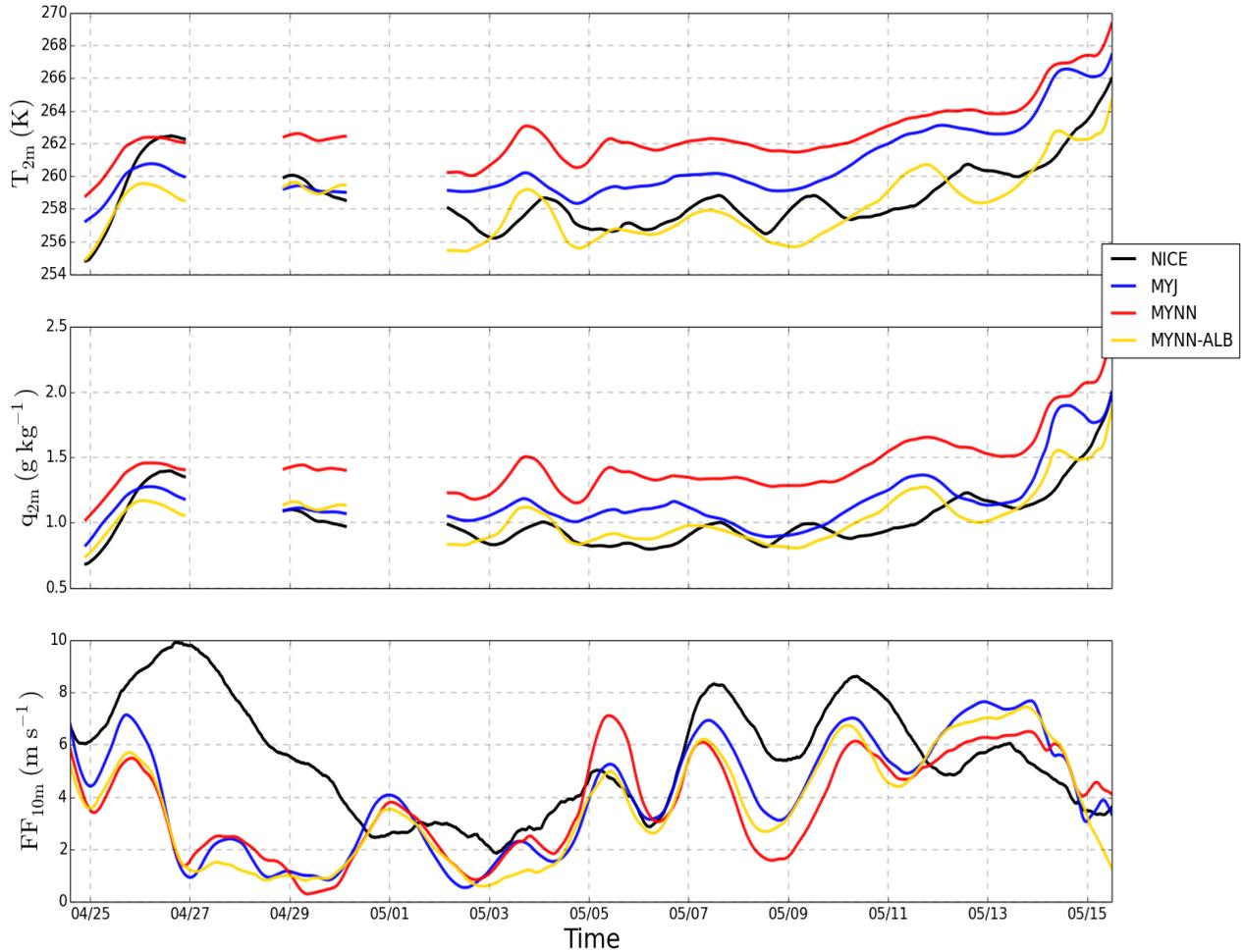


FIGURE 4.18 – Série temporelle des variables météorologiques pour la période P2 : a) la température à 2 m T_{2m} , b) le rapport de mélange de la vapeur d'eau à 2 m q_{2m} et c) la vitesse des vents à 10 m FF_{10m} observées lors de la campagne N-ICE (noir) et obtenues par les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune) pour D2.

flux de façon similaire, ce qui n'était pas le cas en hiver. La simulation MYNN-ALB représente un effet diurne moins marqué que les autres simulations sur les différents flux. Cela s'explique par l'effet tampon sur le flux SW en présence d'un albédo plus élevé dans MYNN-ALB. Les simulations MYNN et MYJ donnent des flux LW d'une valeur autour de -80 W m^{-2} et atteignent rarement des valeurs supérieures à -20 W m^{-2} . La simulation MYNN-ALB donne une valeur proche de -70 W m^{-2} . On observe les variations journalières du flux SW dans toutes les simulations, ce qui affecte la température et tous les autres termes du bilan d'énergie. La simulation

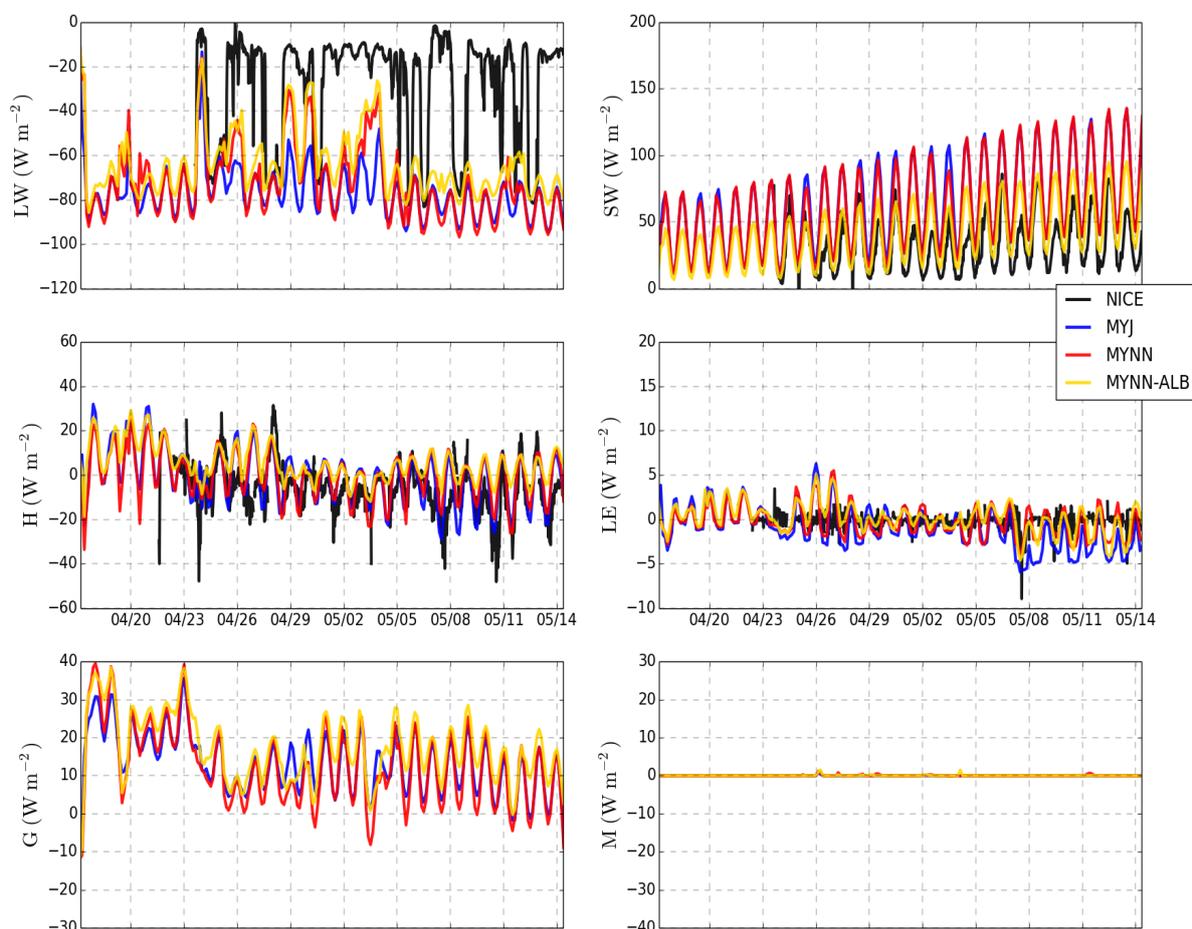


FIGURE 4.19 – Série temporelle des différents termes du bilan d'énergie pour la période P2 : a) LW, b) SW, c) H, d) LE, e) G et f) M observés pendant la campagne N-ICE (noir) et obtenus dans les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune).

MYNN-ALB avec la paramétrisation de l'albédo de la neige suivant [Perovich 2002] a un flux SW un tiers plus faible que les autres simulations. Cet écart explique la température plus faible de cette simulation par rapport aux autres. Les flux H et G sont de même intensité entre -40 et 40 W m^{-2} . Le flux H change de signe avec le cycle diurne. Le flux G en revanche est positif sur la majorité de la période, l'océan plus chaud en dessous apportant de la chaleur à la surface de glace plus froide. On observe peu d'écart entre les simulations sur le flux LE, excepté pour une semaine en mai, où la simulation MYJ a un flux LE inférieur aux autres simulations. Ces valeurs de LE restent néanmoins faibles car la surface est constamment recouverte de

glace, ce qui empêche les flux d'évaporation depuis la surface. Le même phénomène est observé sur le flux H à la même période.

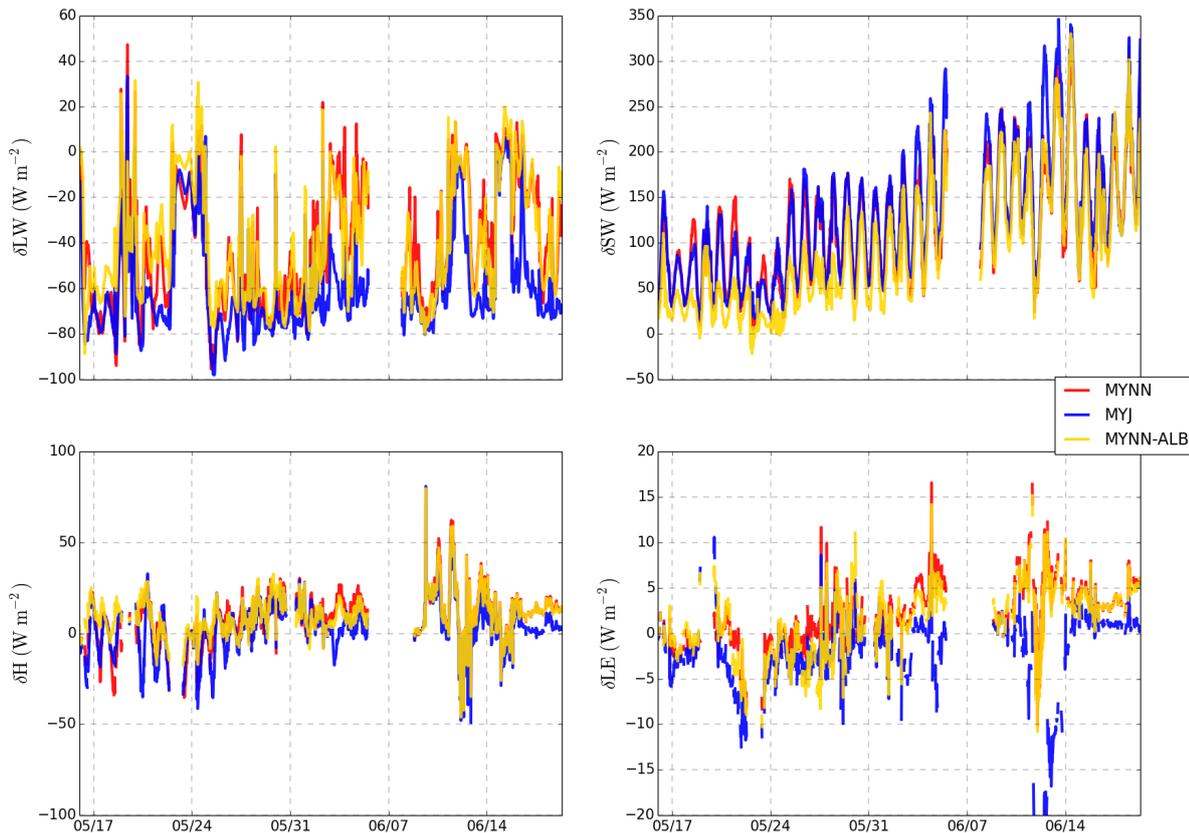


FIGURE 4.20 – Série temporelle des différences des flux LW, SW, H et LE pour la période P2 entre les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune) et les observations lors de N-ICE.

La figure 4.20 montre la différence entre les flux simulés par P-WRF et observés dans les mesures de N-ICE. Les différentes simulations ne présentent pas d'écart significatif sur les flux turbulents H et LE, comme cela était le cas pendant la période P1. On observe néanmoins un écart entre mesures et simulations de 30 W m^{-2} pour le flux H et de 5 W m^{-2} pour le flux LE. Les écarts les plus grands sont obtenus pour les flux radiatifs. On observe un écart moyen de 60 W m^{-2} et -60 W m^{-2} entre les simulations MYNN et MYJ et les observations N-ICE pour les flux SW et LW respectivement. La simulation MYNN-ALB représente le mieux le flux SW mais avec des écarts pouvant atteindre jusqu'à 60 W m^{-2} et le flux LW est mieux représenté que dans les autres simulations. Ces différences entre les flux radiatifs (surestimation du flux SW et sous-estimation du flux LW) indique un

manque de nuages dans les simulations.

	N-ICE	MYNN	MYJ	MYNN-ALB
Ciel clair	4	54	64	54
Ciel nuageux	96	46	36	46

TABLE 4.7 – Fréquence d'occurrence des nuages durant la période P2.

Le tableau 4.7 confirme que les simulations sous-estiment de près de 40% à 50% l'occurrence des nuages observée par le lidar IAOOS. La figure 4.21 de la densité de probabilité des nuages montre que, durant la période P2, les nuages ont une altitude proche de la surface ($< 1000\text{m}$) qui n'est représentée correctement dans aucune des simulations P-WRF. La simulation MYNN-ALB a cependant une densité de probabilité des nuages plus élevée à proximité de la surface que les simulations MYNN et MYJ, bien que largement sous-estimée.

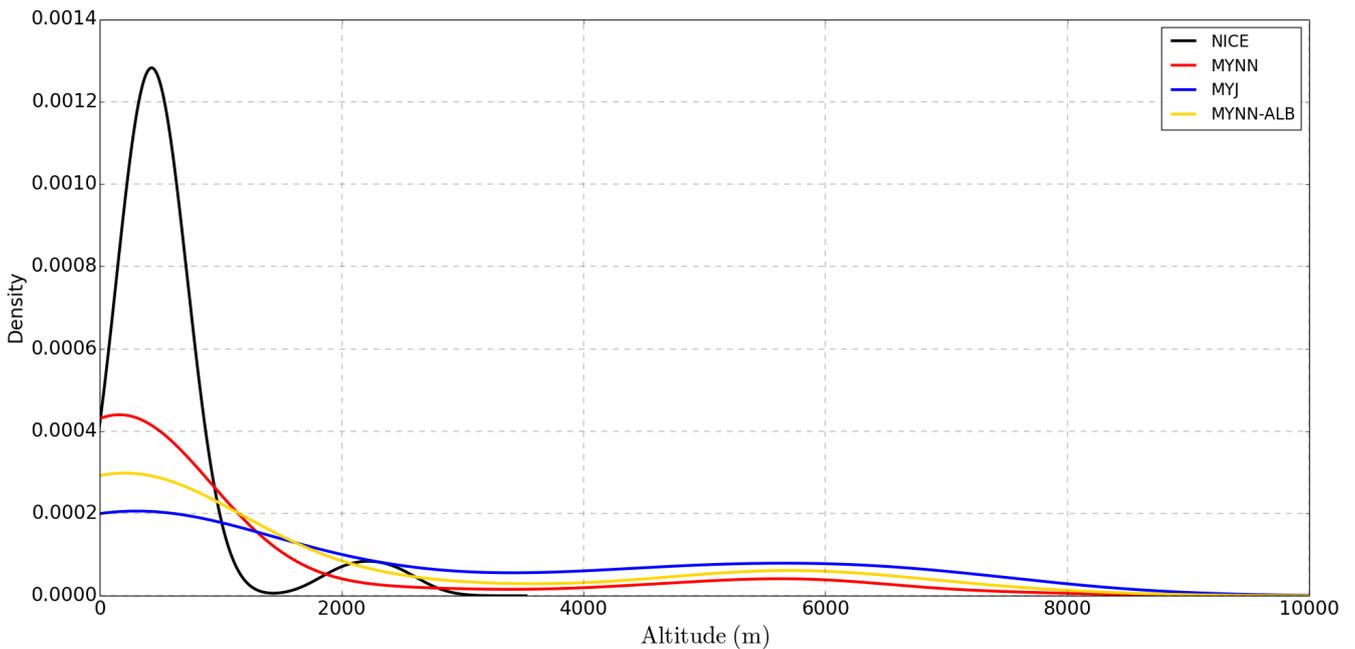


FIGURE 4.21 – Densité de l'occurrence de l'altitude du nuage des mesures lidar IAOOS lors de la campagne N-ICE (noir) et des simulations MYJ (bleu), MYNN (rouge) et MYNN-ALB (jaune) pour la période P2.

La figure 4.22 présente les médianes de T , q , θ_v et FF pour la période P2. La médiane de la température observée lors de campagne N-ICE présente deux inversions de température à ~ 50 et ~ 500 m au-dessus de la surface. Ces inversions sont représentées dans les simulations de P-WRF à 800 m d'altitude. Les simulations MYNN et MYJ surestiment la température en dessous de 700 m de 4 et 2 K respectivement. La simulation MYNN-ALB qui a une température proche des

observations à la surface, croît avec l'altitude. Au-dessus de 600 m, toutes les simulations ont un profil de température similaire. Entre les deux inversions (50 à 500 m d'altitude) un écart de près de 2 K se forme entre la simulation MYNN-ALB et les mesures. Les médianes de q et θ_v ont une allure similaire et, comme pour T , l'inversion au voisinage de la surface n'est pas représentée dans les simulations. Elles surestiment systématiquement q et θ_v de 0.5 et 0.3 g kg⁻¹ et de 4 et 3 K, respectivement pour les simulations MYNN et MYJ. La simulation MYNN-ALB a un profil de q similaire aux observations à la surface mais le surestime au-dessus de 0.2 g kg⁻¹. Toutes les simulations surestiment systématiquement q dans toute la colonne. Par conséquent, les sous-estimations des nuages ne sont pas générées par un manque de vapeur d'eau mais plutôt par les conditions thermiques : une surestimation de la température peut empêcher d'atteindre la pression de vapeur saturante suffisante pour permettre la condensation en eau liquide ou en glace (nucléation). La plupart des nuages observés par le lidar dans la période se situent dans la couche entre les deux inversions de température. Mieux reproduire ces inversions thermiques pourrait permettre d'améliorer l'occurrence des nuages.

La figure 4.23 montre le nombre global de Richardson R_{ib} et le coefficient d'échange de chaleur C_h pour la période P2. On observe, durant cette période, que R_{ib} est négatif ou égal à 0 dans les observations. Les simulations en revanche semblent montrer une prédominance dans la couche de surface des effets turbulents (R_{ib} entre 0 et 0.2).

L'analyse de la période P2 a montré qu'au printemps les simulations formaient beaucoup moins de nuages qu'en hiver. Les simulations ont des difficultés à représenter les couches d'inversion thermique et d'humidité observées ; les conditions thermodynamiques simulées s'éloignent ainsi des conditions de saturation nécessaires à la formation de nuages. En outre, les études basées sur des observations in situ des nuages indiquent que ceux-ci sont essentiellement en phase mixte au printemps ; l'analyse des signaux lidar pendant N-ICE confirment ces observations [Di Biagio *et al.* 2020]. Or, les nuages simulés dans ce travail ont des contenus en eau et glace très faibles. La nouvelle paramétrisation de l'albédo de la neige permet d'améliorer la représentation de la température, de l'humidité et des différentes composantes du bilan d'énergie à la surface. Mais le manque de nuages est responsable de biais importants sur les flux radiatifs. Cela nous conduira naturellement dans la section 4.3 à poursuivre les études de sensibilité sur la présence de nuages de basse couche au printemps.

4.2.3 Fonte de la neige à la fin du printemps

La période P3 est la période caractérisée par la fonte de la neige dans les simulations. Les variables météorologiques T_{2m} , q_{2m} et FF_{10m} de la période P3 sont présentées sur la figure 4.24. La simulation MYNN surestime la température et le rapport de mélange de 3 K et 0.8 g kg⁻¹ jusqu'en juin. La simulation MYJ surestime aussi la température de près de 2 K mais représente correctement q malgré quelques sous-estimation de 2 K. La simulation MYNN-ALB est celle qui représente le mieux T_{2m}

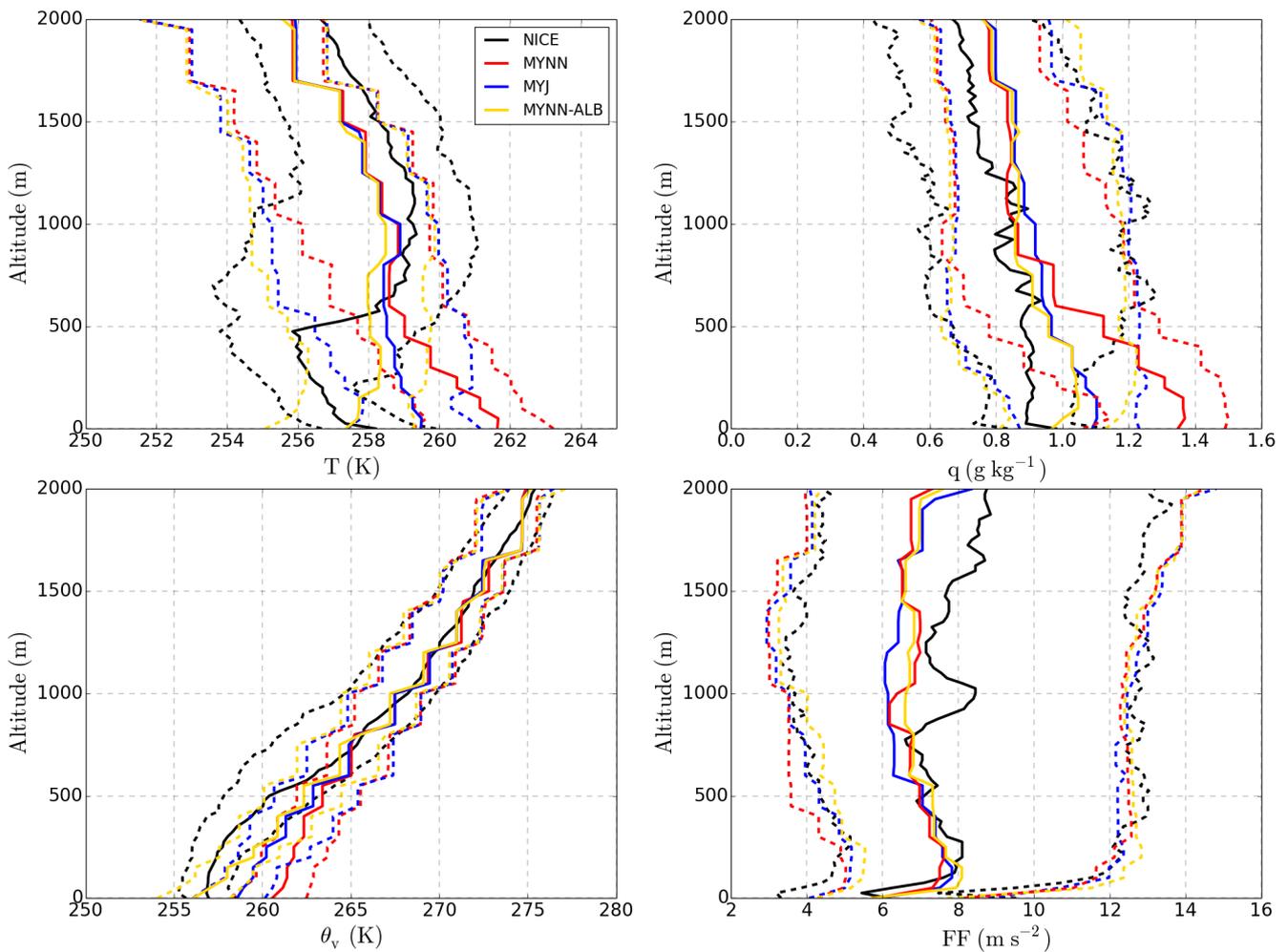


FIGURE 4.22 – Profils verticaux de la médiane (ligne continue) et des quartiles (pointillé) pendant la période P2 : a) de la température, b) du rapport de mélange de la vapeur d'eau, c) de la température potentielle virtuelle, d) du rapport de mélange de l'eau liquide observés pendant la campagne N-ICE (noir) et obtenus dans les simulations des MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune).

et q_{2m} jusqu'en juin. À partir de juin, les simulations MYNN et MYNN-ALB donnent des résultats similaires et surestiment toutes deux la température et le rapport de mélange de la vapeur d'eau. C'est la simulation MYJ qui représente le mieux ces variables en juin. Comme pour les deux périodes précédentes les simulations P-WRF ne représente pas correctement la vitesse du vents à 10 m.

La figure 4.25 présente les différents termes du bilan d'énergie pendant la période P3. Durant cette période, le flux SW est dominant et peut atteindre une valeur de 450 W m^{-2} . Jusqu'en juin, le flux SW de la simulation MYNN-ALB est inférieur d'un facteur 2 par rapport aux flux SW des deux autres simulations, aux résultats très proches. À partir de juin, les simulations MYNN et MYNN-ALB donnent des résultats semblables pour ce flux prépondérant. De même, ces deux simulations

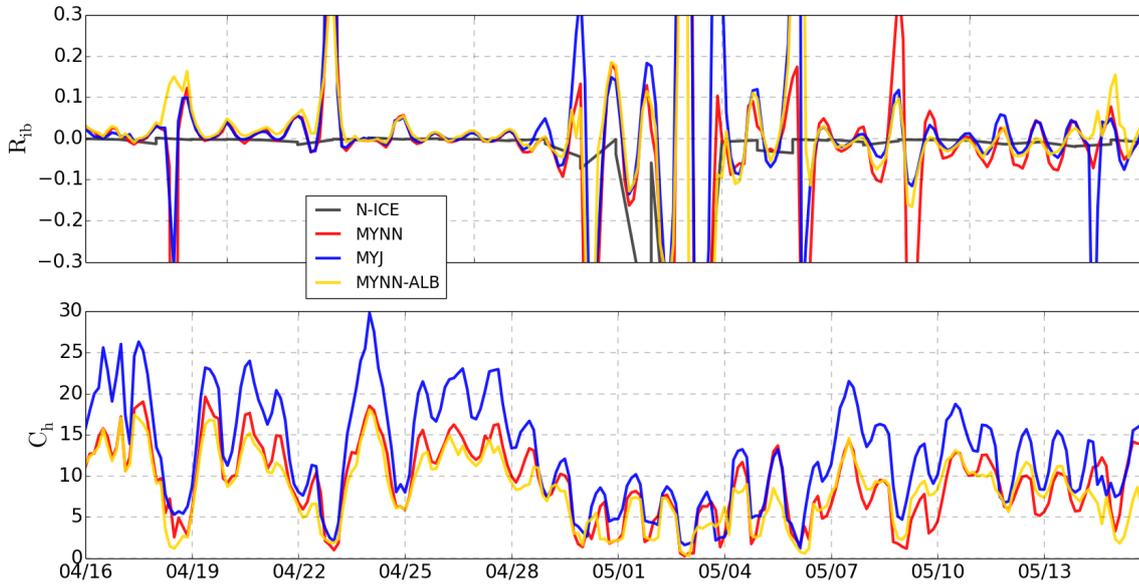


FIGURE 4.23 – Série temporelle du nombre global de Richardson R_{ib} et du coefficient d'échange de chaleur C_h pour la période P2 observés durant N-ICE (noir) et obtenues dans les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune).

MYNN et MYNN-ALB donnent des valeurs très similaires pour les autres flux (LW, H, LE et G) en juin. Le flux LW est très faible dans la simulation MYJ, avec des valeurs pouvant descendre en dessous de -80 W m^{-2} sur une grande partie de la période. Les valeurs sont plus élevées dans les autres simulations et des maxima de -20 W m^{-2} sont atteints en mai, comme cela pourrait être attendu dans les observations. Des différences importantes peuvent être notées sur la simulation du flux LE. Dans la simulation MYJ, des pics négatifs sont observés les 24 mai, 6 juin et 12 juin atteignant des valeurs de -15 W m^{-2} , -23 W m^{-2} et -36 W m^{-2} . Le flux LE est plus fort sur la période P3 que sur l'ensemble de la période : cela est justifié par la présence d'eau liquide à la surface, augmentant les flux d'évaporation à la surface. Le flux H est négatif en mai dans les simulations et on observe un écart de 10 W m^{-2} en juin entre les simulations MYNN et MYNN-ALB et la simulation MYJ. Le flux G varie entre -20 et 30 W m^{-2} en mai mais diminue en juin pour atteindre constamment une valeur quasi-nulle. Le flux M, négligeable sur les périodes P1 et P2, devient une composante majeure du bilan d'énergie en période P3. Il peut atteindre une valeur absolue de 100 W m^{-2} . Des maxima apparaissent pour toutes les simulations les 17 et 20 mai, mais avec des intensités différentes. Puis, on observe une diminution régulière du flux M à partir du 24 mai pour la simulation MYNN, du 26 mai pour la simulation MYJ et du 29 mai pour la simulation MYNN-ALB.

On observe sur la figure 4.26 que le flux LW est sous-estimé et que le flux SW est surestimé dans toutes les simulations. Le bon accord noté sur les températures au

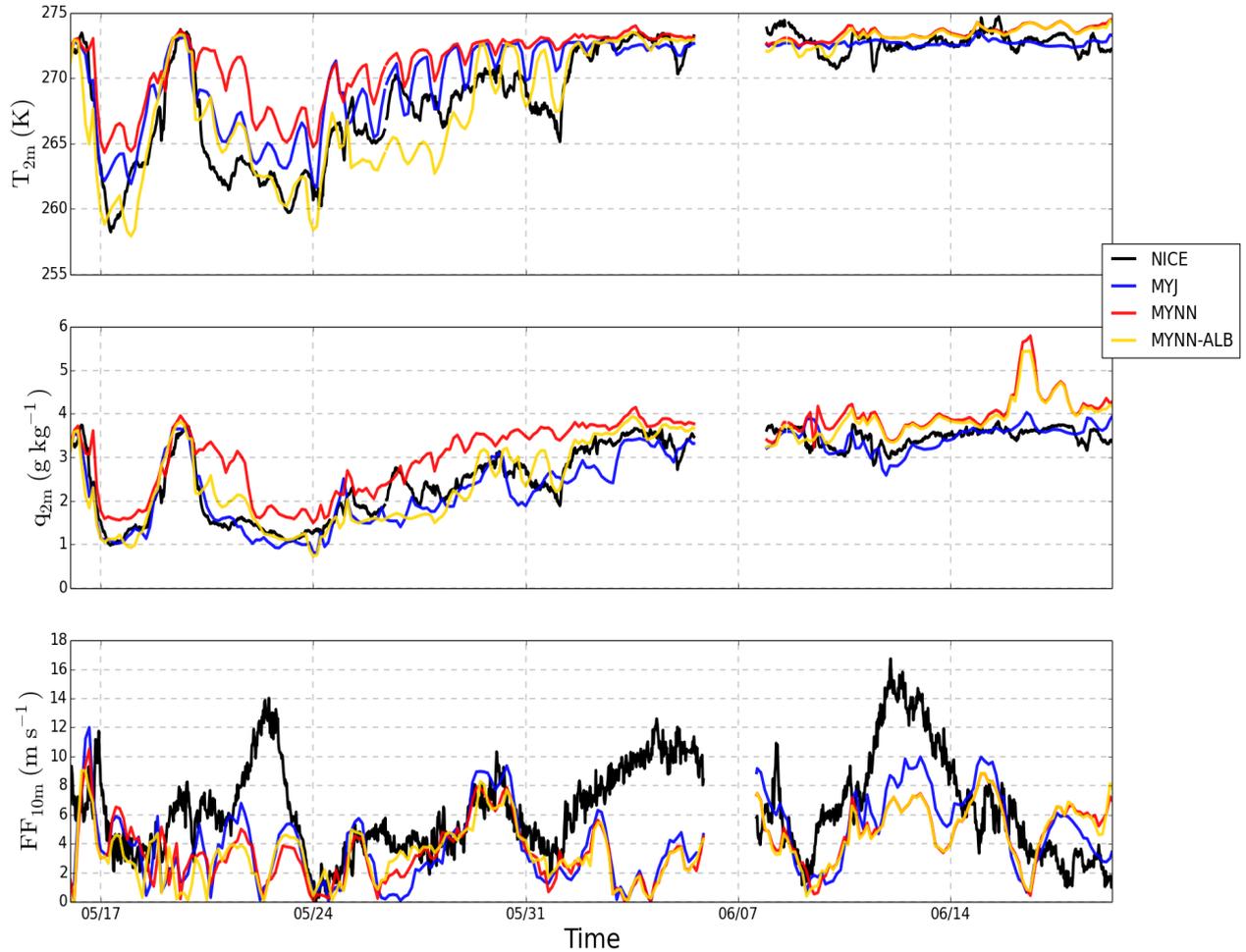


FIGURE 4.24 – Série temporelle des variables météorologiques pour la période P3 : a) la température à 2 m T_{2m} , b) le rapport de mélange de la vapeur d'eau à 2 m q_{2m} et c) la vitesse des vents à 10 m FF_{10m} observées lors de N-ICE (noir) et obtenues dans les simulations des MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune).

voisinage de la surface par rapport aux mesures N-ICE suggère donc une compensation entre les surestimations du flux SW et une sous-estimation du flux LW : les températures sont reproduites correctement pour de mauvaises raisons. Cela suggère naturellement un manque de nuages dans les simulations de P-WRF, comme lors de la période P2. Leur sous-estimation empêche une atténuation du flux SW, qui est donc surestimé, et une ré-émission infrarouge vers la surface, sous-entendant une sous-estimation du flux LW. La différence sur les flux turbulents lors de la période P3 est d'environ 30 W m^{-2} pour le flux H et de 10 W m^{-2} pour le flux LE. Les

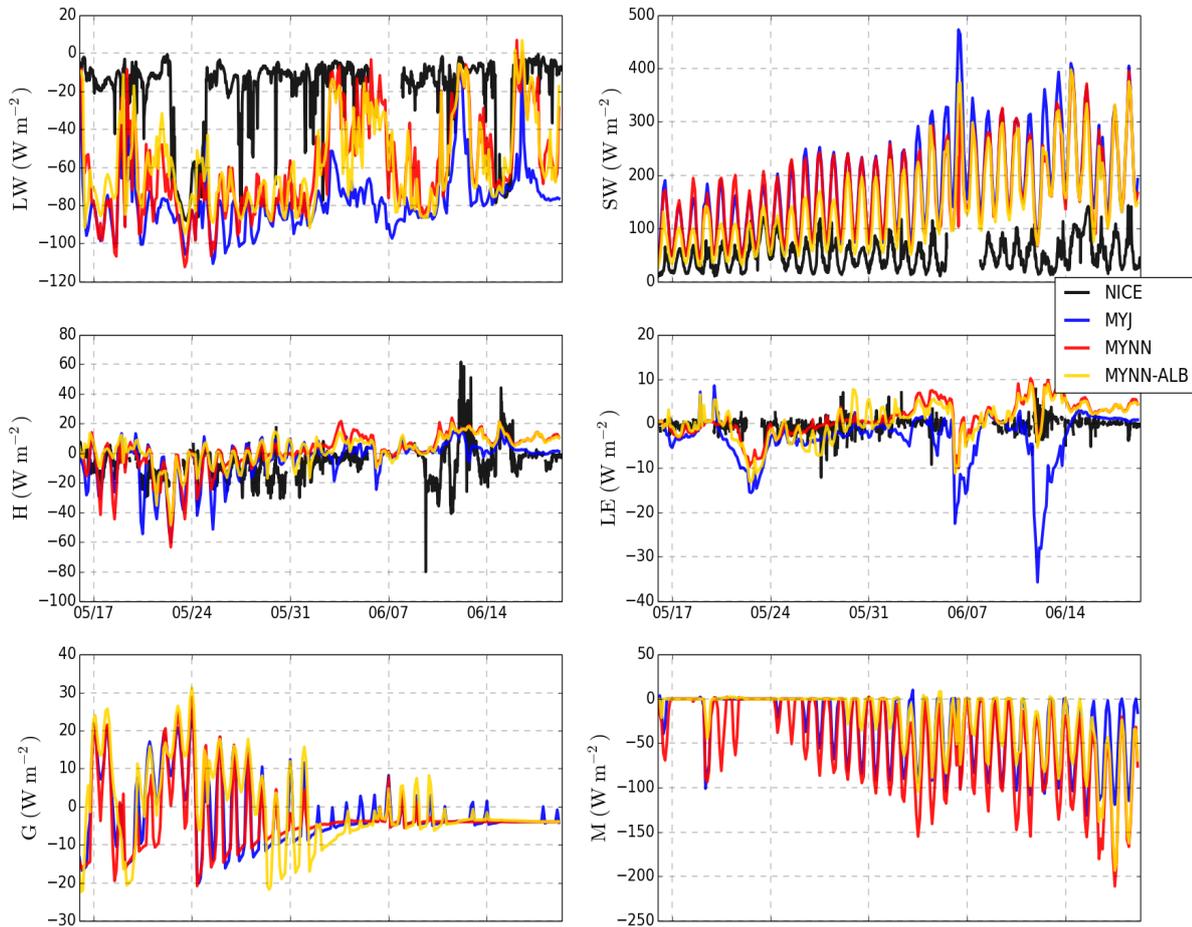


FIGURE 4.25 – Série temporelle des différents termes du bilan d'énergie pour la période P3 : a) LW, b) SW, c) H, d) LE, e) G et f) M, observés lors de N-ICE (noir) et obtenus dans les simulations des MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune).

flux turbulents étant sous-estimés, les améliorer devient une piste éventuelle pour viser à mieux représenter la formation et donc la distribution des nuages dans les modèles. La simulation MYJ présente des extrema sur le flux LE qui ne sont pas observés et qui sont responsables d'un écart de 20 W m^{-2} .

Sur la figure 4.27, on observe la densité de probabilité des flux LW et SW montant (LW^\uparrow , SW^\uparrow) et descendant (LW^\downarrow , SW^\downarrow). Le flux LW^\uparrow simulé présente une distribution similaire à celle observée, en particulier dans la simulation de MYNN-ALB. Cela est dû à une représentation correcte de la température de surface, donc de l'émittance tellurique par la surface. Sur la distribution du LW^\downarrow en revanche, un

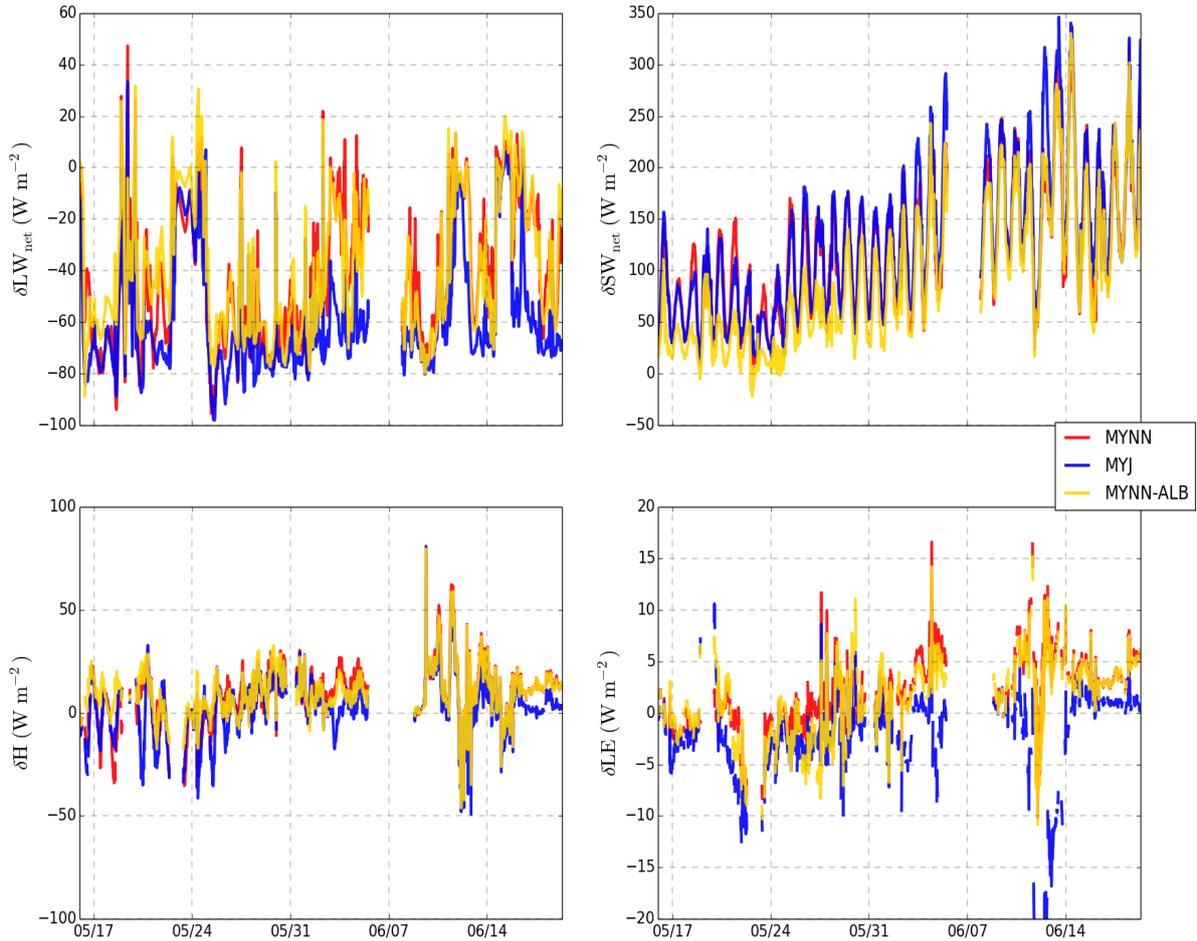


FIGURE 4.26 – Série temporelle des différences entre les flux LW, SW, H et LE du bilan d'énergie les simulations MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune) et les observations lors de N-ICE pendant la période P3.

écart significatif de près de 80 W m^{-2} est noté entre simulations et observations. Les deux composantes du flux SW (SW^{\uparrow} et SW^{\downarrow}) sont surestimés dans toutes les simulations. En particulier, les deux modes observés dans la distribution du SW^{\downarrow} à 180 et 310 W m^{-2} sont décalés d'environ 100 à 200 W m^{-2} dans les simulations. Le SW^{\uparrow} étant causé par la réflexion du SW^{\downarrow} par la surface, l'effet d'albédo tend donc à limiter les surestimations. Les écarts entre observations et simulations observés sur le SW^{\downarrow} et LW^{\downarrow} suggèrent, comme la période P2, un manque de nuages dans les simulations. Cela confirme par conséquent que la représentation raisonnable de T_{2m} est obtenue grâce à une compensation entre les surestimations du flux SW et

les sous-estimations du flux LW engendrés par une absence de nuages.

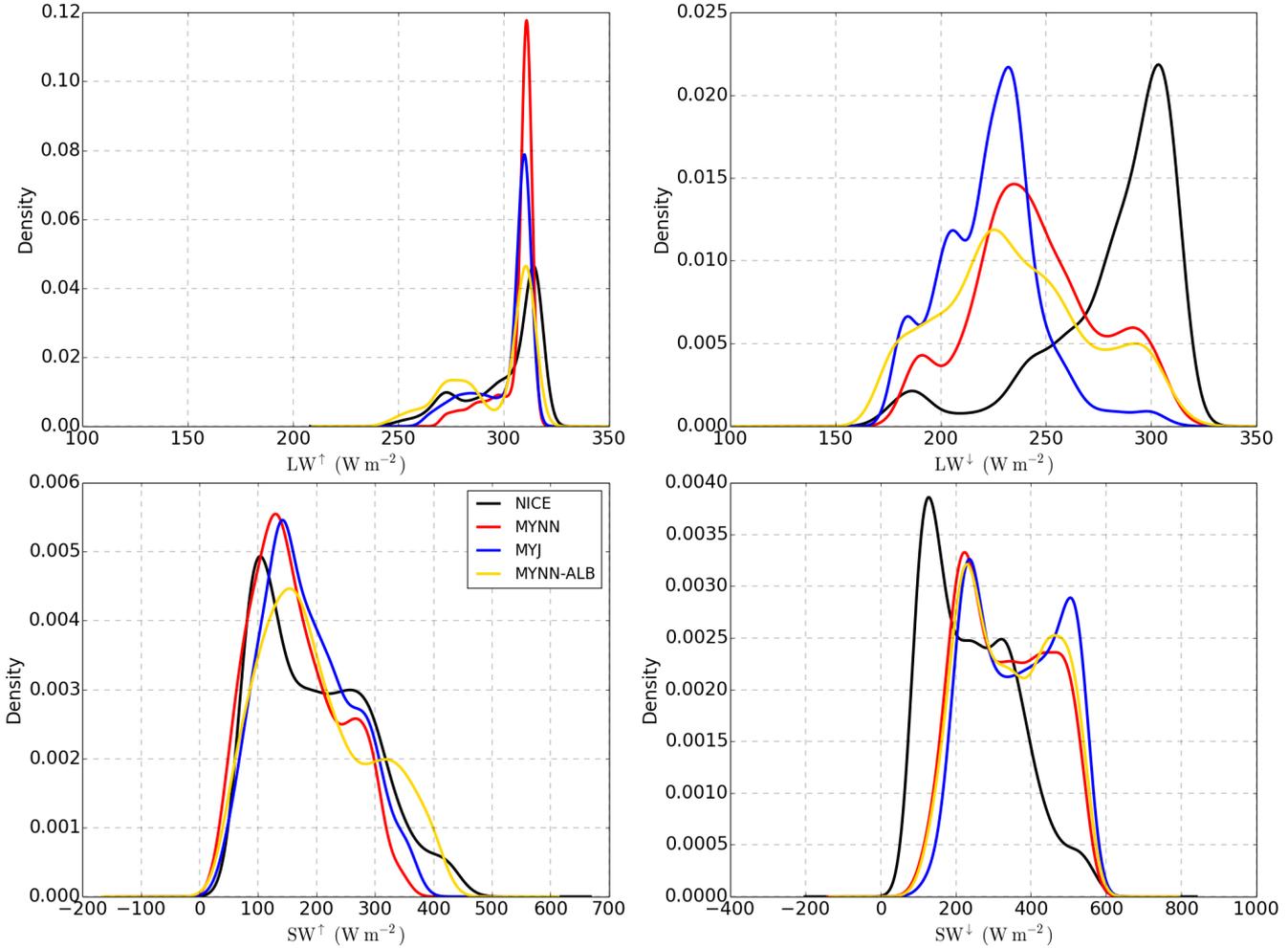


FIGURE 4.27 – Densités de probabilité des flux LW et SW montant et descendant observées lors N-ICE (noir) et obtenues dans les simulations des MYNN (rouge), MYJ (bleu) et MYNN-ALB (jaune) pour la période P3.

	N-ICE	MYNN	MYJ	MYNN-ALB
Ciel clair	14	24	54	38
Ciel nuageux	86	76	46	62

TABLE 4.8 – Fréquence d’occurrence des nuages durant la période P3

Le tableau 4.8 et la figure 4.21 confirment, comme pendant la période P2, la sous-estimation chronique de l’occurrence des nuages : cette dernière est estimée entre 10 et 30%. De la même manière, les nuages observés par le lidar sont en majorité à proximité de la surface (400 m). Le manque de nuages dans les simulations MYNN, MYJ et MYNN-ALB permet au flux SW d’atteindre des valeurs supérieures à 500 W

m^{-2} . Cette surestimation du flux SW entraîne une fonte de la neige trop rapide par rapport à ce qui a été observé lors de la campagne N-ICE (figure 4.28). La simulation MYNN avec la température la plus élevée est celle pour laquelle la fonte totale de la neige est détectée en premier (7 juin). La fonte totale de la neige apparaît aux 16 juin et 19 juin pour les simulations MYJ et MYNN-ALB respectivement. Une meilleure représentation de la température atmosphérique au voisinage de la surface conduit à une fonte moins rapide de la neige. La nouvelle paramétrisation de l'albédo de neige favorise la réflexion du flux SW et atténue donc la surestimation du SW observée dans les simulations P-WRF. Mais il est nécessaire d'avoir une bonne couverture nuageuse pour représenter correctement l'épaisseur de neige à la surface. La figure 4.24 indique enfin une augmentation de la température et du rapport de mélange de la vapeur d'eau à la fin juin.

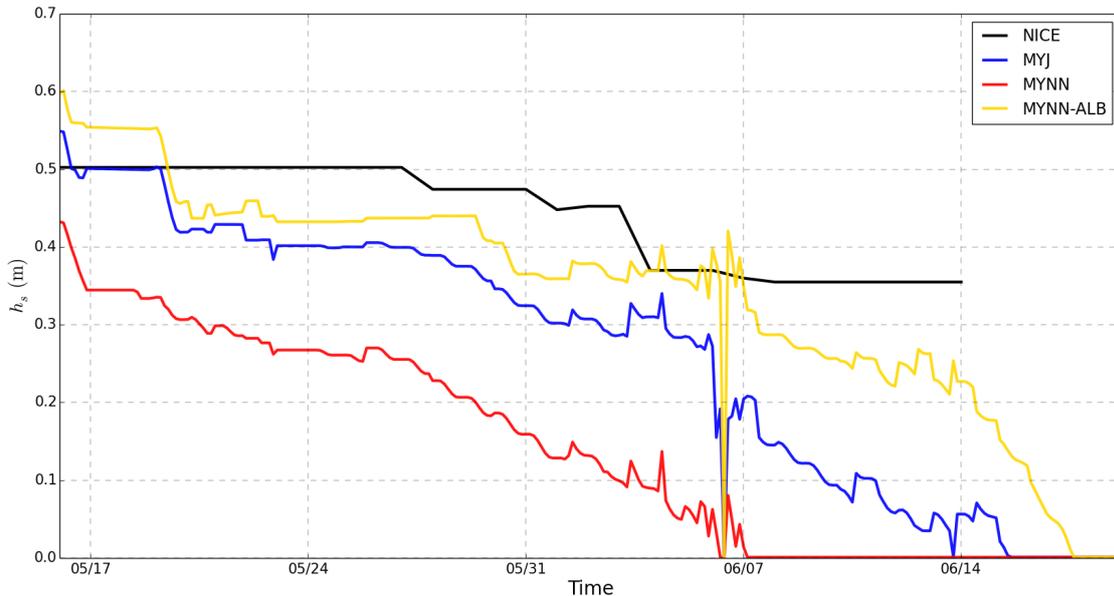


FIGURE 4.28 – Évolution temporelle de l'épaisseur de neige mesurée lors de la campagne N-ICE (noir) et simulée dans MYJ (bleu), MYNN (rouge) et MYNN-ALB (jaune).

4.3 Amélioration de la couverture nuageuse

Pour chercher à améliorer la représentation de la couverture nuageuse au printemps dans le modèle, on s'intéresse désormais à l'influence des coefficients d'échange de chaleur et d'humidité dans la couche de surface. Ces derniers contrôlent en effet l'apport en chaleur et en vapeur d'eau dans l'atmosphère en provenance de la surface. Les simulations sous-estimant considérablement et de manière systématique la formation et la persistance de nuages d'eau liquide surfondue, la phase des nuages est considérée en détail dans un second temps. Des études de sensibilité que j'ai

effectuées et qui ne sont pas détaillées dans le corps de ce manuscrit, ont montré une influence très limitée sur la formation des nuages en Arctique d’une diminution du nombre de noyaux de condensation nuageuse (CCN), initialement déjà faible (50 cm^{-3}) dans le modèle P-WRF. Je cherche dans cette partie à tester si la formation de nuages bas est possible en forçant précisément le modèle à ne produire que de l’eau liquide, même à très basse température.

4.3.1 Coefficients d’échange de chaleur et d’humidité dans la couche de surface

Les coefficients d’échange de chaleur et d’humidité contrôlent les flux turbulents qui apportent de la chaleur et de l’humidité à l’atmosphère en provenance de la surface. Les coefficients d’échanges de chaleur et d’humidité (équations 2.18 et 2.19) dépendent des résistances thermique (ψ_t) et humide (ψ_q). À partir des conditions de la simulation MYNN-ALB (renommée dans cette section MYNN) servant de référence, on effectue six tests de sensibilité en faisant varier d’un facteur 2, 5 et 10 les résistances de température et d’humidité (cf tableau 4.9). Les simulations sont effectuées pendant tout le printemps 2015, c’est-à-dire sur l’ensemble des périodes P2 et P3.

Nom de la Simulation	ψ_t	ψ_q
MYNN	ψ_t	ψ_q
MYNN-CQ	ψ_t	$\frac{1}{2}\psi_q$
MYNN-CH	$2\psi_t$	ψ_q
MYNN-VCQ	ψ_t	$\frac{1}{5}\psi_q$
MYNN-VCH	$5\psi_t$	ψ_q
MYNN-XCQ	ψ_t	$\frac{1}{10}\psi_q$
MYNN-VCQCH	$5\psi_t$	$\frac{1}{5}\psi_q$

TABLE 4.9 – Description des simulations pour différentes valeurs des résistances de température et d’humidité par rapport à la simulation de référence MYNN-ALB (nommée ici MYNN).

L’objectif est d’analyser la sensibilité du modèle à la diminution de C_h ou à l’augmentation de C_q et en particulier leurs impacts sur la représentation de la couverture nuageuse.

Les profils verticaux de T , q , θ_v et FF des simulation MYNN, MYNN-CQ, MYNN-CH, MYNN-VCQ, MYNN-VCH, MYNN-XCQ et MYNN-VCQCH sont représentés sur la figure 4.29 par leurs médianes sur tout le printemps (P2 + P3). Sur le profil de la température, on observe trois inversions : à proximité de la surface, à 500 m et à 1600 m d’altitude. L’inversion à 500 m est la seule représentée dans toutes les simulations, à l’exception de la simulation de référence MYNN qui reproduit également une inversion autour de 100 m. Toutes les simulations surestiment la température de 2 à 3 K au-dessus de 100 m mais la sous-estiment systématiquement (biais froid) de 1 K au-dessus de 1500 m. À la surface, les simulations MYNN et

MYNN-XCQ surestime la température de moins de 1 K quand les autres simulations la sous-estime davantage (de 4 et 3 K dans les simulations MYNN-VCH et MYNN-CH). Le rapport de mélange de vapeur d'eau q est systématiquement sur-estimé dans toutes les simulations de 0.3 à 0.8 g kg⁻¹ : on y observe une inversion irréaliste autour de 300 m. θ_v est surestimée de 1 à 2 K entre 100 et 1500 m. Au delà, θ_v est bien représentée dans les simulations. À proximité de la surface θ_v est correctement représentée dans toutes les simulations, sauf dans les simulations MYNN et MYNN-XCQ où elle est surestimée de 1 à 2 K. En revanche, FF est sous estimée dans toutes les simulations.

Diminuer C_h d'un facteur 2 ou 5 ou augmenter C_q d'un facteur 2, 5 ou 10 contribue à réduire la température et l'humidité à la surface. Seule la simulation MYNN-XCQ donne à la surface une valeur de q supérieure à la simulation de référence. Les simulations MYNN-VCQ et MYNN-XCQCH donnent des résultats très similaires, suggérant que les changements de C_q priment sur les changements de C_h .

Nom des Simulations	Ciel clair	Ciel nuageux
N-ICE	6	94
MYNN	45	55
MYNN-CQ	30	70
MYNN-CH	33	67
MYNN-VCQ	24	76
MYNN-VCH	33	67
MYNN-XCQ	15	85
MYNN-XCQCH	20	80

TABLE 4.10 – Fréquence d'occurrence des nuages (%) observée à partir des mesures du lidar IAOOS lors de la campagne N-ICE, et obtenue à partir des simulations MYNN, MYNN-CQ, MYNN-CH, MYNN-VCQ, MYNN-VCH, MYNN-XCQ et MYNN-XCQCH.

Le tableau 4.10 et la figure 4.30 montrent que l'occurrence des nuages à proximité de la surface augmente lorsqu'on modifie les coefficients d'échange de chaleur et d'humidité. Dans l'ensemble des tests de sensibilités, l'occurrence des nuages progresse ainsi de 12 à 30%. L'occurrence des nuages est plus forte et plus réaliste dans la simulation MYNN-XCQ. Toutefois, tandis que les observations du lidar IAOOS indiquaient une présence majoritaire des nuages autour de 500 m d'altitude, les nuages simulés par P-WRF apparaissent, même s'ils sont moins nombreux, à proximité de la surface (< 100 m). Cela s'explique par le fait que la température plus basse au voisinage de la surface favorise la condensation de l'eau pourvu que le contenu en humidité soit suffisant pour atteindre les conditions de saturation. En augmentant les flux d'humidité ou en diminuant les flux de chaleur à la surface, on fournit au modèle des conditions propices à la nucléation, celle-ci se produisant dès que les conditions de sursaturation nécessaires sont remplies (saturation de l'humidité).

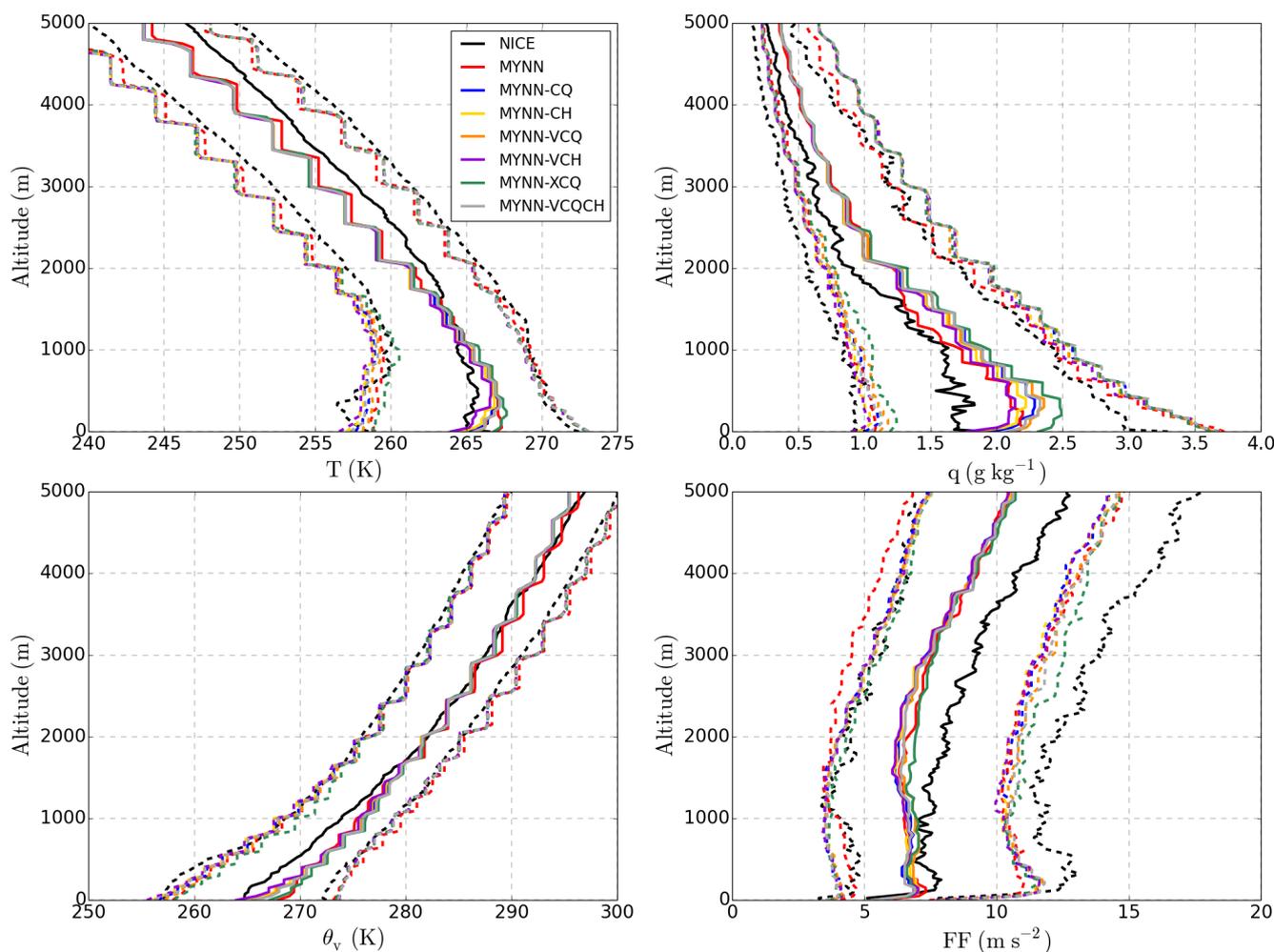


FIGURE 4.29 – Profils verticaux de la médiane (ligne continue) et des quartiles (pointillés) pendant la période P1 : a) de la température T , b) le rapport de mélange de la vapeur d'eau q , c) la température potentielle virtuelle θ_v et d) la vitesse des vents FF observés pendant N-ICE (noir) et obtenus dans les simulations MYNN (rouge), MYNN-CQ (bleu), MYNN-CH (jaune), MYNN-VCQ (orange), MYNN-VCH (violet), MYNN-XCQ (vert) et MYNN-XCQCH (gris).

dité). L'humidité apparaissant suffisante à toute altitude (car surestimée dans tous les simulations), la condensation se produit au point le plus froid de la colonne d'air, c'est-à-dire à proximité de la surface.

La figure 4.31 montre le CRE_{LW} et CRE_{SW} des nuages obtenus dans les simulations MYNN (référence) et MYNN-XCQ. Cette dernière est celle qui permet la formation de nuages la plus importante. Malgré l'amélioration de l'occurrence des nuages dans la simulation MYNN-XCQ, on observe très peu d'amélioration du CRE par rapport au CRE de référence, que ce soit sur les flux LW ou SW. Les observations des flux SW et LW montrent pourtant que le CRE des nuages est en réalité significatif, avec des valeurs allant jusqu'à -330 W m^{-2} et 90 W m^{-2} pour les flux LW et SW respectivement. Cela indique que les nuages formés dans le modèle, bien

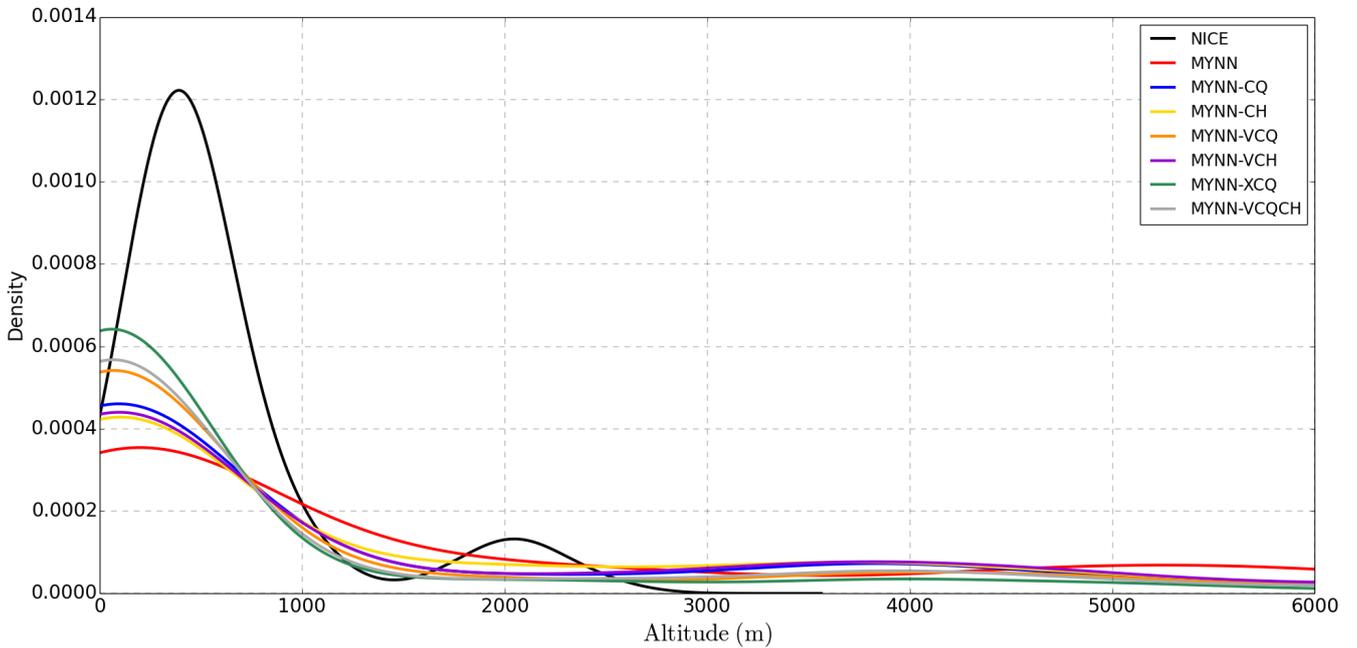


FIGURE 4.30 – Densité de probabilité des altitudes des nuages observées à partir des mesures du lidar IAOS lors de la campagne N-ICE (noir) et obtenues à partir des simulations MYNN (rouge), MYNN-CQ (bleu), MYNN-CH (jaune), MYNN-VCQ (orange), MYNN-VCH (violet), MYNN-XCQ (vert) et MYNN-XCQCH (gris).

que plus nombreux, apparaissent quasi-transparents dans le domaine solaire et avec une faible émittance dans l'infrarouge.

Dans le chapitre 3, j'ai présenté et appliqué une méthode permettant d'obtenir τ_{NICE} au printemps à partir des mesures des flux SW durant N-ICE. Ici, le contenu en eau liquide (LWP : liquid water path) des observations est obtenu à partir de τ_{NICE} et on obtient le LWP des simulations à partir de l'équation 4.1 :

$$LWP = \int_{P_0}^P \frac{q_c}{g} dP \quad (4.1)$$

avec P la pression et g l'accélération de la pesanteur. q_c est le rapport de mélange de l'eau liquide.

Les LWP des observations et des simulations sont présentés sur la figure 4.32. Toutes les simulations sous-estiment de près d'un facteur 20 le LWP. Pour un LWP d'une valeur de 1 g m^{-2} , l'épaisseur optique du nuage vaut $\tau = 0.5$ et l'émissivité pour un angle zénithal solaire de 60° vaut $\varepsilon = 0.37$. Les nuages dans les simulations ne contiennent pas suffisamment d'eau liquide pour être optiquement épais. Cela constitue la cause principale de l'estimation incorrecte des flux radiatifs à la surface au printemps. On peut toutefois remarquer un meilleur accord entre observations et simulations sur la période du 23 mai (cas de ciel clair).

La figure de l'épaisseur de la neige (figure 4.33) montre que toutes les simulations



FIGURE 4.31 – Évolution temporelle des CRE_{LW} et CRE_{SW} au printemps observés à partir des mesures radiométriques du flux LW et SW lors de la campagne N-ICE et des flux en ciel clair de la simulation MYNN (noir) et obtenus à partir des simulations MYNN (rouge) et MYNN-XCQ (vert) avec les mêmes flux en ciel clair.

avec une résistance d'humidité augmentée au moins d'un facteur 5 (MYNN-XCQ, MYNN-VCQ et MYNN-VCQCH) ont une épaisseur de neige à la surface significativement plus grande que les autres simulations : cette surestimation varie de 20 cm en mai à de 60 cm en juin. L'apport en humidité permet de former davantage de nuages au voisinage de la surface, mais ces derniers ne sont pas persistants. Ceci explique la sous-estimation de la couverture nuageuse dans la couche limite arctique. Les nuages formés par l'augmentation importante du flux d'humidité en provenance de la surface ont ainsi tendance à précipiter sous forme de neige, augmentant significativement l'épaisseur de neige à la surface. Les autres simulations ont une représentation de l'épaisseur de la neige similaire, à l'exception de deux pics de 10 cm en juin dans les simulations MYNN-VCH et MYNN-CQ également formés par la précipitation de neige.

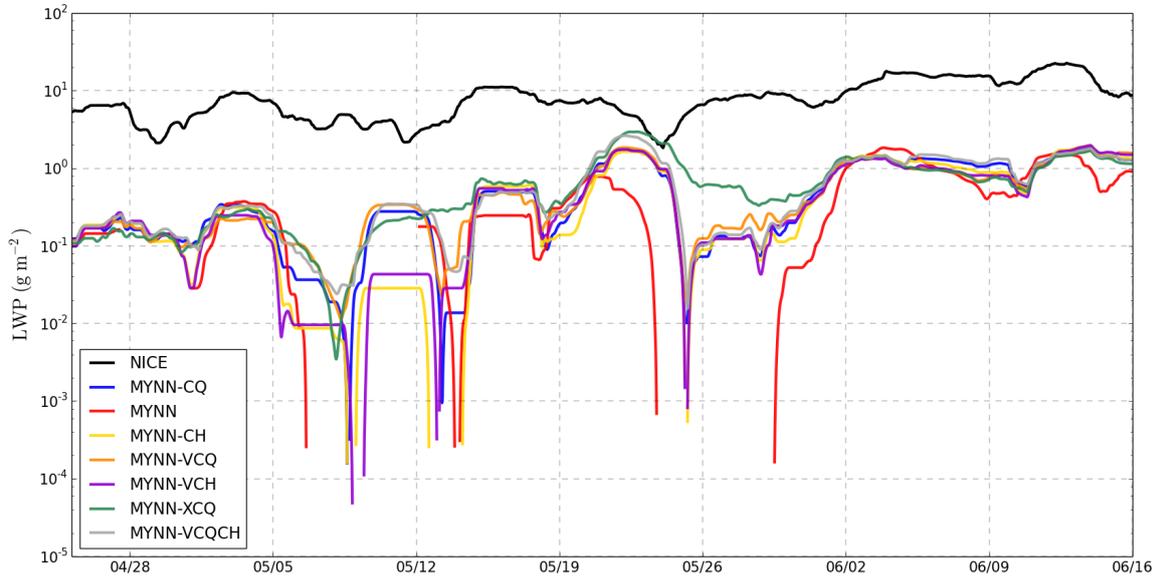


FIGURE 4.32 – Évolution temporelle du LWP estimée lors de la campagne N-ICE (noir) et obtenue à partir des simulations MYNN (rouge), MYNN-CQ (bleu), MYNN-CH (jaune), MYNN-VCQ (orange), MYNN-VCH (violet), MYNN-XCQ (vert) et MYNN-XCQCH (gris).

La modification des résistances thermique et humide a permis d'améliorer la représentation de l'occurrence des nuages en basse couche, mais le contenu en eau liquide de ces nuages formés reste insuffisant pour affecter sensiblement les flux SW et LW. L'épaisseur de la neige modélisée étant surestimée avant le début de sa fonte, on formule l'hypothèse que la précipitation considérable de neige dans les simulations consomme trop d'eau liquide dans les nuages. Une moindre précipitation pourrait en effet permettre de maintenir suffisamment d'eau liquide dans les nuages bas pour réduire les flux SW et augmenter les flux LW. La précipitation se faisant sous forme neigeuse, il est possible que la présence de cristaux de glace, plus stables que les gouttelettes d'eau surfondue, favorise la précipitation en grossissant aux dépens des gouttelettes liquides (effet Bergeron). Pour vérifier cette hypothèse, des simulations ont été effectuées en désactivant la formation de cristaux de glace par nucléation hétérogène ou par la congélation des gouttelettes ou gouttes d'eau liquide (cf : annexe A).

4.3.2 Nuages d'eau surfondue

Dans cette partie, on s'intéresse à l'effet de la désactivation de la formation des cristaux de glace par nucléation hétérogène ou par congélation homogène des gouttelettes sur le contenu en eau liquide surfondue des nuages bas et les impacts sur le bilan d'énergie à la surface. Les simulations MYNN (pour décrire ici MYNN-ALB) et MYNN-XCQ ont été effectuées sans la possibilité de former des cristaux de glace

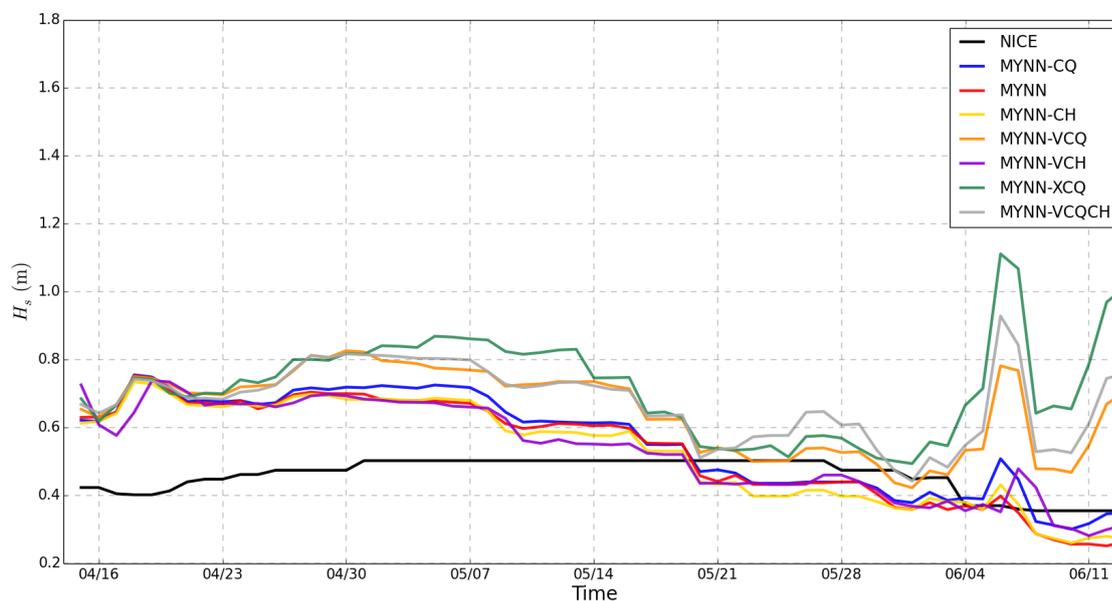


FIGURE 4.33 – Évolution temporelle de l'épaisseur de neige mesurée lors de la campagne N-ICE (noir) et obtenues à partir des simulations MYNN (rouge), MYNN-CQ (bleu), MYNN-CH (jaune), MYNN-VCQ (orange), MYNN-VCH (violet), MYNN-XCQ (vert) et MYNN-XCQCH (gris).

et sont nommées MYNN-noI et MYNN-noIXCQ. Cela permet de vérifier si de l'eau liquide se forme et se maintient au cours du temps au printemps.

La figure 4.34 présente le LWP des simulations MYNN, MYNN-noI, MYNN-XCQ et MYNN-noIXCQ. L'absence de formation de cristaux de glace n'augmente le contenu en eau liquide des nuages dans les simulations que faiblement : le LWP est ainsi augmenté de 0.5 g m^{-1} . Cela reste très inférieur aux observations avec un LWP variant de $8 \text{ à } 20 \text{ g m}^{-1}$, à l'exception du 23 mai où les simulations MYNN-noI et MYNN-noIXCQ fournissent des contenus en eau liquide raisonnables.

La figure de l'épaisseur de la neige (figure 4.35) montre que, malgré l'absence de cristaux de glace, de la neige continue à précipiter de manière importante à la surface lorsque le flux d'humidité est quintuplé à la surface.

En désactivant la formation de cristaux de glace par nucléation hétérogène ou par congélation des gouttelettes (ou gouttes) d'eau liquide (annexe A), le contenu en eau a légèrement augmenté. Le modèle P-WRF est capable de former de l'eau liquide surfondue mais favorise toujours, de manière surprenante, la formation des cristaux de glace, qui peuvent grossir aux dépens des gouttelettes. Malgré l'absence quasi-complète de glace dans les nuages simulés dans MYNN-noI et MYNN-noIXCQ, la précipitation de la neige ne diminue pas et l'épaisseur de la neige a même tendance à augmenter par rapport aux simulations dans laquelle la formation de cristaux de glace n'est pas interdite. Cela semble indiquer qu'une quantité trop importante d'eau précipite et il est possible que cette dernière soit transformée en neige dans

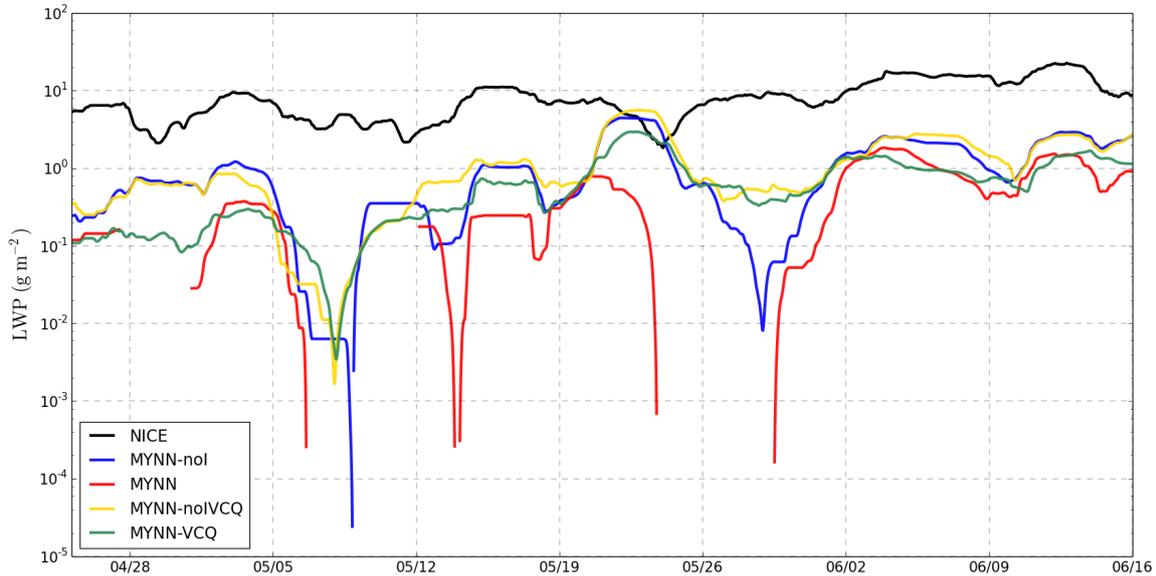


FIGURE 4.34 – Évolution temporelle du LWP estimé lors de la campagne N-ICE (noir) et obtenu à partir des simulations MYNN (rouge), MYNN-noI (bleu), MYNN-noIXCQ (jaune) et MYNN-XCQ (vert).

le modèle avant d'atteindre la surface. Ce cas d'étude d'intérêt notoire, qui met en évidence l'importance des flux de chaleur et de d'humidité depuis la surface et de la microphysique des nuages froids, mérite des développements ultérieurs.

4.3.3 Nombre de CCN

Le nombre de CCN dans les simulations précédentes était de 0.1 cm^{-1} à cause d'une erreur dans le couplage du schéma microphysique de Morrison aux aérosols. Dans cette partie, on fixe le nombre de CCN à la valeur de 50 cm^{-1} (simulation MYNN-50) dans la simulation MYNN (pour décrire ici MYNN-ALB).

La figure 4.36 présente l'effet radiatif des nuages sur les flux LW et SW. La simulation MYNN sous-estime l'influence des nuages sur le flux LW de $\sim 70 \text{ W m}^{-2}$ et surestime l'influence des nuages sur le flux SW de $\sim 150 \text{ W m}^{-2}$. Ce résultat présent dans toutes les simulations de cette étude est dû à un manque d'eau liquide dans les nuages simulés par P-WRF. La simulation MYNN-50 avec une valeur du nombre de CCN de 50 cm^{-1} a une meilleure représentation de l'effet des nuages sur les flux radiatif et semble très proche des observations avec un écart avec les observations de $\sim 5 \text{ W m}^{-2}$ et de $\sim 30 \text{ W m}^{-2}$, respectivement pour le flux LW et le flux SW. En augmentant le nombre de CCN d'un facteur 500, le contenu en eau liquide dans le nuage a augmenté, améliorant la représentation du bilan radiatif.

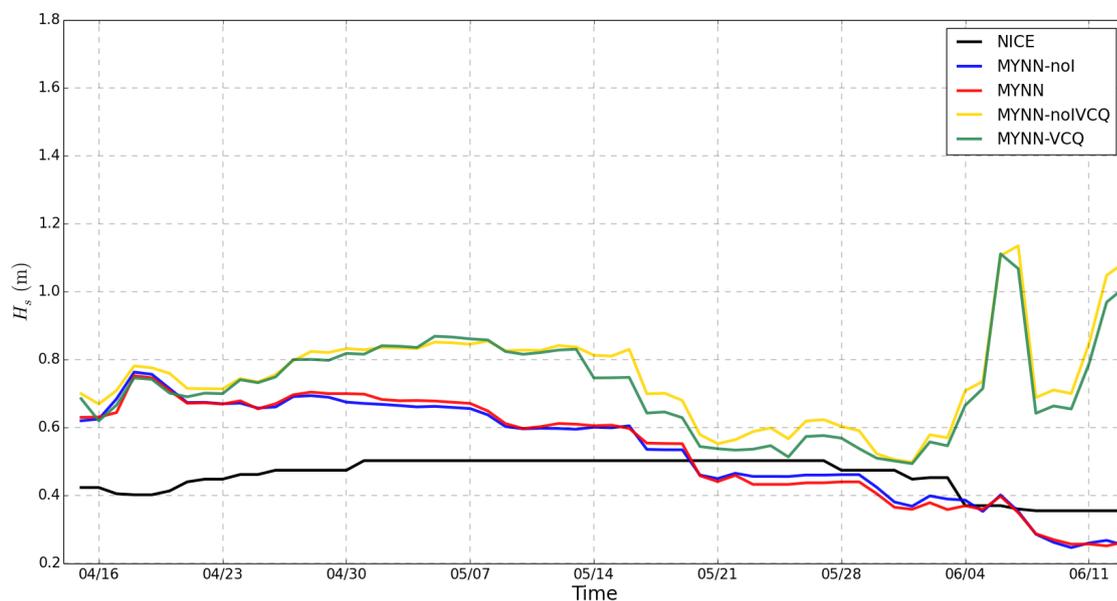


FIGURE 4.35 – Évolution temporelle de l'épaisseur de neige mesurée lors de la campagne N-ICE (noir) et obtenue à partir des simulations MYNN (rouge), MYNN-noI (bleu), MYNN-noIXCQ (jaune) et MYNN-XCQ (vert).

4.4 Conclusions du chapitre

Des simulations avec le modèle P-WRF ont été réalisées pendant toute la durée de la campagne N-ICE et les résultats obtenus ont pu être comparés aux observations de cette campagne. Globalement, les simulations représentent de manière satisfaisante la température atmosphérique au voisinage de la surface, le rapport de mélange de vapeur d'eau et en partie la dynamique (u_* et la force du vent). Mais les simulations ont des difficultés à reproduire correctement l'occurrence des nuages, les paramètres de stabilité de la couche de surface et les différents termes du bilan d'énergie à la surface.

- Le schéma de couche limite de MYJ est celui qui représente le mieux les variables météorologiques en hiver et en moyenne sur l'ensemble de la période de la campagne N-ICE. En revanche, la représentation de l'occurrence des nuages n'est pas satisfaisante. Le schéma de couche limite de MYNN donne une meilleure représentation de l'occurrence des nuages mais fournit des variables météorologiques biaisées à proximité de la surface : l'atmosphère y est alors plus humide et plus chaude.
- En hiver, la source d'erreur principale vient de la représentation de l'altitude de la base des nuages, car elle contrôle le flux LW descendant qui domine le bilan d'énergie à cette saison. En dépit d'une sous-estimation de l'occurrence

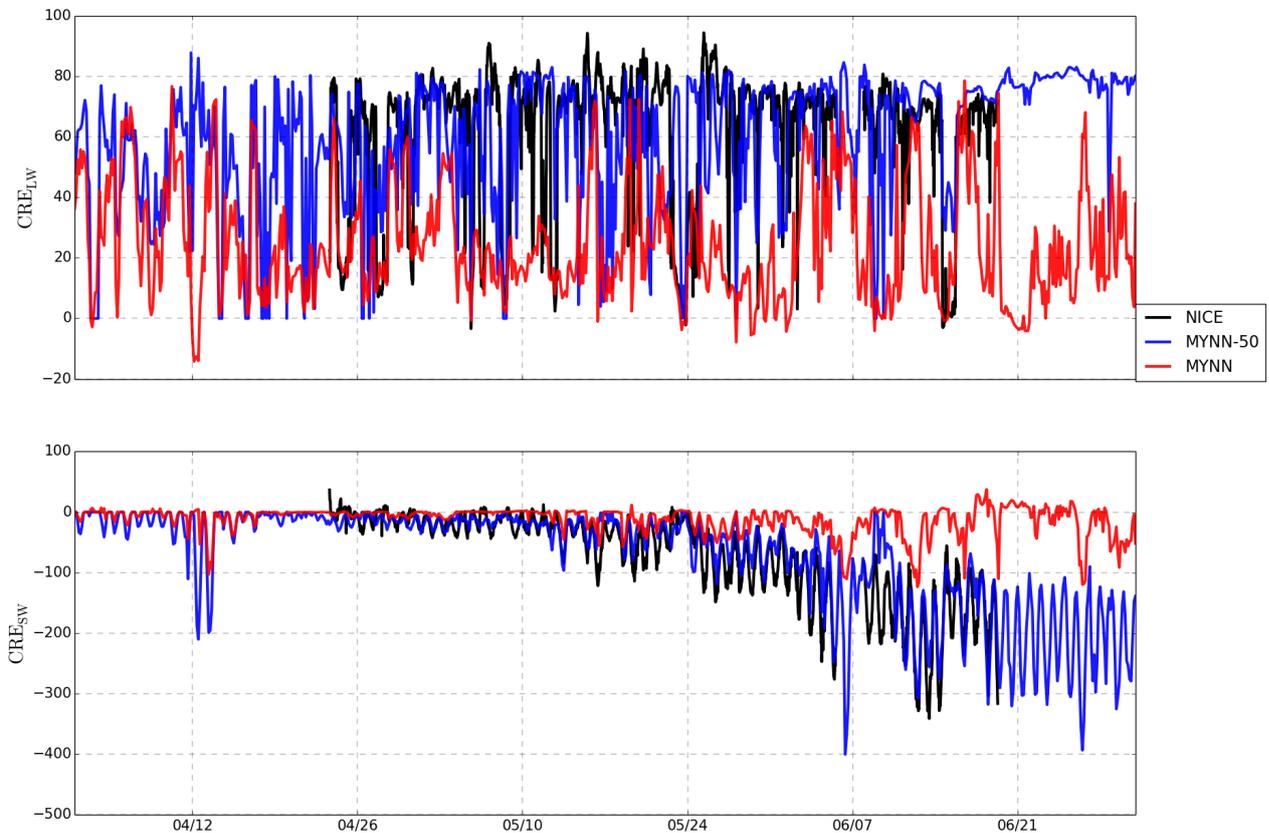


FIGURE 4.36 – Évolution temporelle du CRE (en W m^{-2}) estimé lors de la campagne N-ICE (noir) et obtenu à partir des simulations MYNN (rouge) et MYNN-50 (bleu) pour le LW (haut) et SW (bas).

des nuages dans la simulation MYJ, une meilleure reproduction de l'altitude de la base des nuages lui permet par conséquent de mieux représenter les flux radiatifs atteignant la surface. Cela conduit à une meilleure restitution des profils de température et d'humidité et des conditions de stabilité dans la couche limite.

- Au printemps, les simulations forment beaucoup moins de nuages qu'en hiver. Les simulations ont des difficultés à représenter la couche d'inversion thermique et les profils de température et d'humidité observées; les conditions thermodynamiques simulées s'éloignent ainsi des conditions de saturation nécessaires à la formation des gouttelettes liquides ou des cristaux de glace. Les nuages simulés dans ce travail ont des contenus en eau et glace trop faibles pour être réalistes vis-à-vis des observations (voir chapitre 3).

- Pendant le début de la saison de fonte de la neige à la fin du printemps, le bon accord noté sur les températures au voisinage de la surface par rapport aux mesures N-ICE suggère une compensation entre les surestimations du flux SW et une sous-estimation du flux LW, toutes deux causées par un manque de nuages dans les simulations.
- Une meilleure représentation de la température atmosphérique au voisinage de la surface conduit à une fonte moins rapide de la neige (mais qui reste cependant trop rapide). La nouvelle paramétrisation de l'albédo de neige favorise la réflexion du flux SW et atténue donc la surestimation du SW observée dans les simulations. Mais le manque de nuages est toujours responsable de biais importants sur les flux radiatifs et sur l'épaisseur de neige, notamment au printemps.
- Les modifications apportées sur les résistances de température et d'humidité et donc les coefficients d'échange de chaleur et d'humidité, améliorent la représentation de l'occurrence des nuages. Pour autant, le contenu en eau liquide de ces nuages formés reste insuffisant pour affecter sensiblement leurs propriétés optiques et par conséquent les flux SW et LW.
- L'apport en humidité permet de former davantage de nuages au voisinage de la surface, mais ces derniers ne sont pas persistants. Ceci explique la sous-estimation de la couverture nuageuse dans la couche limite arctique. Les nuages formés par l'augmentation importante du flux d'humidité en provenance de la surface ont ainsi tendance à précipiter sous forme de neige, augmentant significativement l'épaisseur de neige à la surface.
- La précipitation considérable de neige dans les simulations consomme trop d'eau liquide dans les nuages. Une moindre précipitation pourrait en effet permettre de maintenir suffisamment d'eau liquide dans les nuages bas, réduire les flux SW et augmenter les flux LW. La précipitation se faisant sous forme neigeuse (conversion d'eau liquide en neige ou de glace en neige, cf Annexe A), il est possible que la présence de cristaux de glace, favorise la précipitation neigeuse à partir de la glace en grossissant aux dépens des gouttelettes liquides (effet Bergeron). J'ai supprimé cette possibilité, mais ceci n'a pas réduit les précipitations neigeuses. Nous pensons que la persistance du processus de formation à partir de l'eau liquide implique que les taille des gouttes est trop élevée, et donc que le nombre de CCN pourrait être trop faible. Nous testerons cette dernière hypothèse.

Le nombre de CCN utilisé dans toutes les simulations est de 0.1 cm^{-1} et non de 50 cm^{-1} en raison d'un bogue découvert après la réalisation de ce chapitre. Il est important de considérer avec précaution les résultats des paramètres améliorant la représentation des nuages. Les paramètres ont été étudiés dans des conditions ne favorisant pas la formation de nuages.

Conclusion Générale et Perspectives

Sommaire

5.1 Synthèse	153
5.2 Perspectives	155
5.2.1 Établissement d'une base de données sur la caractérisation optique des nuages bas	155
5.2.2 Évaluation statistique des modèles en Arctique	155
5.2.3 Modélisation microphysique des nuages bas en Arctique	156
5.2.4 Rôle des fonctions de stabilité dans la couche de surface	157

5.1 Synthèse

Durant cette thèse, je me suis intéressé aux interactions entre les nuages dans la couche limite et la glace de mer en Arctique, en mettant l'accent sur le bilan d'énergie. Pour réaliser cette étude, j'ai utilisé les observations mesurées durant la campagne N-ICE et les mesures du lidar embarqué sur bouée IAOS, dans la région au nord du Svalbard. J'ai effectué plusieurs simulations avec le modèle à méso-échelle P-WRF pour analyser les différents termes du bilan d'énergie, la distribution de la couverture nuageuse, les paramètres de stabilité dans la couche de surface et les variables météorologiques de température et d'humidité au voisinage de la surface afin de les comparer aux observations, et approfondir les analyses déjà effectuées à plus grande échelle.

Dans un premier temps, j'ai cherché à montrer **(i) comment la représentation spatiale des mesures de flux radiatifs au-dessus l'océan Arctique pouvait être obtenue à partir de données lidar et d'observations satellitaires**. Nous avons d'abord présenté une analyse du bilan radiatif provenant de données in-situ (campagne N-ICE), de capteurs satellitaires passifs (CERES-EBAF et CERES-SYN) et de réanalyses (ERA-Interim et ERA5) [Di Biagio *et al.* 2020]. Les résultats ont montré que la température et l'albédo à la surface étaient responsables de biais importants sur les flux LW et SW ($\sim 20 - 30 \text{ W m}^{-2}$) pour les satellites et les réanalyses. De plus, un problème de la représentation des nuages, que ce soit dans les données satellites ou des réanalyses, entraînait une sous-estimation

du LW^\downarrow de $8 - 10 \text{ W m}^{-2}$. Une meilleure représentation des propriétés de surface de la banquise et en particulier de l'albédo de surface apparaît alors essentielle pour l'étude des flux radiatifs. Il est également nécessaire d'améliorer la paramétrisation des nuages dans les modèles pour qu'ils puissent inclure davantage d'eau liquide. J'ai ensuite présenté une méthode innovante pour estimer les flux radiatifs à partir de mesures lidar [Loyer *et al.* 2021] et pour estimer l'épaisseur optique des nuages à partir des mesures indirectes de flux SW. J'ai montré que les flux SW et LW étaient obtenus avec une incertitude de 13 W m^{-2} en comparaison avec les observations recueillies lors de la campagne N-ICE. Des biais importants causés par l'hétérogénéité de la couverture nuageuse peuvent toutefois être observés sur le flux SW et sur l'épaisseur optique.

Je me suis intéressé dans un second temps à **(ii) la représentation de l'occurrence des nuages dans le modèle météorologique Polar-WRF, (iii) à l'impact de ces derniers sur le bilan d'énergie à la surface, (iv) à l'influence de l'albédo de la neige au-dessus de la banquise sur le bilan d'énergie et la stabilité de la couche limite, et enfin (v) au rôle de la couche limite sur la phase des nuages en Arctique.** Pour ce faire, j'ai réalisé plusieurs simulations permettant de tester la sensibilité du modèle Polar-WRF. Cela m'a permis d'analyser l'effet du choix des schémas de couche de surface et de couche limite et d'estimer l'influence d'une modification de la paramétrisation de l'albédo de la neige. J'ai ensuite procédé à une étude statistique de la performance du modèle en fonction de la résolution horizontale utilisée, mais aussi des différents schémas testés. L'influence sur la représentation des variables météorologiques à 2 m, la fréquence d'occurrence des nuages, les paramètres de stabilité et de l'épaisseur de neige a ainsi été présentée. J'ai ensuite analysé plus finement la sensibilité du modèle sur trois périodes distinctes : l'hiver avec le passage de systèmes dépressionnaires, le printemps avant et pendant la fonte de la neige en surface. Sur l'ensemble des périodes considérées, les simulations sous-estiment l'occurrence des nuages, l'altitude de leur base et le contenu en eau condensée. Par conséquent, les flux SW et LW sont mal représentés. La nouvelle paramétrisation de l'albédo de neige favorise la réflexion du flux SW et atténue donc la surestimation du SW observée dans les simulations. Cela a pour effet de ralentir la fonte trop rapide et trop intense de la neige à la surface dans les simulations. J'ai enfin proposé d'évaluer les impacts de modifications des résistances thermiques et humides dans la couche de surface sur l'occurrence des nuages et le type d'hydrométéores qui les composent. Cela m'a permis de discuter et hiérarchiser les processus dominants dans la fréquence d'occurrence des nuages et leurs propriétés optiques. Les modifications apportées sur les résistances de température et d'humidité et donc les coefficients d'échange de chaleur et d'humidité, améliorent la représentation de l'occurrence des nuages. Pour autant, le contenu en eau liquide de ces nuages formés reste insuffisant pour affecter sensiblement leurs propriétés optiques et par conséquent les flux SW et LW. La précipitation considérable de neige dans les simulations consomme trop d'eau liquide dans les nuages. Une moindre précipitation pourrait permettre de maintenir suffisamment d'eau liquide dans les nuages bas pour réduire les flux SW et augmenter les flux LW. La précipitation

se faisant sous forme neigeuse, il est possible que la présence de cristaux de glace favorise la précipitation neigeuse en grossissant aux dépens des gouttelettes liquides.

5.2 Perspectives

5.2.1 Établissement d'une base de données sur la caractérisation optique des nuages bas

La méthode innovante, qui a été développée dans le cadre de cette thèse pour déterminer l'épaisseur optique et les flux radiatifs à partir des mesures lidar, va pouvoir être appliquée sur l'ensemble des six années d'observations du projet IAOOS. Les variables météorologiques et les observations lidar ont en effet été recueillies sur les plateformes IAOOS sur une durée exceptionnelle dans l'océan Arctique. Une estimation inédite des flux SW et flux LW pourra ainsi être obtenue sur différentes régions de l'océan Arctique (cf. figure 2.2) pour compléter les observations existantes. Ces flux radiatifs pourront également être associés, de manière unique, à l'occurrence des nuages, à leurs caractéristiques géométriques et à leurs propriétés optiques pendant ces six années. Cela permettra d'étendre l'étude engagée ici avec la modélisation, et de mener une analyse statistique sur les flux SW et LW, l'occurrence des nuages et leurs propriétés optiques et géométriques, mais aussi sur l'épaisseur de la neige, la température, l'humidité et les vents à 2 m pendant six années au-dessus de la banquise.

5.2.2 Évaluation statistique des modèles en Arctique

La base de données ainsi constituée servira à évaluer les modèles régionaux ou globaux au niveau de l'Arctique européen, région disposant actuellement de peu de contraintes pour la modélisation. Le bilan d'énergie est d'un intérêt tout particulier dans cette région où les termes dominants ne sont généralement pas ceux prépondérants dans d'autres régions du globe. Cette caractérisation statistique et systématique des modèles à partir de cette longue base de données doit permettre d'identifier les déficiences et les lacunes des modèles et proposer des pistes d'amélioration. Il sera ainsi possible de faire tourner le modèle météorologique P-WRF sur l'ensemble de ces six années avec une configuration proche de celle utilisée par les modèles impliqués dans Polar-CORDEX. L'objectif est d'estimer la performance du modèle à représenter statistiquement l'occurrence des nuages et leur contenu en eau ou en glace et les flux radiatifs sur une longue période temps et sur l'ensemble de la région Arctique. Une analyse régionale plus large et plus ciblée des données satellitaires et des réanalyses, comparées aux données in-situ de IAOOS s'inscrira dans la suite de l'article de [Di Biagio *et al.* 2020], et dans la perspective du papier à écrire résumant le premier travail présenté dans le chapitre 4..

5.2.3 Modélisation microphysique des nuages bas en Arctique

La sous-estimation du contenu en eau liquide dans les nuages modélisés est une problématique encore peu connue de la communauté scientifique travaillant sur les régions polaires. Dans le cadre de cette thèse, j'ai proposé une piste pour améliorer la représentation du contenu en eau surfondue dans le modèle P-WRF, celle-ci n'ayant malheureusement pas encore abouti : j'ai montré dans un premier temps que le modèle était capable de former des nuages d'eau liquide aux températures basses observées en Arctique. Mais, en favorisant la formation de cristaux de glace au détriment d'une partie de l'eau liquide, qui grossissent puis précipitent, les quantités d'eau liquide et de glace contenues dans le nuage sont sous-estimées, perturbant de manière importante les flux radiatifs. Tester la sensibilité du schéma de microphysique apparaît alors essentielle. J'envisage cinq possibilités pour améliorer la représentation de l'eau liquide surfondue dans les nuages :

1. Réduire la précipitation de neige. Pour cela, j'envisage d'augmenter le nombre de CCN dans une simulation sans possibilité de former des cristaux de glace par nucléation hétérogène ou par congélation des gouttelettes (ou gouttes) d'eau liquide. Pour un même contenu en eau liquide, cela contribuera à diminuer la taille des gouttelettes, réduisant l'efficacité de condensation et de coalescence et donc la probabilité de précipitation du nuage.
2. Contraindre le partitionnement eau/glace, de manière très simple, en fonction de la température, comme cela a déjà été effectuée dans les réanalyses ERA5. Les améliorations récentes apportées à ERA5 permettent en effet aux nuages simulés dans les réanalyses de contenir davantage d'eau liquide [Forbes *et al.* 2016]. Je vais donc appliquer ces améliorations au modèle P-WRF.
3. Modifier la paramétrisation de la congélation des gouttelettes en la faisant dépendre explicitement de la température, par exemple en suivant les suggestions de [Nomokonova *et al.* 2019].
4. Faire dépendre le nombre de noyaux de condensation (CCN) et de noyaux glaçogènes (IN) du schéma microphysique, les propriétés de la surface et les conditions météorologiques permettant une meilleure répartition des contenus en eau liquide (LWC) et en glace (IWC) dans le nuage. Des observations satellitaires (CALIPSO/CloudSat) ou in situ issues de campagnes aéroportées récentes (ACLOUD, AFLUX, MOSAiC-ACA) peuvent désormais fournir des relations simples (mais pas univoques) entre les contenus LWC, IWC et les coefficients d'extinction du lidar ou de réflectivité du radar.
5. Envisager le rôle joué par la neige soufflée (« blowing snow ») sur la réintroduction possible d'humidité atmosphérique à partir de la neige en surface. Des simulations permettant de tester cette hypothèse peuvent être envisagées.

5.2.4 Rôle des fonctions de stabilité dans la couche de surface

Dans cette thèse, j'ai fait varier les coefficients d'échange de chaleur et d'humidité en modifiant les résistances thermique et humide dans la couche de surface du modèle au printemps (en période de neutralité, voire d'instabilité). Cela a perturbé les profils de température, d'humidité et de la vitesse du vent et a contribué à améliorer l'occurrence des nuages au voisinage de la surface au printemps. La prochaine étape sera de modifier la formulation même des fonctions de stabilité de chaleur et de quantité de mouvement. En premier lieu, des tests de sensibilité sur ces fonctions de stabilité, pour les régimes instable et neutre qui sont majoritaires sur les observations IAOOS, pourront être mis à profit pour évaluer leurs impacts sur les profils de variables météorologiques, la représentation des nuages et le bilan d'énergie à la surface. Dans un second temps, une étude similaire pourra être envisagée en régime stable, encore moins bien représenté dans les modèles. Les observations recueillies lors de N-ICE ne présentant que de peu de situations caractéristiques d'une stabilité forte, il sera alors nécessaire d'utiliser d'autres observations, comme celles obtenues au cours de la campagne internationale MOSAiC.

Annexes

Schéma de microphysique : Morrison

Le schéma de microphysique de Morrison ([Morrison *et al.* 2009]) calcule les rapports de mélange et les nombres de particules des hydrométéores composant un nuage (cristaux de glace, gouttelettes d'eau liquide) et les précipitations (pluie, neige et grêle). Ce schéma de microphysique favorise la formation des gouttelettes d'eau liquide aux températures positives et des cristaux de glace aux températures négatives.

Les différents processus de ce schéma sont résumés et illustrés sur la figure A.1. Les cristaux de glace se forment à partir de la nucléation de la vapeur d'eau, du gel des gouttelettes et de la fragmentation de la neige ou des grêlons lors d'une collision en plus petites particules.

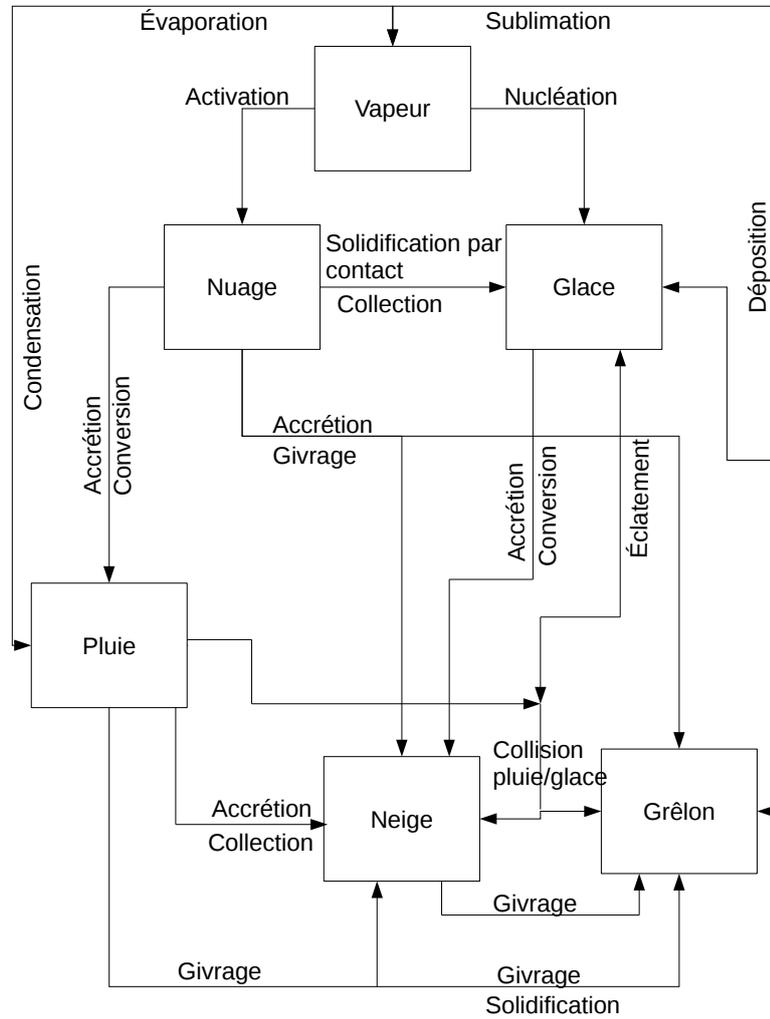


FIGURE A.1 – Diagramme descriptif des processus du schéma de microphysique de Morrison. Les pertes par précipitation sont omises dans ce diagramme.

Résolution fine échelle

Nous avons effectué une simulation à fine échelle avec un domaine d'une résolution horizontale de $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ (D3) avec un nombre de mailles de 150×150 . Ce domaine est imbriqué dans le domaine D2 qui a une résolution horizontale de $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$, lui-même imbriqué dans le domaine D1 à une résolution horizontale de $45 \text{ km} \times 45 \text{ km}$. Les domaines D1, D2 et D3 sont présentés sur la figure B.1. Le domaine D3 englobe entièrement la région de la campagne N-ICE. Tous les domaines possèdent 50 niveaux verticaux jusqu'à 50 hPa. Les domaines nécessitent des conditions aux limites sur les bords latéraux et en surface (température de l'océan, fraction de glace, épaisseur de glace) et des conditions initiales. Les conditions aux bords (vent, température et humidité) sont apportées dans cette thèse par les champs ERA5. De plus, un guidage du modèle est appliqué en tout point de D1 pour les variables de vent, température et humidité au-dessus de la couche limite et du dixième niveau du modèle lorsque celui-ci est au-dessus du sommet de la couche limite.



FIGURE B.1 – Domaines D1, D2 et D3 utilisés pour les simulations P-WRF. D1 (Grand domaine) englobe presque entièrement l’océan Arctique, D2 entoure le Svalbard et D3 englobe entièrement la région de la campagne N-ICE.

La figure B.2 présente la série temporelle des variables météorologiques à proximité de la surface : la température à 2 m (T_{2m}), l’humidité spécifique à 2 m (q_{2m}) et la vitesse du vent à 10 m (FF_{10m}), pour les observations de N-ICE et les simulations MYNN dans D1, D2 et D3. Le tableau B.1 synthétise les valeurs de R^2 , MB et RMSE entre les simulations MYNN aux différentes résolution et les observations N-ICE.

Toutes les simulations MYNN surestiment la température et l’humidité à 2 m par rapport aux observations, en hiver comme au printemps. Cependant, l’augmentation de la température et de l’humidité lors du passage de tempêtes est bien représenté par les simulations quelque soit la résolution. Les tendances aussi sont bien reproduites par les simulations pour la température et l’humidité avec un coefficient de corrélation $R^2 > 0.9$. R^2 est plus faible pour le vent FF_{10m} ($R^2 < 0.5$), peu importe la résolution mais les valeurs MB et RMSE apparaissent raisonnables. La résolution et le guidage du modèle (guidé spectralement dans D1 et non guidé dans D2 et D3) ont peu d’influence sur les résultats.

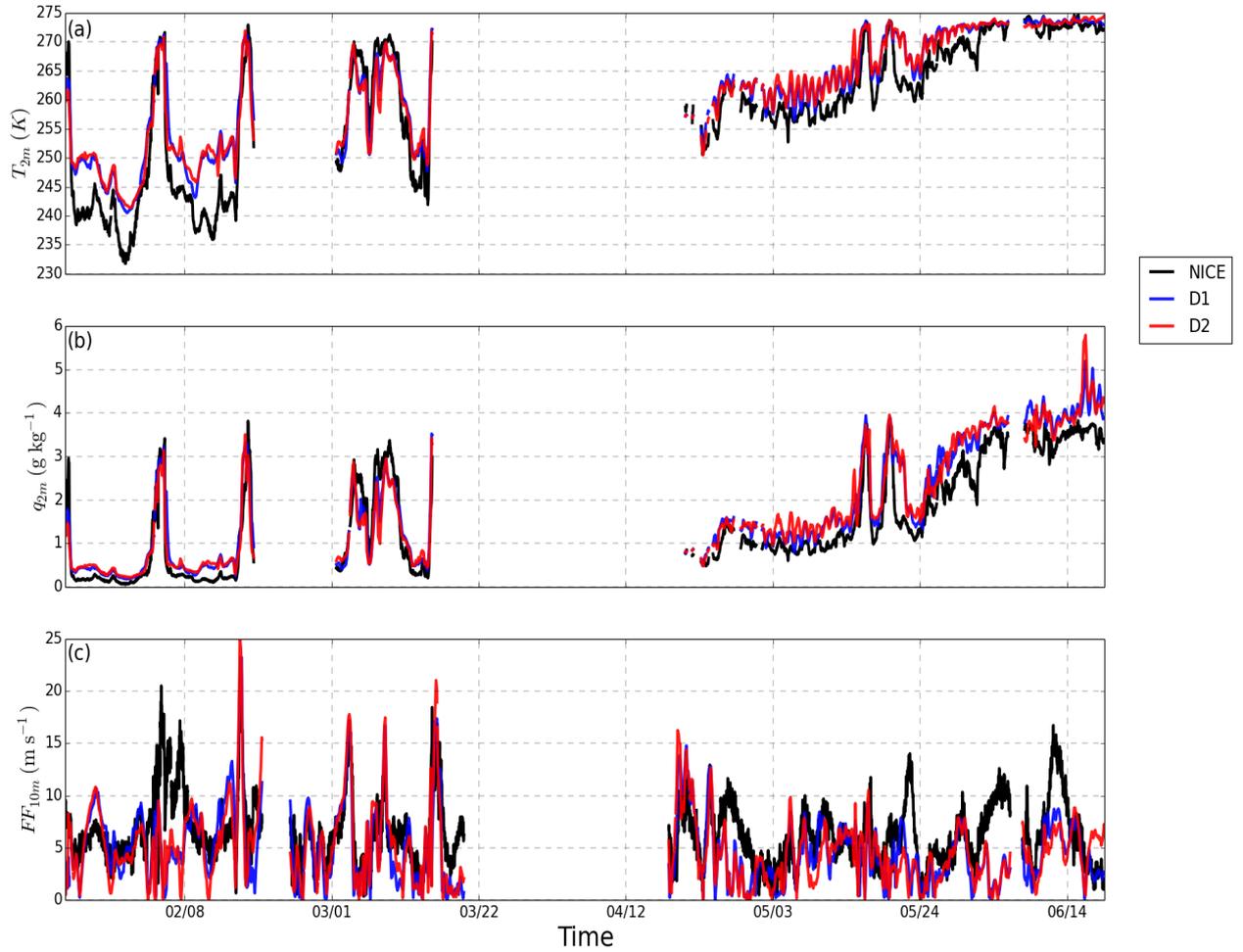


FIGURE B.2 – Série temporelle de la température à 2 m (T_{2m}), du rapport de mélange de la vapeur d'eau à 2 m (q_{2m}) et de la vitesse du vent à 10 m (FF_{10m}). Les différentes courbes montrent les séries temporelles observées (noir) et simulées dans D1 (bleu), D2 (rouge) et D3 (jaune).

Domaine	T_{2m}			q_{2m}			FF_{10m}		
	R^2	MB (K)	RMSE (K)	R^2	MB (g kg^{-1})	RMSE (g kg^{-1})	R^2	MB (m s^{-1})	RMSE (m s^{-1})
D1	0.951	3.00	4.83	0.946	0.274	0.506	0.446	-1.63	3.80
D2	0.954	3.41	5.28	0.934	0.3177	0.562	0.442	-1.65	3.87
D3	0.956	3.93	5.68	0.940	0.337	0.548	0.423	1.49	3.93

TABLE B.1 – Scores obtenus pour les variables météorologiques T_{2m} , q_{2m} et FF_{10m} à partir des simulations MYNN sur D1, D2 et D3.

Les scores obtenus ne présentent pas de biais significatif entre les domaines à différentes résolutions horizontales. Les résultats n'étant pas meilleurs dans le domaine D3 et pour réduire le temps de calcul entre chaque simulation, j'ai choisi de

me concentrer sur le domaine D2 à résolution de $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$. Une amélioration des performances du modèle dans le domaine D2 grâce aux suggestions élaborées dans cette thèse méritera de revenir sur le domaine D3 pour tester la sensibilité du modèle à reproduire les couches de nuages bas à plus haute résolution.

Bibliographie

- [Abe *et al.* 2016] Manabu Abe, Toru Nozawa, Tomoo Ogura et Kumiko Takata. *Effect of retreating sea ice on Arctic cloud cover in simulated recent global warming*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 16, no. 22, pages 14343–14356, nov 2016. (Cité en pages 11 et 79.)
- [Acker & Leptoukh 2007] James G. Acker et Gregory Leptoukh. *Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data*. Eos, Transactions American Geophysical Union, vol. 88, no. 2, page 14, jan 2007. (Cité en page 3.)
- [AIRS Project 2020] AIRS Project. *Aqua/AIRS L3 Monthly Standard Physical Retrieval (AIRS+AMSU) 1 degree x 1 degree V7.0*, 2020. (Cité en page 3.)
- [AMAP 2021] AMAP. Arctic climate change update 2021 : key trends and impacts. summary for policy-makers. AMAP, 2021. (Cité en pages 1 et 4.)
- [Andreas *et al.* 2005] Edgar L Andreas, Rachel E. Jordan et Aleksandar P. Makshatas. *Parameterizing turbulent exchange over sea ice : the ice station weddell results*. Boundary-Layer Meteorology, vol. 114, no. 2, pages 439–460, feb 2005. (Cité en page 37.)
- [Athanasse *et al.* 2019] Marylou Athanasse, Nathalie Senn chael, Gilles Garric, Zo  Koenig, Elisabeth Boles et Christine Provost. *New Hydrographic Measurements of the Upper Arctic Western Eurasian Basin in 2017 Reveal Fresher Mixed Layer and Shallower Warm Layer Than 2005–2012 Climatology*. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 124, no. 2, pages 1091–1114, feb 2019. (Cité en page 19.)
- [Banta *et al.* 2006] Robert M. Banta, Yelena L. Pichugina et W. Alan Brewer. *Turbulent Velocity-Variance Profiles in the Stable Boundary Layer Generated by a Nocturnal Low-Level Jet*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 63, no. 11, pages 2700–2719, nov 2006. (Cité en page 38.)
- [Batrak & M ller 2019] Yurii Batrak et Malte M ller. *On the warm bias in atmospheric reanalyses induced by the missing snow over Arctic sea-ice*. Nature Communications, vol. 10, no. 1, sep 2019. (Cité en pages 4 et 107.)
- [Beljaars & Holtslag 1991] A. C. M. Beljaars et A. A. M. Holtslag. *Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models*. Journal of Applied Meteorology, vol. 30, no. 3, pages 327–341, mar 1991. (Cité en page 37.)
- [Bennartz *et al.* 2013] R. Bennartz, M. D. Shupe, D. D. Turner, V. P. Walden, K. Steffen, C. J. Cox, M. S. Kulie, N. B. Miller et C. Pettersen. *July 2012 Greenland melt extent enhanced by low-level liquid clouds*. Nature, vol. 496, no. 7443, pages 83–86, apr 2013. (Cité en page 79.)

- [Bertosio *et al.* 2020] Cécilia Bertosio, Christine Provost, Nathalie Sennéchaël, Camila Artana, Marylou Athanase, Elisabeth Boles, Jean-Michel Lellouche et Gilles Garric. *The Western Eurasian Basin Halocline in 2017 : Insights From Autonomous NO Measurements and the Mercator Physical System*. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 125, no. 7, jul 2020. (Cité en page 19.)
- [Bintanja & Krikken 2016] R. Bintanja et F. Krikken. *Magnitude and pattern of Arctic warming governed by the seasonality of radiative forcing*. *Scientific Reports*, vol. 6, no. 1, dec 2016. (Cité en page 43.)
- [Blanchard *et al.* 2014] Yann Blanchard, Jacques Pelon, Edwin W. Eloranta, Kenneth P. Moran, Julien Delanoë et Geneviève Sèze. *A Synergistic Analysis of Cloud Cover and Vertical Distribution from A-Train and Ground-Based Sensors over the High Arctic Station Eureka from 2006 to 2010*. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 53, no. 11, pages 2553–2570, nov 2014. (Cité en pages 17, 43, 44, 59, 76 et 79.)
- [Blanchard-Wrigglesworth *et al.* 2015] E. Blanchard-Wrigglesworth, S. L. Farrell, T. Newman et C. M. Bitz. *Snow cover on Arctic sea ice in observations and an Earth System Model*. *Geophysical Research Letters*, vol. 42, no. 23, dec 2015. (Cité en page 6.)
- [Boeke & Taylor 2016] Robyn C. Boeke et Patrick C. Taylor. *Evaluation of the Arctic surface radiation budget in CMIP5 models*. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 121, no. 14, pages 8525–8548, jul 2016. (Cité en page 77.)
- [Boles *et al.* 2020] Elisabeth Boles, Christine Provost, Véronique Garçon, Cécilia Bertosio, Marylou Athanase, Zoé Koenig et Nathalie Sennéchaël. *Under-Ice Phytoplankton Blooms in the Central Arctic Ocean : Insights From the First Biogeochemical IAOOS Platform Drift in 2017*. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 125, no. 3, mar 2020. (Cité en page 20.)
- [Bourassa *et al.* 2013] Mark A. Bourassa, Sarah T. Gille, Cecilia Bitz, David Carlson, Ivana Cerovecki, Carol Anne Clayson, Meghan F. Cronin, Will M. Drennan, Chris W. Fairall, Ross N. Hoffman, Gudrun Magnusdottir, Rachel T. Pinker, Ian A. Renfrew, Mark Serreze, Kevin Speer, Lynne D. Talley et Gary A. Wick. *High-Latitude Ocean and Sea Ice Surface Fluxes : Challenges for Climate Research*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 94, no. 3, pages 403–423, mar 2013. (Cité en page 43.)
- [Bromwich *et al.* 2009] David H. Bromwich, Keith M. Hines et Le-Sheng Bai. *Development and testing of Polar Weather Research and Forecasting model : 2. Arctic Ocean*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, no. D8, apr 2009. (Cité en pages 33 et 108.)

- [Brutsaert 1975] Wilfried Brutsaert. *On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies*. Water Resources Research, vol. 11, no. 5, pages 742–744, oct 1975. (Cité en page 90.)
- [Bucholtz 1995] Anthony Bucholtz. *Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere*. Applied Optics, vol. 34, no. 15, page 2765, may 1995. (Cité en pages 23 et 86.)
- [Cesana & Storelvmo 2017] Gregory Cesana et Trude Storelvmo. *Improving climate projections by understanding how cloud phase affects radiation*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 122, no. 8, pages 4594–4599, apr 2017. (Cité en pages 13 et 107.)
- [Cesana et al. 2012] G. Cesana, J. E. Kay, H. Chepfer, J. M. English et G. Boer. *Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds : New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP*. Geophysical Research Letters, vol. 39, no. 20, oct 2012. (Cité en pages 11 et 44.)
- [Chen & Dudhia 2001] Fei Chen et Jimy Dudhia. *Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I : Model Implementation and Sensitivity*. Monthly Weather Review, vol. 129, no. 4, pages 569–585, apr 2001. (Cité en pages 34 et 35.)
- [Chen et al. 2019] Hong Chen, Sebastian Schmidt, Michael D. King, Galina Wind, Anthony Bucholtz, Elizabeth A. Reid, Michal Segal-Rozenhaimer, William L. Smith, Patrick C. Taylor, Seiji Kato et Peter Pilewskie. *Shortwave Radiative Effect of Arctic Low-Level Clouds : Evaluation of Imagery-Derived Irradiance with Aircraft Observations*. Atmospheric Measurement Techniques, oct 2019. (Cité en page 60.)
- [Chiu et al. 2014] J. C. Chiu, J. A. Holmes, R. J. Hogan et E. J. O'Connor. *The interdependence of continental warm cloud properties derived from unexploited solar background signals in ground-based lidar measurements*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 14, no. 16, pages 8389–8401, aug 2014. (Cité en pages 80, 88 et 94.)
- [Cohen et al. 2017] Lana Cohen, Stephen R. Hudson, Von P. Walden, Robert M. Graham et Mats A. Granskog. *Meteorological conditions in a thinner Arctic sea ice regime from winter to summer during the Norwegian Young Sea Ice expedition (N-ICE2015)*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 122, no. 14, pages 7235–7259, jul 2017. (Cité en pages 18, 25, 26, 45, 54, 74, 80, 82, 83, 110, 111 et 112.)
- [Cohen et al. 2018] Judah Cohen, Xiangdong Zhang, Jennifer Francis, Thomas Jung, Ronald Kwok, James Overland, Patrick C. Taylor, Sukyoung Lee, Frederick Laliberte, Steven Feldstein, Wieslaw Maslowski, Gina Henderson, Julienne Stroeve, Dim Coumou, Doerthe Handorf, Tido Semmler, Thomas

- Ballinger, Momme Hell, Marlene Kretschmer, Steve Vavrus, Muyin Wang, Simon Wang, Yutian Wu, Timo Vihma, Uma Bhatt, Monica Iunita, Hans Linderholm, Ignatius Rigor, Cody Routson, Deepti Singh, Manfred Windisch et Doug Smith. *Arctic change and possible influence on mid-latitude climate and weather : A US CLIVAR White Paper*. US CLIVAR reports, 2018. (Cité en pages 4 et 129.)
- [Curry & Ebert 1992] Judith A. Curry et Elizabeth E. Ebert. *Annual Cycle of Radiation Fluxes over the Arctic Ocean : Sensitivity to Cloud Optical Properties*. *J. Climate*, vol. 5, no. 11, page 1267–1280, Novembre 1992. (Cité en page 7.)
- [Dee *et al.* 2011] D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut et F. Vitart. *The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 137, no. 656, pages 553–597, apr 2011. (Cité en pages 43 et 50.)
- [Di Biagio *et al.* 2012] C. Di Biagio, A. di Sarra, P. Eriksen, S. E. Ascanius, G. Muscarelli et B. Holben. *Effect of surface albedo, water vapour, and atmospheric aerosols on the cloud-free shortwave radiative budget in the Arctic*. *Climate Dynamics*, vol. 39, no. 3-4, pages 953–969, jan 2012. (Cité en pages 44 et 71.)
- [Di Biagio *et al.* 2018] C. Di Biagio, J. Pelon, G. Ancellet, A. Bazureau et V. Mariage. *Sources, Load, Vertical Distribution, and Fate of Wintertime Aerosols North of Svalbard From Combined V4 CALIOP Data, Ground-Based IAOS Lidar Observations and Trajectory Analysis*. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 123, no. 2, pages 1363–1383, jan 2018. (Cité en pages 45, 47, 51, 57, 82, 85, 91 et 117.)
- [Di Biagio *et al.* 2020] C. Di Biagio, J. Pelon, Y. Blanchard, L. Loyer, S.R. Hudson, V.P. Walden, J.-C. Raut, S. Kato, V. Mariage et M.A. Granskog. *Towards a better surface radiation budget analysis over sea ice in the high Arctic Ocean : a comparative study between satellite, reanalysis, and local-scale observations*. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, dec 2020. (Cité en pages 15, 25, 42, 82, 88, 92, 101, 102, 134, 153 et 155.)
- [Doelling *et al.* 2013] David R. Doelling, Norman G. Loeb, Dennis F. Keyes, Michele L. Nordeen, Daniel Morstad, Cathy Nguyen, Bruce A. Wielicki, David F. Young et Moguo Sun. *Geostationary Enhanced Temporal Interpolation for CERES Flux Products*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 30, no. 6, pages 1072–1090, jun 2013. (Cité en page 56.)

- [Dufour *et al.* 2016] Ambroise Dufour, Olga Zolina et Sergey K. Gulev. *Atmospheric Moisture Transport to the Arctic : Assessment of Reanalyses and Analysis of Transport Components*. Journal of Climate, vol. 29, no. 14, pages 5061–5081, jun 2016. (Cité en page 3.)
- [D scher *et al.* 2014] R. D scher, T. Vihma et E. Maksimovich. *Recent advances in understanding the Arctic climate system state and change from a sea ice perspective : a review*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 14, no. 24, pages 13571–13600, dec 2014. (Cité en page 43.)
- [Ebell *et al.* 2020] Kerstin Ebell, Tatiana Nomokonova, Marion Maturilli et Christoph Ritter. *Radiative Effect of Clouds at Ny-Ålesund, Svalbard, as Inferred from Ground-Based Remote Sensing Observations*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 59, no. 1, pages 3 – 22, 2020. (Cité en pages 11, 12, 79 et 107.)
- [Edson *et al.* 2013] James B. Edson, Venkata Jampana, Robert A. Weller, Sebastian P. Bigorre, Albert J. Plueddemann, Christopher W. Fairall, Scott D. Miller, Larry Mahrt, Dean Vickers et Hans Hersbach. *On the Exchange of Momentum over the Open Ocean*. Journal of Physical Oceanography, vol. 43, no. 8, pages 1589–1610, aug 2013. (Cité en page 37.)
- [Feldman *et al.* 2014] Daniel R. Feldman, William D. Collins, Robert Pincus, Xianlei Huang et Xiuhong Chen. *Far-infrared surface emissivity and climate*. Proceedings of the National Academy of Sciences, vol. 111, no. 46, pages 16297–16302, nov 2014. (Cité en page 53.)
- [Forbes *et al.* 2016] Richard Forbes, Alan Geer, Katrin Lonitz et Maike Ahlgrimm. *Reducing systematic errors in cold-air outbreaks*. ECMWF Newsletter, 2016. (Cité en pages 43, 77 et 156.)
- [Garnier *et al.* 2012] Anne Garnier, Jacques Pelon, Philippe Dubuisson, Micha l Faivre, Olivier Chomette, Nicolas Pascal et David P. Kratz. *Retrieval of Cloud Properties Using CALIPSO Imaging Infrared Radiometer. Part I : Effective Emissivity and Optical Depth*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 51, no. 7, pages 1407–1425, jul 2012. (Cité en page 91.)
- [Gierens *et al.* 2020] Rosa Gierens, Stefan Kneifel, Matthew D. Shupe, Kerstin Ebell, Marion Maturilli et Ulrich L hnert. *Low-level mixed-phase clouds in a complex Arctic environment*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 20, no. 6, pages 3459–3481, mar 2020. (Cité en page 79.)
- [Graham *et al.* 2017a] Robert M. Graham, Lana Cohen, Alek A. Petty, Linette N. Boisvert, Annette Rinke, Stephen R. Hudson, Marcel Nicolaus et Mats A. Granskog. *Increasing frequency and duration of Arctic winter warming events*. Geophysical Research Letters, vol. 44, no. 13, pages 6974–6983, jul 2017. (Cité en pages 26, 43 et 111.)

- [Graham *et al.* 2017b] Robert M. Graham, Annette Rinke, Lana Cohen, Stephen R. Hudson, Von P. Walden, Mats A. Granskog, Wolfgang Dorn, Markus Kayser et Marion Maturilli. *A comparison of the two Arctic atmospheric winter states observed during N-ICE2015 and SHEBA*. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 122, no. 11, pages 5716–5737, jun 2017. (Cité en pages 43, 44, 61, 67 et 76.)
- [Graham *et al.* 2017c] Robert M. Graham, Annette Rinke, Lana Cohen, Stephen R. Hudson, Von P. Walden, Mats A. Granskog, Wolfgang Dorn, Markus Kayser et Marion Maturilli. *A comparison of the two Arctic atmospheric winter states observed during N-ICE2015 and SHEBA*. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 122, no. 11, pages 5716–5737, jun 2017. (Cité en page 82.)
- [Graham *et al.* 2019] Robert M. Graham, Lana Cohen, Nicole Ritzhaupt, Benjamin Segger, Rune G. Graversen, Annette Rinke, Von P. Walden, Mats A. Granskog et Stephen R. Hudson. *Evaluation of Six Atmospheric Reanalyses over Arctic Sea Ice from Winter to Early Summer*. *Journal of Climate*, vol. 32, no. 14, pages 4121–4143, jul 2019. (Cité en pages 43, 44, 54, 61, 62, 76 et 77.)
- [Granskog *et al.* 2018] Mats A. Granskog, Ilker Fer, Annette Rinke et Harald Steen. *Atmosphere-Ice-Ocean-Ecosystem Processes in a Thinner Arctic Sea Ice Regime : The Norwegian Young Sea ICE (N-ICE2015) Expedition*. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 123, no. 3, pages 1586–1594, mar 2018. (Cité en pages 44, 45, 46, 76, 82 et 84.)
- [Graversen *et al.* 2008] Rune G. Graversen, Thorsten Mauritsen, Michael Tjernström, Erland K ll n et Gunilla Svensson. *Vertical structure of recent Arctic warming*. *Nature*, vol. 451, no. 7174, pages 53–56, jan 2008. (Cité en page 9.)
- [Grell & D v nyi 2002] Georg A. Grell et Dezs  D v nyi. *A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques*. *Geophysical Research Letters*, vol. 29, no. 14, pages 38–1–38–4, jul 2002. (Cité en page 34.)
- [Han *et al.* 1994] Qingyuan Han, William B. Rossow et Andrew A. Lacis. *Near-Global Survey of Effective Droplet Radii in Liquid Water Clouds Using ISCCP Data*. *Journal of Climate*, vol. 7, no. 4, pages 465–497, apr 1994. (Cité en page 50.)
- [Hegy  & Taylor 2017] Bradley M. Hegy  et Patrick C. Taylor. *The regional influence of the Arctic Oscillation and Arctic Dipole on the wintertime Arctic surface radiation budget and sea ice growth*. *Geophysical Research Letters*, vol. 44, no. 9, pages 4341–4350, may 2017. (Cité en page 77.)
- [Hersbach *et al.* 2018] H. Hersbach, B. Bell, P. Berrisford, G. Biavati, A. Horányi, J. Muñoz Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, I. Rozum, D. Schepers,

- A. Simmons, C. Soci, D. Dee et J-N. Thépaut. *ERA5 hourly data on pressure levels from 1979 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*. (Accessed on 20-MAY-2021), 2018. (Cité en page 83.)
- [Hersbach *et al.* 2019] Hans Hersbach, W Bell, P. Berrisford, Andras Horányi, Muñoz-Sabater J., J. Nicolas, Raluca Radu, Dinand Schepers, Adrian Simmons, Cornel Soci et Dick Dee. *Global reanalysis : goodbye ERA-Interim, hello ERA5*. ECMWF Newsletter, 2019. (Cité en pages 33 et 43.)
- [Hersbach *et al.* 2020] Hans Hersbach, Bill Bell, Paul Berrisford, Shoji Hirahara, András Horányi, Joaquín Muñoz-Sabater, Julien Nicolas, Carole Peubey, Raluca Radu, Dinand Schepers, Adrian Simmons, Cornel Soci, Saleh Abdalla, Xavier Abellan, Gianpaolo Balsamo, Peter Bechtold, Gionata Biavati, Jean Bidlot, Massimo Bonavita, Giovanna Chiara, Per Dahlgren, Dick Dee, Michail Diamantakis, Rossana Dragani, Johannes Flemming, Richard Forbes, Manuel Fuentes, Alan Geer, Leo Haimberger, Sean Healy, Robin J. Hogan, Elías Hólm, Marta Janisková, Sarah Keeley, Patrick Laloyaux, Philippe Lopez, Cristina Lupu, Gabor Radnoti, Patricia Rosnay, Iryna Rozum, Freja Vamborg, Sebastien Villaume et Jean-Noël Thépaut. *The ERA5 global reanalysis*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 146, no. 730, pages 1999–2049, jun 2020. (Cité en pages 43 et 50.)
- [Hines & Bromwich 2008] Keith M. Hines et David H. Bromwich. *Development and Testing of Polar Weather Research and Forecasting (WRF) Model. Part I : Greenland Ice Sheet Meteorology**. Monthly Weather Review, vol. 136, no. 6, pages 1971–1989, jun 2008. (Cité en pages 32 et 105.)
- [Hines *et al.* 2015] Keith M. Hines, David H. Bromwich, Lesheng Bai, Cecilia M. Bitz, Jordan G. Powers et Kevin W. Manning. *Sea Ice Enhancements to Polar WRF**. Monthly Weather Review, vol. 143, no. 6, pages 2363–2385, may 2015. (Cité en pages 33 et 108.)
- [Huang *et al.* 2017] Jianbin Huang, Xiangdong Zhang, Qiyi Zhang, Yanluan Lin, Mingju Hao, Yong Luo, Zongci Zhao, Yao Yao, Xin Chen, Lei Wang, Suping Nie, Yizhou Yin, Ying Xu et Jiansong Zhang. *Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend*. Nature Climate Change, vol. 7, no. 12, pages 875–879, nov 2017. (Cité en page 78.)
- [Huang *et al.* 2019a] Jianbin Huang, Tinghai Ou, Deliang Chen, Yong Luo et Zongci Zhao. *The Amplified Arctic Warming in the Recent Decades may Have Been Overestimated by CMIP5 Models*. Geophysical Research Letters, vol. 46, no. 22, pages 13338–13345, nov 2019. (Cité en page 79.)
- [Huang *et al.* 2019b] Yiyi Huang, Xiquan Dong, David A. Bailey, Marika M. Holland, Baike Xi, Alice K. DuVivier, Jennifer E. Kay, Laura L. Landrum et

- Yi Deng. *Thicker Clouds and Accelerated Arctic Sea Ice Decline : The Atmosphere-Sea Ice Interactions in Spring*. Geophysical Research Letters, vol. 46, no. 12, pages 6980–6989, jun 2019. (Cité en page 7.)
- [Hudson *et al.* 2013] Stephen R. Hudson, Mats A. Granskog, Arild Sundfjord, Achim Randelhoff, Angelika H. H. Renner et Dmitry V. Divine. *Energy budget of first-year Arctic sea ice in advanced stages of melt*. Geophysical Research Letters, vol. 40, no. 11, pages 2679–2683, jun 2013. (Cité en pages 6 et 12.)
- [Hudson *et al.* 2015] Stephen R. Hudson, Lana Cohen et Von Walden. *N-ICE2015 surface meteorology*, 2015. (Cité en pages 47 et 51.)
- [Hudson *et al.* 2016] Stephen R. Hudson, Lana Cohen et Von P. Walden. *N-ICE2015 surface broadband radiation data*, 2016. (Cité en pages 46 et 82.)
- [Hudson *et al.* 2017] Stephen R. Hudson, Lana Cohen, Markus Kayser, Maturilli Maturilli, Joo-Hong Kim, Sang-Jong Park, Woosok Moon et Mats A. Granskog. *N-ICE2015 atmospheric profiles from radiosondes*, 2017. (Cité en pages 47, 51, 82 et 84.)
- [Högström 1996] Ulf Högström. *Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer*. Boundary-Layer Meteorology, vol. 78, no. 3-4, pages 215–246, mar 1996. (Cité en page 37.)
- [Iacono *et al.* 2008] Michael J. Iacono, Jennifer S. Delamere, Eli J. Mlawer, Mark W. Shephard, Shepard A. Clough et William D. Collins. *Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : Calculations with the AER radiative transfer models*. Journal of Geophysical Research, vol. 113, no. D13, jul 2008. (Cité en page 34.)
- [Intrieri 2002] J. M. Intrieri. *An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA*. Journal of Geophysical Research, vol. 107, no. C10, 2002. (Cité en pages 7, 11, 44, 79 et 107.)
- [IPCC *et al.* 2018] IPCC, Masson-Delmotte Valerie, Zhai P., P rtner Hans-Otto, Roberts Debra, Skea Jim, Shukla P., Pirani Anna, Moufouma-Okia Wilfran, P an C., Pidcock R., Connors Sarah, Matthews Robin, Chen Y., Zhou X., Gomis Melissa, Lonnoy E., Maycock T., Tignor M. et Tabatabaei MuhammadReza. *Global warming of 1.5 c. an ipcc special report on the impacts of global warming of 1.5 c above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty*. IPCC reports, 12 2018. (Cité en page 1.)
- [IPCC *et al.* 2021] IPCC, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. P an, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang,

- K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu et B. Zhou. Climate change 2021 : The physical science basis. contribution of working group i to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. IPCC reports, 12 2021. (Cité en page 4.)
- [Itkin *et al.* 2017] Polona Itkin, Gunnar Spreen, Bin Cheng, Martin Doble, Fanny Girard-Ardhuin, Jari Haapala, Nick Hughes, Lars Kaleschke, Marcel Nicolaus et Jeremy Wilkinson. *Thin ice and storms : Sea ice deformation from buoy arrays deployed during N-ICE2015*. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 122, no. 6, pages 4661–4674, jun 2017. (Cité en page 56.)
- [Janjic 2002] Zavisla Janjic. *Nonsingular Implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso Model*. NCEP Office Note, vol. 436, 01 2002. (Cité en pages 34, 39 et 109.)
- [Jin *et al.* 2004] Zhonghai Jin, Thomas P. Charlock, William L. Smith et Ken Rutledge. *A parameterization of ocean surface albedo*. Geophysical Research Letters, vol. 31, no. 22, nov 2004. (Cité en page 49.)
- [Johansson *et al.* 2017] Erik Johansson, Abhay Devasthale, Michael Tjernström, Annica M. L. Ekman et Tristan L'Ecuyer. *Response of the lower troposphere to moisture intrusions into the Arctic*. Geophysical Research Letters, vol. 44, no. 5, pages 2527–2536, mar 2017. (Cité en page 13.)
- [Jung *et al.* 2016] Thomas Jung, Neil D. Gordon, Peter Bauer, David H. Bromwich, Matthieu Chevallier, Jonathan J. Day, Jackie Dawson, Francisco Doblas-Reyes, Christopher Fairall, Helge F. Goessling, Marika Holland, Jun Inoue, Trond Iversen, Stefanie Klebe, Peter Lemke, Martin Losch, Alexander Makshtas, Brian Mills, Pertti Nurmi, Donald Perovich, Philip Reid, Ian A. Renfrew, Gregory Smith, Gunilla Svensson, Mikhail Tolstykh et Qinghua Yang. *Advancing Polar Prediction Capabilities on Daily to Seasonal Time Scales*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 97, no. 9, pages 1631 – 1647, 01 Sep. 2016. (Cité en pages 2, 11 et 78.)
- [Kato *et al.* 2013] Seiji Kato, Norman G. Loeb, Fred G. Rose, David R. Doelling, David A. Rutan, Thomas E. Caldwell, Lisan Yu et Robert A. Weller. *Surface Irradiances Consistent with CERES-Derived Top-of-Atmosphere Shortwave and Longwave Irradiances*. Journal of Climate, vol. 26, no. 9, pages 2719–2740, apr 2013. (Cité en pages 48, 49 et 53.)
- [Kato *et al.* 2018] Seiji Kato, Fred G. Rose, David A. Rutan, Tyler J. Thorsen, Norman G. Loeb, David R. Doelling, Xianglei Huang, William L. Smith, Wenying Su et Seung-Hee Ham. *Surface Irradiances of Edition 4.0 Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Data Product*. Journal of Climate, vol. 31, no. 11, pages 4501–4527, may 2018. (Cité en pages 49 et 53.)

- [Kay & Gettelman 2009] Jennifer E. Kay et Andrew Gettelman. *Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 114, no. D18, sep 2009. (Cité en page 7.)
- [Kay & L'Ecuyer 2013] Jennifer E. Kay et Tristan L'Ecuyer. *Observational constraints on Arctic Ocean clouds and radiative fluxes during the early 21st century*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 118, no. 13, pages 7219–7236, jul 2013. (Cité en page 43.)
- [Kay et al. 2016] Jennifer E. Kay, Tristan L'Ecuyer, Helene Chepfer, Norman Loeb, Ariel Morrison et Gregory Cesana. *Recent Advances in Arctic Cloud and Climate Research*. Current Climate Change Reports, vol. 2, no. 4, pages 159–169, oct 2016. (Cité en pages 12 et 43.)
- [Kayser et al. 2017] Markus Kayser, Marion Maturilli, Robert M. Graham, Stephen R. Hudson, Annette Rinke, Lana Cohen, Joo-Hong Kim, Sang-Jong Park, Woosok Moon et Mats A. Granskog. *Vertical thermodynamic structure of the troposphere during the Norwegian young sea ICE expedition (N-ICE2015)*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 122, no. 20, pages 10,855–10,872, oct 2017. (Cité en pages 45, 47 et 82.)
- [Key & Schweiger 1998] Jeffrey R Key et Axel J Schweiger. *Tools for atmospheric radiative transfer : Streamer and FluxNet*. Computers & Geosciences, vol. 24, no. 5, pages 443–451, jun 1998. (Cité en pages 27, 51 et 84.)
- [Key 2002] Jeffrey R. Key. *Streamer User's Guide*. Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies. In Streamer User's Guide. Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin, 2002. (Cité en page 51.)
- [King et al. 2004] Michael D. King, Steven Platnick, Ping Yang, G. Thomas Arnold, Mark A. Gray, Jérôme C. Riedi, Steven A. Ackerman et Kuo-Nan Liou. *Remote Sensing of Liquid Water and Ice Cloud Optical Thickness and Effective Radius in the Arctic : Application of Airborne Multispectral MAS Data*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 21, no. 6, pages 857–875, jun 2004. (Cité en page 50.)
- [Klaus et al. 2016] D. Klaus, K. Dethloff, W. Dorn, A. Rinke et D. L. Wu. *New insight of Arctic cloud parameterization from regional climate model simulations, satellite-based, and drifting station data*. Geophysical Research Letters, vol. 43, no. 10, pages 5450–5459, may 2016. (Cité en page 12.)
- [Klett 1985] James D. Klett. *Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios*. Applied Optics, vol. 24, no. 11, page 1638, jun 1985. (Cité en pages 24 et 91.)
- [Koenig et al. 2016] Zoé Koenig, Christine Provost, Nicolas Villacieros-Robineau, Nathalie Sennéchaël et Amelie Meyer. *Winter ocean-ice interactions under*

- thin sea ice observed by IAOOS platforms during N-ICE2015 : Salty surface mixed layer and active basal melt.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 121, no. 10, pages 7898–7916, oct 2016. (Cité en page 81.)
- [Koenig *et al.* 2017] Zo  Koenig, Christine Provost, Nicolas Villacieros-Robineau, Nathalie Senn chael, Amelie Meyer, Jean-Michel Lellouche et Gilles Garric. *Atlantic waters inflow north of Svalbard : Insights from IAOOS observations and Mercator Ocean global operational system during N-ICE2015.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 122, no. 2, pages 1254–1273, feb 2017. (Cité en page 19.)
- [Korolev *et al.* 2017] A. Korolev, G. McFarquhar, P. R. Field, C. Franklin, P. Lawson, Z. Wang, E. Williams, S. J. Abel, D. Axisa, S. Borrmann, J. Crosier, J. Fugal, M. Kr mer, U. Lohmann, O. Schlenczek, M. Schnaiter et M. Wendisch. *Mixed-Phase Clouds : Progress and Challenges.* Meteorological Monographs, vol. 58, pages 51–550, jan 2017. (Cité en pages 11 et 107.)
- [Kral *et al.* 2018] Stephan Kral, Joachim Reuder, Timo Vihma, Irene Suomi, Ewan O’Connor, Rostislav Kouznetsov, Burkhard Wrenger, Alexander Rautenberg, Gabin Urbancic, Marius Jonassen, Line B serud, Bj rn Maronga, Stephanie Mayer, Torge Lorenz, Albert Holtslag, Gert-Jan Steeneveld, Andrew Seidl, Martin M ller, Christian Lindenberg, Carsten Langohr, Hendrik Voss, Jens Bange, Marie Hundhausen, Philipp Hilsheimer et Markus Schygulla. *Innovative Strategies for Observations in the Arctic Atmospheric Boundary Layer (ISOBAR)—The Hailuoto 2017 Campaign.* Atmosphere, vol. 9, no. 7, page 268, jul 2018. (Cité en page 14.)
- [Krikken & Hazeleger 2015] F. Krikken et W. Hazeleger. *Arctic Energy Budget in Relation to Sea Ice Variability on Monthly-to-Annual Time Scales.* Journal of Climate, vol. 28, no. 16, pages 6335–6350, aug 2015. (Cité en page 6.)
- [Lacour *et al.* 2017] Adrien Lacour, Helene Chepfer, Matthew D. Shupe, Nathaniel B. Miller, Vincent Noel, Jennifer Kay, David D. Turner et Rodrigo Guzman. *Greenland Clouds Observed in CALIPSO-GOCCP : Comparison with Ground-Based Summit Observations.* Journal of Climate, vol. 30, no. 15, pages 6065 – 6083, 2017. (Cité en pages 6 et 80.)
- [Lacour *et al.* 2018] A. Lacour, H. Chepfer, N. B. Miller, M. D. Shupe, V. Noel, X. Fettweis, H. Gallee, J. E. Kay, R. Guzman et J. Cole. *How Well Are Clouds Simulated over Greenland in Climate Models ? Consequences for the Surface Cloud Radiative Effect over the Ice Sheet.* Journal of Climate, vol. 31, no. 22, pages 9293–9312, nov 2018. (Cité en pages 2, 11 et 78.)
- [Lenaerts *et al.* 2017] Jan T. M. Lenaerts, Kristof Van Tricht, Stef Lhermitte et Tristan S. L’Ecuyer. *Polar clouds and radiation in satellite observations, reanalyses, and climate models.* Geophysical Research Letters, vol. 44, no. 7, pages 3355–3364, apr 2017. (Cité en pages 43 et 62.)

- [Letterly *et al.* 2016] Aaron Letterly, Jeffrey Key et Yinghui Liu. *The influence of winter cloud on summer sea ice in the Arctic, 1983–2013*. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 121, no. 5, pages 2178–2187, mar 2016. (Cité en page 7.)
- [Li *et al.* 2020] Xia Li, Steven K. Krueger, Courtenay Strong, Gerald G. Mace et Sally Benson. *Midwinter Arctic leads form and dissipate low clouds*. *Nature Communications*, vol. 11, no. 1, jan 2020. (Cité en pages 13 et 79.)
- [Liou & Wittman 1979] Kuo-Nan Liou et Gerard D. Wittman. *Parameterization of the Radiative Properties of Clouds*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 36, no. 7, pages 1261–1273, jul 1979. (Cité en page 7.)
- [Liston & Hiemstra 2011] Glen E. Liston et Christopher A. Hiemstra. *The Changing Cryosphere : Pan-Arctic Snow Trends (1979–2009)*. *Journal of Climate*, vol. 24, no. 21, pages 5691–5712, nov 2011. (Cité en page 4.)
- [Liu & Key 2016] Yinghui Liu et Jeffrey R. Key. *Assessment of Arctic Cloud Cover Anomalies in Atmospheric Reanalysis Products Using Satellite Data*. *Journal of Climate*, vol. 29, no. 17, pages 6065–6083, aug 2016. (Cité en pages 43 et 76.)
- [Liu *et al.* 2012] Yinghui Liu, Jeffrey R. Key, Zhengyu Liu, Xuanji Wang et Stephen J. Vavrus. *A cloudier Arctic expected with diminishing sea ice*. *Geophysical Research Letters*, vol. 39, no. 5, pages n/a–n/a, mar 2012. (Cité en pages 7, 10 et 106.)
- [Liu *et al.* 2017] Yinghui Liu, Matthew D. Shupe, Zhien Wang et Gerald Mace. *Cloud vertical distribution from combined surface and space radar–lidar observations at two Arctic atmospheric observatories*. *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 17, no. 9, pages 5973–5989, may 2017. (Cité en pages 11, 12, 44 et 79.)
- [Loeb *et al.* 2018] Norman G. Loeb, David R. Doelling, Hailan Wang, Wenying Su, Cathy Nguyen, Joseph G. Corbett, Lusheng Liang, Cristian Mitrescu, Fred G. Rose et Seiji Kato. *Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 Data Product*. *Journal of Climate*, vol. 31, no. 2, pages 895–918, jan 2018. (Cité en page 49.)
- [Loewe *et al.* 2017] K. Loewe, A. M. L. Ekman, M. Paukert, J. Sedlar, M. Tjernström et C. Hoose. *Modelling micro- and macrophysical contributors to the dissipation of an Arctic mixed-phase cloud during the Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS)*. *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 17, no. 11, pages 6693–6704, 2017. (Cité en page 79.)
- [Loyer *et al.* 2021] Lilian Loyer, Jean-Christophe Raut, Claudia Di Biagio, Julia Maillard, Vincent Mariage et Jacques Pelon. *Radiative fluxes in the High*

- Arctic region derived from ground-based lidar measurements onboard drifting buoys.* Atmospheric Measurement Techniques Discussions, nov 2021. (Cité en pages 15, 42, 102, 103, 117 et 154.)
- [Lüpkes *et al.* 2011] Christof Lüpkes, Timo Vihma, Gerit Birnbaum, Silke Dierer, Thomas Garbrecht, Vladimir M. Gryanik, Micha Gryschka, Jörg Hartmann, Günther Heinemann, Lars Kaleschke, Siegfried Raasch, Hannu Savijärvi, K. Heinke Schlünzen et Ulrike Wacker. *Mesoscale Modelling of the Arctic Atmospheric Boundary Layer and Its Interaction with Sea Ice.* In Mesoscale Modelling of the Arctic Atmospheric Boundary Layer and Its Interaction with Sea Ice, pages 279–324. Springer Netherlands, nov 2011. (Cité en page 9.)
- [Maillard *et al.* 2021] Julia Maillard, François Ravetta, Jean-Christophe Raut, Vincent Mariage et Jacques Pelon. *Characterisation and surface radiative impact of Arctic low clouds from the IAOS field experiment.* Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 21, no. 5, pages 4079–4101, mar 2021. (Cité en pages 11, 82, 89, 93 et 124.)
- [Mariage *et al.* 2017] Vincent Mariage, Jacques Pelon, Frédéric Blouzon, Stéphane Victori, Nicolas Geyskens, Nadir Amarouche, Christine Drezen, Antoine Guillot, Michel Calzas, Magali Garracio, Nicolas Wegmuller, Nathalie Sennéchaël et Christine Provost. *IAOS microlidar-on-buoy development and first atmospheric observations obtained during 2014 and 2015 arctic drifts.* Optics Express, vol. 25, no. 4, page A73, jan 2017. (Cité en pages 20, 25, 45, 47, 48, 81, 82, 86, 90, 91 et 94.)
- [Mariage 2015] Vincent Mariage. *Développement et mise en oeuvre de LiDAR embarqués sur bouées dérivantes pour l'étude des propriétés des aérosols et des nuages en Arctique et des forçages radiatifs induits.* Theses, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, D?embre 2015. (Cité en pages 23 et 82.)
- [Martin *et al.* 1994] G. M. Martin, D. W. Johnson et A. Spice. *The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds.* Journal of Atmospheric Sciences, vol. 51, no. 13, pages 1823–1842, jul 1994. (Cité en page 51.)
- [McFarquhar *et al.* 2007] Greg M. McFarquhar, Gong Zhang, Michael R. Poellot, Gregory L. Kok, Robert McCoy, Tim Tooman, Ann Fridlind et Andrew J. Heymsfield. *Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment : 1. Observations.* Journal of Geophysical Research, vol. 112, no. D24, dec 2007. (Cité en pages 7, 11, 31, 84, 85, 92 et 107.)
- [McKay & Thurtell 1978] Donald C. McKay et George W. Thurtell. *Measurements of the Energy Fluxes Involved in the Energy Budget of a Snow Cover.* Journal

- of Applied Meteorology, vol. 17, no. 3, pages 339–349, mar 1978. (Cité en page 6.)
- [Meier *et al.* 2014] Walter N. Meier, Greta K. Hovelsrud, Bob E.H. van Oort, Jeffrey R. Key, Kit M. Kovacs, Christine Michel, Christian Haas, Mats A. Granskog, Sebastian Gerland, Donald K. Perovich, Alexander Makshtas et James D. Reist. *Arctic sea ice in transformation : A review of recent observed changes and impacts on biology and human activity*. Reviews of Geophysics, vol. 52, no. 3, pages 185–217, jul 2014. (Cité en pages 4 et 78.)
- [Merkouriadi *et al.* 2017] Ioanna Merkouriadi, Jean-Charles Gallet, Robert M. Graham, Glen E. Liston, Chris Polashenski, Anja Rösel et Sebastian Gerland. *Winter snow conditions on Arctic sea ice north of Svalbard during the Norwegian young sea ICE (N-ICE2015) expedition*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 122, no. 20, pages 10,837–10,854, oct 2017. (Cité en pages 4 et 84.)
- [Miller *et al.* 2015a] Nathaniel B. Miller, Matthew D. Shupe, Christopher J. Cox, Von P. Walden, David D. Turner et Konrad Steffen. *Cloud Radiative Forcing at Summit, Greenland*. Journal of Climate, vol. 28, no. 15, pages 6267–6280, jul 2015. (Cité en page 12.)
- [Miller *et al.* 2015b] Nathaniel B. Miller, Matthew D. Shupe, Christopher J. Cox, Von P. Walden, David D. Turner et Konrad Steffen. *Cloud Radiative Forcing at Summit, Greenland*. Journal of Climate, vol. 28, no. 15, pages 6267–6280, jul 2015. (Cité en page 79.)
- [Minnis *et al.* 1993] Patrick Minnis, Kuo-Nan Liou et Yoshihide Takano. *Inference of Cirrus Cloud Properties Using Satellite-observed Visible and Infrared Radiances. Part I : Parameterization of Radiance Fields*. J. Atmos. Sci., vol. 50, no. 9, page 1279–1304, Mai 1993. (Cité en pages 71 et 90.)
- [Minnis *et al.* 2021] Patrick Minnis, Szedung Sun-Mack, Yan Chen, Fu-Lung Chang, Christopher R. Yost, William L. Smith, Patrick W. Heck, Robert F. Arduini, Sarah T. Bedka, Yuhong Yi, Gang Hong, Zhonghai Jin, David Painemal, Rabindra Palikonda, Benjamin R. Scarino, Douglas A. Spangenberg, Rita A. Smith, Qing Z. Trepte, Ping Yang et Yu Xie. *CERES MODIS Cloud Product Retrievals for Edition 4—Part I : Algorithm Changes*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 59, no. 4, pages 2744–2780, apr 2021. (Cité en page 49.)
- [Mioche *et al.* 2015] G. Mioche, O. Jourdan, M. Ceccaldi et J. Delanoë. *Variability of mixed-phase clouds in the Arctic with a focus on the Svalbard region : a study based on spaceborne active remote sensing*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 15, no. 5, pages 2445–2461, mar 2015. (Cité en pages 11 et 107.)

- [Mioche *et al.* 2017] G. Mioche, O. Jourdan, J. Delanoë, C. Gourbeyre, G. Febvre, R. Dupuy, M. Monier, F. Szczap, A. Schwarzenboeck et J.-F. Gayet. *Vertical distribution of microphysical properties of Arctic springtime low-level mixed-phase clouds over the Greenland and Norwegian seas*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 17, no. 20, pages 12845–12869, 2017. (Cité en pages 7, 11, 79 et 107.)
- [Mitchell 2002] David L. Mitchell. *Effective Diameter in Radiation Transfer : General Definition, Applications, and Limitations*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 59, no. 15, pages 2330–2346, aug 2002. (Cité en page 50.)
- [Morrison *et al.* 2009] H. Morrison, G. Thompson et V. Tatarskii. *Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line : Comparison of One- and Two-Moment Schemes*. Monthly Weather Review, vol. 137, no. 3, pages 991–1007, mar 2009. (Cité en pages 34 et 161.)
- [Morrison *et al.* 2011a] Hugh Morrison, Gijs de Boer, Graham Feingold, Jerry Harrington, Matthew D. Shupe et Kara Sulia. *Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds*. Nature Geoscience, vol. 5, no. 1, pages 11–17, dec 2011. (Cité en pages 11, 14 et 107.)
- [Morrison *et al.* 2011b] Hugh Morrison, Gijs de Boer, Graham Feingold, Jerry Harrington, Matthew D. Shupe et Kara Sulia. *Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds*. Nature Geoscience, vol. 5, no. 1, pages 11–17, dec 2011. (Cité en page 84.)
- [Morrison *et al.* 2019] A. L. Morrison, J. E. Kay, W. R. Frey, H. Chepfer et R. Guzman. *Cloud Response to Arctic Sea Ice Loss and Implications for Future Feedback in the CESM1 Climate Model*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 124, no. 2, pages 1003–1020, jan 2019. (Cité en page 11.)
- [Mortin *et al.* 2016] Jonas Mortin, Gunilla Svensson, Rune G. Graversen, Marie-Luise Kapsch, Julienne C. Stroeve et Linette N. Boisvert. *Melt onset over Arctic sea ice controlled by atmospheric moisture transport*. Geophysical Research Letters, vol. 43, no. 12, pages 6636–6642, jun 2016. (Cité en page 7.)
- [Nakanish 2001] Mikio Nakanish. *Improvement Of The Mellor–Yamada Turbulence Closure Model Based On Large-Eddy Simulation Data*. Boundary-Layer Meteorology, vol. 99, no. 3, pages 349–378, jun 2001. (Cité en page 38.)
- [Nakanishi & Niino 2004] Mikio Nakanishi et Hiroshi Niino. *An Improved Mellor–Yamada Level-3 Model with Condensation Physics : Its Design and Verification*. Boundary-Layer Meteorology, vol. 112, no. 1, pages 1–31, jul 2004. (Cité en pages 34 et 109.)
- [Nicolaus *et al.* 2012] Marcel Nicolaus, Christian Katlein, James A Maslanik et Stefan Hendricks. *Modeled light transmission through sea ice into the Arctic*

- Ocean for August 2011, links to NetCFD files.* In Modeled light transmission through sea ice into the Arctic Ocean for August 2011, links to NetCFD files. PANGAEA, 2012. In supplement to : Nicolaus, M et al. (2012) : Changes in Arctic sea ice result in increasing light transmittance and absorption. *Geophysical Research Letters*, 39(24), L24501, <https://doi.org/10.1029/2012GL053738>. (Cité en page 6.)
- [Nielsen-Gammon *et al.* 2008] John W. Nielsen-Gammon, Christina L. Powell, M. J. Mahoney, Wayne M. Angevine, Christoph Senff, Allen White, Carl Berkowitz, Christopher Doran et Kevin Knupp. *Multisensor Estimation of Mixing Heights over a Coastal City*. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 47, no. 1, pages 27–43, jan 2008. (Cité en page 38.)
- [Nomokonova *et al.* 2019] Tatiana Nomokonova, Kerstin Ebell, Ulrich Löhnert, Marion Maturilli, Christoph Ritter et Ewan O'Connor. *Statistics on clouds and their relation to thermodynamic conditions at Ny-Ålesund using ground-based sensor synergy*. *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 19, no. 6, pages 4105–4126, apr 2019. (Cité en pages 11, 107 et 156.)
- [Ohmura 2012] Atsumu Ohmura. *Present status and variations in the Arctic energy balance*. *Polar Science*, vol. 6, no. 1, pages 5–13, apr 2012. (Cité en page 6.)
- [Overland 1985] James E. Overland. *Atmospheric boundary layer structure and drag coefficients over sea ice*. *J. Geophys. Res.*, vol. 90, no. C5, page 9029, 1985. (Cité en page 9.)
- [Palm *et al.* 2010] Stephen P. Palm, Sara T. Strey, James Spinhirne et Thorsten Markus. *Influence of Arctic sea ice extent on polar cloud fraction and vertical structure and implications for regional climate*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, no. D21, nov 2010. (Cité en pages 10, 79 et 106.)
- [Pavelsky *et al.* 2010] Tamlin M. Pavelsky, Julien Boé, Alex Hall et Eric J. Fetzer. *Atmospheric inversion strength over polar oceans in winter regulated by sea ice*. *Climate Dynamics*, vol. 36, no. 5-6, pages 945–955, feb 2010. (Cité en page 13.)
- [Perovich 2002] D. K. Perovich. *Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. C10, 2002. (Cité en pages 4, 12, 44, 54, 79, 109, 110, 115, 116 et 131.)
- [Persson *et al.* 2016] P. Ola G. Persson, Matthew D. Shupe, Don Perovich et Amy Solomon. *Linking atmospheric synoptic transport, cloud phase, surface energy fluxes, and sea-ice growth : observations of midwinter SHEBA conditions*. *Climate Dynamics*, vol. 49, no. 4, pages 1341–1364, oct 2016. (Cité en page 13.)
- [Persson 2002] P. Ola G. Persson. *Measurements near the Atmospheric Surface Flux Group tower at SHEBA : Near-surface conditions and surface energy budget*.

- Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 107, no. C10, 2002. (Cité en page 44.)
- [Pinnick *et al.* 1983] R. G. Pinnick, S. G. Jennings, Petr Ch ylek, Chris Ham et W. T. Grandy. *Backscatter and extinction in water clouds*. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 88, no. C11, page 6787, 1983. (Cité en page 74.)
- [Pistone *et al.* 2014] Kristina Pistone, Ian Eisenman et V. Ramanathan. *Observational determination of albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice*. Proceedings of the National Academy of Sciences, vol. 111, no. 9, pages 3322–3326, feb 2014. (Cité en page 56.)
- [Pithan *et al.* 2016] Felix Pithan, Andrew Ackerman, Wayne M. Angevine, Kerstin Hartung, Luisa Ickes, Maxwell Kelley, Brian Medeiros, Irina Sandu, Gert-Jan Steeneveld, H. A. M. Sterk, Gunilla Svensson, Paul A. Vaillancourt et Ayrton Zadra. *Select strengths and biases of models in representing the Arctic winter boundary layer over sea ice : the Larcform 1 single column model intercomparison*. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, vol. 8, no. 3, pages 1345–1357, aug 2016. (Cité en pages 14 et 44.)
- [Pithan *et al.* 2018] Felix Pithan, Gunilla Svensson, Rodrigo Caballero, Dmitry Chechin, Timothy W. Cronin, Annica M. L. Ekman, Roel Neggers, Matthew D. Shupe, Amy Solomon, Michael Tjernström et Manfred Wendisch. *Role of air-mass transformations in exchange between the Arctic and mid-latitudes*. Nature Geoscience, vol. 11, no. 11, pages 805–812, oct 2018. (Cité en page 43.)
- [Platt *et al.* 1998] C. Martin R. Platt, William H. Hunt, David M. Winker et Mark A. Vaughan. *Measurement of cloud solar reflected radiance and extinction from space lidar*. In Upendra N. Singh, Huanling Hu et Gengchen Wang, editeurs, *Optical Remote Sensing for Industry and Environmental Monitoring*. SPIE, aug 1998. (Cité en pages 25 et 86.)
- [Previdi *et al.* 2020] Michael Previdi, Tyler P. Janoski, Gabriel Chiodo, Karen L. Smith et Lorenzo M. Polvani. *Arctic Amplification : A Rapid Response to Radiative Forcing*. Geophysical Research Letters, vol. 47, no. 17, sep 2020. (Cité en page 4.)
- [Provost *et al.* 2015] Christine Provost, Jacques Pelon, Nathalie Senn chael, Michel Calzas, Frédéric Blouzon, Alain Desautez, J. Desclotres, Jean-Claude Gascard, Nicolas Villaceros-Robineau, Vincent Mariage, Jean-Pierre Pommerau, Thomas Foujols, Christine Drezen, Antoine Guillot, Nicolas Geyskens, Nadir Amarouche, Alain Sarkissian, Nicolas Pascal, Magali Garracio, P.D. Mahé, Jihane Sayadi, Jean-Jacques Correia, Pascal Genau, Nicolas Wegm ller et Jean-Luc Maria. *IAOOS (Ice - Atmosphere - Arctic Ocean Observing System, 2011-2019)*. Mercator Ocean Quarterly Newsletter, no. 51, pages 13–15, Mars 2015. 6th International Workshop on Sea-Ice Modelling and Data

- Assimilation, 2014 September 15-16, Toulouse, France. (Cité en pages 19, 44, 45 et 81.)
- [Provost *et al.* 2017] Christine Provost, Nathalie Senn chael, Jonas Miguet, Polona Itkin, Anja R sel, Zo  Koenig, Nicolas Villacieros-Robineau et Mats A. Granskog. *Observations of flooding and snow-ice formation in a thinner Arctic sea-ice regime during the N-ICE 2015 campaign : Influence of basal ice melt and storms.* Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 122, no. 9, pages 7115–7134, sep 2017. (Cité en page 20.)
- [Renfrew *et al.* 2020] I. A. Renfrew, C. Barrell, A. D. Elvidge, J. K. Brooke, C. Duschka, J. C. King, J. Kristiansen, T. Lachlan Cope, G. W. K. Moore, R. S. Pickart, J. Reuder, I. Sandu, D. Sergeev, A. Terpstra, K. V ge et A. Weiss. *An evaluation of surface meteorology and fluxes over the Iceland and Greenland Seas in ERA5 reanalysis : The impact of sea ice distribution.* Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 147, no. 734, pages 691–712, nov 2020. (Cité en pages 13 et 106.)
- [Rienecker *et al.* 2008] M.M. Rienecker, M.J. Suarez, R. Todling, J. Bacmeister, L. Takacs, H.-C. Liu, W. Gu, M. Sienkiewicz, R.D. Koster, R. Gelaro, I. Stajner et J.E. Nielsen. *The GEOS-5 Data Assimilation System - Documentation of Versions 5.0.1, 5.1.0, and 5.2.0*, 2008. Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, 27. (Cité en page 48.)
- [Riihelä *et al.* 2017] Aku Riihelä, Jeffrey R. Key, Jan Fokke Meirink, Peter Kuipers Munneke, Timo Palo et Karl-G ran Karlsson. *An intercomparison and validation of satellite-based surface radiative energy flux estimates over the Arctic.* Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 122, no. 9, pages 4829–4848, may 2017. (Cité en pages 44 et 56.)
- [Ruiz-Donoso *et al.* 2020] Elena Ruiz-Donoso, André Ehrlich, Michael Schäfer, Evelyn J kel, Vera Schemann, Susanne Crewell, Mario Mech, Birte Solveig Kulla, Leif-Leonard Kliesch, Roland Neuber et Manfred Wendisch. *Small-scale structure of thermodynamic phase in Arctic mixed-phase clouds observed by airborne remote sensing during a cold air outbreak and a warm air advection event.* Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 20, no. 9, pages 5487–5511, may 2020. (Cité en pages 7, 11, 79 et 107.)
- [Rutan *et al.* 2009] David Rutan, Fred Rose, Miguel Roman, Natividad Manalo-Smith, Crystal Schaaf et Tom Charlock. *Development and assessment of broadband surface albedo from Clouds and the Earth's Radiant Energy System Clouds and Radiation Swath data product.* Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 114, no. D8, apr 2009. (Cité en page 49.)
- [Rutan *et al.* 2015] David A. Rutan, Seiji Kato, David R. Doelling, Fred G. Rose, Le Trang Nguyen, Thomas E. Caldwell et Norman G. Loeb. *CERES Synoptic*

- Product : Methodology and Validation of Surface Radiant Flux*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 32, no. 6, pages 1121–1143, jun 2015. (Cité en page 48.)
- [R sel *et al.* 2018] Anja R sel, Polona Itkin, Jennifer King, Dmitry Divine, Caixin Wang, Mats A. Granskog, Thomas Krumpfen et Sebastian Gerland. *Thin Sea Ice, Thick Snow, and Widespread Negative Freeboard Observed During N-ICE2015 North of Svalbard*. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 123, no. 2, pages 1156–1176, feb 2018. (Cité en pages 4 et 36.)
- [Savre *et al.* 2014] J. Savre, A. M. L. Ekman, G. Svensson et M. Tjernström. *Large-eddy simulations of an Arctic mixed-phase stratiform cloud observed during ISDAC : sensitivity to moisture aloft, surface fluxes and large-scale forcing*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 141, no. 689, pages 1177–1190, sep 2014. (Cité en page 3.)
- [Schweiger *et al.* 2008] Axel J. Schweiger, Ron W. Lindsay, Steve Vavrus et Jennifer A. Francis. *Relationships between Arctic Sea Ice and Clouds during Autumn*. Journal of Climate, vol. 21, no. 18, pages 4799–4810, sep 2008. (Cité en page 7.)
- [Sedlar *et al.* 2010] Joseph Sedlar, Michael Tjernström, Thorsten Mauritsen, Matthew D. Shupe, Ian M. Brooks, P. Ola G. Persson, Cathryn E. Birch, Caroline Leck, Anders Sirevaag et Marcel Nicolaus. *A transitioning Arctic surface energy budget : the impacts of solar zenith angle, surface albedo and cloud radiative forcing*. Climate Dynamics, vol. 37, no. 7-8, pages 1643–1660, nov 2010. (Cité en pages 5, 12 et 79.)
- [Sedlar *et al.* 2020] Joseph Sedlar, Michael Tjernström, Annette Rinke, Andrew Orr, John Cassano, Xavier Fettweis, Günther Heinemann, Mark Seefeldt, Amy Solomon, Heidrun Matthes, Tony Phillips et Stuart Webster. *Confronting Arctic Troposphere, Clouds, and Surface Energy Budget Representations in Regional Climate Models With Observations*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 125, no. 6, mar 2020. (Cité en pages 8, 12, 13, 14, 41, 106 et 107.)
- [Sedlar 2018] Joseph Sedlar. *Spring Arctic Atmospheric Preconditioning : Do Not Rule Out Shortwave Radiation Just Yet*. Journal of Climate, vol. 31, no. 11, pages 4225–4240, may 2018. (Cité en page 43.)
- [Semmler *et al.* 2012] Tido Semmler, Ray McGrath et Shiyu Wang. *The impact of Arctic sea ice on the Arctic energy budget and on the climate of the Northern mid-latitudes*. Climate Dynamics, vol. 39, no. 11, pages 2675–2694, apr 2012. (Cité en pages 4 et 78.)
- [Serreze & Barry 2011] Mark C. Serreze et Roger G. Barry. *Processes and impacts of Arctic amplification : A research synthesis*. Global and Planetary Change, vol. 77, no. 1-2, pages 85–96, may 2011. (Cité en pages 42, 78 et 106.)

- [Serreze *et al.* 2007] Mark C. Serreze, Andrew P. Barrett, Andrew G. Slater, Michael Steele, Jinlun Zhang et Kevin E. Trenberth. *The large-scale energy budget of the Arctic*. Journal of Geophysical Research, vol. 112, no. D11, jun 2007. (Cité en page 79.)
- [Shakespeare & Roderick 2021] Callum J. Shakespeare et Michael L. Roderick. *The clear-sky downwelling long-wave radiation at the surface in current and future climates*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 147, no. 741, pages 4251–4268, oct 2021. (Cité en page 90.)
- [Shupe & Intrieri 2004] Matthew D. Shupe et Janet M. Intrieri. *Cloud Radiative Forcing of the Arctic Surface : The Influence of Cloud Properties, Surface Albedo, and Solar Zenith Angle*. J. Climate, vol. 17, no. 3, page 616–628, F rier 2004. (Cité en pages 7, 44 et 61.)
- [Shupe *et al.* 2006] Matthew D. Shupe, Sergey Y. Matrosov et Taneil Uttal. *Arctic Mixed-Phase Cloud Properties Derived from Surface-Based Sensors at SHEBA*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 63, no. 2, pages 697–711, feb 2006. (Cité en pages 11 et 45.)
- [Shupe *et al.* 2011] Matthew D. Shupe, Von P. Walden, Edwin Eloranta, Taneil Uttal, James R. Campbell, Sandra M. Starkweather et Masataka Shiobara. *Clouds at Arctic Atmospheric Observatories. Part I : Occurrence and Macrophysical Properties*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 50, no. 3, pages 626–644, mar 2011. (Cité en pages 7, 11, 45, 84 et 107.)
- [Shupe *et al.* 2013] M. D. Shupe, P. O. G. Persson, I. M. Brooks, M. Tjernström, J. Sedlar, T. Mauritsen, S. Sjogren et C. Leck. *Cloud and boundary layer interactions over the Arctic sea ice in late summer*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 13, no. 18, pages 9379–9399, sep 2013. (Cité en page 13.)
- [Shupe *et al.* 2015] Matthew D. Shupe, David D. Turner, Alexander Zwink, Mandana M. Thieman, Eli J. Mlawer et Timothy Shippert. *Deriving Arctic Cloud Microphysics at Barrow, Alaska : Algorithms, Results, and Radiative Closure*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 54, no. 7, pages 1675–1689, jul 2015. (Cité en pages 13 et 107.)
- [Shupe *et al.* 2020] Matthew D. Shupe, M. Rex, K. Dethloff, E. Damm, A. A. Fong, R. Gradinger, C. Heuz , Loose, B. , A. Makarov, W. Maslowski, M. Nicolaus, D. Perovich, B. Rabe, A. Rinke, V. Sokolov et A. Sommerfeld. *Arctic Report Card 2020 : The MOSAiC Expedition : A Year Drifting with the Arctic Sea Ice*. Arctic Report Card, 2020. (Cité en page 18.)
- [Shupe *et al.* 2022] Matthew D. Shupe, Markus Rex, Byron Blomquist, P. Ola G. Persson, Julia Schmale, Taneil Uttal, Dietrich Althausen, Hélène Angot, Stephen Archer, Ludovic Bariteau, Ivo Beck, John Bilberry, Silvia Bucci, Clifton Buck, Matt Boyer, Zo  Brasseur, Ian M. Brooks, Radiance Calmer, John

Cassano, Vagner Castro, David Chu, David Costa, Christopher J. Cox, Jessie Creamean, Susanne Crewell, Sandro Dahlke, Ellen Damm, Gijs de Boer, Holger Deckelmann, Klaus Dethloff, Marina Dütsch, Kerstin Ebell, André Ehrlich, Jody Ellis, Ronny Engelmann, Allison A. Fong, Markus M. Frey, Michael R. Gallagher, Laurens Ganzeveld, Rolf Gradinger, Jürgen Graeser, Vernon Greenamyre, Hannes Griesche, Steele Griffiths, Jonathan Hamilton, Günther Heinemann, Detlev Helmig, Andreas Herber, Céline Heuzé, Julian Hofer, Todd Houchens, Dean Howard, Jun Inoue, Hans-Werner Jacobi, Ralf Jaiser, Tuija Jokinen, Olivier Jourdan, Gina Jozef, Wessley King, Amelie Kirchgaessner, Marcus Klingebiel, Misha Krassovski, Thomas Krumpfen, Astrid Lampert, William Landing, Tiia Laurila, Dale Lawrence, Michael Lonardi, Brice Loose, Christof Lüpkes, Maximilian Maahn, Andreas Macke, Wieslaw Maslowski, Christopher Marsay, Marion Maturilli, Mario Mech, Sara Morris, Manuel Moser, Marcel Nicolaus, Paul Ortega, Jackson Osborn, Falk Pätzold, Donald K. Perovich, Tuukka Petäjä, Christian Pilz, Roberta Pirazzini, Kevin Posman, Heath Powers, Kerri A. Pratt, Andreas Preußner, Lauriane Quéléver, Martin Radenz, Benjamin Rabe, Annette Rinke, Torsten Sachs, Alexander Schulz, Holger Siebert, Tercio Silva, Amy Solomon, Anja Sommerfeld, Gunnar Spreen, Mark Stephens, Andreas Stohl, Gunilla Svensson, Janek Uin, Juarez Viegas, Christiane Voigt, Peter von der Gathen, Birgit Wehner, Jeffrey M. Welker, Manfred Wendisch, Martin Werner, ZhouQing Xie et Fange Yue. *Overview of the MOSAiC expedition : Atmosphere*. *Elementa : Science of the Anthropocene*, vol. 10, no. 1, 2022. (Cité en page 80.)

[Skamarock *et al.* 2008] William Skamarock, Joseph Klemp, Jimy Dudhia, David Gill, Dale Barker, Wei Wang, Xiang-Yu Huang et Michael Duda. *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. Rapport technique, University Corporation for Atmospheric Research, 2008. (Cité en pages 27, 32, 105 et 108.)

[Solomon *et al.* 2017] Amy Solomon, Matthew D. Shupe et Nathaniel B. Miller. *Cloud–Atmospheric Boundary Layer–Surface Interactions on the Greenland Ice Sheet during the July 2012 Extreme Melt Event*. *Journal of Climate*, vol. 30, no. 9, pages 3237–3252, may 2017. (Cité en page 12.)

[Sorteberg & Walsh 2008] Asgeir Sorteberg et John E. Walsh. *Seasonal cyclone variability at 70°N and its impact on moisture transport into the Arctic*. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, vol. 60, no. 3, pages 570–586, jan 2008. (Cité en page 3.)

[Sotiropoulou *et al.* 2016] Georgia Sotiropoulou, Michael Tjernström, Joseph Sedlar, Peggy Achtert, Barbara J. Brooks, Ian M. Brooks, P. Ola G. Persson, John Prytherch, Dominic J. Salisbury, Matthew D. Shupe, Paul E. Johnston et Dan Wolfe. *Atmospheric Conditions during the Arctic Clouds in Summer*

- Experiment (ACSE) : Contrasting Open Water and Sea Ice Surfaces during Melt and Freeze-Up Seasons*. Journal of Climate, vol. 29, no. 24, pages 8721–8744, nov 2016. (Cité en pages 3, 13, 18, 44 et 80.)
- [Spinhirne *et al.* 1989] J. D. Spinhirne, R. Boers et W. D. Hart. *Cloud Top Liquid Water from Lidar Observations of Marine Stratocumulus*. Journal of Applied Meteorology, vol. 28, no. 2, pages 81–90, feb 1989. (Cité en pages 47 et 74.)
- [Spreen *et al.* 2008] G. Spreen, L. Kaleschke et G. Heygster. *Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels*. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 113, no. C2, jan 2008. (Cité en page 50.)
- [Stammes *et al.* 1988] Knut Stammes, S-Chee Tsay, Warren Wiscombe et Kolf Jayaweera. *Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media*. Applied Optics, vol. 27, no. 12, page 2502, jun 1988. (Cité en page 27.)
- [Stephens *et al.* 2018] Graeme Stephens, David Winker, Jacques Pelon, Charles Trepte, Deborah Vane, Cheryl Yuhas, Tristan L’Ecuyer et Matthew Lebsock. *CloudSat and CALIPSO within the A-Train : Ten Years of Actively Observing the Earth System*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 99, no. 3, pages 569–581, mar 2018. (Cité en pages 43, 50 et 80.)
- [Stramler *et al.* 2011] Kirstie Stramler, Anthony D. Del Genio et William B. Rossow. *Synoptically Driven Arctic Winter States*. Journal of Climate, vol. 24, no. 6, pages 1747–1762, mar 2011. (Cité en pages 9, 44 et 61.)
- [Stull 1988] Roland B. Stull. *Mean Boundary Layer Characteristics*. In An Introduction to Boundary Layer Meteorology, pages 1–27. Springer Netherlands, 1988. (Cité en page 9.)
- [Tan & Storelvmo 2019] Ivy Tan et Trude Storelvmo. *Evidence of Strong Contributions From Mixed-Phase Clouds to Arctic Climate Change*. Geophysical Research Letters, vol. 46, no. 5, pages 2894–2902, mar 2019. (Cité en page 79.)
- [Taylor *et al.* 1996] J. P. Taylor, J. M. Edwards, M. D. Glew, P. Hignett et A. Slingo. *Studies with a flexible new radiation code. II : Comparisons with aircraft short-wave observations*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 122, no. 532, pages 839–861, apr 1996. (Cité en page 53.)
- [Taylor *et al.* 2018] Patrick Taylor, Bradley Hegyi, Robyn Boeke et Linette Boisvert. *On the Increasing Importance of Air-Sea Exchanges in a Thawing Arctic : A Review*. Atmosphere, vol. 9, no. 2, page 41, jan 2018. (Cité en pages 9, 12, 13 et 107.)
- [Taylor *et al.* 2019] Patrick C. Taylor, Robyn C. Boeke, Ying Li et David W. J. Thompson. *Arctic cloud annual cycle biases in climate models*. Atmospheric

- Chemistry and Physics, vol. 19, no. 13, pages 8759–8782, jul 2019. (Cité en pages 2, 11, 78 et 79.)
- [Tjernström & Graversen 2009] Michael Tjernström et Rune Grand Graversen. *The vertical structure of the lower Arctic troposphere analysed from observations and the ERA-40 reanalysis*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 135, no. 639, pages 431–443, jan 2009. (Cité en page 2.)
- [Tjernström *et al.* 2004] Michael Tjernström, Caroline Leck, P. Ola G. Persson, Michael L. Jensen, Steven P. Oncley et Admir Targino. *Experimental Equipment : A Supplement to The Summertime Arctic Atmosphere : Meteorological Measurements during the Arctic Ocean Experiment 2001*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 85, no. 9, pages ES14–ES18, sep 2004. (Cité en page 9.)
- [Tjernström *et al.* 2014] M. Tjernström, C. Leck, C. E. Birch, J. W. Bottenheim, B. J. Brooks, I. M. Brooks, L. B cklin, R. Y.-W. Chang, G. de Leeuw, L. Di Liberto, S. de la Rosa, E. Granath, M. Graus, A. Hansel, J. Heintzenberg, A. Held, A. Hind, P. Johnston, J. Knulst, M. Martin, P. A. Matrai, T. Mauritsen, M. M ller, S. J. Norris, M. V. Orellana, D. A. Orsini, J. Paatero, P. O. G. Persson, Q. Gao, C. Rauschenberg, Z. Ristovski, J. Sedlar, M. D. Shupe, B. Sierau, A. Sirevaag, S. Sjogren, O. Stetzer, E. Swietlicki, M. Szczodrak, P. Vaattovaara, N. Wahlberg, M. Westberg et C. R. Wheeler. *The Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS) : overview and experimental design*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 14, no. 6, pages 2823–2869, mar 2014. (Cité en pages 18, 44 et 80.)
- [Tjernström *et al.* 2019] Michael Tjernström, Matthew D. Shupe, Ian M. Brooks, Peggy Achtert, John Prytherch et Joseph Sedlar. *Arctic Summer Airmass Transformation, Surface Inversions, and the Surface Energy Budget*. Journal of Climate, vol. 32, no. 3, pages 769–789, feb 2019. (Cité en page 13.)
- [Tjernström *et al.* 2021] Michael Tjernström, Gunilla Svensson, Linus Magnusson, Ian M. Brooks, John Prytherch, Jutta V llers et Gillian Young. *Central Arctic weather forecasting : Confronting the ECMWF IFS with observations from the Arctic Ocean 2018 expedition*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 147, no. 735, pages 1278–1299, jan 2021. (Cité en page 99.)
- [Tricht *et al.* 2016] Kristof Van Tricht, Stef Lhermitte, Irina V. Gorodetskaya et Nicole P. M. van Lipzig. *Improving satellite-retrieved surface radiative fluxes in polar regions using a smart sampling approach*. The Cryosphere, vol. 10, no. 5, pages 2379–2397, oct 2016. (Cité en page 43.)
- [Turner *et al.* 2018] D. D. Turner, M. D. Shupe et A. B. Zwink. *Characteristic Atmospheric Radiative Heating Rate Profiles in Arctic Clouds as Observed*

- at Barrow, Alaska*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 57, no. 4, pages 953–968, apr 2018. (Cité en pages 12 et 107.)
- [Turner 2005] D. D. Turner. *Arctic Mixed-Phase Cloud Properties from AERI Lidar Observations : Algorithm and Results from SHEBA*. Journal of Applied Meteorology, vol. 44, no. 4, pages 427–444, apr 2005. (Cité en page 50.)
- [Uttal *et al.* 2002] Taneil Uttal, Judith A. Curry, Miles G. McPhee, Donald K. Perovich, Richard E. Moritz, James A. Maslanik, Peter S. Guest, Harry L. Stern, James A. Moore, Rene Turenne, Andreas Heiberg, Mark. C. Serreze, Donald P. Wylie, Ola G. Persson, Clayton A. Paulson, Christopher Halle, James H. Morison, Patricia A. Wheeler, Alexander Makshtas, Harold Welch, Matthew D. Shupe, Janet M. Intrieri, Knut Stamnes, Ronald W. Lindsey, Robert Pinkel, W. Scott Pegau, Timothy P. Stanton et Thomas C. Grenfeld. *Surface Heat Budget of the Arctic Ocean*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 83, no. 2, pages 255 – 276, 2002. (Cité en pages 6, 17, 79 et 80.)
- [Uttal *et al.* 2016] Taneil Uttal, Sandra Starkweather, James R. Drummond, Timo Vihma, Alexander P. Makshtas, Lisa S. Darby, John F. Burkhart, Christopher J. Cox, Lauren N. Schmeisser, Thomas Haiden, Marion Maturilli, Matthew D. Shupe, Gijs De Boer, Auromeet Saha, Andrey A. Grachev, Sara M. Crepinsek, Lori Bruhwiler, Barry Goodison, Bruce McArthur, Von P. Walden, Edward J. Dlugokencky, P. Ola G. Persson, Glen Lesins, Tuomas Laurila, John A. Ogren, Robert Stone, Charles N. Long, Sangeeta Sharma, Andreas Massling, David D. Turner, Diane M. Stanitski, Eija Asmi, Mika Aurela, Henrik Skov, Konstantinos Eleftheriadis, Aki Virkkula, Andrew Platt, Eirik J. F rland, Yoshihiro Iijima, Ingeborg E. Nielsen, Michael H. Bergin, Lauren Candlish, Nikita S. Zimov, Sergey A. Zimov, Norman T. O’Neill, Pierre F. Fogal, Rigel Kivi, Elena A. Konopleva-Akish, Johannes Verlinde, Vasily Y. Kustov, Brian Vasel, Viktor M. Ivakhov, Yrj  Viisanen et Janet M. Intrieri. *International Arctic Systems for Observing the Atmosphere : An International Polar Year Legacy Consortium*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 97, no. 6, pages 1033–1056, jun 2016. (Cité en page 44.)
- [Vaughan *et al.* 2016] Mark A. Vaughan, Anne Garnier, Jason L. Tackett, Melody A. Avery, Jayanta Kar, Zhaoyan Liu, Charles Trepte, David M. Winker, Jacques Pelon, Ali Omar, Brian Getzewich, Kam-pui Lee, Xia Cai et Shan Zeng. *Overview of the CALIPSO Version 4 Lidar Data Products*. In Eighth Symposium on Lidar Atmospheric Applications, Seattle, United States, Janvier 2016. (Cité en page 48.)
- [Vignesh *et al.* 2020] P. Preetham Vignesh, Jonathan H. Jiang, P. Kishore, Hui Su, Timothy Smay, Nicholas Brighton et Isabella Velicogna. *Assessment of*

- CMIP6 Cloud Fraction and Comparison with Satellite Observations*. Earth and Space Science, vol. 7, no. 2, feb 2020. (Cité en pages 8 et 9.)
- [Vihma *et al.* 2008] Timo Vihma, Jaak Jaagus, Erko Jakobson et Timo Palo. *Meteorological conditions in the Arctic Ocean in spring and summer 2007 as recorded on the drifting ice station Tara*. Geophysical Research Letters, vol. 35, no. 18, sep 2008. (Cité en page 44.)
- [Vihma *et al.* 2014] T. Vihma, R. Pirazzini, I. Fer, I. A. Renfrew, J. Sedlar, M. Tjernström, C. Lüpkes, T. Nyg rd, D. Notz, J. Weiss, D. Marsan, B. Cheng, G. Birnbaum, S. Gerland, D. Chechin et J. C. Gascard. *Advances in understanding and parameterization of small-scale physical processes in the marine Arctic climate system : a review*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 14, no. 17, pages 9403–9450, sep 2014. (Cité en pages 9 et 10.)
- [Vihma 2014] Timo Vihma. *Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate : A Review*. Surveys in Geophysics, vol. 35, no. 5, pages 1175–1214, mar 2014. (Cité en page 78.)
- [Walden *et al.* 2017] Von P. Walden, Stephen R. Hudson, Lana Cohen, Sarah Y. Murphy et Mats A. Granskog. *Atmospheric components of the surface energy budget over young sea ice : Results from the N-ICE2015 campaign*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 122, no. 16, pages 8427–8446, aug 2017. (Cité en pages 6, 9, 12, 41, 45, 46, 47, 54, 61, 79, 82, 83, 94 et 111.)
- [Wang *et al.* 2019] Caixin Wang, Robert M. Graham, Keguang Wang, Sebastian Gerland et Mats A. Granskog. *Comparison of ERA5 and ERA-Interim near-surface air temperature, snowfall and precipitation over Arctic sea ice : effects on sea ice thermodynamics and evolution*. The Cryosphere, vol. 13, no. 6, pages 1661–1679, jun 2019. (Cité en pages 43 et 54.)
- [Webster *et al.* 2015] Melinda A. Webster, Ignatius G. Rigor, Donald K. Perovich, Jacqueline A. Richter-Menge, Christopher M. Polashenski et Bonnie Light. *Seasonal evolution of melt ponds on Arctic sea ice*. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 120, no. 9, pages 5968–5982, sep 2015. (Cité en page 4.)
- [Wendisch *et al.* 2019] Manfred Wendisch, Andreas Macke, André Ehrlich, Christof Lüpkes, Mario Mech, Dmitry Chechin, Klaus Dethloff, Carola Barrientos Velasco, Heiko Bozem, Marlen Brückner, Hans-Christian Clemen, Susanne Crewell, Tobias Donth, Regis Dupuy, Kerstin Ebell, Ulrike Egerer, Ronny Engelman, Christa Engler, Oliver Eppers, Martin Gehrman, Xianda Gong, Matthias Gottschalk, Christophe Gourbeyre, Hannes Griesche, Jörg Hartmann, Markus Hartmann, Bernd Heinold, Andreas Herber, Hartmut Herrmann, Georg Heygster, Peter Hoor, Soheila Jafariserajehlou, Evelyn J kel, Emma J rvinen, Olivier Jourdan, Udo K stner, Simonas Kecorius, Erlend M. Knudsen, Franziska K llner, Jan Kretzschmar, Luca Lelli, Delphine Leroy, Marion

- Maturilli, Linlu Mei, Stephan Mertes, Guillaume Mioche, Roland Neuber, Marcel Nicolaus, Tatiana Nomokonova, Justus Notholt, Mathias Palm, Manuela van Pinxteren, Johannes Quaas, Philipp Richter, Elena Ruiz-Donoso, Michael Schäfer, Katja Schmieder, Martin Schnaiter, Johannes Schneider, Alfons Schwarzenböck, Patric Seifert, Matthew D. Shupe, Holger Siebert, Gunnar Spreen, Johannes Stapf, Frank Stratmann, Teresa Vogl, André Welti, Heike Wex, Alfred Wiedensohler, Marco Zanatta et Sebastian Zeppenfeld. *The Arctic Cloud Puzzle : Using ACLOUD/PASCAL Multiplatform Observations to Unravel the Role of Clouds and Aerosol Particles in Arctic Amplification*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 100, no. 5, pages 841 – 871, 01 May. 2019. (Cité en pages 18 et 80.)
- [Wesslén *et al.* 2014] C. Wesslén, M. Tjernström, D. H. Bromwich, G. de Boer, A. M. L. Ekman, L.-S. Bai et S.-H. Wang. *The Arctic summer atmosphere : an evaluation of reanalyses using ASCOS data*. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 14, no. 5, pages 2605–2624, mar 2014. (Cité en pages 10 et 106.)
- [Winker *et al.* 2009] David M. Winker, Mark A. Vaughan, Ali Omar, Yongxiang Hu, Kathleen A. Powell, Zhaoyan Liu, William H. Hunt et Stuart A. Young. *Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 26, no. 11, pages 2310–2323, nov 2009. (Cité en pages 17, 48 et 80.)
- [Wiscombe & Warren 1980] Warren J. Wiscombe et Stephen G. Warren. *A Model for the Spectral Albedo of Snow. I : Pure Snow*. Journal of Atmospheric Sciences, vol. 37, no. 12, pages 2712–2733, dec 1980. (Cité en page 57.)
- [Woods *et al.* 2013] Cian Woods, Rodrigo Caballero et Gunilla Svensson. *Large-scale circulation associated with moisture intrusions into the Arctic during winter*. Geophysical Research Letters, vol. 40, no. 17, pages 4717–4721, sep 2013. (Cité en page 3.)
- [Yeo *et al.* 2018] Huidong Yeo, Sang-Jong Park, Baek-Min Kim, Masataka Shiobara, Sang-Woo Kim, Hataek Kwon, Joo-Hong Kim, Jee-Hoon Jeong, Sang Seo Park et Taejin Choi. *The observed relationship of cloud to surface longwave radiation and air temperature at Ny-Ålesund, Svalbard*. Tellus B : Chemical and Physical Meteorology, vol. 70, no. 1, pages 1–10, 2018. (Cité en pages 11 et 12.)
- [Yu *et al.* 2019] Lejiang Yu, Qinghua Yang, Mingyu Zhou, Xubin Zeng, Donald H. Lenschow, Xianqiao Wang et Bo Han. *The Intraseasonal and Interannual Variability of Arctic Temperature and Specific Humidity Inversions*. Atmosphere, vol. 10, no. 4, page 214, apr 2019. (Cité en page 2.)
- [Zhang & Zhang 2001] Xiangdong Zhang et Jing Zhang. *Heat and Freshwater Budgets and Pathways in the Arctic Mediterranean in a Coupled Ocean/Sea-ice*

- Model.* Journal of Oceanography, vol. 57, no. 2, pages 207–234, 2001. (Cité en page 90.)
- [Zhang *et al.* 2018] Chuanliang Zhang, Xuejin Sun, Riwei Zhang et Yanwen Liu. *Simulation and assessment of solar background noise for spaceborne lidar.* Applied Optics, vol. 57, no. 31, page 9471, oct 2018. (Cité en page 86.)
- [Zhang *et al.* 2019] Meng Zhang, Xiaohong Liu, Minghui Diao, John J. D'Alessandro, Yong Wang, Chenglai Wu, Damao Zhang, Zhien Wang et Shaocheng Xie. *Impacts of Representing Heterogeneous Distribution of Cloud Liquid and Ice on Phase Partitioning of Arctic Mixed-Phase Clouds with NCAR CAM5.* Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 124, no. 23, pages 13071–13090, dec 2019. (Cité en page 79.)
- [Zuidema *et al.* 2005] P. Zuidema, B. Baker, Y. Han, J. Intrieri, J. Key, P. Lawson, S. Matrosov, M. Shupe, R. Stone et T. Uttal. *An Arctic Springtime Mixed-Phase Cloudy Boundary Layer Observed during SHEBA.* Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 62, no. 1, pages 160–176, jan 2005. (Cité en page 93.)
- [Zygmuntowska *et al.* 2012] M. Zygmuntowska, T. Mauritsen, J. Quaas et L. Kaleschke. *Arctic Clouds and Surface Radiation – a critical comparison of satellite retrievals and the ERA-Interim reanalysis.* Atmospheric Chemistry and Physics, vol. 12, no. 14, pages 6667–6677, jul 2012. (Cité en pages 43 et 59.)