



HAL
open science

Caractérisation de la banquise Arctique à partir d'observations micro-ondes multi-satellites

Clément Soriot

► **To cite this version:**

Clément Soriot. Caractérisation de la banquise Arctique à partir d'observations micro-ondes multi-satellites. Océan, Atmosphère. Sorbonne Université, 2022. Français. NNT : 2022SORUS451 . tel-04011507

HAL Id: tel-04011507

<https://theses.hal.science/tel-04011507>

Submitted on 2 Mar 2023

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.

Caractérisation de la banquise Arctique à partir d'observations micro-ondes multi-satellites

Une thèse présentée pour l'obtention du grade de
Docteur
de SORBONNE UNIVERSITÉ
ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT D'ÎLE-DE-FRANCE (N°129)

Présentée et soutenue le 16 novembre 2022 par :

Clément SORIOT

Devant le jury composé de :

Marie-Noëlle HOUSSAIS	LOCEAN, Sorbonne Université	Présidente du jury
François MASSONNET	TECLIM, Université catholique de Louvain	Rapporteur
Georg HEYGSTER	Université de Bremen	Rapporteur
Fanny GIRARD-ARDHUIN	LOPS, IFREMER	Examinatrice
Gilles GARRIC	MERCATOR	Examineur
Catherine PRIGENT	LERMA, Observatoire de Paris	Directrice de thèse
Frédéric FRAPPART	ISPA, INRAE	Co-directeur de thèse

Une partie des explications proposées dans ce travail attendent d'être discutées. Puisse le contradicteur leur reconnaître l'éminente vertu scientifique d'être falsifiable !

“ *Les souvenirs de mon enfance disparaissent peu à peu comme la banquise.
Vous perdre c'est ma hantise.* ”

Caballero & JeanJass
Vous m'aurez pas

Résumé

La banquise joue un rôle majeur dans la circulation océanique ainsi que dans le système climatique et météorologique. Dans un contexte de réchauffement climatique, où l'étendue de la banquise arctique ne cesse de décroître depuis les 40 dernières années, le suivi et la surveillance de l'Arctique est essentiel. Les instruments micro-ondes à bord de satellites permettent l'étude de cette région terrestre par tous les temps, indépendamment du cycle jour/nuit. Particulièrement adaptées à l'observation des régions polaires où la présence de nuages est importante et où la nuit polaire dure six mois, les observations satellites micro-ondes sont la pierre angulaire des estimations des paramètres géophysiques de la banquise.

Néanmoins, la compréhension de la physique sous-jacente aux signatures micro-ondes observées est encore partielle. Cette thèse a pour but d'améliorer notre compréhension des signaux micro-ondes de la banquise et se place dans le cadre de la préparation de deux prochaines missions d'observation de la Terre menée par l'Agence Spatiale Européenne : le *Copernicus Imager Microwave Radiometer* (CIMR) et le *Copernicus polaR Ice and Snow Topography ALtimeter* (CRISTAL).

Dans une première partie, les covariabilités des signaux micro-ondes passifs, mis en avant par une technique de classification non supervisée, seront analysées et interprétées conjointement avec des signaux micro-ondes actifs à l'aide d'un modèle de transfert radiatif micro-onde spécifique à la banquise. Les résultats ont montré qu'il est possible d'identifier les comportements spécifiques de la concentration et de l'épaisseur de la glace de mer, et de la structure de la neige. L'importance du métamorphisme au sein du manteau neigeux pour l'interprétation des signaux micro-ondes passifs a été mis en évidence.

Dans une deuxième partie, un algorithme d'estimation de l'épaisseur de la glace de mer à partir d'observations micro-ondes passives a été développé en utilisant une technique d'intelligence artificielle. Les résultats ont été comparés à des mesures in situ d'épaisseur de glace de mer et ont aussi montré de bonnes performances en comparaison à d'autres produits satellitaires d'épaisseur de glace de mer. En appliquant l'algorithme à une longue collection de données satellitaires intercalibrées, une série temporelle d'épaisseur de glace de mer arctique a été construite entre 1992 et 2020, ce qui en fait la plus longue à ce jour.

Une dernière partie traite des techniques altimétriques micro-ondes pour la mesure des paramètres géophysiques de la banquise. Une analyse de la sensibilité des formes d'ondes altimétriques micro-ondes à l'épaisseur du manteau neigeux de la banquise arctique est menée.

Mots clés : Télédétection, Micro-onde, Arctique, Banquise, Transfert Radiatif



Summary

Sea ice plays a major role in ocean circulation as well as in the climate and weather system. In the context of global warming the extent of the Arctic sea ice has been decreasing steadily over the last 40 years and monitoring of the Arctic is essential. Microwave instruments on board satellites allow the study of this region of the Earth under all weather conditions, and regardless of the day/night cycle. Particularly suited over polar regions with high cloud cover and a six-month polar night, microwave satellite provide key observations for estimating geophysical parameters of the sea ice.

Nevertheless, the understanding of the physics underlying the observed microwave signatures is still partial. This thesis aims at improving our understanding of the microwave signals of the sea ice and is part of the preparation of two upcoming Earth observation missions led by the European Space Agency: the Copernicus Imager Microwave Radiometer (CIMR) and the Copernicus Polar Ice and Snow Topography ALtimeter (CRISTAL).

In a first part, the covariabilities of passive microwave signals, highlighted by an unsupervised classification technique, will be analysed and interpreted jointly with active microwave signals, using a microwave radiative transfer model. The results showed that it is possible to identify specific behaviours of sea ice concentration and thickness, and snow structure. The importance of metamorphism within the snowpack for the interpretation of passive microwave signals was highlighted.

In a second part, an algorithm for estimating sea ice thickness from passive microwave observations was developed using an artificial intelligence technique. The results were compared to in situ sea ice thickness measurements and also showed good performance compared to other satellite-based sea ice thickness products. By applying the algorithm to a long collection of intercalibrated satellite data, a time series of Arctic sea ice thickness was constructed between 1992 and 2020, making it the longest to date.

A final section deals with microwave altimetry techniques for measuring geophysical parameters of the sea ice. The sensitivity of microwave altimetry waveforms to the thickness of the snow cover of the Arctic sea ice is analyzed.

Key words: Remote sensing, Microwave, Arctic, Sea Ice, Radiative Transfer



Liste de publications et conférences

ARTICLES : Les articles publiés et soumis sont disponibles en Annexe C.

1. Soriot C., Prigent C., Jimenez C., Frappart F. (2022) "Arctic Sea Ice Thickness estimation from passive microwave satellite observations between 1.4 and 36 GHz." *Earth and Space Science* DOI : [10.1002/essoar.10511952.1](https://doi.org/10.1002/essoar.10511952.1) *Accepté*
2. Soriot C., Picard G., Prigent C., Frappart F., Dominé F. (2022) "A Year-round sea ice and snow characterization from combined passive and active microwave observations and radiative transfer modeling" *Remote Sensing of Environment*, DOI : [10.1016/j.rse.2022.113061](https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113061)
3. Soriot C., Prigent C., Frappart F., Kilic L., Jimenez C., Blarrel F. (2021) "Analysis of the Synergies between Passive Radiometer, Altimeter, and Scatterometer, for Improved Sea Ice Parameter Estimates." *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* DOI : [10.1109/IGARSS47720.2021.9553333](https://doi.org/10.1109/IGARSS47720.2021.9553333) *Extended abstract*

CONFÉRENCES :

- Octobre 2020 – ESA 2020 European Polar Science Week : "Analysis of the synergies between CIMR, CRISTAL, and ASCAT, for improved sea ice parameter estimates."
- Mai 2021 – CIMRS Sci2Ops : "Analysis of the covariabilities between CIMR, CRISTAL, and ASCAT measurements, using self organized maps, for improved sea ice parameter estimates."
- Juillet 2021 – IGARSS 2021 : "Analysis of the Synergies between Passive Radiometer, Altimeter, and Scatterometer, for Improved Sea Ice Parameter Estimates."
- Octobre 2021 – Workshop IICWG : "Analysis of the synergies between passive and active microwave observations, for improved sea ice parameter estimates."
- Mai 2022 – European Geophysical Union : "Sea ice characterization from combined passive microwave, scatterometers and altimeters observation and radiative transfer modelling."
- Mai 2022 – ESA Living Planet Synopsium : "Combination of active and passive microwave observations and radiative transfer modelling for sea ice and snow characterization."



Remerciements

Cette thèse est l'aboutissement de trois années de travail et je profite de ces pages pour remercier toutes les personnes sans qui ce manuscrit n'aurait jamais vu le jour.

Tout d'abord, je tiens à remercier François et Georg d'avoir accepté d'endosser le rôle de rapporteur et d'avoir relu ce manuscrit. Je remercie également Marie-Noëlle, Fanny, Gilles et Ghislain pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse. Merci à Carlos, Camille, Martin et Florent, qui ont alimenté mes réflexions et m'ont permis de rédiger une partie de ce manuel.

Un immense merci à Catherine et Frédéric, qui ont dirigé ma thèse et cru en moi, qui m'ont accueilli et accompagné durant ces trois années. Discuter avec eux m'a tant appris, tant sur le point scientifique que sur le point humain. Sans eux, rien de tout cela n'aurait pu exister.

Ma thèse a été financée conjointement par le CNES et Estellus, merci à ces deux organismes d'avoir subvenu à mes besoins matériels. Je remercie également le LERMA, et plus généralement, l'Observatoire de Paris, qui m'ont hébergé, quand les conditions le permettaient, durant ces trois années.

Ces trois années de travail n'auraient pas eu la même saveur sans toutes les personnes qui ont partagé mon espace de travail et supporté ma présence au sein du 801 bis : Lise, Samuel et Juliette. Merci aussi à toute l'équipe de télédétection du LERMA pour les nombreuses discussions, plus ou moins éloigné de la télédétection : Filipe, Victor, Eulalie, Lan Anh, Matthew, Hang. Merci à toute l'équipe administrative du laboratoire pour leur efficacité même dans les moments difficiles : Benoit, Murielle, Wohibah, Élise et Pélagie. Plus généralement, merci à toutes les personnes que j'ai rencontrées autour de la machine à café du 8^e étage.

En dehors du cercle professionnel, je tiens particulièrement à remercier toutes les personnes qui m'ont accompagné durant mon cursus scolaire puis universitaire, en particulier Romain pour m'avoir donné goût à la physique dès le lycée. Un grand merci à tous mes collègues de promotions que j'ai eu tout au long de mon parcours : Antonin, Adam, Théo, Léa, Romain, Antoine, Clément, Orléna, Charles et Arthur.

Sur un plan beaucoup plus personnel, je voudrais remercier tous mes amis, qui ont une place capitale dans ma vie et qui m'ont permis d'endurer, par les jeux, les discussions, les moments de fou rire, ces trois années marquées par les confinements successifs. Merci donc à Camil, Alix, Lou, Roman, Erwann, Marius, Gaston, Tiéno, Igor, Mérovée, Lou, Lila, Félicien, Carla, Clara, Alice, Camille, Pacôme, Laurène, Picco, Morgane, Aljosha, Anatole, Pierre, Jean-Passe et Desmeilleurs. J'en profite pour ne pas remercier le Covid-19 d'avoir été présent toutes ces années. La visite de tes deux cousins, Alpha et Omicron, aurait pu m'être dispensable.

Une pensée particulière va à ma famille, à qui je dois beaucoup. Merci à toi, Papa, de m'avoir encouragé pendant toutes mes études et plus encore, merci à Katia et Jules d'avoir été présent. Un grand merci également à mes grands-parents de m'avoir soutenu durant toutes ces

années. Une pensée va également à toi, Maman, qui ne pourra assister à la fin des études, mais qui m'aura toujours accompagnée de près ou de loin.

Enfin, mes plus profonds remerciements vont à la femme qui partage ma vie depuis maintenant un bon nombre d'années. Un tendre et incommensurable merci à toi Léa. Merci simplement d'être, sans toi, je ne serai que la moitié de ce que je suis.

À tous ceux que j'ai oubliés, soyez tous ici remerciés.

Table des matières

Historique de l'exploration de l'Arctique	1
1 Introduction : l'océan Arctique et sa banquise	5
1.1 Contexte cryosphérique actuel	5
1.2 Description de la banquise océanique	8
1.2.1 La glace de mer	8
1.2.2 Des précipitations au manteau neigeux	14
1.3 Observation et suivi de la banquise	18
1.3.1 Observation in situ de la banquise océanique	18
1.3.2 Missions satellitaires d'observation des pôles	19
1.3.3 Observations satellitaires micro-ondes	21
1.4 Objectif et contenu de la thèse	21
2 Télédétection spatiale de la banquise dans le domaine micro-onde	23
2.1 Physique du rayonnement et interaction rayonnement-matière	23
2.1.1 Émission	24
2.1.2 Absorption	25
2.1.3 Diffusion	27
2.2 Méthodes physiques de télédétection appliquées à la banquise	28
2.2.1 Radiométrie et équation du transfert radiatif dans le domaine micro-onde	28
2.2.2 Paramètres géophysiques de la banquise estimés par radiométrie micro-onde	30
2.2.3 Diffusométrie et forme d'onde	33
2.2.4 Paramètres géophysiques de la banquise estimés par instruments micro-ondes actifs	36
2.3 Instruments satellites micro-ondes utilisés	36
2.3.1 Radiomètres micro-ondes	37
2.3.2 Diffusiomètre	39
2.3.3 Altimètres	39
2.4 Conclusion	40
3 Caractérisation de la banquise à partir d'observations micro-ondes et transfert radiatif	43
3.1 Observations micro-ondes	45
3.1.1 Pré-traitement des données	45
3.1.2 Analyse préliminaire des observations	48
3.2 Méthode de classification non supervisée	49
3.2.1 Classification de Kohonen	50

3.2.2	Résultat d'une année de classification	53
3.3	Modéliser le transfert radiatif micro-onde sur la banquise	59
3.3.1	Le modèle Snow Microwave Radiative Transfer (SMRT)	59
3.3.2	Paramétrisation de la modélisation	61
3.4	Interprétation des résultats de la classification par le modèle de transfert radiatif	65
3.4.1	Signatures hivernales	66
3.4.2	Signatures estivales	70
3.4.3	Synthèse	72
3.5	Limitations liées aux hypothèses de l'étude	74
3.6	Conclusion et perspectives	75
4	Estimation de l'épaisseur de la banquise Arctique à partir d'inversion statistique sur des observations micro-ondes passives	77
4.1	Introduction	77
4.2	Jeux de données utilisées	79
4.2.1	Données satellites	79
4.2.2	Produits satellites de SIT	80
4.2.3	Sorties de modèle numérique	80
4.2.4	Données <i>in situ</i>	81
4.3	Méthodologie	81
4.3.1	Inversion statistique et <i>Multi Layer Perceptron</i>	81
4.3.2	Analyse préliminaire et entraînement	82
4.4	Résultats	85
4.4.1	Résultats obtenus au cours de l'hiver en Arctique	85
4.4.2	Évaluation des résultats avec la campagne de mesures aéroportées OIB-QL	88
4.5	Application des résultats et création de séries temporelles	91
4.6	Conclusion et perspectives	95
5	Étude des formes d'onde sur la banquise	97
5.1	Introduction	97
5.2	État de l'art de l'altimétrie de la banquise	98
5.2.1	Retracker et hauteur altimétrique	99
5.2.2	Corrections altimétriques	100
5.2.3	Algorithmes d'épaisseur de glace et de neige	100
5.3	Données utilisées	104
5.3.1	OIB	104
5.3.2	CryoSat-2	105
5.3.3	Sentinel-3	106
5.3.4	SARAL/AltiKa	106
5.4	Méthodologie	107
5.5	Résultats	109
5.6	Conclusions et perspectives	116
6	Conclusion	117
6.1	Apport des observations micro-ondes multifréquentielles pour la caractérisation de la banquise	117
6.2	Apport des observations micro-ondes passives pour l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer	118
6.3	Apport de l'étude des formes d'ondes altimétriques pour l'estimation de l'épaisseur de neige	119

TABLE DES MATIÈRES

6.4	Développements et perspectives	119
6.4.1	Apports des futurs instruments	119
6.4.2	Amélioration de la compréhension des signaux micro-ondes en Arctique	120
6.4.3	Extension de la série temporelle de l'épaisseur de glace de mer	120
6.4.4	Extension de la méthodologie à la banquise de l'océan Australe	121
A	Données utilisées au cours de la thèse	123
A.1	Données radiométriques	123
A.2	Donnée diffusiométrique	124
A.3	Données altimétriques	124
A.4	Produits d'épaisseur de glace de mer	125
A.5	Produit de concentration en glace de mer	126
A.5.1	NSIDC	126
A.6	Produit de modèle océanique physique	126
A.6.1	NEMO	126
B	Notations & Accronymes	127
C	Articles Publiés	129
	Bibliographie	159

Historique de l'exploration de l'Arctique

La cryosphère, du grec *kryos* (froid, glace) désigne toutes les parties de la Terre où l'eau est à l'état solide. La cryosphère inclut les volumes de neige, les glaciers, les inlandsis, les banquises, les icebergs, la glace de mer, de lac et de rivière, et les sols gelés (permafrost). Les régions cryosphériques contiennent les territoires les plus difficiles d'accès de la planète pour l'espèce humaine. De ce fait, ces régions ont nourri l'imagination et le désir de découverte d'une foultitude d'explorateurs. En particulier l'Arctique (dont la définition peut varier entre l'isotherme à 10°C en juillet ou la limite sud du permafrost) et son pôle : le pôle Nord.



Figure 1 – Vision de l'Arctique par Gérard Mercator en 1609. Crédit : [Mercator and Hondius \(1609\)](#)

Si le Groenland a été colonisé aux alentours de 950 par Erik Le Rouge, la découverte de terre prise dans la banquise comme le Svalbard s'est fait bien plus tard avec l'exploration entre 1594 et 1597 par Willem Barents de la mer qui porte aujourd'hui son nom. À cette époque, les connaissances quant à la réalité de l'Arctique étaient très lacunaires, comme l'atteste la première carte de l'Arctique faite par [Mercator and Hondius \(1609\)](#), affiché en Figure 1. Sur les trois siècles qui ont suivi, nombre d'explorations ont complété notre connaissance des côtes et des régions terrestres de l'Arctique. Dans les années 1890, les expéditions Jeannette et Fram, menées respectivement par George Washington De Long et Fridtjof Nansen, se lancent dans l'exploration du pôle Nord. Les observations scientifiques menées durant ces voyages ont contribué de manière significative aux progrès de l'océanographie. La dérive du Fram et le voyage de Nansen en traîneau sur la banquise prouvent qu'il n'existe pas de masse terrestre notable au nord de l'Eurasie et confirment le caractère océanique des régions arctiques, couvertes d'une épaisse couche de glaces flottant sur l'océan. Cette même expédition a révolutionné les méthodes d'exploration en milieu polaire qui ont ensuite été appliquées pour le reste des découvertes du pôle Nord, mais aussi du pôle Sud.

À partir des années 1890, une course au pôle Nord débute, une course idéologique pour savoir qui arrivera au pôle Nord terrestre, semblable à la course à la Lune des années 1960. Entre 1908 et 1909, une polémique éclate pour savoir qui de Robert Peary ou Frederik Cook a atteint le pôle Nord en premier. Néanmoins, faute de preuve tangible et dû aux approximations de mesure de position de l'époque, aucun consensus historique ne peut être fait sur l'attribution du titre de premier homme au pôle Nord. Il semblerait que les premiers hommes avérés au pôle nord soient Roald Amundsen et Umberto Nobile à bord du dirigeable Norge, le 12 mai 1926, et surtout le Soviétique Ivan Papanine, qui s'y posa en avion le 21 mai 1937. Le premier à l'avoir atteint par voie terrestre est Ralph Plaisted, à l'aide de motoneiges, en avril 1968. La course au pôle Nord se termine finalement presque en même temps que la course à la Lune.

Aujourd'hui encore, l'Arctique est une région qui est très faiblement habitée, notamment par le manque de terre arable, la variation du cycle jour/nuit et les conditions météorologiques particulièrement rude pour l'humanité. Les missions d'exploration ont laissé place aux missions scientifiques, pour comprendre la géophysique de ces mondes gelés, premiers impactés par le réchauffement climatique. Malheureusement, avec ce même réchauffement climatique, les enjeux de domination géopolitique autour de l'océan Arctique refont surface, couplés à de nouveaux enjeux d'ordre économique. Beaucoup d'intérêts convergent vers l'étude de l'Arctique, et celle de la banquise n'y échappe pas. Cette thèse s'inscrit dans ce contexte, mais est uniquement motivée par la compréhension et l'amélioration des connaissances actuelles des phénomènes physiques gouvernant la banquise.

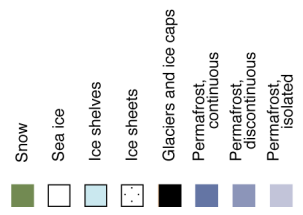
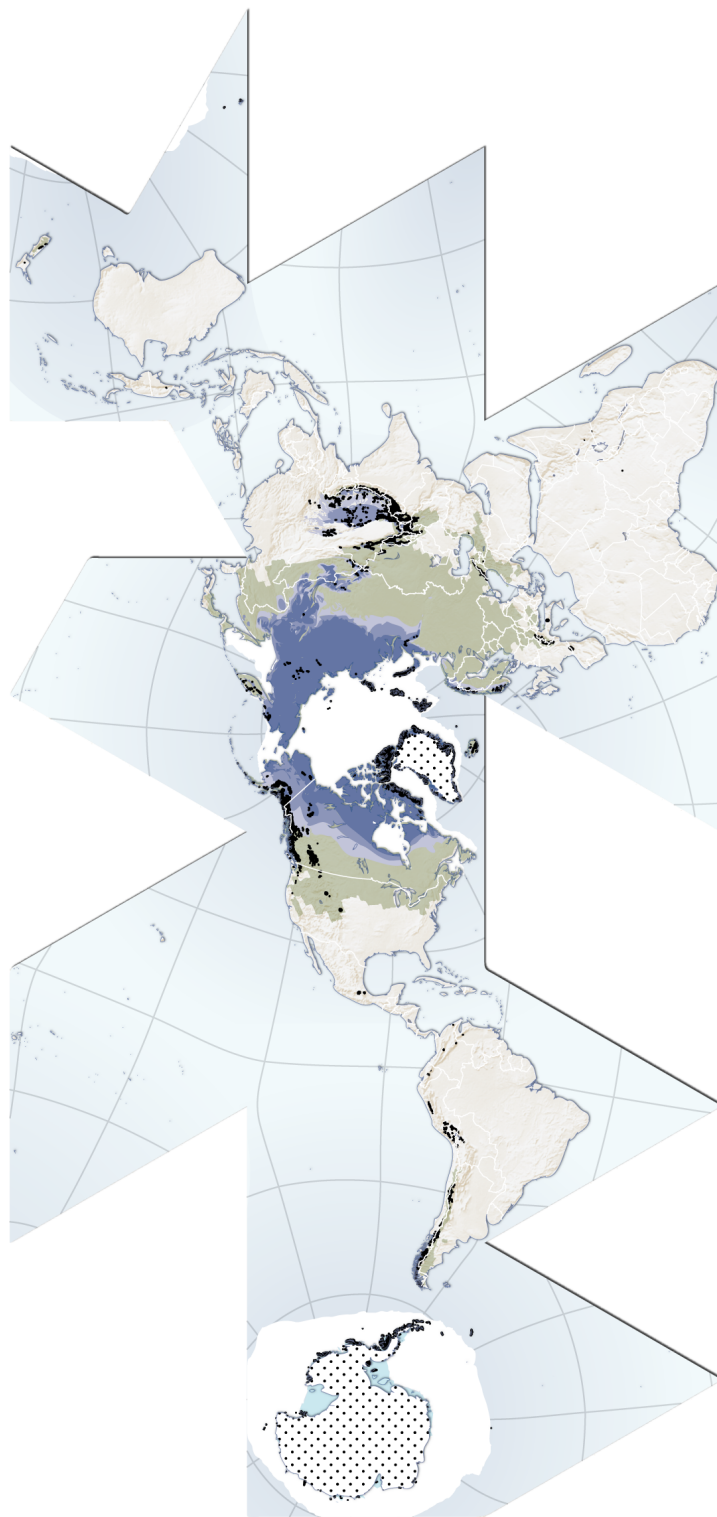


Figure 2 – Carte de la cryosphère terrestre en projection Fuller. Crédit : Hugo Ahlenius.

Chapitre 1

Introduction : l'océan Arctique et sa banquise

1.1 Contexte cryosphérique actuel

L'océan Arctique (~ 14.1 millions de km^2) et l'océan Austral (~ 20.3 millions de km^2) représentent à eux deux environ 7 % de la surface de la Terre, soit une superficie de ~ 34.4 millions de km^2 ¹. La Figure 1.1 détaille la géographie de l'Arctique (en haut) et de l'Antarctique (en bas) et leurs océans respectifs, pour une meilleure appréhension de ces régions du globe. L'océan Arctique est composé d'un ensemble de mers centré autour du pôle Nord géographique et défini par l'Organisation Internationale d'Hydrologie en 1953. Depuis le méridien de Greenwich vers l'est, on peut notamment distinguer : la mer du Groenland, l'archipel du Svalbard (aux alentours de 78°N , 15°E), la mer de Barents, l'archipel de la Nouvelle-Zemble, la mer de Kara (aux alentours de 77°E), la mer de Laptev (aux alentours de 123°E), la mer de Sibérie Orientale (aux alentours de 160°E), la mer des Tchouktches (*Chukchi Sea* au nord du détroit de Bering), la mer de Beaufort (aux alentours de 135°O), l'Archipel des îles de la Reine Elisabeth (extrémité nord du Canada), la baie de Baffin (entre le Canada et le Groenland) et le Groenland. Un peu plus au sud, on peut également distinguer la mer d'Okhotsk, régulièrement incluse dans la définition de l'Arctique bien qu'appartenant à l'océan Pacifique. De l'autre côté du globe, l'océan Austral entoure le continent Antarctique, et sont particulièrement notables la péninsule Antarctique, la mer de Ross (aux alentours de 160°O) et la mer de Weddell (aux alentours de 30°O).

L'océan Arctique et l'océan Austral ont la particularité d'être gelés une grande partie de leurs hivers respectifs et, dans ce cas, la glace de mer représente, en moyenne, 7 % des océans mondiaux, soit environ 5 % de la surface terrestre (Shokr and Sinha 2015). Cependant, dans le contexte actuel de réchauffement climatique, cette surface moyenne ne cesse de diminuer au fil du temps.

L'amplification arctique est un phénomène qui désigne un réchauffement de l'Arctique entre deux et quatre fois plus rapide que la moyenne globale (Serreze and Barry 2011; Rantanen et al. 2022). La Figure 1.2 montre l'évolution des anomalies de température de surface en fonction du temps depuis les années 1950 pour la planète entière et la région arctique exclusivement. De ce fait, l'Arctique est particulièrement impacté par le réchauffement climatique, avec une décroissance de l'étendue de la glace de mer arctique pour chaque mois de l'année depuis 1979

¹À titre de comparaison, la mer Méditerranée représente environ 2.5 millions de km^2

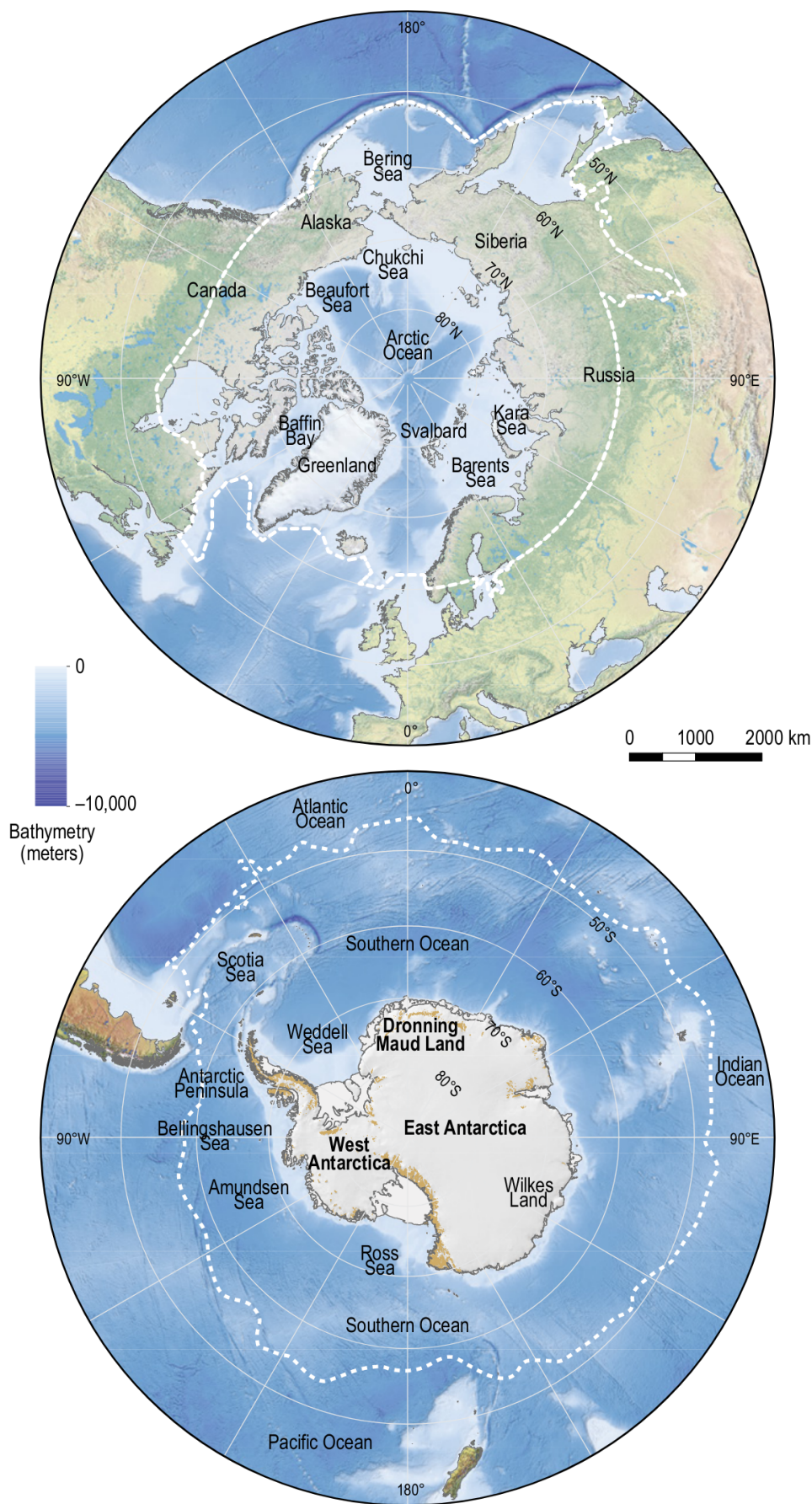


Figure 1.1 – Les régions polaires arctique (en haut) et antarctique (en bas). Les lignes pointillées indiquent les limites approximatives des régions polaires, leur empreinte spatiale variant en fonction d'éléments particuliers de la cryosphère et des océans ou des disciplines scientifiques. Crédit : [Meredith et al. \(2019\)](#).

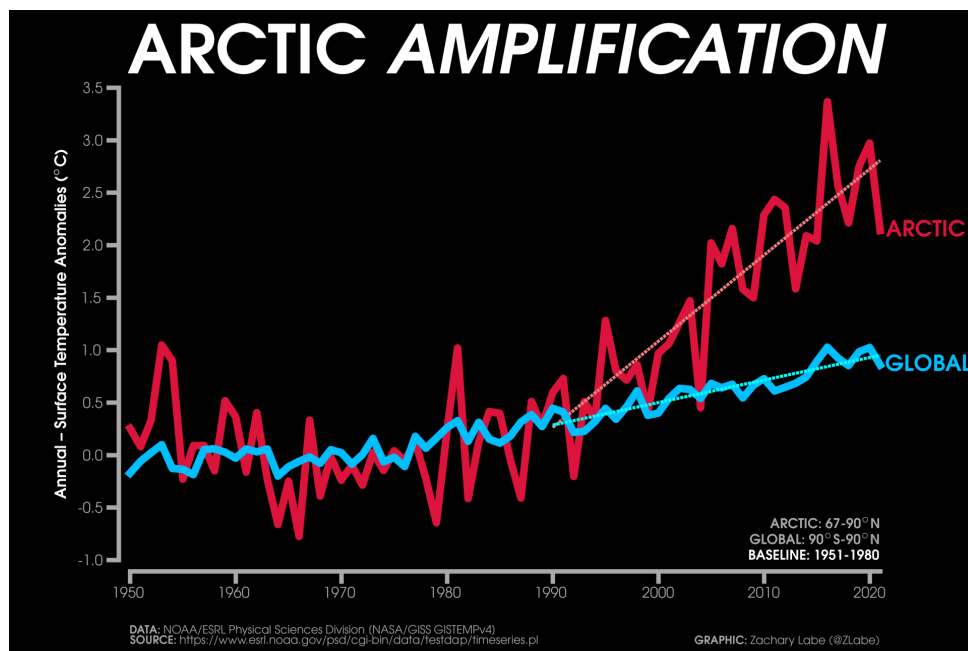


Figure 1.2 – Évolution des anomalies de températures de surface en fonction du temps pour la Terre entière et seulement la région arctique. Crédit : NOAA & Zachary Labe.

(Comiso, Meier et al. 2017). Bien que le cycle jour/nuit polaire engendre des cycles annuels d’embâcles et de débâcles, on peut remarquer que l’étendue de la banquise a une tendance interannuelle moyenne à la baisse. La Figure 1.3 montre l’évolution au cours de l’année de l’étendue de la glace en 2022 (courbe rouge) et de la médiane climatologique entre 1981 et 2010.

Au cours des dernières décennies, la région arctique a connu des changements climatiques dont l’ampleur et le rythme sont supérieurs à ceux de la plupart des régions du monde (rapport du GIEC, Meredith et al. 2019), ce qui a entraîné une forte diminution de l’étendue et de l’épaisseur de la banquise (Pörtner et al. 2019). La glace de mer régule les échanges d’énergie et de masse entre l’atmosphère et l’océan sous-jacent dans les régions polaires et la perte de glace de mer observée au cours des ~40 dernières années a contribué à l’amplification du réchauffement dans la région boréale (Serreze and Barry 2011; Dai et al. 2019).

Il est aussi important de noter que la disparition de la banquise n’est pas uniforme, ni spatialement, ni temporellement. Généralement, les changements de la banquise arctique sont plus forts en été qu’en hiver, avec une diminution respective d’environ -13 % et -3 % par décennie en septembre et en mars respectivement par rapport à la superficie moyenne entre 1979 et 2010 (Onarheim et al. 2018). Spatialement, ce sont les mers de Sibérie orientale, de Chuckchi, des Laptev et de Kara qui sont les plus impactées en été, tandis que la disparition de la glace de mer en hiver est la plus marquée en mer de Barents (Onarheim et al. 2018).

De l’autre côté du globe, l’océan Austral était, jusqu’à récemment, un peu plus épargné par le réchauffement climatique. Jusqu’en 2016, aucune tendance annuelle significative n’avait été observé pour la fonte de la surface de sa glace de mer. Néanmoins, depuis l’hiver austral 2016, où un minimum d’étendue de glace a été observé, une série de minimums se sont suivis menant à une diminution de l’étendue de la banquise comparable à ce qui a été perdu en 30 ans en Arctique en termes de surface (Eayrs et al. 2021). Le 23 février de cette année (2022), un nouveau minimum d’étendue a été atteint par la banquise australe (Raphael and Handcock 2022).

Tout cela fait de la banquise océanique un excellent indicateur du réchauffement climatique et son étude ainsi que son suivi continu sont particulièrement importants. De plus, tous les changements qui se produisent dans ces régions impactent fortement les écosystèmes marins et les populations locales, mais aussi la navigation et, malheureusement, l’exploitation des ressources naturelles (Meredith et al. 2019). Des études montre même que la disparition de la banquise en mer d’Okhotsk ou en mer de Barents en été pourrait avoir des conséquences météorologiques en Europe de l’Ouest (Cohen et al. 2014; Vihma 2014; Bailey et al. 2021). Pour adapter au mieux les solutions aux problèmes sociétaux qu’amènent ces changements (parfois radicaux), l’amélioration des modèles météorologiques et climatiques est de mise. Et pour cela, les observations des variables géophysiques de la banquise océanique sont nécessaires.

Au cours de cette thèse, nous nous intéresserons principalement à l’étude de la banquise arctique, quelques mentions à la banquise de l’océan Austral seront tout de même abordées.

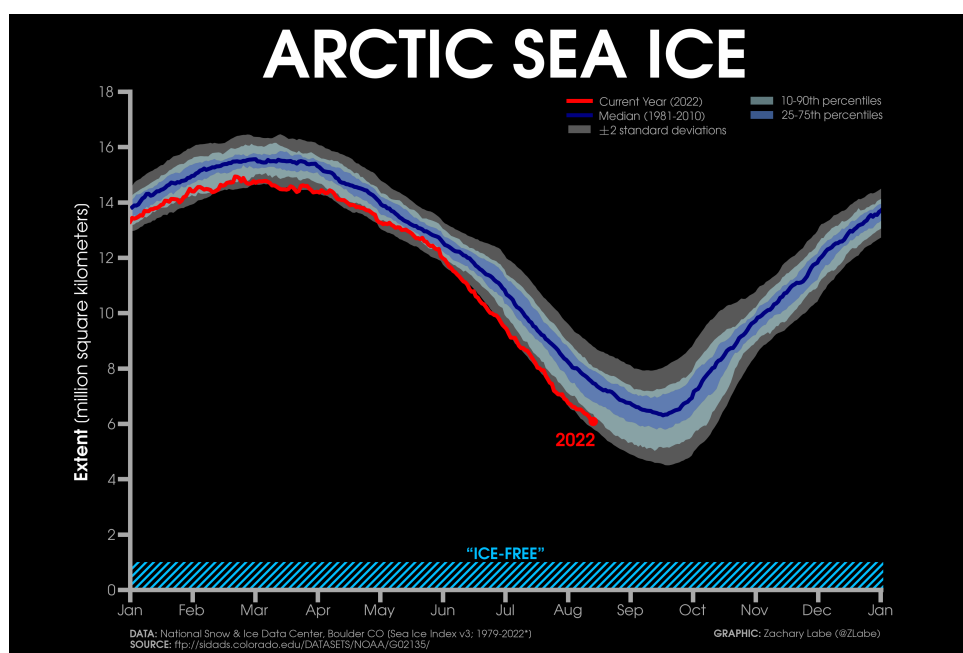


Figure 1.3 – Étendue actuelle de la glace de mer dans l’Arctique (courbe rouge) en plus de la climatologie (courbe bleu, 1981-2010) et de 2 écarts types par rapport à la moyenne. Crédit : NOAA & Zachary Labe.

1.2 Description de la banquise océanique

La banquise océanique est composée majoritairement de glace de mer qui est elle-même recouverte d’un manteau neigeux durant une grande partie de l’année et de mares de fonte dès la fin du printemps. Ces deux constituants sont principalement composés d’eau à l’état solide, mais leurs différences sont nombreuses. Cette section va se concentrer sur une description des propriétés physiques de ces deux milieux ainsi qu’une liste non exhaustive des différentes formes dans lesquelles on peut observer la glace de mer et son manteau neigeux.

1.2.1 La glace de mer

La glace de mer est la partie de l’océan qui congèle sous l’effet du refroidissement atmosphérique des régions polaires. Située à l’interface entre l’océan et l’atmosphère, elle est de ce fait en permanente interaction avec eux. La glace de mer sert notamment d’isolant entre l’océan

et l’atmosphère en limitant les échanges de chaleur, de rayonnement, de quantité de mouvement et de composants chimiques. Par sa faible température et son rejet de sel dans l’océan (lié à sa congélation), elle joue un rôle très important dans la circulation thermohaline avec la création d’eau dense et organise ainsi les grands courants comme le Gulf Stream et le Kurushio pour l’hémisphère nord ou le courant circumpolaire antarctique pour l’hémisphère sud. Par sa couleur blanche et son albédo de surface élevé, elle diminue fortement le rayonnement solaire incident absorbé par la Terre et impacte ainsi le bilan radiatif global de la planète.

L’océan a une salinité variant entre 30 et 38 PSU² et c’est à proximité des pôles que sa salinité est la plus basse (Levitus et al. 1994; Boyer et al. 2005). À cette salinité, l’océan ne peut geler qu’à partir d’une température d’environ $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, le point de congélation dépendant de la salinité. Bien que la glace de mer ne soit "que" de l’eau de mer gelée, elle se présente sous de nombreuses formes qui vont dépendre de son âge et des conditions météorologiques et océaniques qu’elle aura subies. Nous nous intéresserons principalement aux différents paramètres géophysiques suivants :

- Sa température (interne ou de surface), mesurée en Kelvin.
- Sa concentration (abrégée SIC pour *Sea Ice Concentration*) soit le pourcentage d’aire de glace présent dans une unité de surface.
- Son étendue (abrégée SIE pour *Sea Ice Extent*), soit la surface totale couverte par la glace de mer. Elle est définie comme la surface couverte par au moins 15% de SIC.
- Son épaisseur (*Sea Ice Thickness* abrégée SIT), mesurée en mètre.
- Sa salinité, quantité mesurée en PSU (*Practical Salinity Unit*), soit le taux de sel contenu dans la glace de mer en g/kg d’eau de mer.
- Son âge, principalement séparé en deux catégories : les glaces de première année qui n’ont pas connu d’été (abrégée FY pour *First Year*), et les glaces pluriannuelles qui ont survécu à un été (abrégée MY pour *Multi Year*).

Nous allons maintenant décrire les principaux types de glace de mer que nous pouvons rencontrer sur un océan gelé. Cette section n’a pas pour but d’être exhaustive quant aux différents types de glace, mais plutôt de décrire sommairement certains états de la banquise, afin que le lecteur se familiarise avec les différents paysages de ces mondes gelés. Nous scinderons cette sous-section en deux parties : l’embâcle, qui correspond à la période de formation de glace de mer et la débâcle, qui correspond à la période de sa fonte. Si le lecteur est intéressé par une typographie plus complète des différentes formes que peut prendre la glace de mer, il est invité à lire la nomenclature internationale de la glace de mer (WMO 2014) faite par l’Organisation Météorologique Mondiale (OMM, en anglais : *World Meteorological Organization* ou WMO).

Embâcle

À la fin de l’été austral/boréal, le rayonnement solaire incident se faisant de plus en plus rare, la température de l’atmosphère diminue fortement et commence à refroidir la couche superficielle de l’océan. La glace de mer commence à se former quand la température de l’océan passe sous le point de congélation. Les glaces qui se forment vont alors dépendre des conditions météorologiques et océanographiques.

Si la mer est calme, la glace de mer va se former par l’apparition de grandes et minces structures planes suffisamment souples pour onduler sous l’effet de la houle et des vagues

²1 PSU = 1 g de sel pour 1 kg d’eau de mer



Figure 1.4 – Photographie de nilas sombre dans la mer des Barents. Crédit : Brocken Inaglory.

(Allison and Worby 1994). On nomme ce type de glace de mer (atteignant au maximum les 15 cm d'épaisseur) le nilas dont on distingue le nilas sombre et le nilas clair, mesurant respectivement moins de 5 cm et plus de 5 cm d'épaisseur. La Figure 1.4 montre une photographie de nilas sombre. Si les conditions atmosphériques sont extrêmement stables avec un fort taux d'humidité à l'interface océan/atmosphère, on peut voir apparaître des fleurs de givre (Perovich and Richter-Menge 1994). Ces fleurs de givre sont créées par condensation d'une atmosphère sursaturée et ne sont pas à proprement parler de la glace de mer. Ce phénomène peut apparaître conjointement à la création de nilas ou à la solidification de mares de fonte. Par leur complexe phénomène de formation, les fleurs de givre ont une salinité extrêmement importante entre 100 et 150 PSU (Drinkwater and Crocker 1988) par rapport aux glaces de mer (qui ont une salinité entre 1 et 10 PSU) et ont de ce fait un impact non négligeable sur les observations micro-ondes (Kaleschke and Heygster 2004). D'une hauteur habituelle comprise entre quelques millimètres et quelques centimètres, leur aspérité particulière change la rugosité de surface à petite échelle de la glace de mer. Une photographie de fleurs de givre est visible Figure 1.5.

Dans des conditions atmosphériques et océaniques plus turbulentes, avec par exemple la présence de vent et fortes vagues, les premières glaces de mer seront des frasils : de fines aiguilles ou plaquettes de glaces en suspension dans l'eau. Sous l'effet d'un refroidissement continu et de ces conditions agitées, les frasils vont s'agglomérer pour former un des types les plus remarquables de la glace de mer : la glace en crêpe. Ce sont, comme leur nom l'indique, des crêpes de glace de mer ayant une apparence circulaire avec un rayon variant de 30 cm à 3 m et une épaisseur d'une dizaine de centimètres. À noter que la glace en crêpe peut aussi se former à partir de nilas si la mer est agitée. Une photographie de glace en crêpe est présentée Figure 1.6.



Figure 1.5 – Photographie de fleurs de givre. Crédit : Matthias Wietz.

Par la suite, la glace va continuer à s'épaissir sous l'effet de deux mécanismes complé-

mentaires, l’un est thermodynamique et l’autre est mécanique, pour former de la glace de première année (*first-year ice* en anglais) qui mesure entre 30 cm et 2 m d’épaisseur.

Le mécanisme thermodynamique de formation de la glace de mer par le bas, à l’interface océan/glace de mer, est dit de "congélation" par solidification d’eau de mer. C’est un mécanisme lent et non linéaire, la glace de mer isolant les interactions entre l’océan libre et l’atmosphère, empêchant le premier de se refroidir par la température du deuxième. C’est ce phénomène qui limite l’épaisseur de la glace de mer à quelques mètres, la formation thermodynamique de glace étant de plus en plus lente et compliquée quand la banquise est épaisse (Gow et al. 1987; Jeffries et al. 1995).



Figure 1.6 – Photographie de glace en crête dans le passage de Drake (photographie du bas). Crédit : EGU.

Beaucoup plus solide et rigide que le nilas, la glace de première année peut se briser et se chevaucher ou former des crêtes (ligne ou mur de glace soulevé par la pression) sous l’effet de la houle et des vagues : c’est le mécanisme de redistribution mécanique. À l’instar de certaines chaînes de montagne sur le continent issues des compressions des plaques tectoniques, ce sont également des pressions latérales sur la glace de mer qui créent les reliefs qui dessinent le paysage des océans gelés. Plus rares, mais observables, des événements atmosphériques plus extrêmes peuvent aussi créer du relief sur la glace de mer (Itkin et al. 2017). Ces déformations mécaniques viennent par conséquent briser la planitude de la banquise et modifier localement l’épaisseur de glace (Weiss et al. 2007; Hutchings et al. 2011). Kwok and Cunningham 2016 ont montré qu’environ 50 % de l’épaisseur était créée à partir de déformations mécaniques pour certaines régions de l’océan Arctique : elles sont donc loin d’être anodines.

À la fin de l’hiver, en mars pour l’hémisphère nord et septembre pour l’hémisphère sud, la banquise est alors majoritairement composée de glace de première année et d’une partie de glace pluriannuelle (qui sera détaillé dans le prochain paragraphe). C’est à ce moment de l’année que la glace de mer est la plus étendue avec une superficie entre 15 et 16 millions de km² pour la banquise boréale (Parkinson and DiGirolamo 2021), avec un record en 1979 avec 16.1 millions de km², et entre 17 et 19 millions de km² pour la banquise australe, avec un record en 2014 de 20.1 millions de km² (Massonnet et al. 2015).

Les jeunes glaces de mer ont des propriétés géophysiques particulières avec notamment une haute salinité en comparaison de leurs grandes sœurs que sont les glaces pluriannuelles. En effet, lors de la solidification de l’eau de mer, le sel se concentre en de microscopiques poches de saumure. Ces sont ces inclusions de saumure qui font que la glace de mer est macroscopiquement salée. La quantité de saumure emprisonnée dans la glace de mer va dépendre de la température de la glace et de la salinité initiale de l’océan. Ces inclusions d’eau salée vont aussi dépendre de la vitesse de solidification de la glace (une croissance de la glace rapide entraînant une salinité de la glace plus élevée). Néanmoins, avec le temps, un processus de désalinisation se met en place : la température se faisant de plus en plus basse, la pression exercée et le drainage par gravité sur les inclusions se fait de plus en plus forte et entraîne un drainage du contenu en sel de la colonne de glace vers le bas. Il y a donc un gradient vertical vers le bas de la salinité de la glace de mer. Les inclusions de saumure vidées sont alors remplacées par des poches d’air ce qui augmente la porosité de la glace et donc diminue sa densité. Dans le cas où cette saumure s’échappe de la glace, par sa forte densité, elle plongera dans l’océan et sa très faible température fera regeler l’eau moins salée autour de sa chute. Dans le cas où le fond marin est très peu profond, cela mène à geler vivant certains animaux marins (étoiles de mer, mollusque, etc.) dans une beauté morbide. Ce phénomène est appelé brinicle et est illustré en Figure 1.7. La présence de saumure affecte également les propriétés diélectriques de la glace de mer (dont nous détaillerons les effets plus tard) qui auront un impact sur les observations micro-ondes.



Figure 1.7 – Photographie d’un brinicle. Crédit : Erwan Amice, CNRS

Débâcle

À la fin de l’hiver austral/boréal, le rayonnement solaire incident étant de plus en plus fort, la température de l’atmosphère et de l’océan augmente fortement et commence à réchauffer la banquise. C’est le début de la débâcle : le processus de fonte de la glace de mer. Comme pour l’embâcle, la fonte de la banquise peut se faire aux interfaces de la banquise (avec l’océan ou l’atmosphère).

Par le haut, la fonte se fait par les échanges avec l’atmosphère et par un changement du bilan radiatif. Au début, le rayonnement solaire incident ne joue pas un rôle direct très important, l’albédo de la banquise étant très fort, la grande partie du rayonnement solaire est réfléchi : c’est donc essentiellement par l’atmosphère que la banquise se réchauffe. La couche superficielle supérieure de la banquise commençant à fondre, une couche d’eau liquide se retrouve à la surface de la banquise sous la forme de mare de fonte (*melt ponds* en anglais). L’albédo de l’eau libre étant beaucoup plus faible que celui de la glace de mer ou de la neige, une plus grande partie du rayonnement solaire incident est absorbée. L’eau liquide étant un meilleur conducteur de la chaleur que la neige ou la glace, elle participe fortement à l’érosion de la banquise. Selon le type de glace de mer et de manteaux neigeux sur lequel se trouvent les mares de fonte, son eau peut soit déborder dans l’océan, soit percoler ou tout simplement rester à la surface de la banquise (Eicken et al. 2002). Dans le cas d’une percolation, deux scénarios sont possibles.

Dans le premier scénario de percolation, l’eau percole jusqu’à une couche suffisamment froide pour se resolidifier (Langlois and Barber 2007) et alors former de la glace superposée



Figure 1.8 – Photographie de glace de mer de première année (en gris) avec une couche de glace superposée par-dessus (blanc/transparent en haut de la photo). Crédit : Lisa Matthes & Florent Dominé.

(*superimposed ice* en anglais, [Kawamura et al. 2004](#); [Granskog et al. 2006](#)). La glace superposée a une densité élevée par rapport à de la neige, aux alentours de 800 kg/m^3 et assez proche de celle de la glace qui est de $\sim 917 \text{ kg/m}^3$. La glace superposée a un aspect granulaire avec une taille des grains est de l'ordre de 5 mm ([Granskog et al. 2006](#)) mais peuvent atteindre le centimètre ([Kawamura et al. 2004](#)). La Figure 1.8 montre la présence de glace superposée sur de la glace de mer de première année près de Qikiqtarjuaq (Nunavut, Canada) en 2016.

Dans le deuxième scénario de percolation, l'eau revient directement dans l'océan au travers de canaux qu'elle aura creusé en jouant sur la porosité de la glace. La percolation dans l'océan peut être extrêmement rapide, si bien que la présence d'une mare de fonte peut être fugace : [Provost et al. 2019](#) ont observé une mare de fonte d'une profondeur de 1.2 m se former en 3 jours et percoler presque complètement en 6 heures. Néanmoins, la présence de mare de fonte au pic de l'été représente jusqu'à 38 % de la superficie de la glace pluriannuelle et 53 % de celle de la glace de première année ([Webster, Rigor, Perovich et al. 2015](#)) alors qu'elle ne représentait qu'entre 10 % et 30 % de la superficie totale de la banquise dans les années 1990 ([Tucker et al. 1992](#)). Si la mare de fonte ne déborde pas ni ne percole, elle règlera après le milieu de l'été selon sa latitude.

À l'interface océan/banquise, la glace de mer fond essentiellement par les flux de chaleurs turbulents provenant de l'océan ([Perovich, Grenfell et al. 2003](#)).

La banquise fondant, elle se fragilise de plus en plus et la circulation océanique, les vagues, la houle, les vents et les tempêtes fracturent la banquise ce qui accélère sa fonte dans une boucle de rétroaction positive. Ces fractures au sein de la banquise sont appelées *leads* et sont utilisées en hiver comme en été pour mesurer les déplacements de la banquise, qui peut se déplacer avec une vitesse de plusieurs kilomètres par jour. La vitesse de la banquise a fortement augmenté ces dernières années du fait de la diminution de son volume : la banquise étant de plus en plus fine en moyenne, les vents et courants peuvent plus facilement déplacer la masse de la banquise ([Olason and Notz 2014](#)). De ce fait, les vitesses de déplacements ont augmenté de + 23 % par décennie en hiver contre + 18 % par décennie en été sur la période 2001-2009 par rapport à la médiane entre

1982-2009 (Spreen et al. 2011; Kwok, Spreen et al. 2013).

À la fin de l’été, en septembre en Arctique et en mars dans l’hémisphère sud, la banquise ne couvre plus qu’entre 4 et 8 millions de km² pour la banquise boréale (Stroeve and Notz 2018), avec un record en 2012 de 3.6 millions de km² (Parkinson and DiGirolamo 2021), et entre 2 et 4 millions de km² pour la banquise Antarctique (Parkinson and DiGirolamo 2021), avec un record en 2022 de 1.9 million de km² (Raphael and Handcock 2022). La glace de mer qui survit au moins à une saison de fonte obtient la qualification de glace pluriannuelle.



Figure 1.9 – Photographie estivale de la banquise couverte de mares de fonte. Crédit : NASA.

1.2.2 Des précipitations au manteau neigeux

Comme expliqué précédemment, la banquise océanique n’est et ne reste que rarement nue : elle est souvent recouverte d’un manteau neigeux. Ce couvert de neige joue un rôle très important dans le bilan énergétique de la banquise pour deux principales raisons. Premièrement, grâce à son très fort albédo, la neige réfléchit jusqu’à 85 % du rayonnement incident (Grenfell and Perovich 2004), ce qui retarde la fonte de la glace de mer en début d’été (Brandt and Warren 1993). Deuxièmement, la neige étant un très bon isolant thermique (Sturm 2002), celle-ci ralentit les échanges de chaleur durant l’hiver ce qui freine le refroidissement de la glace de mer et son épaissement (Langlois and Barber 2007). La neige fraîche est d’ailleurs le matériau naturel le plus réfléchissant, mais aussi le plus isolant, sur Terre (Webster, Gerland et al. 2018).

On peut séparer les paramètres de la neige influençant les signaux micro-ondes en deux grandes familles : les macro-paramètres, comme l’épaisseur, la rugosité de surface ou la température du manteau, et les propriétés internes du couvert neigeux que sont la densité, la salinité ou la micro-structure du manteau neigeux.

La neige est un milieu poreux dont l’épaisseur et les températures à la base et au sommet du manteau vont gouverner l’évolution de la micro-structure (Sommerfeld and LaChapelle 1970). Les températures aux niveaux des pôles variant fortement au cours de l’année, la structure de la matrice cristalline glace/air qu’est la neige va également beaucoup varier au cours du temps (Langlois and Barber 2007) et des gradients de température vont apparaître.

Dans cette sous-section, nous allons décrire certains types de neige que l’on rencontre fréquemment sur la banquise, puis nous nous concentrerons sur l’évolution temporelle des caractéristiques du manteau neigeux de la banquise. Cette section n’a pas non plus pour but d’être exhaustive quant aux différents types de neiges que l’on peut rencontrer sur la banquise, mais plutôt de décrire sommairement certains types de couverts neigeux qui ont différentes fortes influences sur les signatures micro-ondes. Pour une typologie plus complète des différentes neiges existantes, le lecteur peut se référer à la classification internationale de la neige par l’International Association of Cryospheric Sciences (Fierz et al. 2009).

Nous commencerons par un rappel sur la formation de neige dans l’atmosphère, puis nous nous pencherons principalement sur les grains fins (*Rounded Grains*) et au givre de profondeur (*Depth Hoar*). Pour chacun des types de neiges étudiés, nous nous intéresserons essentiellement à leurs conditions de formation, la taille de leurs grains, leur densité et leur teneur en eau liquide qui sont les paramètres influençant majoritairement les signaux micro-ondes.

Formation de la neige dans l’atmosphère

Les cristaux de glace composant la neige se forment dans l’atmosphère et sont dus à la différence de pression partielle de l’eau et de la glace. L’atmosphère avec un fort taux de vapeur d’eau est dite humide, et c’est cette vapeur d’eau qui forme les cristaux de glace par condensation lorsque les températures sont suffisamment négatives (Borys et al. 1988). La formation de neige dans les nuages peut donc se faire par un refroidissement isobare d’une atmosphère humide ou par une augmentation d’humidité isotherme d’une atmosphère sèche. Les impuretés présentes dans l’atmosphère, comme les poussières ou les aérosols, peuvent servir de catalyseur à la formation de neige. En revanche, dans le cas d’une atmosphère pure, des conditions hors équilibre peuvent mener à une sursaturation de l’atmosphère et à la présence d’eau surfondue (Frank 1982; Libbrecht 2005). Les cristaux de glace ainsi formés auront une forme qui dépend de la température à la formation des cristaux et du taux de sursaturation de l’air. La Figure 1.10 schématise les différents types de cristaux qui se forment en fonction des différentes combinaisons de température et de sursaturation.

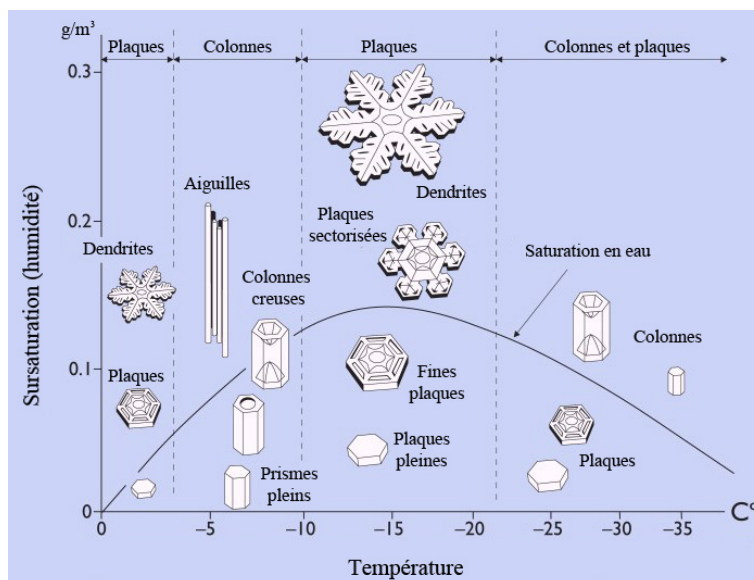


Figure 1.10 – Diagramme des cristaux de glace selon la température et la sursaturation. Crédit : Météo-France.

Les petites particules de neige vont ensuite être facilement remontées par les courants ascendants, tandis que les particules plus grosses vont tomber sous l’effet de la gravité. Les particules plus grosses vont ainsi intercepter des particules plus petites et augmenter leur masse et leur chute. Si les conditions troposphériques restent suffisamment froides sur toute la chute, il neige à la surface. Dans le cas contraire, il pleut.

Manteau neigeux - Grains Fins

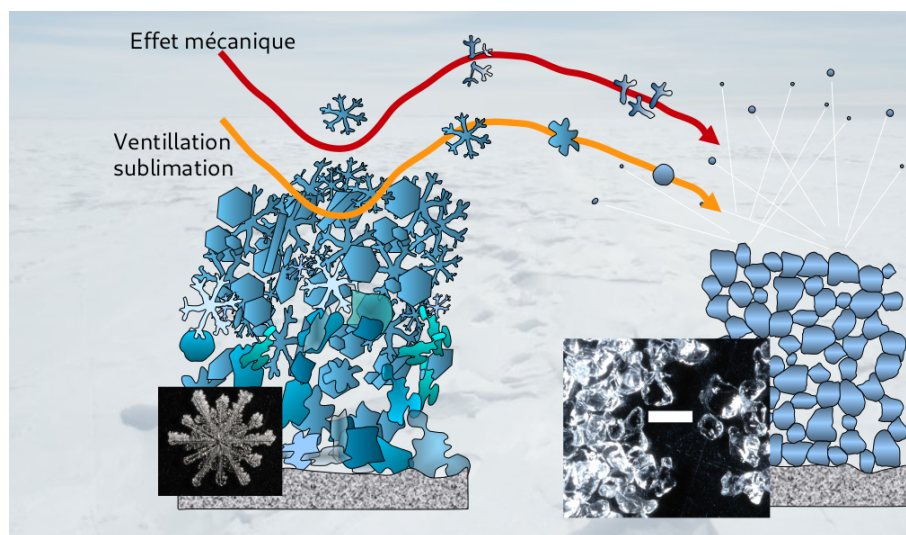


Figure 1.11 – Métamorphisme par effet du vent. L’échelle blanche sur la photo de droite est de 500 μm .
Crédit : Ghislain Picard, communication personnelle.



Figure 1.12 – Effet du vent sur la topographie de la banquise. Crédit : Ghislain Picard, communication personnelle.

La neige de type "grain fin" est ce qui a de plus répandu à la surface de la banquise. C’est une neige ayant une taille de grains très faible, de l’ordre de 350 μm (Dominé, Cabanes et al. 2002), avec une densité comprise entre 300 kg/m^3 et 400 kg/m^3 . Elle se forme par une accumulation de précipitation puis subit un métamorphisme par l’effet du vent : les cristaux de neiges accumulés se frottent les uns aux autres pour finalement aboutir à un grain de rayon

assez petit (~ 0.2 mm). On peut y voir un parallèle avec la formation du sable fin qui résulte de l'érosion de gros grains par frottement entre eux sous l'effet du vent. La Figure 1.11 schématise le métamorphisme de la neige par effet mécanique, et la création de grains fins par ce moyen.

Ce type de neige impacte la topographie à plus grande échelle, avec création d'ondulation (vague) à la surface de la banquise (cf. Figure 1.12). Là encore, la métaphore avec le sable est pertinente si l'on considère que les accumulations locales de neige forment des sortes de "dunes" de neige.

Manteau neigeux - Givre de Profondeur

Reconnaissable à ses cristaux en forme en gobelet (voir Figure 1.13), le givre de profondeur est un autre type de neige que l'on peut rencontrer au sein du manteau neigeux de la banquise arctique (Barber, Reddan et al. 1995). Il est formé par un métamorphisme à cause du gradient thermique au sein d'une neige sèche à l'interface glace de mer/neige. Le gradient thermique est dû à la différence de température entre la température de la glace de mer et celle de l'atmosphère. La base de la glace de mer est en contact avec l'océan qui est à une température de ~ 271 K, alors que la température moyenne de l'air en plein hiver est ~ 243 K et peut chuter jusqu'à ~ 223 K. Un plus fort gradient thermique est présent en hiver qu'en été et s'accroît à mesure que l'hiver avance (Langlois and Barber 2007).

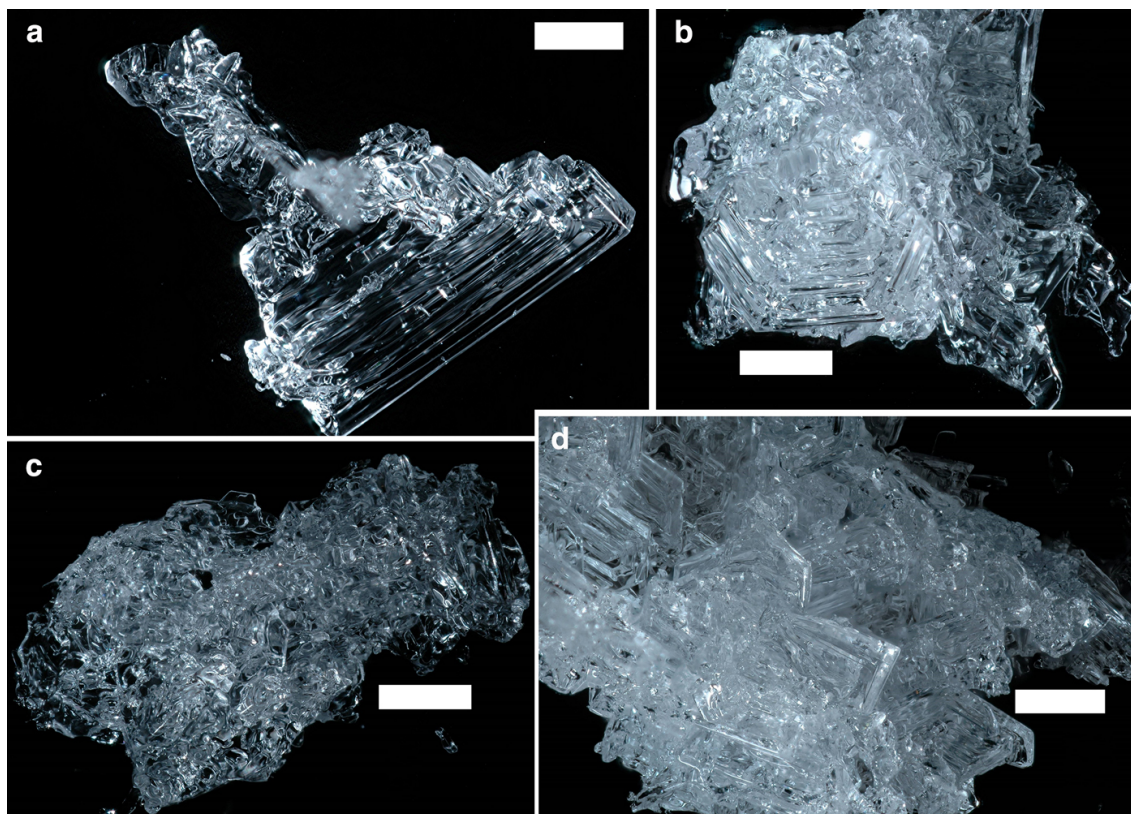


Figure 1.13 – Cristaux de givre de profondeur. L'échelle blanche est de 1 mm. Crédit : Florent Dominé

En présence d'un fort gradient thermique (> 15 K/m), la neige se transforme par sublimation puis par cristallisations successives formant ainsi le givre de profondeur et ses gros cristaux bien reconnaissables (Akitaya 1973). Les sublimations puis cristallisations successives entraînent

la création d’un gradient de vapeur faisant de ce fait perdre de la masse au givre de profondeur (Sturm and Benson 1997).

Finalement, le givre de profondeur est très différent des grains fins que l’on trouve au sommet du couvert neigeux, avec notamment une densité faible, de l’ordre de 200 kg/m^3 (Dominé, Cabanes et al. 2002; King et al. 2020) et une taille de grains millimétrique. Ces gros grains de givre de profondeur peuvent alors, si le temps le permet et s’ils sont constamment soumis à un gradient de température, s’agréger entre eux pour former des chaînes de givre de profondeurs.

1.3 Observation et suivi de la banquise

1.3.1 Observation in situ de la banquise océanique

La banquise est, comme nous l’avons vu, un milieu d’une grande diversité. Les conditions météorologiques particulièrement hostiles à l’être humain, les changements d’état de la glace de mer durant l’année et les longs cycles jours/nuits font que des campagnes de terrain ont été et sont toujours rares. À la fin des années 1940, des mesures de l’épaisseur de glace sont effectuées par des sous-marins militaires. Durant l’ère soviétique (1937-1991), des campagnes de mesures ont été effectuées sur 31 stations de recherche dérivantes placées sur des glaces pluriannuelles. Ce programme de mesure est, de loin, le plus ambitieux et le plus important jamais mené sur l’étude in situ de la banquise. Ce suivi presque continu de la banquise a permis, par la suite, d’obtenir la seule climatologie des paramètres de neige sur glace de mer sur la période 1954-1991 (Warren et al. 1999). Cette climatologie, appelé Warren 1999 (abrégié par la suite W99) reste encore à ce jour une référence, même si son utilisation commence à être remise question et que des travaux pour s’en affranchir ont été effectuées ces dernières années (Blanchard-Wrigglesworth et al. 2018; Liston et al. 2020).

Entre 2000 et 2010, quelques campagnes de mesures scientifiques ont été effectuées par les Etats-Unis et plusieurs pays européens. Parmi elles, on peut nommer, entre autres, la mission *Tara Arctic* et l’expédition MOSAiC (*Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate*).

La mission *Tara Arctic*, effectuée dans le cadre du programme européen DAMOCLES (*Developping Arctic Modelling and Observing Capabilities for Long-term Environmental Studies*) a commencé en septembre 2006 et finit en février 2008 (Redvers 2017). Elle a consisté à emprisonner un bateau construit pour l’occasion (le *Tara*) par l’embâcle et le laisser dériver pendant que les équipes scientifiques qui se succédaient faisaient des mesures géophysiques de la glace de mer enserrant le bateau ainsi que des mesures météorologiques (Gascard et al. 2008).

L’expédition MOSAiC, quant à elle, était une expédition internationale ayant fait participer 80 institutions issues de 20 pays. D’une durée d’un an, elle s’est déroulée entre septembre 2019 et octobre 2020, pour la première fois un brise-glace de recherche moderne a pu opérer à proximité directe du pôle Nord toute l’année. Les observations de la glace de mer couvraient un large éventail allant des caractéristiques physiques et mécaniques de la glace de mer arctique à sa morphologie, ses propriétés optiques et son bilan de masse. L’accent a été mis sur la caractérisation de la couverture de neige et de glace, et sur une meilleure compréhension des processus qui déterminent leurs propriétés. En outre, différents types de glace ont été surveillés tout au long du cycle annuel afin de déterminer la variabilité spatiale et le développement de la couverture de glace dans l’Arctique au fil du temps (Shupe et al. 2020; Nicolaus et al. 2022).

Quant à la glace de mer antarctique, par son isolement géographique, son étendue et ses

conditions météorologiques encore plus rudes qu’en Arctique, elle n’a pas bénéficié de campagne de mesures de manière aussi poussée et continue. Quelques campagnes de mesures ont tout de même le mérite d’exister, comme la campagne de mesure *Antarctic Remote Ice Sensing Experiment* (ARISE) à bord du brise-glace *Aurora Australis* en 2003 (Markus, Massom et al. 2011) ou l’expédition *Polynyas, Ice Production, and seasonal Evolution in the Ross Sea* (PIPERS) en 2017 (Kohout et al. 2020).

Les mesures in situ étant limitées par leurs étendues spatiales et temporelles, elles ne peuvent, à elles seules, fournir suffisamment d’observations pour effectuer un suivi continu d’une étendue aussi large et dynamique qu’est la banquise. Seules les données d’observation de la Terre par satellites donnent accès à une vision d’ensemble des glaces de mer présentes aux deux pôles.

D’autres campagnes mesures ont eu lieu, mais consistent en des mesures aéroportées et relèvent plus de la télédétection que des mesures in situ, mais dans un souci de séparer la télédétection spatiale de la télédétection aéroportée, ces dernières seront considérées comme des mesures in situ. C’est le cas, par exemple, de la campagne aéroportée *Operation Ice Bridge* (OIB), qui a mesuré de nombreux paramètres de la banquise arctique (épaisseur de la glace de mer, épaisseur du manteau neigeux...) grâce à des campagnes annuelles entre 2012 et 2019 (Kurtz, Studinger et al. 2012). Un descriptif des mesures effectuées sera présenté dans le chapitre suivant.

1.3.2 Missions satellitaires d’observation des pôles

À partir des constats de limitation des observations in situ et du rôle clé de la banquise dans le système climatique et météorologique, différentes institutions gouvernementales et scientifiques ont mis en place, avec les différentes agences spatiales, plusieurs programmes d’observation de la Terre orientés vers le suivi des pôles.

C’est le cas du programme de l’Union Européenne (UE) Copernicus en partenariat avec l’Agence Spatiale Européenne (ESA) et l’Organisation Européenne pour l’exploitation des satellites météorologiques (EUMETSAT), qui a parmi ses missions principales le suivi des régions polaires (et notamment l’Arctique).

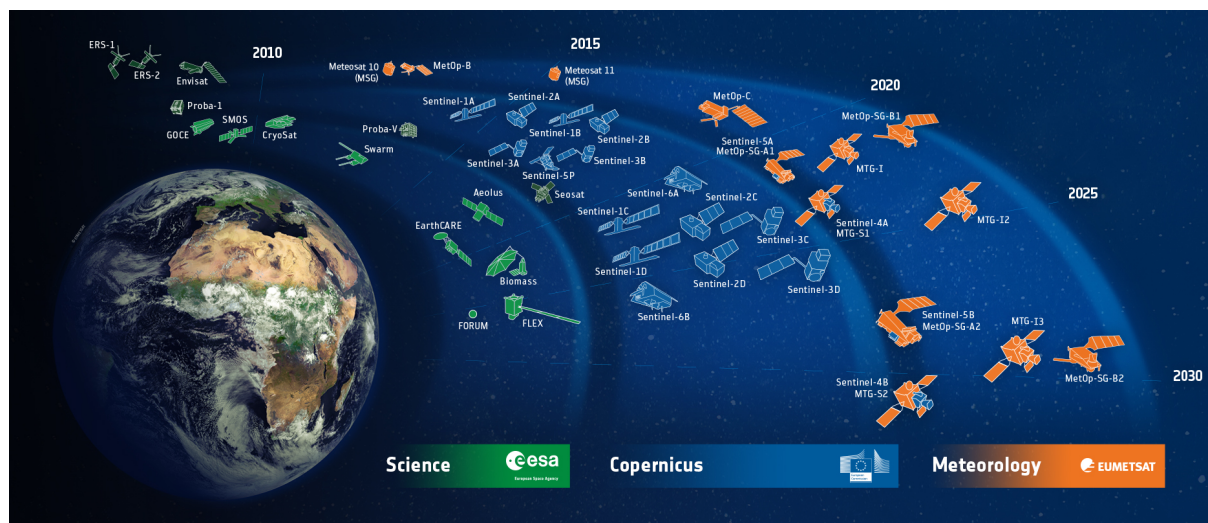


Figure 1.14 – Présentations des différentes missions satellites de Copernicus. Crédit : ESA

La politique arctique actualisée de l’UE, publiée le 13 octobre 2021, vise à contribuer à préserver l’Arctique en tant que région de coopération pacifique, à ralentir les effets du changement climatique et à soutenir le développement durable des régions arctiques au profit des communautés arctiques, notamment des populations autochtones et des générations futures. La mise en œuvre de la politique arctique de l’UE aidera l’Union à atteindre les objectifs définis par le "Green Deal" de l’UE et à répondre à ses intérêts géopolitiques³.

Parmi le programme Copernicus, deux futures missions, CIMR (*Copernicus Imaging Microwave Radiometer*, Donlon 2020) et CRISTAL (*Copernicus polaR Ice and Snow Topography ALtimeter*, Kern, Cullen et al. 2020) auront pour objectif premier le suivi des paramètres géophysiques de la banquise et sont prévues pour être lancés entre 2027 et 2029. Le travail de cette thèse est en partie inscrit dans la perspective de la mission CIMR. Conjointement au programme Copernicus, EUMETSAT dispose de satellites météorologiques qui fournissent également bon nombre d’observations de la banquise. C’est le cas des missions MetOp, débutées en 2006, avec son instrument ASCAT (*Advanced SCATterometer*), et de MetOp-SG, prévue pour 2023, avec SCA (*SCAterometer*). La Figure 1.15 montre les nombreuses missions satellites gérées par Copernicus.



Figure 1.15 – Présentations des différentes missions satellites de EOS. Crédit : NASA

Outre Atlantique, le programme américain d’observation de la Terre EOS (*Earth Observing System*) est conduit par la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) et dispose également de missions d’observation des pôles. C’est notamment cette organisation qui dirige, entre autres, les missions ICESat-2, SMAP et AMSR-E (qui est un instrument japonais à bord d’un satellite américain). C’est également du côté des États-Unis que l’on peut trouver la plus longue série d’observations micro-ondes, avec la série de missions *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMR) qui était dirigé par la NASA, *Special Sensor Microwave/Imager*

³Néanmoins, début mars 2022, l’UE a suspendu toute coopération régionale avec la Russie et la Biélorussie en réponse à l’agression militaire de la Russie contre l’Ukraine et à la participation de la Biélorussie à cette agression non provoquée et injustifiée.

(SSM/I) et *Special Sensor Microwave Imager / Sounder* (SSMIS) qui étaient gérées par l’*United States Air Force Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP). Ensemble, ces missions fournissent des observations micro-ondes de manière continue depuis 1979.

D’autres agences spatiales ont également des programmes d’observations de la Terre, c’est le cas, entre autres, de la Chine, du Japon ou de l’Inde. L’agence spatiale japonaise, la *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) possède notamment le GCOM (*Global Change Observation Mission*), un programme d’observation global du climat et du cycle de l’eau mis en place en 2010. Parmi les 6 satellites héliosynchrones qui composent le GCOM, le radiomètre AMSR-2 à bord de GCOM-W1 a été particulièrement utilisé au cours de ces trois années de travail. La JAXA a pour objectif de lancer un successeur à AMSR-2 dans la décennie qui arrive : AMSR-3. Une description plus détaillée des satellites et de leurs instruments qui ont été utilisés au cours de cette thèse sera faite au chapitre suivant.

1.3.3 Observations satellitaires micro-ondes

Les observations micro-ondes de la Terre à partir d’instruments embarqués sur des satellites en orbite polaire permettent de surveiller le globe quelque soit les conditions météorologiques. Elles sont particulièrement pertinentes pour étudier les pôles, où les longues nuits d’hiver empêchent l’utilisation de l’imagerie visible une partie de l’année, et où les mesures in situ sont rares, coûteuses et difficiles à réaliser (Fetterer et al. 1992; Comiso, Cavalieri, Parkinson et al. 1997). La télédétection passive par micro-ondes de la cryosphère a commencé à la fin des années 1970 avec l’estimation de la concentration et de l’étendue de la glace de mer, produisant l’une des plus longues séries chronologiques d’observations satellites disponibles pour la climatologie. Ces données ont montré que l’étendue de la glace de mer arctique a diminué au cours des 40 dernières années, avec une baisse estivale et hivernale de respectivement 12 % et 2 % par décennie (Onarheim et al. 2018; Meredith et al. 2019). Cette diminution a une influence sur la météo (England et al. 2018) et le climat (Dai et al. 2019) dans la région boréale et à grande échelle. Parallèlement à l’étendue de la glace de mer, l’âge de la glace de mer a été estimé à l’aide d’observations passives et actives par micro-ondes (diffusiomètre), et a montré que l’étendue de la glace pluriannuelle diminuait, tandis que la glace de première année augmentait proportionnellement, passant de ~40 % à ~60 % (Stroeve and Notz 2018). Plus récemment, l’épaisseur de la glace de mer issue d’observations satellites a été principalement produite à partir d’altimètres en synergie avec des radiomètres micro-ondes, mettant en évidence une perte de volume de glace de mer sans précédent depuis 2010 (Ricker, Hendricks, Kaleschke et al. 2017). La neige est un acteur essentiel de l’évolution de la glace de mer et son épaisseur est mesurée à partir d’observations altimétriques et de micro-ondes passives (Maaß et al. 2013; Rostosky et al. 2018; Li et al. 2021).

Les observations micro-onde, passives et actives, sont donc la *principale* source d’informations quand il s’agit de suivre et de mesurer l’évolution des paramètres géophysiques de la banquise.

1.4 Objectif et contenu de la thèse

Ce chapitre introductif a présenté un tour d’horizon sur les différents milieux que l’on peut rencontrer dans ces lointaines régions polaires, leur processus de formation et leur description physique. Le rôle clé de la banquise dans le système climatique et dans la circulation thermohaline nécessite une compréhension des phénomènes physiques et un suivi de celle-ci le plus précis possible. Les contraintes liées à l’hostilité de ces milieux pour l’homme que sont les conditions météorologiques, le cycle dynamique d’embâcle/débâcle de la banquise et la longueur du cycle

jour/nuit font qu’une observation à distance de ces milieux est nécessaire. Par leurs insensibilités au cycle jour/nuit particulièrement long dans les régions polaires, leur insensibilité relative au couvert nuageux, leur diversité de sensibilité aux différents paramètres de la neige et de la glace de mer et la longueur de leurs séries temporelles, les observations micro-ondes sont la pierre angulaire de ces observations. Cette thèse a pour objectif une amélioration de la compréhension des signaux micro-ondes de la banquise et la consolidation des séries temporelles de certains paramètres de glace de mer. Cette thèse est également un travail préparatoire quant à l’exploitation des prochains instruments lancés par l’ESA et le CNES (CIMR et CRISTAL) et c’est dans ce but que nous utiliserons des données actuelles qui couvrent les mêmes fréquences d’observation micro-ondes, mais de façon non optimale.

Tout d’abord, dans le Chapitre 2 nous détaillerons les principes de télédétection spatiale appliqués au domaine micro-onde que nous avons utilisé au cours de cette thèse. Dans ce même chapitre sera présentée la liste des instruments satellites utilisés tout au long de cette thèse.

Le Chapitre 3 décrira le travail qui a été mené sur une caractérisation de la sensibilité des signaux micro-ondes aux différents paramètres de la banquise et de son couvert neigeux dans le but de mieux comprendre la physique sous-jacente aux observations micro-ondes. Cette étude se base sur les observations satellites radiométriques et diffusiométriques ainsi que leur interprétation par un modèle de transfert radiatif.

Dans le Chapitre 4 de cette thèse, nous nous concentrerons sur l’estimation de l’épaisseur de la banquise à partir d’une méthode d’inversion statistique. Les résultats de cette méthodologie ont été comparés à des mesures in situ, les mesures de la campagne OIB, et ont montré une bonne performance. L’inversion statistique a ensuite été appliquée à la série temporelle des données issues de SSM/I et SSMIS et a permis de produire une climatologie de l’épaisseur de la banquise depuis 1992.

Le Chapitre 5 présentera le travail effectué sur les données altimétriques et leurs relations avec les autres observations micro-ondes.

Enfin, le Chapitre 6 conclura cette thèse et reviendra sur les différentes solutions proposées et leurs utilités. Les perspectives envisagées seront alors décrites.

Chapitre 2

Téledétection spatiale de la banquise dans le domaine micro-onde

La télédétection est définie comme l'ensemble des techniques qui permettent d'obtenir des informations sur une cible sans contact direct avec l'instrument utilisé. En particulier, la télédétection spatiale se concentre sur l'étude d'un corps céleste (dans notre cas la Terre) à partir d'instruments à bord de satellites en orbite en utilisant une partie du spectre électromagnétique. Les mesures satellitaires peuvent être actives ou passives. Dans le cas d'une mesure passive, l'instrument mesure uniquement le signal émis, réfléchi ou diffusé par la Terre¹. Dans le cas d'une mesure active, l'instrument envoie un signal électromagnétique vers la Terre et mesure le signal réfléchi². Le choix de la fréquence (ou de la longueur d'onde) dans lequel effectuer la mesure va dépendre du paramètre géophysique qui nous intéresse.

Le domaine fréquentiel dans lequel nous travaillons est le domaine des micro-ondes, généralement défini par des fréquences comprises entre 1 et 300 GHz. Nous allons décrire, tout d'abord, les principes physiques du rayonnement électromagnétique et ses interactions avec la matière. Nous détaillerons par la suite les différentes techniques de mesure du rayonnement électromagnétique dans le domaine des micro-ondes pour finir avec une présentation des différents instruments utilisés au cours de cette thèse.

2.1 Physique du rayonnement et interaction rayonnement-matière

De manière générale, une onde électromagnétique peut s'écrire sous la forme d'une somme de fonctions d'ondes sinusoïdales. Toute onde électromagnétique est composée, comme son nom l'indique, d'un champ électrique et d'un champ magnétique qui sont orthogonaux entre eux et perpendiculaires à la direction de propagation de l'onde. Ce que l'on appelle polarisation est la variation des champs orthogonaux dans les deux directions transverses à celle de propagation. On peut alors décrire l'onde comme la superposition de deux champs orthogonaux entre eux suivant deux polarisations : c'est ce qu'on appelle le plus souvent les polarisations horizontale et verticale.

Dans la plupart des études géophysiques, et particulièrement dans le cadre de cette thèse, les milieux terrestres observés sont diélectriques : ce ne sont pas des conducteurs de courants

¹C'est le principe d'un thermomètre infrarouge.

²C'est le principe d'un radar routier.

électriques. Ils sont également non magnétiques, c'est-à-dire qu'ils ne conduisent pas non plus les champs magnétiques.

Par conséquent, lorsqu'une onde électromagnétique rencontre un objet ou un milieu, par conservation de l'énergie, le rayonnement incident est soit transmis, soit absorbé, soit diffusé par le milieu ou l'objet. La transmission correspond à l'énergie de l'onde électromagnétique qui ressort de l'objet ou du milieu donné. Un milieu est dit transparent si la totalité du rayonnement incident est transmis. Le vide est le seul milieu qui est transparent pour toutes les longueurs d'ondes. Si le rayonnement a subi une extinction, c'est que le rayonnement incident a été, en partie, absorbé ou diffusé.

2.1.1 Émission

Depuis les travaux des physiciens de la fin du XVIIIe siècle (dont, entre autre, Kelvin, Boltzmann, Planck), on sait que tout corps doté d'une température supérieure au zéro absolu (0 K ou -273.15 °C) émet un rayonnement électromagnétique. On définit la température radiométrique comme étant la température à l'origine du rayonnement émis par toute surface dans le champ de vision d'un détecteur en direction de celui-ci (Becker and Li 1995).

Un corps noir est un corps idéal qui, à toutes les longueurs d'onde, absorbe tout le rayonnement incident, quelle que soit sa direction d'incidence, sans transmettre, sans réfléchir, ni diffuser. La luminance³ est la densité du flux énergétique émis par un corps pour un angle solide donné à une fréquence ν et à la température thermodynamique T dudit corps, elle est mesurée en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{Hz}^{-1}$. C'est la loi de Planck qui décrit la distribution de la luminance aux différentes fréquences en fonction de la température d'un corps noir en équilibre thermodynamique.

$$L(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{k_B T}\right) - 1} \quad (2.1)$$

où h est la constante de Planck $h = 6.63 \times 10^{-34}$ J s, k_B est la constante de Boltzmann $k_B = 1.38 \times 10^{-23}$ J K⁻¹, c est la célérité de la lumière $c \simeq 3.00 \times 10^8$ m s⁻¹. On rappelle la relation entre longueur d'onde λ et fréquence ν : $\lambda = \frac{c}{\nu}$ où c est la célérité de la lumière dans le milieu considéré.

Dans le cas de l'approximation des grandes longueurs d'onde, aussi appelé approximation de Rayleigh-Jeans, on se retrouve avec $\frac{h\nu}{k_B T} \ll 1$. Cette approximation permet, via un développement limité, de reformuler la loi de Planck tel que :

$$L(\nu, T) = \frac{2\nu^2 k_B T}{c^2} \quad (2.2)$$

Dans le domaine de fréquence des micro-ondes (entre 1 et 300 GHz) et dans la gamme de température terrestre (aux alentours de 300 K), cette approximation est valable. Pour les objets non idéaux, réels, on parle de corps gris pour lesquels l'émission n'est pas parfaite et on a donc un rapport entre la luminance d'un corps réel et celle d'un corps noir. À l'équilibre thermodynamique, on a :

$$L_{\text{corpsgris}} = L_{\text{corpsnoir}} \cdot e_\nu(\theta, p) \quad (2.3)$$

³Plus exactement luminance énergétique spectrale.

où e_ν est l'émissivité fréquentielle à l'angle d'incidence θ et à la polarisation p , variant entre 0 (corps à 0 K ou réflecteur parfait) et 1 (corps noir). L'émissivité dépend des propriétés diélectriques du corps en question. En utilisant l'approximation de Rayleigh-Jeans et la définition de l'émissivité fréquentielle, on peut définir la température de brillance T_B (*Brightness Temperature* en anglais) :

$$T_B(\nu, \theta, p) = e_\nu(\theta, p) \cdot T \quad (2.4)$$

où T est la température physique du corps observé. La température de brillance correspond à la température d'un corps noir qui émettrait la même luminance que celle du corps observé. C'est cette température de brillance qui est mesurée par les radiomètres.

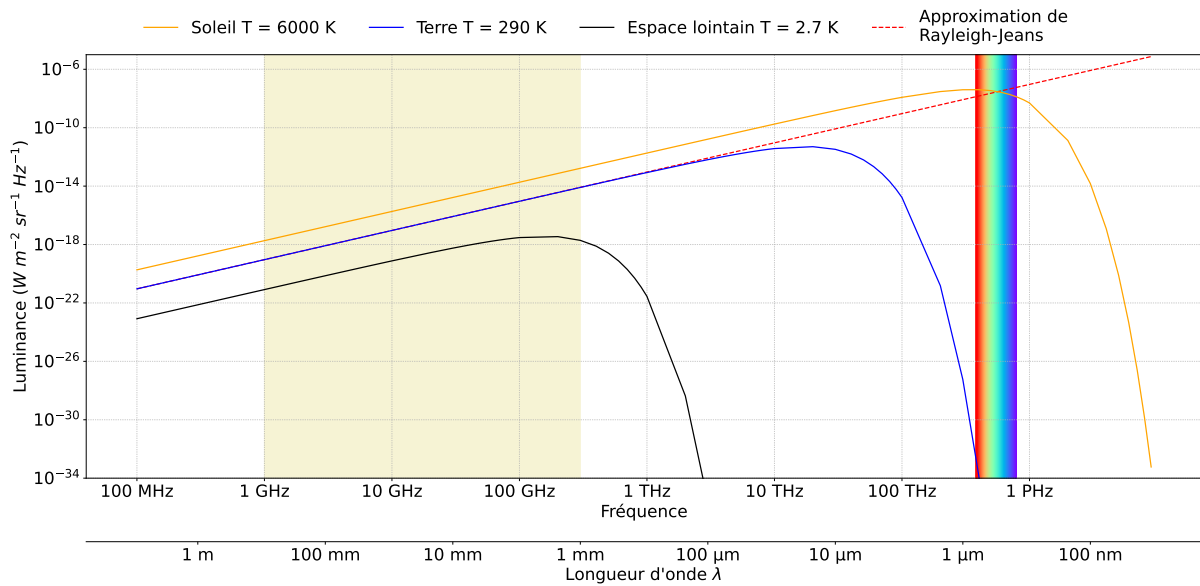


Figure 2.1 – Distribution de luminance énergétique spectrale ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot Hz^{-1}$) par la fonction de Planck pour des corps à différentes températures. En jaune la bande des microondes, en pointillé rouge l'approximation de Rayleigh-Jeans pour une température terrestre à 290 K et le spectre visible aux couleurs associées.

2.1.2 Absorption

L'absorption décrit la transformation de l'énergie de l'onde électromagnétique incidente en énergie interne sous forme de chaleur. Dans un matériau non-conducteur, c'est la permittivité diélectrique (ϵ_ν) qui caractérise la propagation dans ce milieu pour une fréquence ν donnée. La permittivité diélectrique est une valeur complexe qui dépend de la composition du milieu. Le plus souvent, la notation utilisée :

$$\epsilon = \epsilon' - \mathbf{j}\epsilon'' \quad (2.5)$$

sépare la partie réelle (ϵ'), décrivant la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le milieu, de la partie imaginaire (ϵ'') qui décrit les pertes par absorption de l'onde électromagnétique dans le milieu. Les propriétés diélectriques vont dépendre du milieu et de ses caractéristiques physiques (comme le matériau, la densité, la température, etc.)

Une atténuation exponentielle du champ électrique se produit quand l'onde pénètre un milieu diélectrique, on peut écrire le coefficient d'absorption κ_a volumique du milieu qui dépend

des propriétés diélectriques de celui-ci et de la longueur d'onde dans le vide λ_0 de l'onde incidente :

$$\kappa_a = -2 \frac{2\pi}{\lambda_0} \Im(\sqrt{\epsilon_\nu}) \quad (2.6)$$

La distance définie par $\delta_p = \frac{1}{\kappa_a}$ dans le cas d'un milieu non-diffusif caractérise l'épaisseur de la couche qui atténue le signal d'un rapport $1/e$ et est appelée profondeur de pénétration⁴. Dans le domaine micro-onde, la présence d'eau liquide augmente significativement l'atténuation (avec un ϵ'' très élevé) ce qui diminue l'épaisseur de la couche participant au bilan radiatif. L'eau sous forme solide a un ϵ'' beaucoup moins élevé, néanmoins le sel présent dans la glace de mer compense par des propriétés diélectriques fortement absorbantes dans le domaine micro-onde [Ulaby and Long 2014](#). La glace d'eau pure est un cas idéal, l'eau ayant toujours des impuretés qui créent des inclusions d'élément chimique (comme le sel) ou simplement d'air. Les larges variations des propriétés physiques de la neige et de la glace de mer que l'on a détaillé dans la section précédente se retrouvent dans les variations des propriétés diélectriques de ces milieux. La composition même de la glace de mer, avec les inclusions d'air et de saumure, en fait un milieu particulièrement complexe à modéliser d'un point de vue diélectrique ([Assur 1960](#); [Scharien et al. 2010](#)). La neige est également, par sa microstructure cristalline d'air et de glace, extrêmement complexe à modéliser ([Drinkwater and Crocker 1988](#); [Geldsetzer et al. 2009](#); [Picard, Sandells et al. 2018b](#)). La Figure 2.2 montre l'évolution de la profondeur de pénétration en fonction de la fréquence dans le domaine micro-onde pour différents types non diffusifs de glace de mer, de neige et de glace pure. Pour cette figure, de nombreux modèles (plus ou moins empiriques) ont été appliqués ([Tinga and Nelson 1973](#); [Matzler and Wegmuller 1987](#); [Liebe et al. 1991](#); [Geldsetzer et al. 2009](#)), reflétant la richesse de la littérature de ce domaine ainsi que les progrès qu'il reste à faire pour obtenir un modèle physique cohérent et robuste. Une description plus poussée de la modélisation de ces milieux sera faite au Chapitre 3.

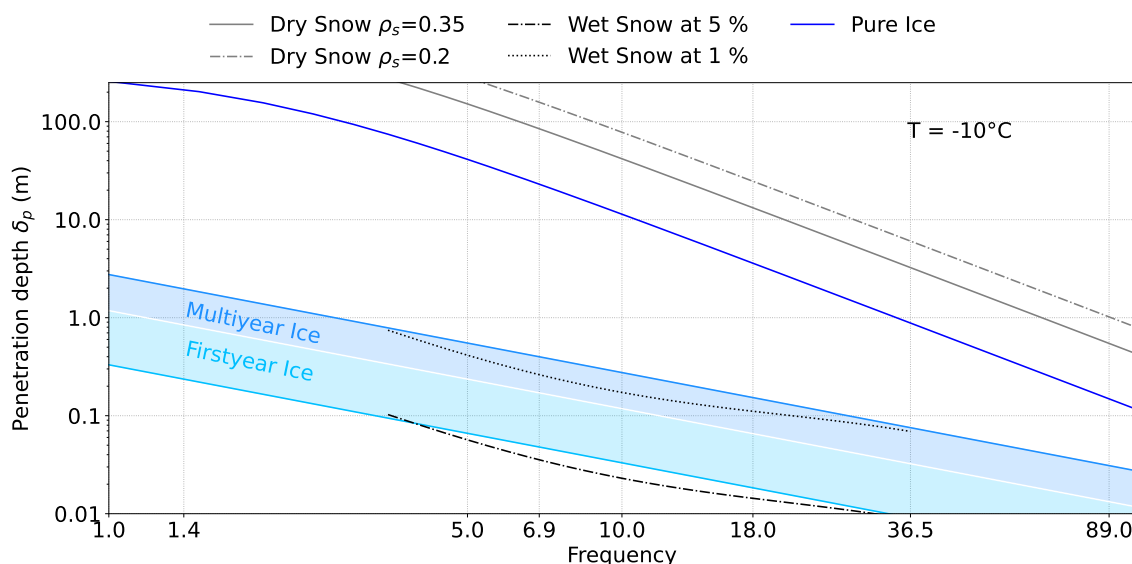


Figure 2.2 – Évolution de la profondeur de pénétration en fonction de la fréquence dans le domaine micro-onde pour différentes caractérisations de glace de mer, de glace d'eau pure et de neige. Les milieux simulés sont considérés comme étant sans diffusion en leur sein.

⁴e est le nombre d'Euler définis par $\ln(e) = 1 \approx 2.72$

2.1.3 Diffusion

Un corps à l'équilibre thermodynamique⁵ absorbant un rayonnement électromagnétique réémet un rayonnement correspondant à celui absorbé : c'est la loi du rayonnement de Kirchoff. Cette réémission, appelée diffusion (*scattering* en anglais), se fait dans de nombreuses directions et plusieurs configurations peuvent se présenter suivant le type de milieu rencontré. On nomme rétrodiffusion (*backscatter* en anglais) la portion d'énergie qui est renvoyée dans la direction de l'onde incidente. En optique ondulatoire, trois grandes catégories de diffusion sont caractérisées par le rapport entre la taille des particules rencontrées et la longueur d'onde incidente : la diffusion de Rayleigh, la diffusion de Mie et la région d'optique géométrique (cf. Figure 2.3). La taille des particules caractérise la section efficace de diffusion σ_b qui est définie comme l'aire correspondant au rapport entre le rayonnement retourné dans la direction qui nous intéresse et le rayonnement incident.

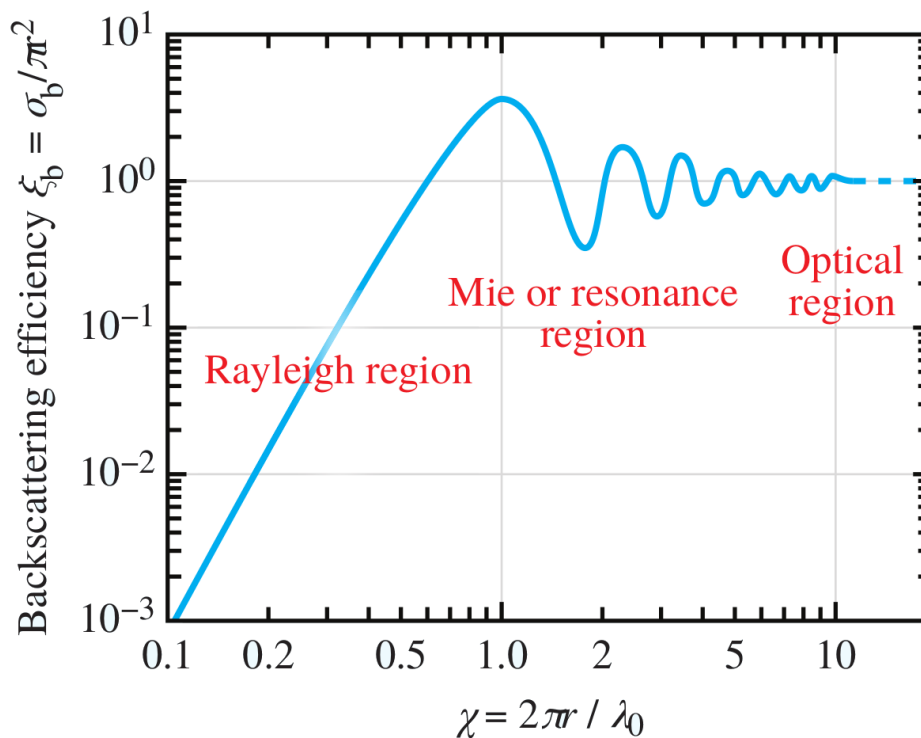


Figure 2.3 – Évolution de l'efficacité de la rétrodiffusion ξ_b en fonction de la circonférence normalisée χ . On sépare également les trois différents domaines de diffusion. Crédits : Ulaby and Long 2014.

On peut mesurer l'efficacité de la rétrodiffusion ξ_b qui dépend du rapport entre la section efficace de rétrodiffusion σ_b et la section des particules ou des structures internes (notée πr^2). Le cas général de diffusion par une sphère a été développé par Mie 1908 et permet d'exprimer l'efficacité de rétrodiffusion en fonction de la circonférence normalisée χ et des propriétés diélectriques ϵ . La Figure 2.3 montre l'évolution de l'efficacité de rétrodiffusion en fonction de la circonférence normalisée pour une rétrodiffusion par une sphère simple.

Le cas où le rayon des particules diffusantes r est très petit devant la longueur d'onde λ ($r \ll \lambda$) correspond au domaine de la diffusion de Rayleigh (Young 1981). L'efficacité de cette diffusion décroît fortement en λ^{-4} . Dans le domaine des micro-ondes, où la longueur d'onde varie entre 30 cm et 1 mm, ce type de diffusion est principalement lié aux hydrométéores dans

⁵C'est-à-dire sans changement de son énergie interne.

l’atmosphère (Oguchi 1983) et sera négligé dans la suite de cette thèse.

Lorsque la taille des particules rencontrées est du même ordre de grandeur que la longueur d’onde incidente (cas où $r \approx \lambda$) on se situe dans le domaine de la diffusion de Mie où aucune simplification des équations n’est possible sans perte d’information. Les résultats de la solution de Mie conduisent à des expressions pour les efficacités de diffusion et d’extinction de la sphère sous la forme de séries convergentes. Pour plus de détails, le lecteur est redirigé vers Ulaby, Moore et al. (1981) chapitre 5 ou vers Tsang, Kong and Ding (2000). Ce qu’il faut retenir de la diffusion de Mie c’est que les particules ayant le même ordre de grandeur que la longueur d’onde absorbent et réémettent dans de multiples directions sans changement de longueur d’onde (diffusion élastique). Dans le cas de la neige ou de la glace de mer, en présence de diffuseurs (qui seront détaillés au Chapitre 3), ce sont les rayonnements de l’atmosphère (beaucoup plus froids radiométriquement que la neige ou la glace de mer) et les rayonnements issus de la subsurface qui sont absorbés et réémis avec une forte efficacité, ce qui entraîne une chute des températures de brillance mesurées par les radiomètres. On peut également remarquer que la théorie de Mie s’applique pour des sphères diélectriques parfaites et isolées, la modélisation de milieux denses présentant une forte concentration de diffuseurs (et donc de multiples diffusions successives) est plus difficile à théoriser et fait encore l’objet de recherches (Tsang and Kong 1992; Mätzler 1998; Sun et al. 2003).

Dans le cas où la longueur d’onde est très petite par rapport à la taille du diffuseur ($\lambda \ll r$), les lois de l’optique géométrique peuvent s’appliquer (Descartes 1637; Fresnel 1818). Si la surface sur laquelle arrive le rayon incident est plane, la diffusion est alors cohérente et on peut alors parler de réflexion spéculaire. L’angle du rayon réfléchi et l’intensité de rayonnement associé dépendent alors uniquement de l’angle du rayon incident ainsi que des propriétés diélectriques (ϵ) des deux milieux en contact. L’angle pour lequel la réflexion de la polarisation normale au plan d’incidence est nulle, est appelé angle de Brewster. Les surfaces réelles sont rarement planes et des effets liés à la rugosité de la surface complexifient le calcul de la réflexion, plus de détails sur la réflexion d’ondes sur des interfaces rugueuses seront donnés dans la section suivante.

2.2 Méthodes physiques de télédétection appliquées à la banquise

2.2.1 Radiométrie et équation du transfert radiatif dans le domaine micro-onde

La radiométrie micro-onde est une méthode de télédétection passive qui mesure le rayonnement naturel entre 1 et 300 GHz, et plus particulièrement la température de brillance, en provenance de la Terre.

Toutes ces interactions se retrouvent donc dans les températures de brillance mesurées par les radiomètres en orbite autour de la Terre. La Figure 2.4 schématise ces différentes contributions. La température mesurée résulte donc de la somme de la température de l’atmosphère émise à son sommet $T_{B_{atm}}^{\uparrow}$, du rayonnement de l’atmosphère réfléchi à surface de la Terre $T_{B_{atm}}^{\downarrow}$ ainsi que du rayonnement de la Terre elle-même, à sa température T_s . En appliquant l’émissivité de la Terre e et la transmittance de l’atmosphère $\exp(-\tau)$ (où τ est l’épaisseur optique de l’atmosphère), il résulte l’équation de transfert radiatif pour une fréquence ν , une polarisation P et un angle d’observation θ qui s’écrit comme (Tsang, Kong and Shin 1985; Ulaby, Moore et al. 1990) :

$$T_B = T_{B_{atm}}^{\uparrow} + (1 - e) \cdot \exp(-\tau) \cdot T_{B_{atm}}^{\downarrow} + T_s \cdot e \cdot \exp(-\tau) \quad (2.7)$$

On notera que la contribution due aux sources extra-terrestres (comme celle du fond cosmique qui rayonne à ~ 3 K) est comprise dans $T_{B_{atm}}^{\downarrow}$. Comme expliqué précédemment, l'émissivité e dépend de la fréquence, de la polarisation et de l'angle de visé. Le paramètre τ correspond à l'extinction causée par l'atmosphère qui dépend des conditions météorologiques.

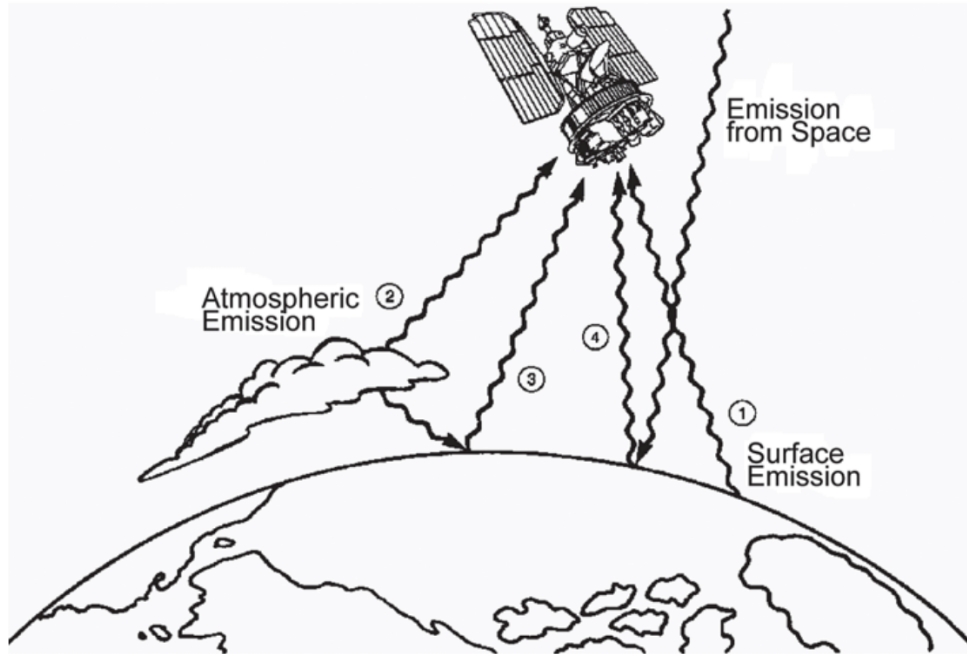


Figure 2.4 – Schéma représentant les différentes contributions à la température de brillance mesurée par le radiomètre spatial. Crédit : [Swift and Cavalieri \(1985\)](#)

À partir de cette équation, il faut résoudre un problème inverse qui consiste à déterminer l'ensemble des paramètres géophysiques qui correspondent à la température de brillance T_B observée. Afin de faciliter la tâche, on contraint ce problème en multipliant les observations à différentes fréquences, différentes polarisations et différents angles d'observations simultanément. En analysant l'équation de transfert radiatif, on se rend compte que la contribution de l'atmosphère interfère avec la variable d'intérêt qui est la température d'émission de la banquise. Afin de connaître la contribution de l'atmosphère, il est nécessaire de connaître la transmission et l'émission atmosphériques à chacune des fréquences, polarisations et angles d'observation. C'est pourquoi, lors de la construction des radiomètres, certains canaux sont plus ciblés que d'autres : certains se situent dans des fenêtres atmosphériques (cas où la transmission est proche de 1) et d'autres dans des zones d'absorptions atmosphériques (cas où la transmission est plus proche de 0). Les phénomènes d'absorptions permettent d'établir des profils de température ou bien des profils de vapeur d'eau. Par exemple, le canal à 23.8 GHz est sensible à la présence de vapeur d'eau et permet d'estimer la quantité de celle-ci dans la colonne atmosphérique observée pour ensuite appliquer d'éventuelles corrections. Néanmoins, au-dessus de la banquise, l'atmosphère est extrêmement sèche, particulièrement en hiver où la présence de glace de mer limite l'évaporation de l'océan et donc la présence d'humidité dans la colonne atmosphérique ([Gimeno et al. 2019](#)). La Figure 2.5 représente la transmissivité atmosphérique d'une atmosphère sèche en fonction de la fréquence pour le domaine micro-onde entre 1 et 100 GHz, issue d'un modèle de transfert radiatif atmosphérique standard ([Ulaby and Long 2014](#)). On note que les basses fréquences sont généralement moins sensibles à l'atmosphère et plus précisément à son contenu en vapeur d'eau.

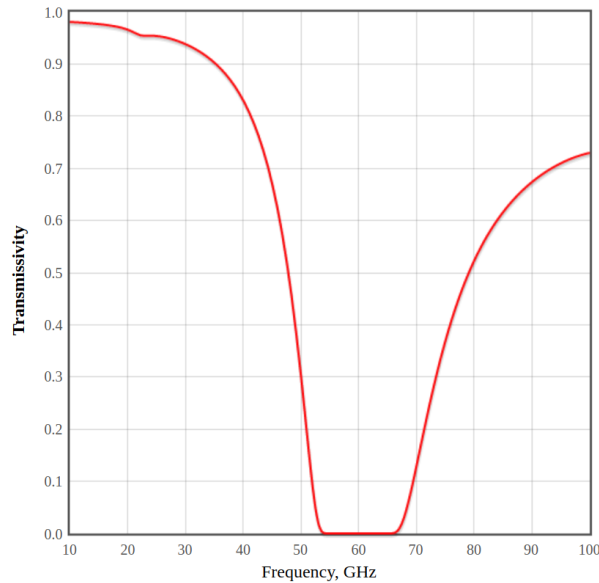


Figure 2.5 – Transmissivité en fonction de la fréquence d’une atmosphère polaire typique. Crédit : (Ulaby and Long 2014)

On peut noter également l’existence de modèles de transfert radiatif permettant de calculer l’émission et la rétrodiffusion de la neige et de la glace de mer comme MEMLS (*Model of Layered Snowpacks*, Powell et al. 2006) ou SMRT (*Snow Microwave Radiative Transfer*, Picard, Sandells et al. 2018b). En particulier, SMRT sera utilisé et détaillé au cours du Chapitre 3.

2.2.2 Paramètres géophysiques de la banquise estimés par radiométrie micro-onde

Pour les régions polaires, et particulièrement au-dessus de la banquise, l’atmosphère est suffisamment sèche pour permettre la linéarisation $\exp(-\tau) \sim 1 - \tau$ au sein de l’équation 2.7. Ce qui permet de réécrire la température de brillance mesurée par le satellite comme :

$$\begin{aligned} T_B &= T_{B_{atm}}^{\uparrow} + (1 - e) \cdot (1 - \tau) \cdot T_{B_{atm}}^{\downarrow} + T_s \cdot e \cdot (1 - \tau) \\ &= T_s \cdot e + [T_{B_{atm}}^{\uparrow} + T_{B_{atm}}^{\downarrow} \cdot (1 - e \cdot \tau - e - \tau) - T_s \cdot e \cdot \tau] \end{aligned}$$

Dans la gamme de fréquences d’observations des radiomètres micro-ondes, le second terme de l’équation peut être négligé devant le premier (Ulaby and Long 2014) si l’on se trouve dans une fenêtre de transmittance. On se retrouve alors avec :

$$T_B = T_s \cdot e \quad (2.8)$$

Depuis les travaux de Campbell et al. (1978) et de Comiso (1983), la concentration en glace de mer (SIC) est estimée à partir de la différence d’émissivité entre l’océan libre et la glace de mer. En effet, l’émissivité de la banquise est très proche de 1 (~ 0.80 pour la glace de mer et ~ 0.95 pour la neige à 18 GHz en polarisation verticale), tandis que l’émissivité de l’eau est plus basse (~ 0.6 à 18 GHz en polarisation verticale). L’émissivité variant également selon les polarisations V et H, les premiers algorithmes d’estimation de SIC se basaient sur des relations empiriques de combinaisons normalisées des températures de brillance. Deux combinaisons normalisées sont particulièrement utilisées, à savoir, le rapport de gradient spectral (GR) et le

rapport de polarisation (PR). Ils sont définis de la manière suivante (Gloersen and Cavalieri 1986) :

$$GR = \frac{T_B^V(18) - T_B^V(36)}{T_B^V(18) + T_B^V(36)} \quad (2.9)$$

et

$$PR = \frac{T_B^V(18) - T_B^H(18)}{T_B^V(18) + T_B^H(18)} \quad (2.10)$$

En comparant la valeur de ces indices, on peut estimer la concentration en glace de mer contenue dans la zone d'observation (Comiso 1986; Markus and Cavalieri 1998; Comiso, Cavalieri and Markus 2003) Actuellement, de nombreux algorithmes se basent sur des concepts similaires (Ivanova, Johannessen et al. 2014; Tikhonov et al. 2016).

Ces combinaisons sont également utilisées pour estimer la concentration des types de glace de mer (de première année ou pluriannuelle) (Ye et al. 2019), l'épaisseur de la neige (Comiso, Cavalieri and Markus 2003) ou l'épaisseur de la glace de mer fine (<10-20 cm) (Nihashi, Ohshima et al. 2009). Ces indices ad hoc entremêlent plusieurs fréquences et plusieurs polarisations et représentent une sorte de comportement de diffusion des signaux micro-ondes. Ces signatures de diffusion seront étudiées plus en détail lors du Chapitre 3.

Les mesures radiométriques micro-ondes à basse fréquence sont également utilisées pour estimer l'épaisseur de la glace de mer quand celle-ci est fine. Les travaux de Kaleschke, Maaß et al. (2010) ont été précurseurs sur l'utilité de la bande L (1.4 GHz) pour l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer avant même le lancement de la première mission satellite fonctionnant à cette fréquence. Leur premier modèle estimait à 1.5 m l'épaisseur maximale pouvant être obtenue à cette fréquence. Finalement, les estimations de SIT par observations micro-ondes passives à 1.4 GHz sont performantes, <20% d'erreur relative, sur des glaces fines (<50 cm) (Tian-Kunze et al. 2014) et applicable jusqu'à 1 m, même si dans ce cas l'erreur relative est plus conséquente : de l'ordre de 50% (Kaleschke, Tian-Kunze, Maaß, Ricker et al. 2015). La possibilité d'estimer l'épaisseur de la glace de mer provient du fait que la profondeur de pénétration des micro-ondes dans la glace de mer à cette fréquence est suffisamment grande pour obtenir du signal de l'océan sous-jacent (voir l'équation 2.6 et la Figure 2.2), et du fait qu'il n'existe pas de diffuseurs de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde à 1.4 GHz (21 cm) au sein de la banquise. Le Chapitre 4 étudiera plus en détail le lien entre l'épaisseur de la banquise et les signatures d'observations micro-ondes passives.

Les observations micro-ondes passives sont sensibles à nombre de paramètres géophysiques, mais ont néanmoins un inconvénient lié à leurs fréquences : la résolution spatiale. La résolution spatiale est fonction de la distance minimale de deux objets repérables par le détecteur (ici le radiomètre). Dans le cas d'une antenne circulaire (ce qui est généralement le cas pour les radiomètres), la largeur Δx et la longueur Δy de la tâche au sol s'expriment de la manière suivante :

$$\Delta x = h \frac{c}{f \cdot l} k \quad (2.11)$$

$$\Delta y = \frac{h}{\cos(\theta)} \frac{c}{f \cdot l} k \quad (2.12)$$

où h l'altitude du satellite, f la fréquence de l'observation, c la célérité de la lumière dans le vide, l la longueur ou largeur de l'antenne (le diamètre dans le cas d'une antenne circulaire) et k un coefficient constant propre à chaque antenne, sa valeur est généralement comprise entre 0.88 et 2 (Ulaby, Moore et al. 1981). Dans le cas d'une antenne circulaire symétrique, le facteur $\frac{\lambda}{l} k$ est égal à l'angle d'ouverture de l'antenne β . On voit alors que la résolution spatiale de la tâche au sol des radiomètres est proportionnelle à l'altitude du satellite et inversement proportionnelle à la fréquence de l'observation et au diamètre de l'antenne. La Figure 2.6 montre la géométrie de la tâche au sol pour un satellite à visée oblique. Le diagramme de rayonnement d'une antenne représente le gain de l'antenne dans les directions qu'elle peut observer (cf. Figure 2.7). Afin de retirer toutes les observations parasites (représentées par les lobes secondaires), on ne gardera que les observations dans l'angle solide dans laquelle le rayonnement est supérieur au maximum mesuré (défini par l'angle d'ouverture de l'antenne). Toutes ces considérations sont particulièrement importantes à prendre en compte lors de la conception d'une mission d'observation de la Terre.

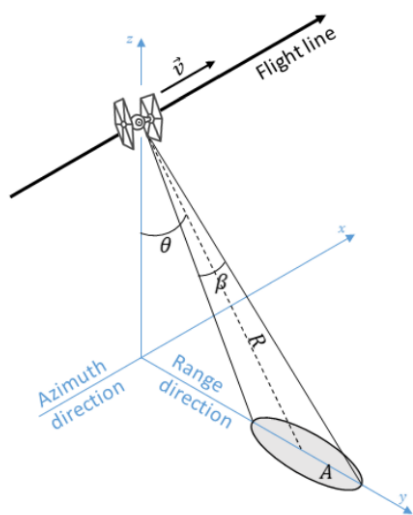


Figure 2.6 – Représentation schématique d'une géométrie d'observation radar/radiométrique oblique à partir d'un engin spatial se déplaçant à la vitesse v sur une surface plane. L'angle d'incidence θ et la portée $R = h/\cos(\theta)$ sont indiqués pour le centre de la tâche au sol (point de visée de l'antenne). Un faisceau principal circulaire de largeur β projeté sur une surface plane donne une empreinte elliptique dans une géométrie d'observation oblique.

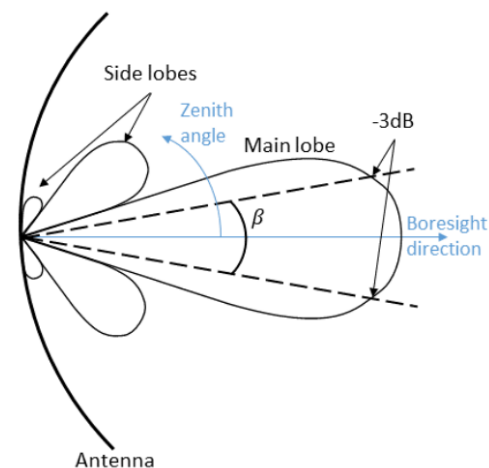


Figure 2.7 – Représentation schématique du diagramme de rayonnement d'une antenne. Le lobe principal et certains lobes secondaires sont représentés. La largeur de faisceau à mi-puissance β est tracée. Crédit : Bonnefoy (2020).

Du côté de l'utilisation des données, on se retrouve avec des sensibilités du signal aux grandeurs physiques décroissantes à mesure que la fréquence augmente (par exemple pour la SIC ou la SIT) mais avec une résolution spatiale accrue. Pour une taille d'antenne donnée, sensibilité et résolution spatiale sont inversement proportionnelles. La Figure 2.8 montre l'évolution de la sensibilité à certains paramètres atmosphériques et océaniques (incluant la SIC).

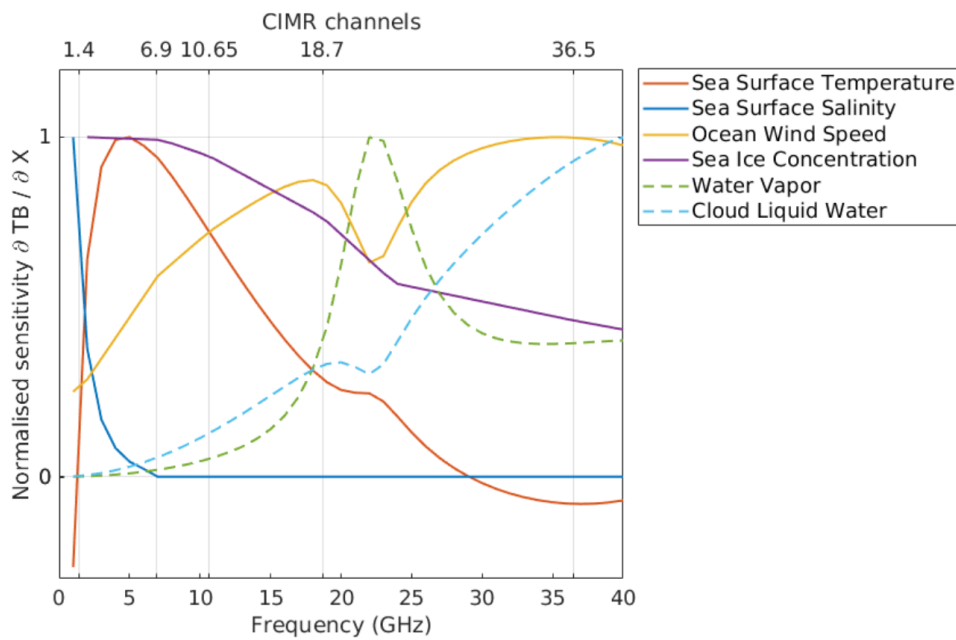


Figure 2.8 – Sensibilité aux paramètres géophysiques en fonction de la fréquence entre 1 et 40 GHz pour le cas d’une atmosphère standard. Les fréquences utilisées au cours de cette thèse sont indiquées en haut. Crédit : [Kilic \(2019\)](#).

2.2.3 Diffusométrie et forme d’onde

La diffusométrie est une technique de télédétection active qui mesure la puissance d’une onde électromagnétique rétrodiffusée par une cible. L’onde électromagnétique émise par l’instrument satellitaire n’est pas parfaitement directive, c’est en fait une portion d’onde sphérique, ayant pour sommet l’émetteur, qui est envoyée. La portion d’onde sphérique est définie par le diagramme de rayonnement de l’antenne. Comme pour la radiométrie, on garde uniquement le signal pour lequel sa puissance est atténué de moins de 3 dB par rapport à la puissance maximale (située au centre). Ce critère définit l’ouverture d’antenne, qui est caractéristique à chaque instrument et qui correspond à l’angle au sommet du cône pour lequel la puissance est atténuée de 3 dB. L’empreinte au sol de l’onde va donc fortement dépendre de l’ouverture d’antenne : plus celle-ci est fermée, plus l’empreinte au sol sera fine avec une mesure précise et inversement. L’énergie de l’écho mesurée correspond alors aux réflexions comprises dans cette empreinte.

Physiquement, une rétrodiffusion est mesurée par son coefficient de rétrodiffusion σ^0 (aussi appelé coefficient de rétrodiffusion radar) et correspond au rapport de puissance de l’onde électromagnétique émise (E_e) par le capteur et de l’onde électromagnétique reçue (E_r) par le capteur après réflexion sur la cible. Sa définition découle de l’équation radar et peut être approchée comme ([Ulaby and Long 2014](#)) :

$$\sigma_{st}^0(\theta) \approx \frac{|E_r^p|^2}{|E_e^q|^2} \cdot \frac{(4\pi)^2 R^4}{A G} \quad (2.13)$$

où p et q sont respectivement les polarisations d’émission et de réception des ondes électromagnétiques, θ est l’angle de visée du satellite, R est la distance entre le satellite et la cible (\sim son altitude), A est l’aire éclairée par l’onde électromagnétique incidente et G le gain du satellite.

Plus généralement, le σ^0 est donné en décibel comme étant :

$$\sigma_{pq}^0(dB) = 10 \log_{10}(\sigma_{pq}^0) \quad (2.14)$$

Pour plus d'information sur l'équation radar et les fondamentaux de la télédétection micro-onde, le lecteur peut se référer à [Ulaby, Moore et al. \(1986\)](#).

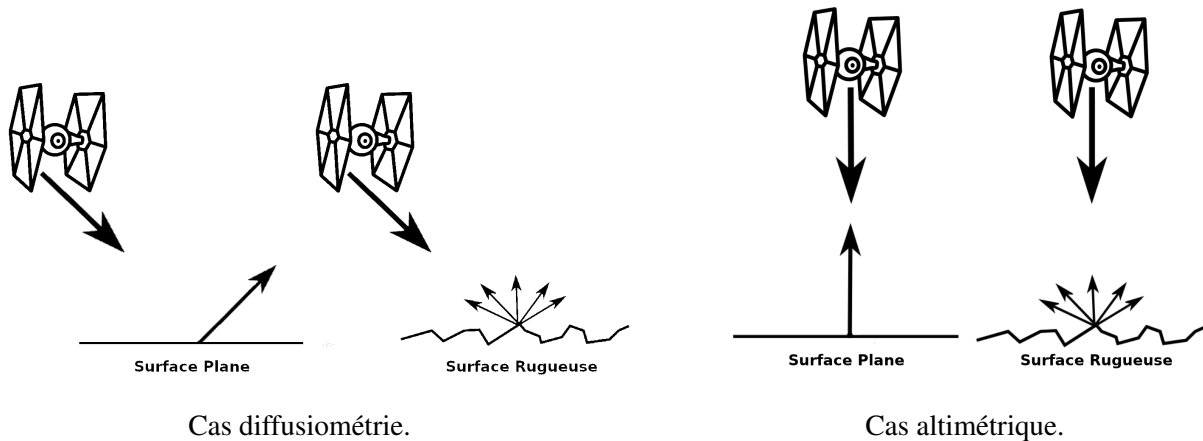


Figure 2.9 – Réflexion spéculaire et lambertienne.

L'instrument mesure ainsi la puissance de l'onde électromagnétique, en décibel (dB), réfléchi et reçue par le capteur en fonction du temps depuis son émission. Suivant le temps d'intégration du capteur, la puissance rétrodiffusée sera moyennée si le pas est grand, ou échantillonnée si le pas est faible. Dans le cas d'un diffusiomètre, par exemple, l'angle de visée varie fortement et seule la puissance intégrée est mesurée. Dans le cas d'un altimètre, l'angle de visée étant fixe et d'incidence nulle, la puissance de l'onde rétro-diffusé est échantillonnée temporellement sur des intervalles de même longueur. L'énergie reçue par le capteur en fonction des intervalles est appelée "forme d'onde". La rugosité de surface jouera un rôle important dans la rétrodiffusion. En particulier ce qu'on appelle la rugosité électromagnétique k_s , définie par :

$$k_s = \frac{2\pi}{\lambda} s \quad (2.15)$$

où λ est la longueur d'onde de l'onde électromagnétique incidente et s la moyenne quadratique de la hauteur de la surface (*rms height*).

Ainsi, une surface parfaitement plane ($s = 0$) aura une rugosité électromagnétique nulle et produira une réflexion de type spéculaire, l'onde réfléchi respectera les lois de Snell-Descartes ([Descartes 1637](#)) et Fresnel ([Fresnel 1818](#)) pour la réflexion, à savoir une égalité entre l'angle d'incidence et l'angle de réflexion. Une surface parfaitement diffuse aura quant à elle une réflexion lambertienne, la puissance de l'onde incidente sera la même dans toutes les directions du demi-espace délimité par la surface. En pratique, on considère que le critère $k_s > 2$ indique une surface fortement diffuse où la réflexion cohérente ne joue plus qu'un rôle négligeable. La Figure 2.10 schématise ces deux comportements pour un angle de visée nadir (altimétrie) ou un angle de visée non nul (diffusiométrie).

Plaçons-nous dans le cas d'un angle de visée nadir, c'est-à-dire dans le cas altimétrique. L'évolution temporelle d'une forme d'onde sur une surface homogène et sans rugosité (cas océanique idéal) et avec rugosité (cas océanique réel) est présentée sur la Figure 2.10. Au début de la réception de l'écho retour, le niveau de puissance n'est pas nul, dû au bruit thermique

(agitation des électrons), quand le cône commence sa réflexion sur la surface, c'est la portion de puissance maximale qui interagit en premier lieu. Il y a donc un fort retour d'énergie (néanmoins avec une puissance moindre qu'à l'aller, ceci dû à la dispersion et l'absorption). Plus le cône interagit avec la surface, plus l'énergie augmente au cours du temps jusqu'à atteindre un point maximal. La puissance décroît ensuite, jusqu'à revenir au niveau nominal d'énergie défini par le bruit thermique. Ce cas de figure correspond au comportement de l'onde en cas de réflexion sur une surface réfléchissante parfaitement spéculaire. Dans le cas d'une surface rugueuse du point de vue de la longueur d'onde, l'énergie reçue de l'écho provient de la réflexion de toutes les parties de la surface pointant vers le capteur. Le maximum d'énergie reçu dans ce cas est donc plus faible que pour une réflexion spéculaire. La Figure 2.10 schématise la réflexion d'une onde altimétrique émise pour une surface spéculaire (a) ou pour une surface rugueuse (b) ainsi que leurs formes d'ondes associées.

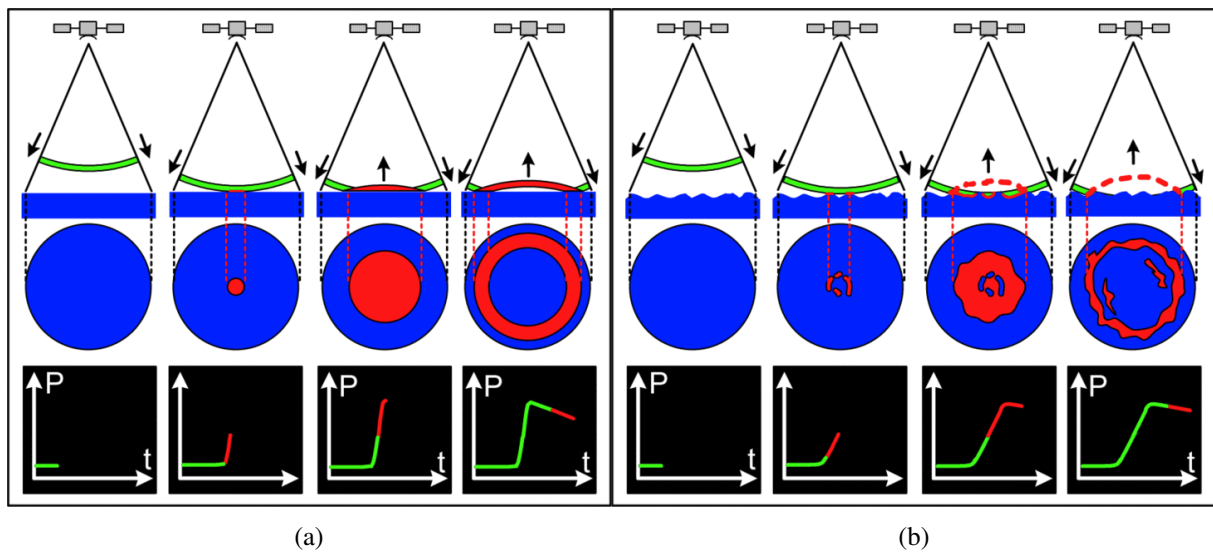


Figure 2.10 – Schéma explicatif de l'interaction onde radar-surface sur une surface plane et homogène (a) – sur une surface contenant des aspérités et donc hétérogène (b). (Crédit : Aviso)

Mathématiquement, la forme d'onde reçue après une réflexion sur une surface rugueuse, que l'on note $P_r(t)$, résulte de la convolution (représenté par le symbole $*$) de trois fonctions (Rapley et al. 1983; Drinkwater 1991) : le signal de l'onde pulsée émise par l'altimètre, notée $S_{emis}(t)$, la réponse impulsionnelle à une surface parfaitement plane, $P_{sp}(t)$ (c'est la forme d'onde que l'on peut voir en (a) sur la Figure 2.10), la rugosité de surface en fonction du temps que "voit" l'onde émise en arrivant sur la surface réfléchissante, notée $q(t)$. On obtient donc :

$$P_r(t) = S_{emis}(t) * P_{sp}(t) * q(t) \quad (2.16)$$

Cette équation est valable quand la diffusion est surfacique, et explique plus formellement le fait que la forme d'onde soit une fonction de la rugosité de surface. Dans le cas où l'onde électromagnétique pénètre dans le milieu, des phénomènes de diffusion de Mie peuvent apparaître dans le milieu (par rapport à la surface) et l'on parle de diffusion volumique. La puissance mesurée par le diffusiomètre va alors fortement être modifiée et dépendre des propriétés du milieu diffusant. La plupart du temps, les formes d'onde mesurées sont un mélange de différentes interactions avec le milieu observé, ayant lui-même une rugosité non uniforme au sein de la tâche au sol. De ce fait, de nombreux travaux sur la classification des formes d'onde altimétriques existent (Laxon 1994; Zygmuntowska et al. 2013; Müller et al. 2017; Poisson et al. 2018) et des

modèles théoriques ou empiriques des formes d'onde ont été créées : ils sont à la base de ce qu'on appelle des retrackers. Un approfondissement de ces notions sera fait dans le Chapitre 5.

2.2.4 Paramètres géophysiques de la banquise estimés par instruments micro-ondes actifs

Le fait que les observations micro-ondes actives soient particulièrement sensibles à la rugosité de surface a permis dès les années 1980 de différencier les glaces de première année des glaces pluriannuelles (Onstott et al. 1979; Onstott 1992).

C'est le changement de rugosité de surface entre l'océan libre et la glace de mer qui a également permis dans les années 1990 de différencier ces deux milieux via des mesures altimétriques (Fetterer et al. 1992). Les altimètres échantillonnant le signal rétrodiffusé par la surface permettent également de mesurer le franc-bord de la banquise et donc indirectement l'épaisseur de celle-ci (Laxon 1994). Les Chapitres 4 et 5 fourniront plus de détails sur la mesure de l'épaisseur de la banquise par altimétrie micro-onde spatiale.

La présence d'un couvert de neige change l'interface supérieure de la banquise de glace de mer/air à neige/air, et devrait impacter la diffusion surfacique des ondes électromagnétiques des diffusiomètres et des altimètres. Il a aussi été très rapidement remarqué que les ondes électromagnétiques émises par les observations micro-ondes actives peuvent être particulièrement sensibles à la diffusion volumique au sein du manteau neigeux en plus de la diffusion surfacique (Fung and Eom 1982). Néanmoins, aux fréquences de travail majoritairement employées (entre 5 et 13 GHz), il a été considéré que la présence du couvert neigeux n'avait que très peu d'impact sur les ondes des diffusiomètres et des altimètres (Ulaby, Moore et al. 1990; Beaven et al. 1995). Récemment, des études ont montré que ces considérations ont pu être surestimés et que la présence d'un couvert neigeux pourrait, finalement, diffuser surfaciquement et volumiquement les signaux micro-ondes actifs à ces-dites fréquences (Nandan, Geldsetzer, Yackel et al. 2017; Stroeve, Nandan et al. 2020). Le Chapitre 5 présentera plus en détail l'impact de la diffusion volumique au sein du manteau neigeux et de la diffusion surfacique des différentes interfaces sur les signaux micro-ondes actifs, et notamment les formes d'ondes altimétriques.

Enfin, lors de la fonte surfacique estivale, le manteau neigeux laisse place à des mares de fonte qui ont des signatures diffusiométriques particulièrement visibles. Ce changement de signature vient du fait que l'eau liquide en surface diminue fortement la rugosité électromagnétique pour en faire une surface quasi-spéculaire et donc fait chuter la rétrodiffusion mesurée par les diffusiomètres (Livingstone et al. 1987; Kunz and Long 2006) comme schématisé en Figure 2.9.

2.3 Instruments satellites micro-ondes utilisés

De nombreux satellites d'observation de la Terre orbitent autour de la planète. Parmi tous ceux qui existent, nous allons présenter chacun des satellites dont les données ont été utilisées au cours de cette thèse. Nous présenterons également deux futurs instruments autour desquels les travaux de cette thèse se sont inscrits.

Les données sont toutes librement disponibles pour une utilisation scientifique et les sites où les trouver sont détaillés en Annexe A.

2.3.1 Radiomètres micro-ondes

SMOS

SMOS (acronyme de *Soil Moisture and Ocean Salinity*) est un satellite de l'ESA dont la mission est de mesurer l'humidité superficielle des terres émergées et la salinité de la surface des océans (Kerr et al. 2001). Lancé en novembre 2009 sur une orbite héliosynchrone à 755 km d'altitude et prévu pour une durée initiale de 3 ans, SMOS est toujours en fonctionnement à l'heure actuelle (Kerr 2021).

Son instrument, MIRAS, est un radiomètre interférométrique bi-dimensionnel fonctionnant à 1.4 GHz (bande L). Il observe la Terre avec un angle d'incidence variant de 0° à 55°, ce qui fait varier la résolution spatiale entre 30 et 100 km (Talone et al. 2015). L'angle d'inclinaison de son orbite étant de 98°, il permet d'obtenir une couverture presque complète des pôles avec une latitude maximale à 88°N.

AMSR2

GCOM-W1 (SHIZUKU) est un satellite en orbite héliosynchrone, passant à 13h00 en heure solaire locale, à 700 km d'altitude avec un angle d'inclinaison de 98°, qui est intégré au A-Train pour poursuivre les acquisitions du capteur *Advanced Microwave Scanning Radiometer* (AMSR) de AMSR-E avec AMSR2 depuis 2012 (Maeda et al. 2016).

AMSR2 est un imageur à balayage conique et observe la Terre avec un angle de visée constant de 55° à 6.9 (bande C), 7.3 (bande C), 10.6 (bande X), 18.7 (bande Ku), 23.8 (bande K), 36.5 (bande Ka) et 89.0 GHz (bande W) avec, pour chacune d'entre elles, une mesure dans les deux polarisations orthogonales (verticale et horizontale). Considérant l'angle d'inclinaison de GCOM-W et l'angle d'incidence d'AMSR2, l'instrument n'est pas en capacité d'observer la Terre à des latitudes supérieures à 89°N. La Figure 2.11 (gauche) montre la couverture d'AMSR2 au bout d'une journée d'acquisition. On peut voir le détail des différents canaux d'acquisition sur la Table 2.1. Il complète les observations de *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR 1978-1987), du *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I 1987-2006) et du *Special Sensor Microwave Imager / Sounder* (SSMIS 2005-présent) avec des caractéristiques d'observation en partie similaires.

SMAP

Depuis janvier 2015, la mission SMAP (*Soil Moisture Active and Passive*) de la NASA observe la Terre à 1.4 GHz en polarisation verticale et horizontale, à partir d'une orbite héliosynchrone 6AM/6PM à 685 km d'altitude (Entekhabi, Yuech et al. 2014). Son radiomètre à balayage conique dispose d'une antenne à ouverture réelle de 6 m qui offre une résolution spatiale de 40 km. Avec un angle de visée de 40° et un angle d'inclinaison de son orbite de 98°, SMAP a une couverture légèrement plus faible qu'AMSR2, avec une latitude observable maximale de 86°N. La Figure 2.11 (droite) montre la couverture de SMAP au bout d'une journée d'acquisition.

CIMR

Parmi les futures missions européennes Copernicus, le radiomètre micro-onde imageur Copernicus (CIMR) est principalement conçu pour surveiller les régions polaires. Il répond à la politique intégrée de l'Union européenne pour l'Arctique et son lancement est actuellement prévu pour 2028.

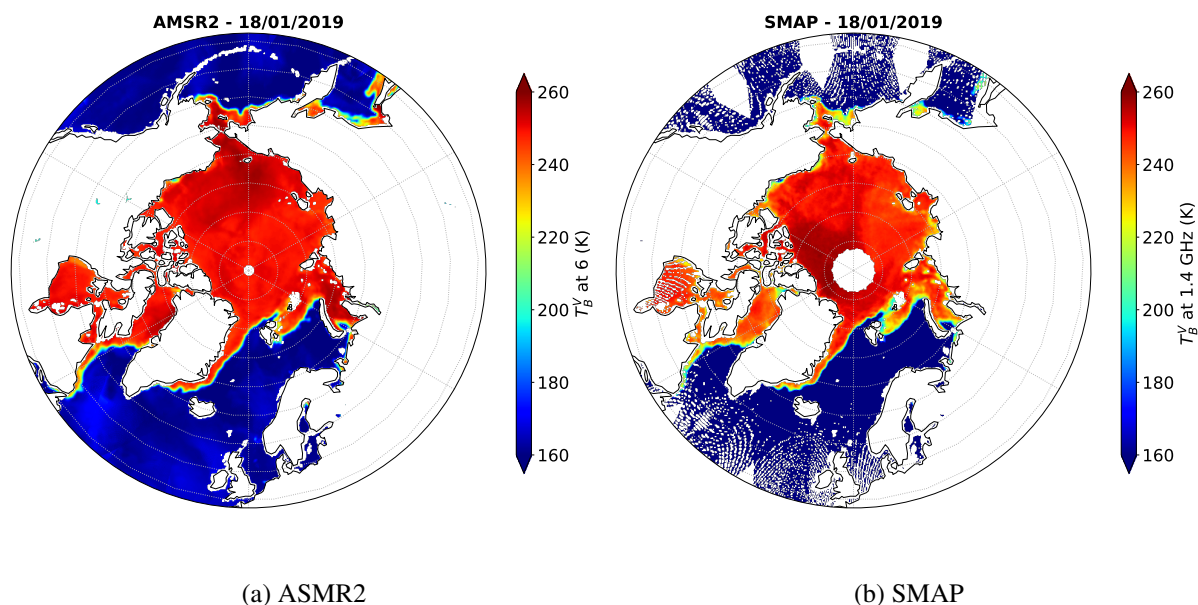


Figure 2.11 – Différence de couverture au cours d’une journée (18/01/2019) pour AMSR2 (a) pour SMAP (b).

CIMR est un radiomètre micro-ondes multifréquences à large spectre et à balayage conique qui observera, pour la première fois simultanément, à 1.4, 6, 10, 18 et 36 GHz. Il sera équipé d’une antenne réelle à grande ouverture repliable d’environ ~ 8 m pour atteindre des résolutions spatiales d’environ ~ 5 km à 18 et 36 GHz, et d’environ ~ 15 km à 6 et 10 GHz, avec un angle d’incidence de 55° . Il fournira un large éventail d’informations sur les glaces de mer, notamment la concentration, l’âge, l’épaisseur (pour les glaces minces) et l’épaisseur de la neige sur les glaces de mer (Kilic, Prigent, Aires, Boutin et al. 2018; Donlon 2020).

Instrument	AMSR2				SMAP	SMOS	CIMR				
Date de lancement	2012				2015	2009	2028				
Fréquence (GHz)	6.9	10.6	18.7	36.5	1.4	1.4	1.4	6.9	10.6	18.7	36.5
Longueur d’onde (cm)	4.3	2.8	1.6	0.8	21	21	21	4.3	2.8	1.6	0.8
Bande	C	X	Ku	Ka	L	L	L	C	X	Ku	Ka
Polarisation	V, H				V, H	V, H	V, H, s3, s4				
Résolution (km)	35x62	24x42	14x22	7x12	~ 45	~ 55	~ 45	~ 15	~ 5		
Angle de visée	55°				40°	$10-65^\circ$	55°				
Angle d’inclinaison	98°				98°	98°	98°				

Table 2.1 – Résumé des différents canaux et paramètres des radiomètres.

2.3.2 Diffusiomètre

ASCAT

L'Advanced SCATterometer (ASCAT) est un instrument européen opérationnel à bord de la succession de satellites MetOp d'EUMETSAT (Gelsthorpe et al. 2000) et sera sur les futurs satellites MetOp-SG. Il observe la Terre en bande C, à 5.25 GHz, en polarisation VV⁶. Deux jeux de trois antennes mesurent le coefficient de rétro-diffusion σ^0 dans différentes directions, deux d'entre elles perpendiculairement à la trajectoire du satellite et les quatre autres à 45°, deux vers l'avant et deux vers l'arrière, fournissant des observations dans deux fauchées de 500 km de large de chaque côté de la trajectoire terrestre du satellite. Les antennes perpendiculaires ont un angle de visée variant de 25° à 53°, tandis que les antennes avant et arrière ont un angle de visée variant de 34° à 64°. Les mesures ont une résolution spatiale de 50 km, échantillonnée tous les 25 km.

2.3.3 Altimètres

CryoSat-2

CryoSat-2 est une mission européenne d'observation de la Terre développée par l'ESA et lancée en avril 2010 après un échec au lancement du premier exemplaire en 2005 (Wingham, Francis et al. 2006). Conçu pour observer les pôles aux hautes latitudes, il est positionné à 717 km d'altitude sur une orbite polaire avec un angle d'inclinaison de 92° ce qui lui permet de fournir des données jusqu'à 88°N (Bouffard et al. 2018).

Son instrument principal est SIRAL (SAR Interferometer Radar ALtimeter), un radar en mode interférométrique qui fonctionne à 13.575 GHz (Bande Ku). Il peut notamment changer de mode de fonctionnement entre le mode SAR (altimétrie Doppler) et le mode SIN (interférométrie). Sa largeur de bande varie selon son mode de fonctionnement entre 320 MHz (en mode SAR) et 40 MHz (en mode SIN) (Boy et al. 2017). Avec sa répétabilité de 369 jours, sa trace au sol repasse quasiment au même endroit tous les 369 jours. Son empreinte au sol a un diamètre d'environ 15 km en mode basse résolution.

SARAL

SARAL (pour Satellite with ARgos and ALtiKa mais signifiant également "simple" en hindi) est une mission franco-indienne opérationnelle depuis le 25 février 2013 issue de la collaboration du Centre National d'Étude Spatiales (CNES) et de l'Indian Space Research Organisation (ISRO). Il est sur une orbite polaire héliosynchrone d'une inclinaison de 98.5° à une altitude de 800 km. Cette orbite est la même que celle de ses prédécesseurs : ERS-1, ERS-2 et ENVISAT. Ceci a pour but de pérenniser les données altimétriques et de permettre la réalisation de longues séries temporelles (Rémy, Flament, Michel and Verron 2014). D'une répétabilité de 35 jours, sa trace au sol est donc disponible au même endroit tous les 35 jours. Néanmoins, depuis juillet 2016, le satellite est sur une orbite dérivante et a donc perdu sa répétabilité.

L'instrument de mesure que porte SARAL est AltiKa : le premier altimètre mono-fréquence en bande Ka (35.75 GHz) avec une largeur de bande de 500 MHz d'où son nom (altimètre en bande Ka). La bande Ka permet d'obtenir une trace au sol qui est relativement réduite pour un altimètre, qui est de l'ordre de 8 km de diamètre (Verron, Sengenès et al. 2015). Contrairement à Cryosat-2 et Sentinel-3, AltiKa ne fonctionne qu'en mode LR (Low Resolution).

⁶Signifiant que le satellite émet une onde électromagnétique en polarisation V et mesure l'onde rétrodiffusé en polarisation V également.

Sentinel-3

Sentinel-3 (abrégé par la suite S3) est une mission de l’Agence Spatiale Européenne (ESA) qui s’inscrit dans le programme d’observation de la Terre : Copernicus (Donlon et al. 2012). Cette mission est composée de 2 satellites : Sentinel-3 A et Sentinel-3 B (S3A et S3B) lancés respectivement en février 2016 et avril 2018. Les deux satellites sont sur la même orbite héliosynchrone à 814 km d’altitude, d’une inclinaison de 98.6° chacun, et d’une répétabilité de 27 jours, ce qui permet, à deux, de disposer de données toutes les deux semaines. Historiquement, la mission est la suite de la mission ENVISAT mais n’est pas sur la même orbite.

L’instrument de S3 que nous utilisons est SRAL (Synthetic Aperture Radar Altimeter) : un altimètre bi-fréquence qui fonctionne aux fréquences Ku (13.575 GHz) et C (5.41 GHz) avec une largeur de bande respective de 350 MHz et 320 MHz (Le Roy et al. 2007). C’est aussi le premier altimètre à fonctionner uniquement en mode SAR.

CRISTAL

CRISTAL (acronyme de *Copernicus polaR Ice and Snow Topography ALtimeter*) est un satellite d’observation de la Terre de l’Agence spatiale européenne développé dans le cadre du programme Copernicus de l’Union Européenne (Kern, Cullen et al. 2020). Principalement conçu pour prolonger l’apport de la bande Ku en altimétrie, un de ses objectifs principaux est l’observation et le suivi des pôles. Prévu pour être lancé en 2027, il devra être placé sur une orbite héliosynchrone avec un angle d’inclinaison proche de celui de CRYOSAT-2.

L’instrument principal de CRISTAL sera IRIS, le premier altimètre bifréquence à fonctionner avec les bandes Ka (36.5 GHz) et Ku (13.5 GHz) et en mode SAR (Kern, Cullen et al. 2020).

Paramètres	SARAL	CRYOSAT-2	Sentinel-3		CRISTAL	
Date de lancement	2013	2005	2016		2027	
Altitude (km)	781	717	814		tbd	
Inclinaison (°)	98.55	92	98.65		92	
Instrument	AltiKa	SIRAL	SRAL		IRIS	
Bande	Ka	Ku	C	Ku	Ku	Ka
Longueur d’onde (cm)	0.8	2	5.5	2	2	5.5
Fréquence (GHz)	36.75	13.575	5.41	13.575	13.575	36.5
Bande passante (MHz)	480	320	320	350	tbd	tbd
Fréquence d’acquisition (Hz)	20	20	40		tbd	
Tache au sol (km)	along	8	0.3	0.3	tbd	tbd
	across	8	1.6	1.64	tbd	tbd

Table 2.2 – Résumé des paramètres des différents altimètres micro-ondes.

2.4 Conclusion

Nous avons présenté au cours de ce chapitre les principes physiques sur lesquels reposent les techniques de télédétection spatiales que nous utiliserons au cours de cette thèse. Il a également été présenté les interactions des ondes électromagnétiques du domaine micro-onde avec les différents constituants de la banquise. Nous en avons profité pour expliquer brièvement comment ces techniques de télédétections spatiale couplées aux différentes interactions avec la banquise

permettent d'estimer les différents paramètres géophysiques qui nous intéressent dans le cadre de cette thèse. Les chapitres suivants se focaliseront plus en détails sur les points brièvement abordés ainsi que les quelques limitations qui ont été succinctement présentées, à savoir :

- L'influence du manteau neigeux dans les signatures micro-ondes passives (Chapitre 3).
- L'estimation d'épaisseur de glace de mer à partir d'observations micro-ondes passives (Chapitre 4).
- La mesure de l'épaisseur de glace de mer à partir d'observations altimétriques (Chapitre 5).
- La sensibilité des formes d'onde altimétriques micro-ondes à l'épaisseur du manteau neigeux (Chapitre 5).

Tous les instruments micro-ondes utilisés au cours de cette thèse ont également été présentés, ainsi que les caractéristiques orbitales des satellites qui les abritent et les Tableaux 2.1 et 2.2 résument ces principales caractéristiques. Une illustration de chacun des satellites embarquant les instruments utilisés est présentée en Figures 2.12, 2.13 et 2.14.

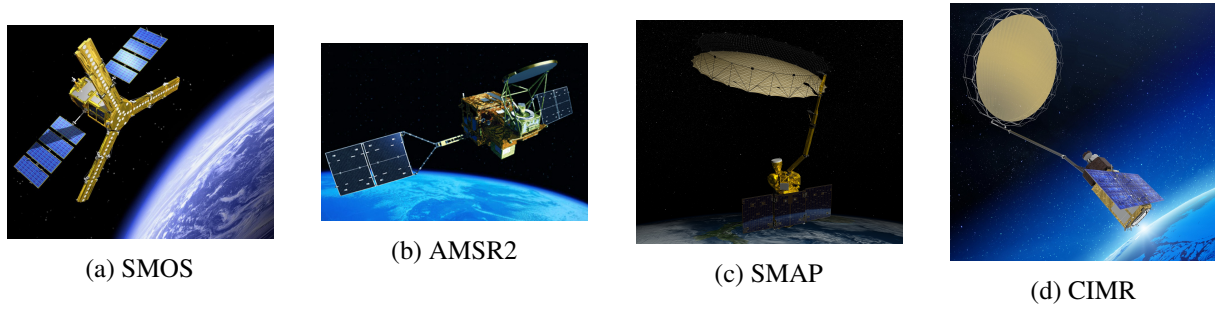


Figure 2.12 – Illustration des différents radiomètres

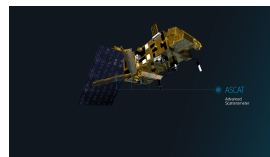


Figure 2.13 – Illustration du diffusomètre

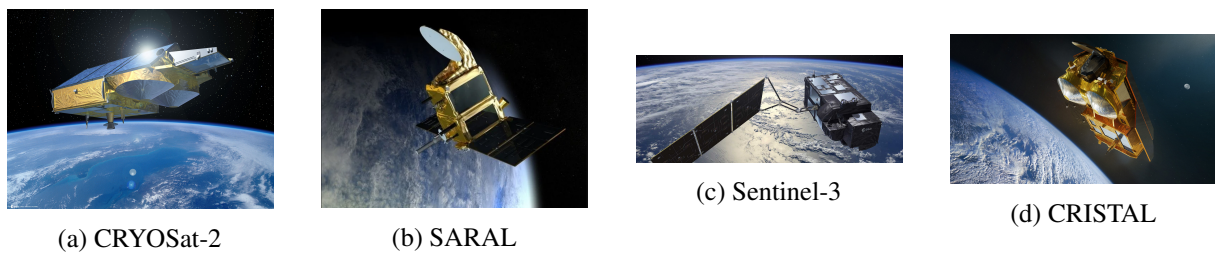


Figure 2.14 – Illustration des différents altimètres

Chapitre 3

Caractérisation de la banquise à partir d'observations micro-ondes et transfert radiatif

Publication

Cette étude a fait l'objet d'un article "Year-round sea ice and snow characterization from combined passive and active microwave observations and radiative transfer modeling" par Soriot Clément, Picard Ghislain, Prigent Catherine, Frappart Frédéric et Dominé Florent soumis en 2021 et publié en 2022 dans le journal *Remote Sensing of Environment*.

L'article est disponible dans l'Annexe [C](#).

L'ère des imageurs micro-ondes passifs a commencé avec la mise en orbite de la série des radiomètres *Electrically Scanning Microwave Radiometer* (ESMR) à partir de 1972 qui disposait d'un canal à polarisation H à 19 GHz et puis à partir de 1975 avec un canal à double polarisation à 36 GHz. Ils ont été suivis par le *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR), en 1978, avec des canaux à double polarisation aux fréquences de 6, 10, 18, et 36 GHz, puis par la série *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) en 1987, avec canaux à double polarisation à 19, 37 et 85 GHz et enfin par la série *Advanced Microwave Scanning Radiometer* (AMSR), en 2002, fonctionnant à 6, 10, 18, 36 et 89 GHz avec double polarisation. Plus récemment, des imageurs en bande L (1.4 GHz) ont été lancés avec *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS), en 2009 ([Font et al. 2010](#)), la mission *Aquarius*, en 2011 ([Le Vine et al. 2006](#)), et le *Soil Moisture Active and Passive* (SMAP), en 2015 ([Entekhabi, Yuech et al. 2014](#)). Parmi les futures missions européennes Copernicus, le radiomètre micro-onde imageur Copernicus (CIMR) est principalement conçu pour surveiller les régions polaires ([Donlon 2020](#)). Il répond à la politique intégrée de l'Union européenne pour l'Arctique. CIMR est un radiomètre multifréquence à large spectre et à balayage conique qui observera, pour la première fois simultanément, à 1.4 GHz (bande L), 6 GHz (bande C), 10 GHz (bande X), 18 GHz (bande Ku) et 36 GHz (bande Ka). Il est équipé d'une antenne à grande ouverture réelle repliable de ~ 8 m pour atteindre des résolutions spatiales de ~ 5 km à 18 et 36 GHz, et ~ 15 km à 6 et 10 GHz, avec un angle d'incidence de 55° . Il fournira un large éventail d'informations sur les glaces de mer, notamment la concentration, l'âge, l'épaisseur (pour les glaces minces) et l'épaisseur de la neige sur les glaces de mer ([Kilic, Prigent, Aires,](#)

[Boutin et al. 2018](#); [Donlon 2020](#)). CIMR fonctionnera en synergie avec MetOp-SG qui transporte le diffusomètre SCA fonctionnant à 5.2 GHz (bande C) ([Gelsthorpe et al. 2000](#)).

Les estimations de la concentration de glace de mer (SIC) et de l'étendue de la glace de mer (SIE), soit la surface couverte par une SIC supérieure à 15%, reposent sur des méthodes empiriques, utilisant la différence de signatures radiométriques entre l'océan ouvert et la glace de mer, l'émissivité de l'océan étant nettement inférieure à celle de la glace de mer ([Comiso, Cavalieri and Markus 2003](#)). Sur le plan opérationnel, les canaux de 18 et 36 GHz sont souvent adoptés ([Tikhonov et al. 2016](#); [Lavergne et al. 2019](#)). Une évaluation d'un ensemble d'estimations SIC a montré que les algorithmes utilisant des observations à 6 GHz présentaient une erreur plus faible, cette fréquence étant moins affectée par l'atmosphère et la couverture neigeuse que les fréquences plus élevées ([Ivanova, Pedersen et al. 2015](#)). Les méthodologies d'estimation de SIC plus récentes tendent à utiliser simultanément plusieurs fréquences de 6 à 90 GHz ([Kilic, Prigent, Aires, Heygster et al. 2020](#); [Prigent, Kilic et al. 2020](#); [Scarlat et al. 2020](#)). À 1.4 GHz, la pénétration du rayonnement micro-onde de l'océan dans la glace de mer permet d'estimer l'épaisseur de la glace de mer (SIT), au moins pour la glace mince en dessous de 50 cm, en complément de l'estimation altimétrique ([Kaleschke, Maaß et al. 2010](#)). Pour l'âge de la glace de mer et l'épaisseur de la neige, c'est le rapport des observations à 18 et 36 GHz qui est analysé ([Comiso, Cavalieri and Markus 2003](#); [Markus, Cavalieri et al. 2006](#); [Aaboe and Down 2021](#)). Les ambiguïtés potentielles entre la sensibilité à l'âge de glace et à l'épaisseur de la neige ([Rostosky et al. 2018](#)) peuvent être atténuées par l'utilisation d'observations de diffusiomètres à micro-ondes actives.

Jusqu'à présent, dans les produits opérationnels, seuls quelques canaux d'un seul instrument sont utilisés pour estimer un paramètre donné de la glace de mer (par exemple, les canaux à 18 et 36 GHz pour la concentration de la glace de mer), ce qui sous-exploite l'avantage possible d'une estimation utilisant toutes les fréquences. En outre, les paramètres de la glace de mer sont généralement dérivés indépendamment des autres paramètres connexes, même lorsque l'on utilise les observations du même instrument (par exemple, AMSR2 pour le type de glace de mer et la concentration de la glace de mer). Ainsi, les corrélations qui peuvent exister entre les paramètres de la glace de mer à estimer sont négligées. La synergie entre toutes les observations disponibles est sous-exploitée, ainsi que les avantages de l'estimation simultanée de plusieurs paramètres cohérents. [Aires \(2011\)](#) a analysé ces synergies possibles d'un point de vue théorique et a souligné leur potentiel pour l'exploitation de multiples observations satellitaires en vue d'une estimation plus précise et cohérente de multiples paramètres géophysiques.

CIMR mesurera simultanément une gamme sans précédent de fréquences micro-ondes, avec une sensibilité complémentaire à de multiples paramètres de la glace de mer. L'analyse des synergies entre les canaux de CIMR implique une quantification de leurs covariabilités, dans l'espace et dans le temps, ainsi qu'une compréhension des paramètres géophysiques qui les gouvernent. Nous utiliserons, au cours de cette étude, une classification non supervisée pour extraire les covariabilités dominantes et un modèle de transfert radiatif pour l'interprétation physique des amas résultants. Avec CIMR et ASCAT prévus en orbites simultanées, les observations coïncidentes d'ASCAT pourront être analysées conjointement pour aider à contraindre l'interprétation physique et évaluer la synergie entre les deux instruments. Le but de cette étude est de donner une caractérisation réaliste et complète de la glace de mer et de sa couverture neigeuse qui explique les signatures micro-ondes pendant une année entière en utilisant un modèle de transfert radiatif.

Les données satellitaires de SMAP, AMSR2 et ASCAT ayant été présentées au Chapitre 2, nous ne présenterons que le prétraitement qui leur a été appliqué pour produire cette étude.

Nous détaillerons ensuite la méthodologie utilisée, à savoir la classification de Kohonen et ses performances. Nous passerons ensuite au fonctionnement du modèle de transfert radiatif SMRT et à sa paramétrisation dans notre cas précis. Nous présenterons alors les résultats de la modélisation appliquée aux sorties de la classification. Le chapitre se terminera par une limitation des résultats et du modèle avant de conclure et de présenter les perspectives de cette étude.

3.1 Observations micro-ondes

3.1.1 Pré-traitement des données

CIMR ne sera pas lancé avant 2028 et l’analyse est basée sur des observations micro-ondes existantes proches de celles qui seront acquises par CIMR. La combinaison des données SMAP à 1.4 GHz (Entekhabi, Yuech et al. 2014) et des données AMSR2 entre 6 et 36 GHz (JAXA 2013) ont déjà été adoptées comme proxy pour les observations futures de CIMR (Kilic, Prigent, Aires, Boutin et al. 2018; Kilic, Tonboe et al. 2019; Jiménez et al. 2021; Prigent and Jimenez 2021). Le tableau 2.1 au Chapitre 2 résume les principales caractéristiques des observations d’AMSR2, SMAP, ASCAT et CIMR. La résolution spatiale des observations de CIMR entre 6 à 36 GHz sera améliorée de manière significative, par rapport à AMSR2, avec des bénéfices attendus sur les paramètres géophysiques estimés, mais ceci n’est pas exploré ici. En revanche, à 1.4 GHz, la résolution spatiale de CIMR devrait être équivalente à celle de SMAP. De plus, les observations SMAP et CIMR à 1.4 GHz ont des angles d’incidence différents (40° pour SMAP et $\sim 55^\circ$ pour CIMR). Les différences de résolution spatiale ne devraient pas affecter de manière significative l’analyse statistique des covariabilités des observations multifréquences. Les données SMOS sont fortement affectées par les RFI (*Radio Frequency Interferences*) (Wigner et al. 2021) et, par conséquent, n’ont pas été utilisées dans cette étude. En outre, les données SMAP sont moins bruitées que les données SMOS en raison de leurs performances instrumentales respectives.

Les données de SMAP, AMSR2 et ASCAT sont extraites sur l’océan Arctique au-dessus de 55°N , pour une année polaire complète du 1er novembre 2018 au 31 octobre 2019. Les données sont projetées sur une même EaseGrid 2.0 à une résolution de 12.5 km (Brodzik et al. 2012). Cette résolution spatiale de 12.5 km est proche de l’échantillonnage spatial de 10 km des observations AMSR2, et de la résolution spatiale de AMSR2 à 36 GHz (Maeda et al. 2016). Dans chaque cellule de la grille, les T_B de SMAP et AMSR2 sont moyennées sur une période de 10 jours, pour chaque fréquence et chaque polarisation. Notons qu’au cours de l’été 2019, SMAP a connu quelques problèmes instrumentaux entraînant une indisponibilité des données du 19 juin au 23 juillet : pour les périodes de 10 jours manquantes, une interpolation temporelle linéaire pixel par pixel est appliquée entre les moyennes des observations des décades précédente et suivante. L’interpolation linéaire est celle qui fait le moins d’hypothèses sur la réalité de la transition, c’est pourquoi elle a été choisie. Pour ASCAT, tous les coefficients de rétrodiffusion σ^0 sont collectés dans un pixel de 12.5 km sur les mêmes périodes de 10 jours, quel que soit leur angle d’incidence. Avant de calculer la moyenne sur les périodes de 10 jours, les σ^0 de la fauchée sont interpolés linéairement à 40° , qui est un traitement classique des données de diffusiomètres (par exemple, Frison and Mougin (1996)). Pour chaque période de 10 jours, un masque de glace de mer provenant de l’OSI-SAF (Tonboe et al. 2017) est dilaté de 25 km et appliqué sur l’ensemble des données afin de centrer l’analyse sur la glace de mer et d’éviter la majeure partie de l’océan libre, mais de garder suffisamment de points pour identifier la signature de ce dernier.

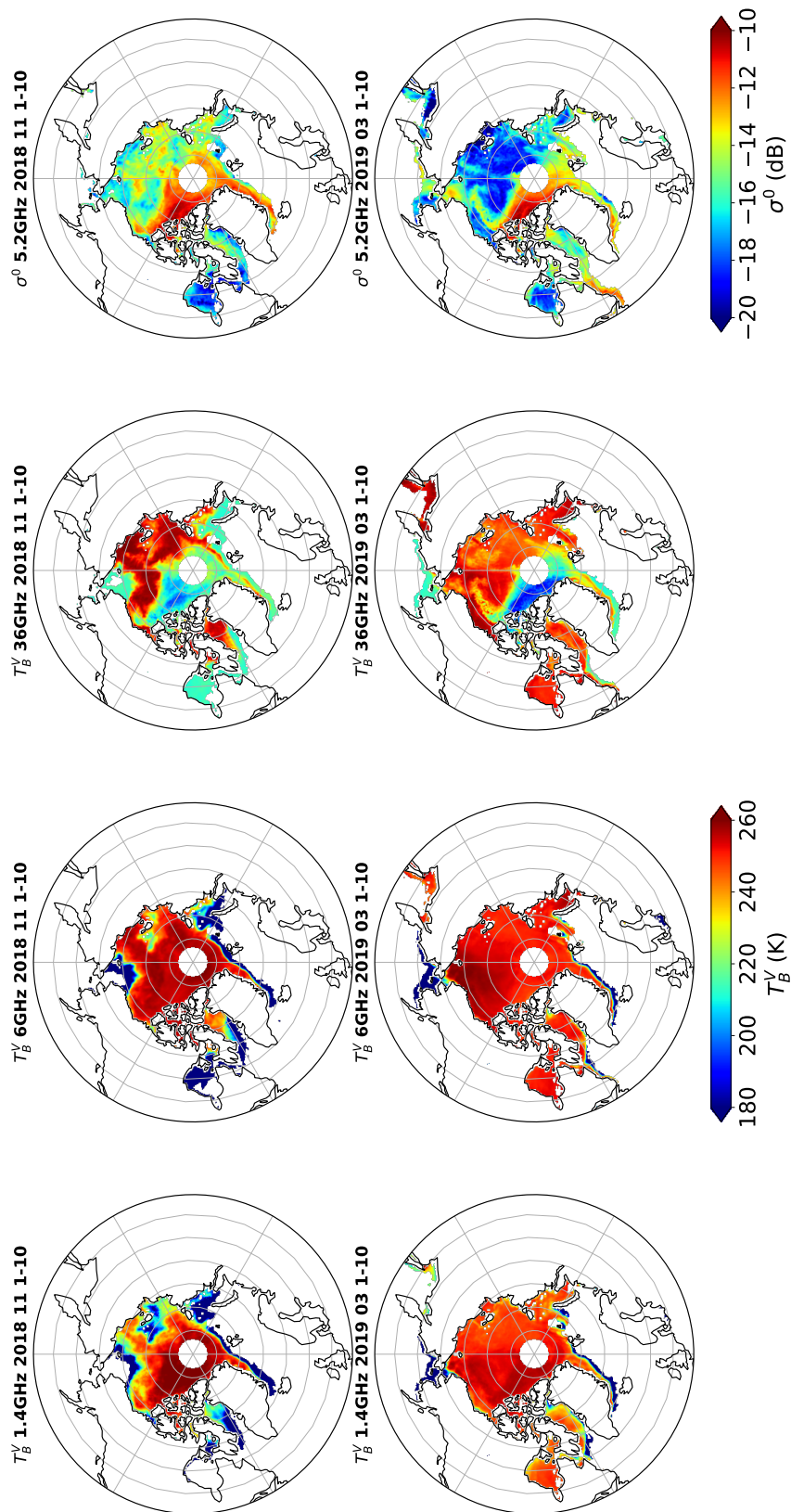


Figure 3.1 – Carte des T_B^V moyennes (à 1.4, 6 et 36 GHz) et de σ^0 (à 5.2 GHz) pour la première dizaine de jours en novembre 2018 (ligne supérieure) et en mars 2019 (ligne inférieure). Le masque de glace de mer dilaté provenant de l’OSI-SAF a été appliqué sur chaque carte.

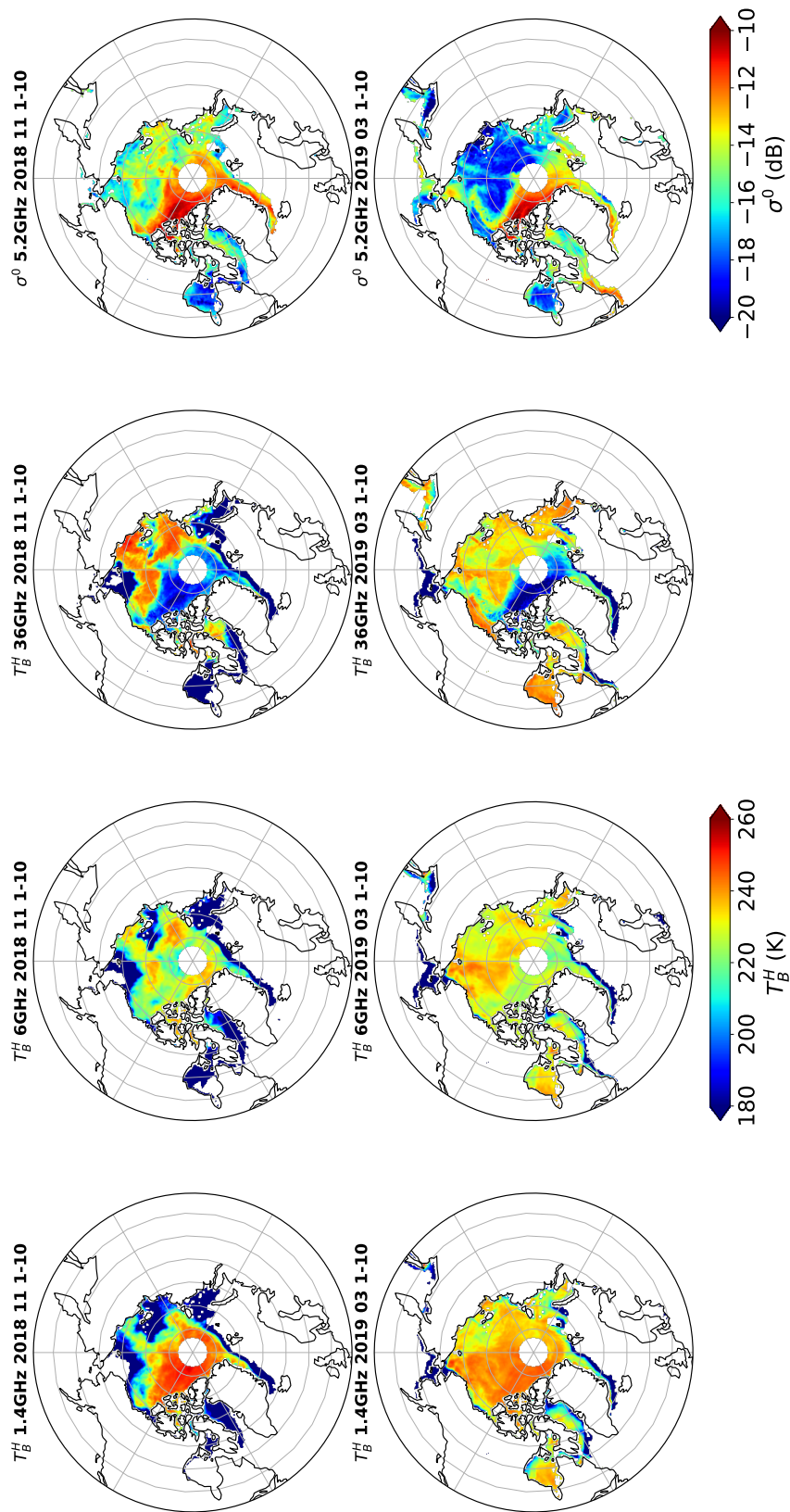


Figure 3.2 – Carte des T_B^H moyennes (à 1.4, 6 et 36 GHz) et de σ^0 (à 5.2 GHz) pour la première dizaine de jours en novembre 2018 (ligne supérieure) et en mars 2019 (ligne inférieure). Le masque de glace de mer dilaté provenant de l’OSI-SAF a été appliqué sur chaque carte.

3.1.2 Analyse préliminaire des observations

La Figure 3.1 montre les T_B^V à 1.4, 6 et 36 GHz en polarisation verticale, ainsi que le σ^0 à 5.2 GHz, pour les premières périodes de 10 jours de novembre 2018 et de mars 2019 résultants du prétraitement. La Figure 3.2 montre les T_B^H résultants pour les mêmes fréquences et les mêmes périodes. Une grande variabilité est observée, spatialement et temporellement, pour toutes les fréquences et tous les modes. Certains motifs spatiaux sont particulièrement remarquables. À 1.4 et 6 GHz, la variabilité spatiale du signal est principalement déterminée par le contraste entre les signatures de la glace de mer et de l’océan, avec des T_B^V beaucoup plus faibles autour des bords de la glace de mer. Pour les deux périodes de 10 jours présentées sur les Figures 3.1 et 3.2 (début novembre et début mars) correspondant à des saisons différentes, les motifs spatiaux de T_B^V à 36 GHz et de σ^0 à 5 GHz présentent des similitudes, avec de faibles T_B^V correspondant à des σ^0 élevés, malgré la grande différence de fréquence, alors que T_B à 6 GHz et σ^0 à 5 GHz ne partagent pas les mêmes comportements spatiaux. Les T_B^H présentent un comportement spatial et temporel similaire aux T_B^V .

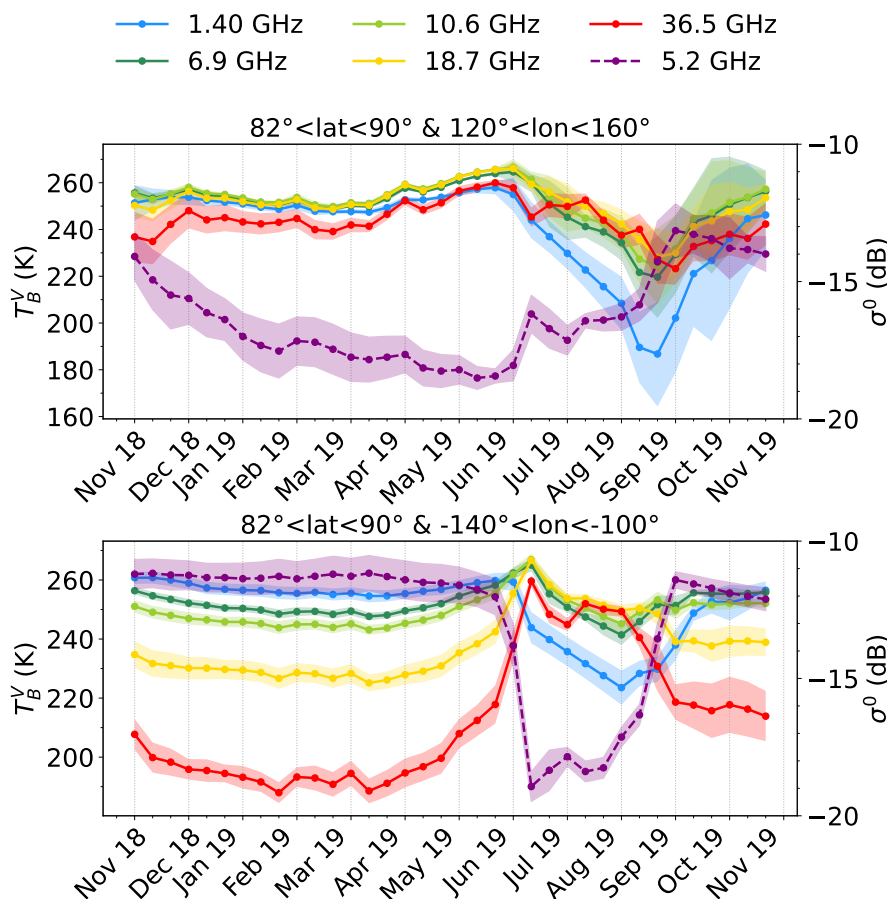


Figure 3.3 – L’évolution temporelle de T_B^V et de σ^0 pour deux zones, la mer de Sibérie orientale (en haut) et le nord des îles Reine Elizabeth (en bas) sur une année (novembre 2018-octobre 2019), avec une moyenne tous les 10 jours. Les zones ombragées autour des valeurs moyennes indiquent la zone de plus ou moins 1 écart-type.

La Figure 3.3 montre l’évolution annuelle de T_B^V et de σ^0 moyennée sur 10 jours sur la mer de Sibérie orientale (panneau supérieur) et au nord des îles Reine Elizabeth (panneau inférieur). La zone située au-dessus de la mer de Sibérie orientale est principalement recouverte de glace

de mer de première année, tandis qu’au nord des îles Reine Elizabeth, la glace de mer est principalement pluriannuelle. Les deux zones présentent des profils temporels de T_B^V et de σ^0 très différents au cours de l’année. Pendant l’hiver et le printemps polaires, les T_B^V sont plutôt stables pour les deux régions à toutes les fréquences, mais pour la mer de Sibérie orientale (panneau supérieur), elles sont plutôt élevées (environ 250 K) alors que les T_B^V sont beaucoup plus faibles à 18 et surtout à 36 GHz au nord des îles Reine Elizabeth (panneau inférieur). Les dépressions de T_B^V observées aux hautes fréquences dans cette région sont probablement liées à de forts processus de diffusion (Mätzler 1994).

Pendant l’été, les deux régions présentent des T_B^V similaires à 36 GHz, mais à la fin du mois d’août et en septembre, au nord des îles Reine Elizabeth, les T_B^V à 36 GHz diminuent à nouveau fortement. Les σ^0 dans ces deux régions montrent également des comportements significativement différents, et on peut noter que les variations de σ^0 semblent anticorrélées avec les variations de T_B^V à 36 GHz, malgré la différence de fréquences. L’interpolation linéaire adoptée pour les T_B manquantes de 1.4 GHz (en polarisation verticale et horizontale) est observable et correspond à l’évolution des températures de brillance à 6 GHz sur la même période. Les Figures 3.1, 3.2, et 3.3 mettent clairement en évidence la variabilité spatiale et temporelle des observations satellitaires, ainsi que leurs covariabilités complexes.

3.2 Méthode de classification non supervisée

Dans ce qui suit, nous effectuons une analyse systématique de ces multiples observations sur une année, sur l’ensemble de la banquise arctique. Une analyse deux à deux est tout d’abord effectuée. La Figure 3.4 présente les coefficients de corrélation linéaire entre les canaux micro-ondes passifs, ainsi qu’avec la rétrodiffusion sur une période d’un an. Elle confirme les fortes corrélations par paire entre les canaux 6, 10 et 18 GHz et la corrélation plus faible avec le 36 GHz, comme observé depuis les premières mesures radiométriques depuis des satellites. En effet, la matrice de corrélation de la Figure 3.4 est similaire à la matrice de corrélation des données SMMR dans Rothrock et al. (1988).

La valeur absolue de la corrélation entre σ^0 à 5 GHz et T_B tend à augmenter avec la fréquence. La Figure 3.5 montre le nuage de points de σ^0 à 5 GHz en fonction de T_B à 6 et 36 GHz. Elle indique clairement les corrélations limitées entre T_B et σ^0 à une fréquence similaire autour de 5 GHz. Cependant, pour les T_B à 36 GHz plus froides que 240 K, il existe une anticorrélation entre T_B et σ^0 à 5 GHz, malgré la différence de fréquence, avec une diminution de T_B quand le σ^0 augmente, probablement liée aux mécanismes de diffusion.

Comment étendre ces comparaisons par paires à l’espace multidimensionnel des données satellitaires ? L’objectif est d’extraire les caractéristiques spectrales dominantes, pour les différentes observations des deux instruments et de les interpréter en termes de physique du transfert radiatif dans le milieu. La classification et l’analyse en composantes principales ont déjà été appliquées aux observations micro-ondes par satellite, pour la caractérisation de la glace de mer, mais elles ne permettent pas d’extraire toute la variabilité spectrale des observations (Rothrock et al. 1988; Wensnahan et al. 1993). Nous allons utiliser ici une classification auto-organisatrice des observations satellitaires multidimensionnelles : la classification de Kohonen. Une interprétation des caractéristiques spectrales dominantes résultant de la classification est alors effectué avec SMRT, un modèle de transfert radiatif.

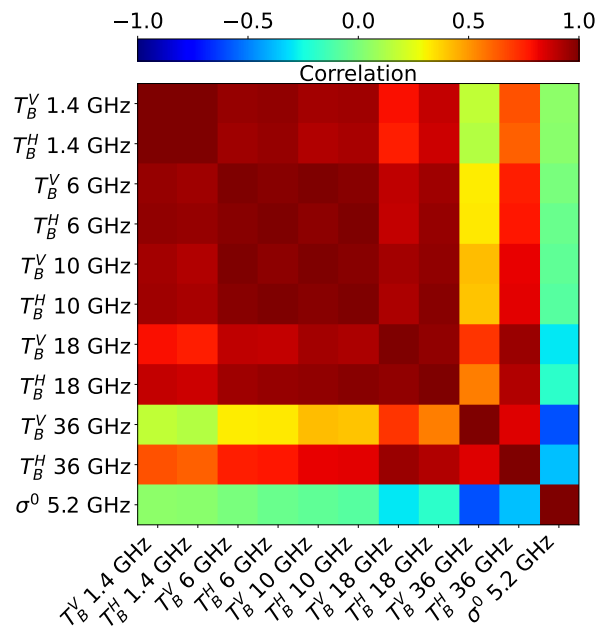


Figure 3.4 – Corrélation spatio-temporelle par paires entre les observations micro-ondes, calculée sur toute la période de l’année, pour les pixels avec SIC>80% (comme indiqué par le produit OSI-SAF).

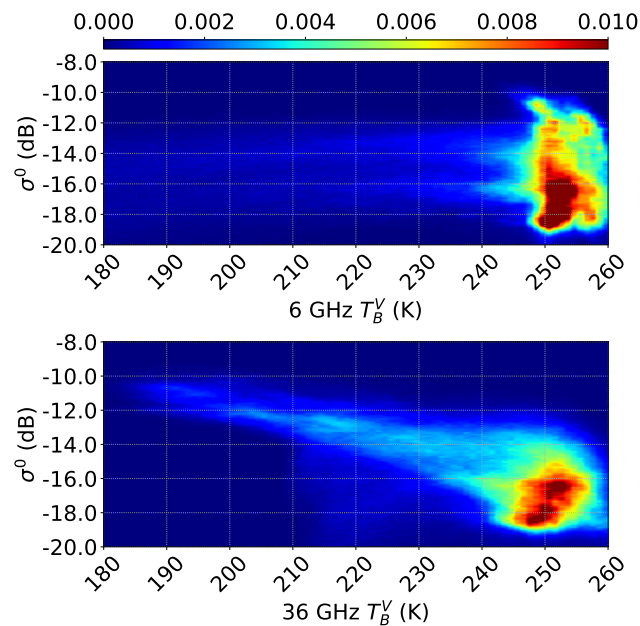


Figure 3.5 – Dispersion de T_B^V à 6 GHz en fonction de σ^0 à 5 GHz (panneau supérieur) et de T_B^V à 36 GHz en fonction de σ^0 (panneau inférieur). La couleur indique la densité de points.

3.2.1 Classification de Kohonen

Créée en 1982 par Teuvo Kohonen (Kohonen 1990), la classification de Kohonen, aussi appelé cartes auto-adaptatives (*Self-Organized Map* en anglais), est une classe de réseaux de neurones artificiels fondée sur une méthode d’apprentissage non-supervisée. Non-supervisé signifie qu’on ne donne pas d’information a priori à la classification lors de son entraînement.

Le schéma de classification intègre l'ensemble des données multidimensionnelles composées des observations passives et regroupe les observations en groupes (aussi appelés classes ou *Clusters*) ayant des caractéristiques similaires. Ce type de classification préserve la structure spatiale des données dans l'espace des caractéristiques tout en décrivant de manière optimale la variabilité statistique présente dans les données. Contrairement à de nombreuses techniques de classification, elle décrit synthétiquement la variabilité statistique de l'ensemble des données, mais, aussi, cette méthode "auto-organise" les groupes en imposant des exigences de voisinage entre les Clusters. Ces contraintes entre voisins vont permettre une continuité d'une classe à l'autre et ainsi faciliter grandement l'interprétation physique des Clusters. Elle s'est déjà révélée efficace pour des analyses synthétiques d'observations satellitaires multi-instruments (Aires 1999; Prigent, Aires et al. 2001; Munchak et al. 2020). Liu and Weisberg (2005); Liu, Weisberg and Mooers (2006); Liu and Weisberg (2011) ont documenté l'intérêt des méthodes auto-organisatrices pour les applications océaniques, par rapport aux analyses multivariées plus conventionnelles. La classification de Kohonen n'est pas optimisée pour la classification d'un paramètre géophysique spécifique.

L'algorithme de classification de Kohonen fonctionne de la manière suivante :

Définitions

Soit $\mathcal{O} \subset \mathbb{R}^n$ l'ensemble des observations de la base d'entraînement et $X^i \in \mathcal{O}$ une observation. Soit $C(t) = \{C_1(t), \dots, C_N(t)\} \in \mathbb{R}^n$ l'ensemble de Clusters à une itération t donnée, avec N le nombre de Clusters définis par l'utilisateur. Soit $\alpha \in \mathbb{R}$ le pas d'apprentissage, pris décroissant, de la classification : c'est la contrainte de l'influence du voisinage du Cluster. On définit également une relation topologique de voisinage \mathcal{P} : c'est la façon dont les Clusters sont reliés les uns aux autres.

Initialisation

À l'initialisation, on attribue à chacun des $C(t = 0)$ Clusters une valeur appartenant à \mathcal{O} de manière aléatoire. Un ensemble de Cluster préexistant peut également être donné.

Apprentissage

Ensuite à chaque itération t et pour chacune des observations X^i , on recherche le Cluster C_w qui minimise la distance d entre X^i et C . Ce Cluster C_w n'est pas forcément une observation appartenant à \mathcal{O} , mais une valeur théorique qui minimise la variabilité interne entre les différentes observations associées à ce Cluster. Chaque Cluster peut être visualisé comme un "pôle" autour duquel viennent se regrouper un sous-groupe des observations.

À l'itération $t + 1$, le Cluster C_w et ses k voisins suivants \mathcal{P} sont modifiés par la formule suivante :

$$C_k(t + 1) = C_k(t) - \alpha(X^i - C_k(t))$$

On répète alors les deux étapes précédentes jusqu'à ce que la carte topologique converge vers son état final. Un critère de convergence doit également être défini, comme un nombre maximal d'itérations, ou une stabilité entre deux itérations successives.

Dans le cadre de notre étude, les cinq fréquences (1.4, 6, 10, 18 et 36 GHz) et leurs deux polarisations (verticale et horizontale) font que l'espace des observations est de dimension 10 (les cinq fréquences de CIMR avec chacune les polarisations horizontales et verticales) ou 11 (si l'on rajoute le σ^0 d'ASCAT) et chaque canal est normalisé par sa variance. La distance utilisée

est celle de Manhattan définie telle que : $d_{X^i C^j} = \sum_{p=1}^n |X_p^i - C_p^j|$, où p représente le nombre de dimension (10 ou 11). La distance de Manhattan est une distance d'ordre 1 et donc par sa définition donne moins de poids aux points aberrants qu'une norme d'ordre 2 classiquement utilisée. Par ailleurs, [Aggarwal et al. \(2001\)](#) ont montré que le choix de cette métrique est judicieux dans une application de classification à haute dimension. À la vue des données projetées sur ses différents axes, une topologie linéaire de dimension 1 est adaptée et seuls les deux voisins les plus proches de C_w seront modifiés, ce qui correspond à une classification de Kohonen avec une fonction de voisinage à seuil ([Kohonen 1982](#)). Le pas d'apprentissage est fixé à $\alpha = 0.005$ empiriquement après différents essais sur la vitesse de convergence. Le critère de convergence est mis en place : si moins de 1% des données changent de classe ou si plus de 20 itérations, alors les itérations s'arrêtent.

Une classification avec 15 Clusters est adoptée après plusieurs tests, comme la méthode Silhouette ([Rousseeuw 1987](#)), afin que pour chaque classe, au moins un des canaux fournisse une discrimination statistique, avec la différence entre deux Clusters voisins supérieure à l'écart-type de ce canal. La base d'entraînement pour la classification de Kohonen échantillonne toutes les observations de la base de données de type CIMR, pour toutes les saisons dans tout l'Arctique, dans un jeu de données multidimensionnel (à l'exception du mois de juillet pour lequel les observations SMAP originales sont manquantes).

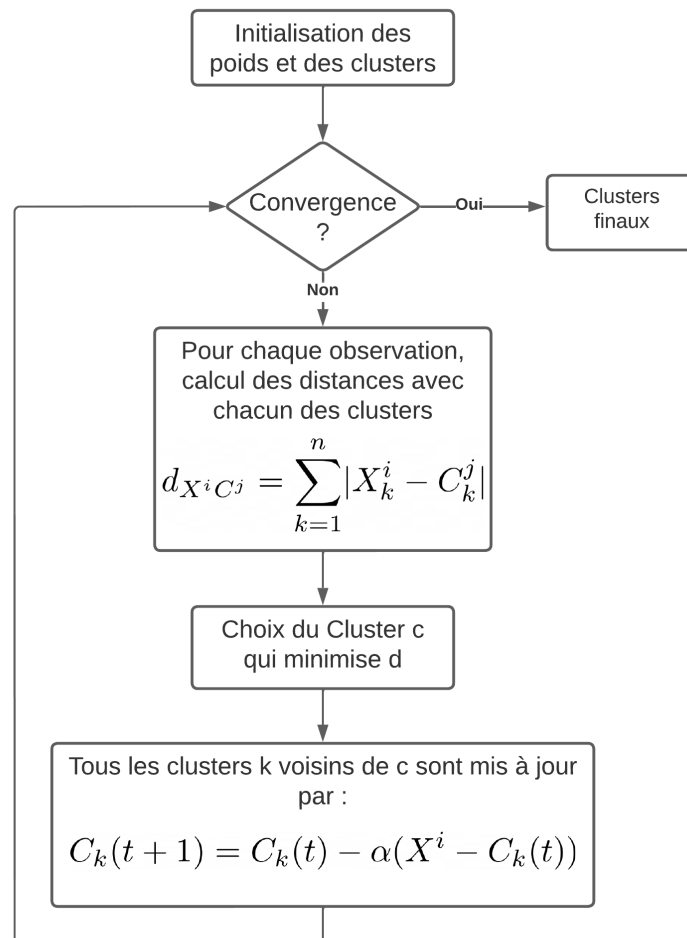


Figure 3.6 – Schéma décrivant le principe de fonctionnement de l'algorithme de classification de Kohonen.

La Figure 3.6 schématise l’algorithme de Kohonen. On notera que la classification s’effectue dans l’espace spectral de nos données : les informations de latitude, longitude et de temps ne sont jamais utilisés lors de la classification pour éviter tout surentrainement. Cette particularité permet de mettre en lumière les comportements qui sont statistiquement présents et de s’affranchir des biais géographique et temporel s’ils ne sont pas statistiquement significatifs.

3.2.2 Résultat d’une année de classification

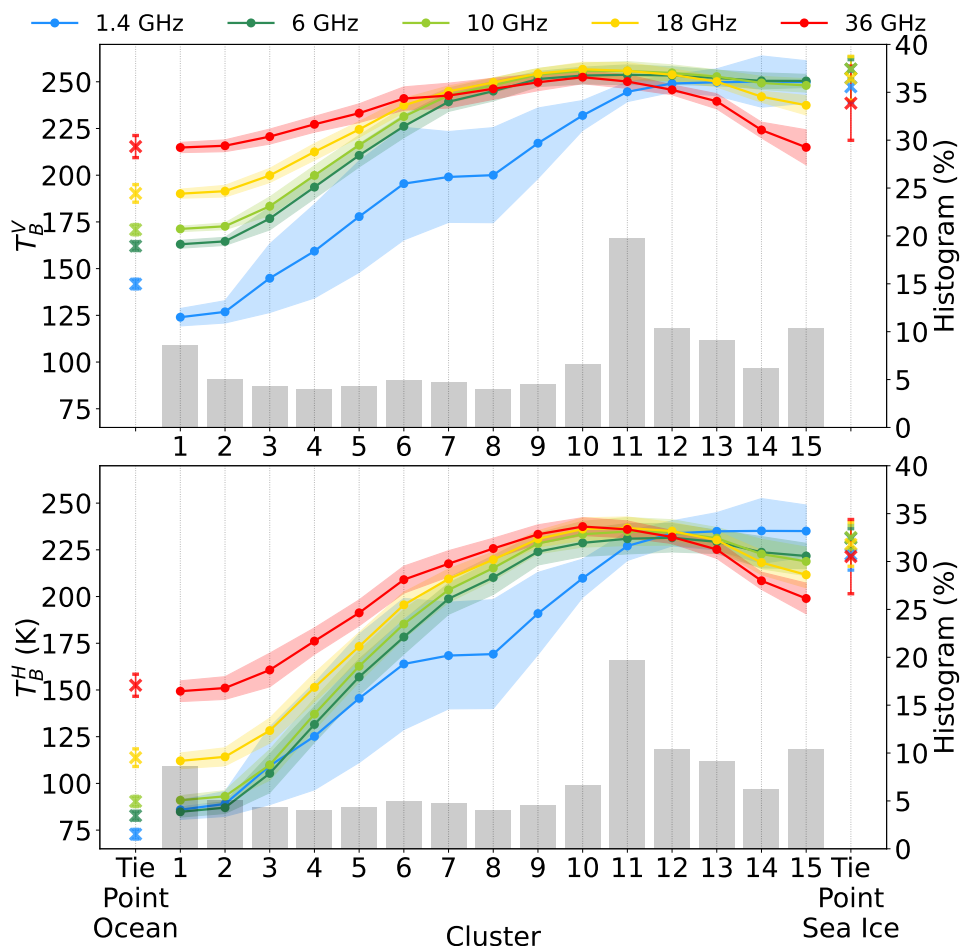


Figure 3.7 – Moyenne des T_B^V (panneau supérieur) et des T_B^H (panneau inférieur), ainsi que leur écart-type (indiqué par les zones ombrées), pour chaque canal proche de CIMR et pour chaque Cluster de la classification. La distribution des observations dans chaque Cluster est donnée par l’histogramme gris (avec l’axe des y sur le côté gauche). Sur les côtés gauche et droit des graphiques, les croix représentent les ‘tie points’ du RRDP ainsi que leurs écart-types, respectivement pour l’océan (0% SIC à gauche) et la glace de mer (100% SIC à droite), pour toutes les fréquences de CIMR.

Pour chaque Cluster résultant de la classification, la figure 3.7 montre la moyenne de T_B^V (panneau supérieur) et de T_B^H (panneau inférieur), pour chaque fréquence de CIMR, ainsi que l’écart type de T_B au sein des Clusters pour chaque polarisation (zones ombrées). Le pourcentage de la population dans chaque classe est également indiqué. Comme prévu pour ce type de classification, les variations sont faibles d’un Cluster à l’autre et les transitions entre T_B sont lisses entre les Clusters. La classification est appliquée à chaque période de 10 jours

et la figure 3.8 montre les cartes résultantes pour la première période de 10 jours tous les deux mois, de novembre 2018 à septembre 2019. Les cartes montrent des cohérences spatiales et temporelles, bien qu’aucune information spatiale ou temporelle n’ait été fournie en entrée de la classification.

Le *Round Robin Data Package* (RRDP) sur la glace de mer a été développé pour le compte de l’Agence Spatiale Européenne (ESA) dans le cadre du projet *Climate Change Initiative* (Ivanova, Pedersen et al. 2015; Pedersen et al. 2017). Il contient une vaste collection d’observations de radiomètres micro-ondes satellites colocalisées provenant de SMOS (1.4 GHz), AMSR-E et AMSR2 (de 6 à 89 GHz), à 0 % et 100 % de SIC, à partir desquelles les T_B moyennes de l’océan (0 % SIC) et de la glace de mer (100 % SIC de première année et pluriannuels) sont extraites pour aider au développement des algorithmes de SIC (le lecteur est invité à lire l’article de Kilic, Prigent, Aires, Heygster et al. (2020) pour une analyse plus poussée du RRDP). Ces valeurs typiques de T_B issues du RRDP sont couramment utilisées pour déterminer des *tie points* qui configurent les algorithmes opérationnels qui calculent les concentrations en glace de mer. Les *tie points* annuels moyens des T_B entre 1.4 et 36 GHz sont indiqués dans la Figure 3.7 pour l’Arctique, ainsi que leurs écarts types associés. Les T_B moyennes du Cluster 1 sont proches du *tie point* de l’océan (0 % SIC), comme décrit dans le RRDP. Les T_B moyennes du Cluster 1 se situent à l’intérieur de l’intervalle de plus ou moins un écart-type autour du *tie point* de l’océan, pour chaque fréquence et polarisation, sauf pour la fréquence à 1.4 GHz, en partie dû au fait que les T_B des *tie points* sont estimées à un angle d’incidence différent : 45° pour les *tie points* (interpolé à partir de SMOS) et 40° pour nous (interpolé à partir de SMAP). En pleine mer libre de toute glace, la différence de T_B^{V-H} augmente avec l’angle d’incidence, ce qui explique pourquoi le *tie point* en polarisation verticale est plus élevé et celui en polarisation horizontale est plus bas que la T_B moyenne à 1.4 GHz de notre jeu de données. Les T_B de toutes les fréquences des Clusters 11 à 15 sont toutes dans l’intervalle de plus ou moins un écart-type autour du *tie point* à 100 % de SIC, indiquant que ces Clusters ont un SIC de 100 %.

Entre les Clusters 1 à 7, toutes les T_B (V et H) augmentent, passant de valeurs typiques de l’océan libre à des valeurs caractéristiques de la glace de mer (Comiso 1986). La SIC augmente de 0 % pour le Cluster 1 à ~100 % pour le Cluster 7, les fortes et faibles T_B étant respectivement liées à la glace de mer et à l’océan. Les algorithmes de SIC sont tous basés sur ce contraste de T_B glace de mer/océan (Comiso 1986; Comiso, Cavalieri and Markus 2003; Lavergne et al. 2019). Les Clusters 1 à 7 sont essentiellement présents en bordure de la banquise (Figure 3.8), où la SIC varie typiquement entre 0 et ~100 %. Un plateau est atteint pour les T_B à 1.4 GHz pour les Clusters 7 et 8, tandis que les autres T_B continuent d’augmenter. Nous pouvons remarquer que les courbes des T_B à 1.4, 6, et 10 GHz sont plutôt parallèles pour les Clusters 1 à 6, bien que les observations proviennent de deux instruments différents avec des angles d’incidence différents (SMAP à 40° et AMSR2 à 55°). Pour les Clusters 1 à 6, l’augmentation des T_B à 18 et 36 GHz sont plus limitées qu’aux fréquences plus basses, et est clairement plus petite à 36 qu’à 18 GHz. Le contraste entre les signatures de l’océan et de la glace de mer diminue avec la fréquence, comme cela a déjà été documenté (Ivanova, Pedersen et al. 2015; Kilic, Prigent, Aires, Heygster et al. 2020), ce qui rend l’estimation de la SIC plus précise lorsqu’on utilise des fréquences micro-ondes autour de 6 GHz.

Les T_B à 6 et 10 GHz restent dans l’intervalle de plus ou moins un écart-type autour du *tie point* à 100 % de SIC pour tous les Clusters supérieur à 7, c’est-à-dire dès que 100 % SIC est atteint, confirmant leur intérêt pour une estimation précise de SIC. Le Cluster 7 est ambigu avec une signature intermédiaire de T_B à 6 GHz et une signature à 1.4 GHz qui peut également être présente pendant la fonte estivale (par exemple en juillet sur la Figure 3.8).

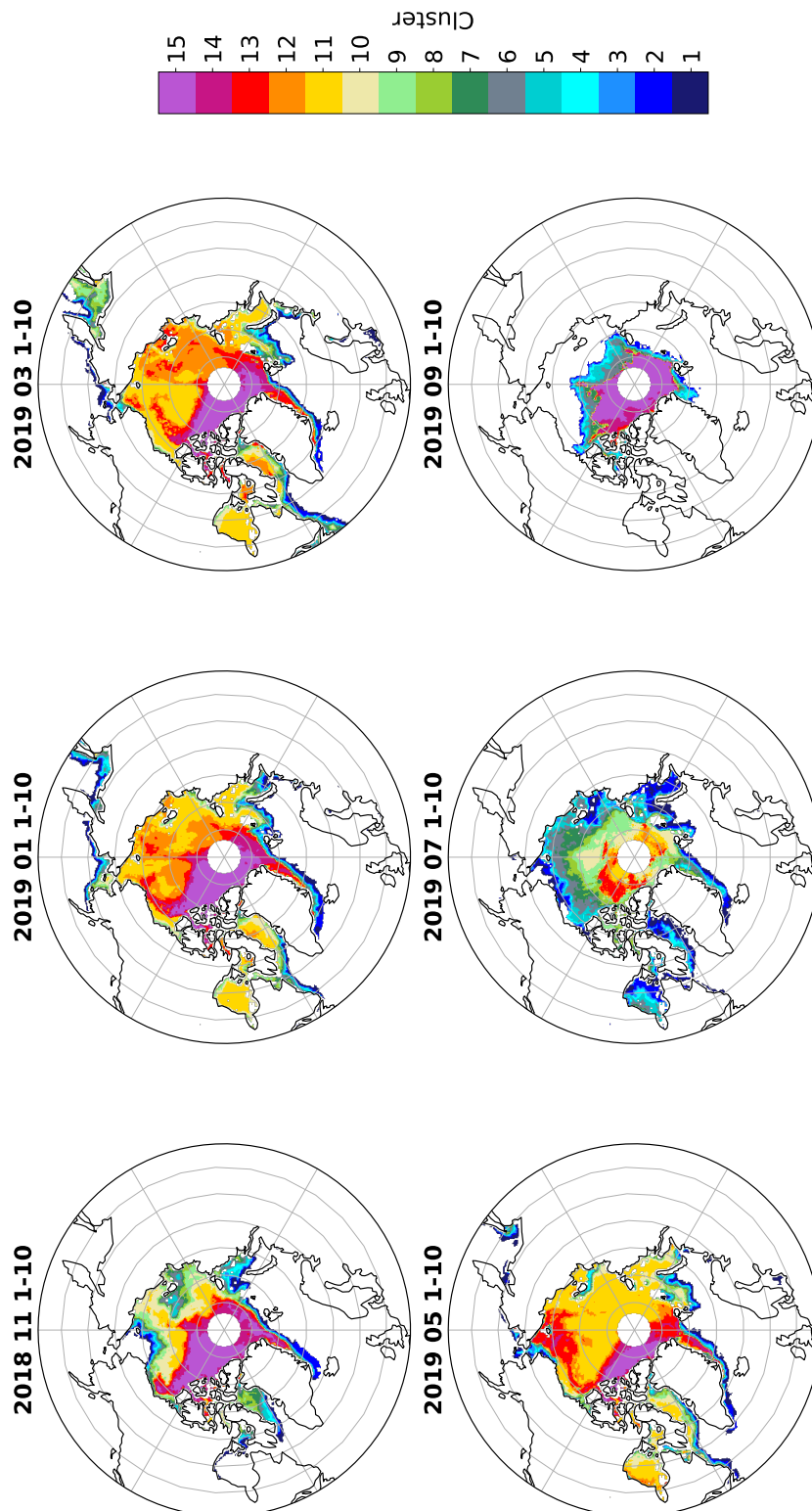


Figure 3.8 – Cartes des Clusters résultantes de la classification de Kohonen appliquée aux observations de CIMR, pour les 10 premiers jours de plusieurs mois sur l'année polaire 2018-2019. Le masque de glace de mer correspondant est appliqué sur chaque carte.

Dans les Clusters 8 à 10, les T_B entre 6 et 36 GHz restent dans l'intervalle de plus ou moins un écart-type autour du *tie point* à 100 % de SIC alors que les T_B à 1.4 GHz augmentent de manière significative. Ceci est probablement lié à une augmentation de l'épaisseur de la glace, avec une SIC d'environ 100%. Contrairement aux fréquences plus élevées, la profondeur de pénétration à 1.4 GHz dans la glace de mer est suffisamment importante pour fournir une information sur l'épaisseur de la glace de mer (Kaleschke, Maaß et al. 2010; Ricker, Hendricks, Kaleschke et al. 2017) comme expliqué au Chapitre 2 (cf. Figure 2.2). La Figure 3.8 confirme cette interprétation, les Clusters 8 à 11 correspondant à une glace de mer mince, par exemple le long du transect¹ à 165 °O dans la mer de Beaufort en novembre, avec un gradient sud-nord lié à une augmentation de l'épaisseur de la glace de mer.

Les signatures de diffusion des observations micro-ondes passives, représentées par des températures de brillance décroissantes avec des fréquences croissantes (Mätzler 1994), ont été largement utilisées pour estimer l'épaisseur de la neige ou le type de glace, avec des ambiguïtés potentielles sur l'interprétation physique réelle des signatures de diffusion (Walker et al. 2006; Brucker and Markus 2013; Meier and Comiso 2018; Ye et al. 2019). Les motifs spatiaux en hiver dans la Figure 3.8 sont similaires à la distribution spatiale de l'épaisseur de la neige de la climatologie modifiée de Warren 1999 (Warren et al. 1999; Kurtz and Farrell 2011) ou du produit d'épaisseur de la neige estimé à partir de micro-ondes passives (par exemple, voir la figure 7 dans Rostosky et al. (2018)). Il existe une forte corrélation linéaire (0.84) entre les résultats de la classification et la climatologie modifiée de Warren 1999, où les valeurs d'épaisseur de neige sont divisées par deux sur la glace qui correspond à la glace de première année (Kurtz and Farrell 2011; Sallila et al. 2019). Les motifs spatiaux de diffusion sont également similaires aux distributions spatiales de glace de mer pluriannuelle (par exemple, Lee, Sohn and Kim (2017)). Entre les Clusters 12 à 15, toutes les T_B à basse fréquence sont stables, tandis que les T_B à 36 GHz (et dans une moindre mesure à 18 GHz) diminuent fortement. La SIC est d'environ 100% et la glace de mer est très probablement épaisse tant donné que les T_B à 1.4 GHz sont élevées.

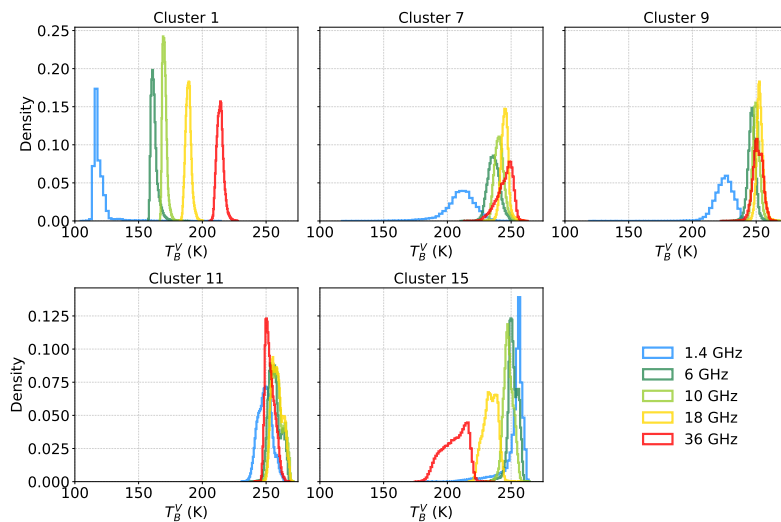


Figure 3.9 – Histogrammes de la distribution des T_B^V pour les Clusters 1, 7, 9, 11 et 15.

La Figure 3.9 montre les distributions des T_B^V pour une sélection de Clusters (1, 7, 9, 11 et 15). Comme sur la Figure 3.7, on voit les effets de la SIC qui induit un déplacement du pic des

¹Ligne ayant une latitude ou longitude constante.

histogrammes de faibles valeurs de T_B^V à des T_B^V plus élevé, entre le Cluster 1 et 7. Ensuite, on voit que seule la distribution de la température de brillance à 1.4 GHz se déplace vers de plus fortes valeurs de T_B^V (entre les Clusters 7 et 11). Le Cluster 15 montre alors la dépression des T_B^V à 18 et 36 GHz. On remarque également pour ce Cluster que la distribution des T_B^V est plus étalée, avec une moyenne à 210 K, mais un minimum aux alentours des 175 K.

L'écart type des T_B au sein de chaque Cluster est presque constant pour tous les Clusters et toutes les fréquences, entre 6 et 36 GHz (avec une valeur d'environ 5 K). Ce n'est pas le cas à 1.4 GHz, notamment pour les Clusters 3 à 9, où l'écart-type atteint 15 K. Ceci est probablement dû au fait que le 1.4 GHz n'est pas sur le même instrument, a une résolution spatiale plus grossière et est sensible aux fines épaisseurs de glace de mer. Avec des signatures fortement corrélées de 6 à 36 GHz (voir Figure 3.4), la classification tend à suivre le comportement moyen des canaux fortement corrélés et à minimiser l'écart type de ces canaux au sein des Clusters. Ceci peut être renforcé par le fait que toutes les fréquences entre 6 et 36 GHz sont acquises par le même instrument (AMSR2) avec des coïncidences spatiales et temporelles optimales, alors que le radiomètre de 1.4 GHz qui se trouve sur un autre satellite observe la même zone avec un décalage temporel d'au moins 6 heures. De plus, le contraste maximum des T_B entre l'océan et la glace de mer épaisse est observé à 1.4 GHz, ce qui augmente la variabilité entre 0 et 100% de glace de mer épaisse à cette fréquence.

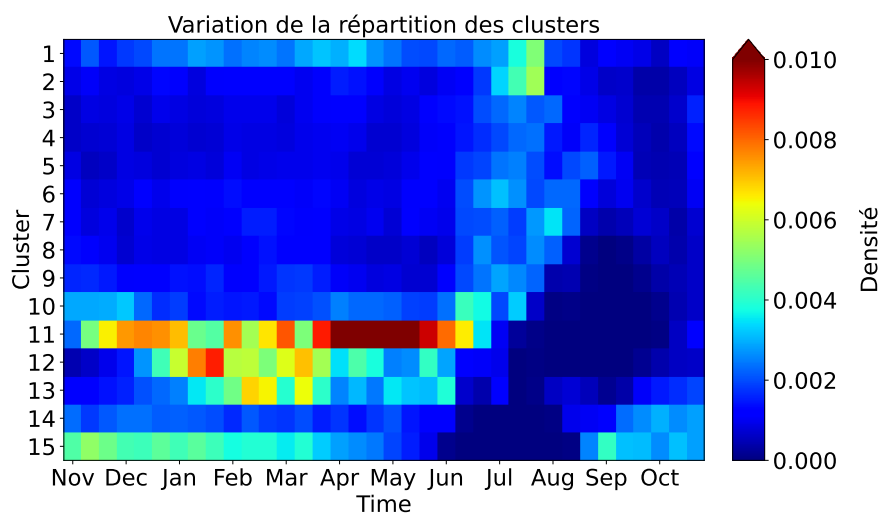


Figure 3.10 – Évolution temporelle de la distribution des clusters.

La Figure 3.10 complète la Figure 3.8 en détaillant l'évolution temporelle de la distribution des Clusters. Notre description des différents Clusters est cohérente avec la Figure 3.10. En hiver, le cluster 11 (qui correspondrait à une glace de première année) est le plus présent, tandis que le cluster 15 (qui correspondrait à de la diffusion présente sur de la glace de mer pluriannuelle) est le deuxième plus présent et décroît en proportion comparé à la glace de première année. On voit également sur la Figure 3.10 la transition estivale entre juin et août, où les effets de l'océan sur les T_B via une SIC décroissante augmentent la proportion des clusters 1 à 7.

Les indices deux-à-deux tels que le rapport de gradient spectral (GR) et le rapport de polarisation (PR) ont été adoptés pour dériver des caractéristiques de la glace de mer (Gloersen and Cavalieri 1986), notamment la concentration de la glace de mer (Markus and Cavalieri 1998) ou l'âge de la glace de mer (Lee, Sohn and Kim 2017). Ces indices ont été définis au Chapitre 2 (cf. équations 2.10 et 2.9).

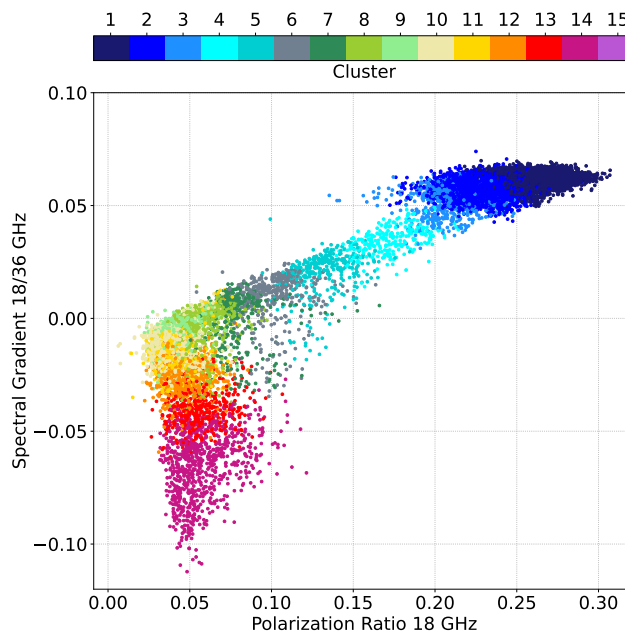


Figure 3.11 – Rapport de polarisation (PR) à 18 GHz en fonction du rapport de gradient spectral (GR) entre 18 et 36 GHz (pour des raisons de visibilité, seuls des échantillons aléatoires de 1% de l'ensemble de données sont représentés). Les couleurs des points indiquent les numéros des Clusters.

Afin d'établir un lien entre notre classification et les études précédentes, le diagramme de dispersion du PR est présenté dans la figure 3.11 à 18 GHz en fonction du GR entre 18 et 36 GHz, de manière similaire à Cavalieri (1994) ou Ulaby and Long (2014), avec le numéro du Cluster comme couleur. La Figure 3.11 montre que les observations avec un GR (~ 0.075) et un PR (~ 0.25) positifs élevés sont classées dans les Clusters 1 et 2 qui représentent les eaux libres. Les observations avec un GR nul et un PR faible (~ 0.05) sont classées dans les Clusters 9, 10, 11 et 12 et sont associées à la glace de mer de première année, tandis que les pixels avec un GR fortement négatif (~ -0.075) et un PR faible (~ 0.05) classés dans les Clusters 14 et 15 et représentent la glace de mer pluriannuelle. Les comportements des Clusters ainsi que leur interprétation suivent de près les résultats des études précédentes et conduisent à des interprétations similaires. En plus de ces analyses combinées par paire, la classification auto-organisée fournit les co-variabilités dans l'espace multidimensionnel, et pas seulement par paire. En particulier, les résultats de la classification de Kohonen peuvent être expliqués de manière cohérente d'un Cluster à l'autre avec une caractérisation réaliste de la neige et de la glace de mer.

Pour chaque Cluster, les valeurs moyennes ainsi que les écarts types du σ^0 d'ASCAT correspondantes sont calculées (Figure 3.12). La classification montre une légère augmentation de σ^0 des Clusters 1 à 6 puis une légère diminution des Clusters 7 à 11, mais présente une forte augmentation des Clusters 12 à 15. Au-dessus de la glace de mer, les données d'ASCAT sont généralement utilisées pour retrouver l'âge de la glace de mer (Figa-Saldaña et al. 2002; Walker et al. 2006; Lindell and Long 2016), la glace pluriannuelle montrant une diffusion beaucoup plus forte que la glace de première année, essentiellement due à une rugosité de surface accrue. La diminution de T_B à 36 GHz révélée par les Clusters 11 à 15 (Figure 3.7), correspond à une diffusion croissante. Dans la figure 3.5, la partie linéaire avec un faible T_B^V à 36 GHz, entre 180 et 240 K, et un σ^0 élevé, entre -10 dB et -16 dB, montre que les deux phénomènes sont clairement corrélés. Les effets de diffusion sont généralement très dépendants de la fréquence

comme expliqué au Chapitre 2. Avec une grande différence de fréquence entre les deux signaux de diffusion (avec un rapport de ~ 6 entre 5 GHz σ^0 et 36 GHz T_B), on peut se demander si ces signatures de diffusion sont liées au même phénomène physique ou si elles sont indirectement corrélées.

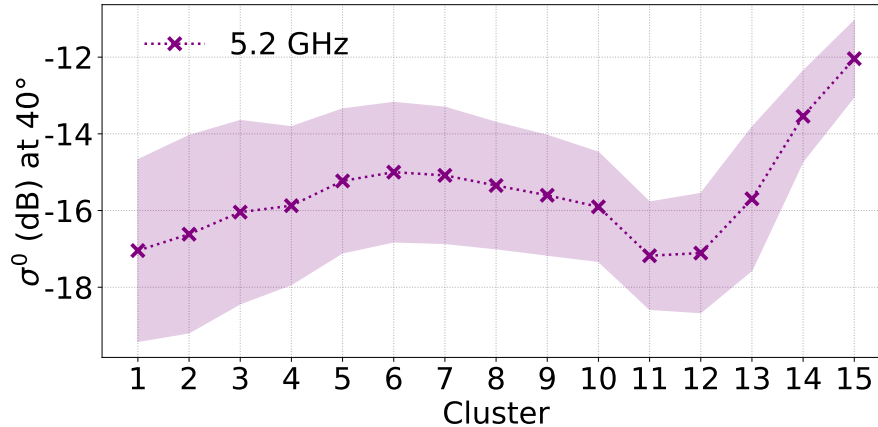


Figure 3.12 – Le σ^0 moyen d’ASCAT à 5.2 GHz et son écart-type (\pm std autour de la moyenne), représenté par la zone ombrée, pour chaque Cluster de la classification de Kohonen appliquée aux observations de la base de données mimiquant CIMR.

3.3 Modéliser le transfert radiatif micro-onde sur la banquise

Les résultats de la classification vont être interprétés à l’aide du modèle SMRT (Snow Microwave Radiative Transfer) (Picard, Sandells et al. 2018b). Ce modèle de transfert radiatif récent est conçu pour traiter la neige et la glace de mer dans une configuration plan-parallèle, et il peut simuler des signaux micro-ondes passifs et actifs.

3.3.1 Le modèle Snow Microwave Radiative Transfer (SMRT)

Il existe aujourd’hui de nombreux modèles de neige qui ont été développés durant les 40 dernières années. Les modèles d’émission micro-onde les plus connus sont ceux de l’Helsinki University of Technology (HUT) (Pulliainen et al. 1999), MEMLS (Wiesmann and Mätzler 1999; Mätzler and Wiesmann 1999), DMRT-QMS (Picard, Brucker et al. 2013), DMRT-ML (Chang et al. 2014) et qui sont largement utilisés par la communauté micro-onde passive. Certains sont également utilisables en mode actif, ce qui est le cas de MEMLS et DMRT-QMS qui simulent à la fois les signaux passifs et les signaux radar et altimétriques. Chacun des modèles a des spécificités différentes quant aux entrées qu’il prend, aux approximations qu’il fait, aux fréquences de travail et aux micro-structures de la neige qu’il utilise. Néanmoins, tous peuvent prendre en entrées des données issues du modèle unidimensionnel CROCUS, qui permet d’estimer l’évolution des paramètres du manteau neigeux en fonction des transferts d’énergie et de masse entre le manteau neigeux et l’atmosphère, et entre le manteau neigeux et le sol (Brun et al. 1989; Vionnet et al. 2012). En 2017, les comparaisons numériques montrent d’ailleurs qu’aucun des modèles n’est plus performant que les autres dans la simulation simultanée des températures de brillance à toutes les fréquences et toutes les polarisations (Royer et al. 2017; Sandells, Essery et al. 2017). Les modèles actuels de transfert radiatif de la neige et de la glace de mer aux fréquences micro-ondes sont basés sur une variété d’approches physiques, avec différents niveaux de complexité. Le lecteur est invité à lire l’article de Royer et al. (2017) pour

une inter-comparaison des modèles les plus populaires et une discussion sur leurs principaux paramètres d'entrée.

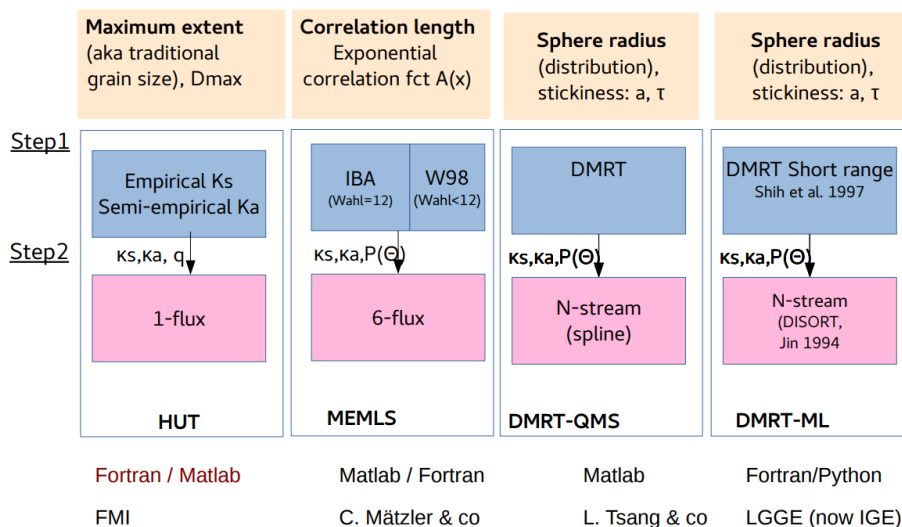


Figure 3.13 – Schéma décrivant les différents modèles de neige couramment utilisés par la communauté micro-onde passive. Crédit : Ghislain Picard.

C'est dans un but d'uniformisation de tous ces différents modèles que SMRT (Snow Microwave Radiative Transfer model) a vu le jour (Löwe and Picard 2015; Picard, Sandells et al. 2018b) en 2018. Ce modèle a l'avantage de réunir toutes les qualités des précédents modèles tout en étant suffisamment souple pour passer d'une théorie électromagnétique à une autre et d'un modèle de micro-structure de la neige à une autre. La Figure 3.14 schématise la structure du SMRT.

SMRT est donc un modèle de transfert radiatif micro-onde dédié à la simulation de l'interaction des micro-ondes avec les couverts de neige et de glace, sur les continents ou les océans, pouvant simuler des radiomètres, des radars et plus récemment des altimètres (Larue et al.

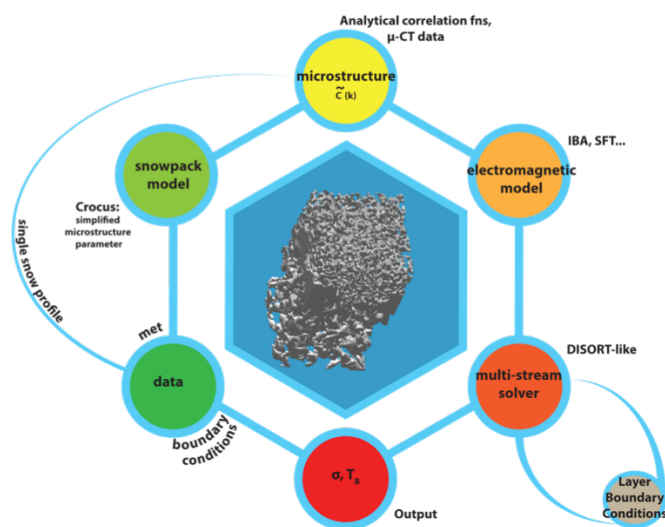


Figure 3.14 – Schéma de la structure de SMRT. Crédit : Ghislain Picard.

2021). Il est capable de modéliser plusieurs couches aux interfaces planes (de type Fresnel) ou rugueuses, avec plusieurs théories électromagnétiques, pour de nombreux flux (Picard, Sandells et al. 2018b). Le modèle est développé en open-source en python sous licence GNU KPGL et est disponible sur GitHub à l'adresse suivante <https://github.com/smrt-model/smrt>.

Nous avons donc utilisé SMRT pour reproduire les sensibilités de la température de brillance aux fréquences de CIMR et du coefficient de rétrodiffusion radar à la fréquence d'ASCAT aux différents paramètres physiques de la banquise et de son manteau neigeux. Les configurations de SMRT qui ont été utilisées vont être décrites dans la section suivante.

3.3.2 Paramétrisation de la modélisation

Choix des modèles électromagnétiques et diélectriques

SMRT peut traiter plusieurs modèles de diffusion, y compris l'approximation de Born améliorée (*Improved Born Approximation*, IBA) (Mätzler and Hüppi 1989; Mätzler 1998). C'est ce modèle de diffusion électromagnétique en milieu dense qui a été utilisé et la méthode de résolution des équations de transfert radiatif qui a été sélectionnée est une méthode multi-flux proche de DORT (*Discrete Ordinate and Eigenvalue Solver* Picard, Brucker et al. (2013)) utilisée par DMRT-ML (Chang et al. 2014). Le choix de cette configuration fait que l'on représente la micro-structure de la neige et de la glace comme des sphères dures et adhérentes (*sticky hard sphere*) jouant le rôle de diffuseur dont trois paramètres vont gouverner le caractère diffusif du milieu : la densité, la taille des diffuseurs et leur adhérence (*stickiness* en anglais).

La densité va déterminer le volume total occupé par les diffuseurs, la taille des diffuseurs va déterminer le rayon des sphères et l'adhérence est un paramètre qui agglomère plus ou moins les sphères entre elles pour former, de fait, des diffuseurs plus grands. La Figure 3.15 schématise l'influence de ces 3 paramètres sur la micro-structure du milieu considéré. Étant donné qu'il n'existe pas de modèle de permittivité diélectrique suffisamment général pour décrire l'éventail de propriétés diélectriques présent dans la banquise, il a été utilisé un modèle de permittivité pour chaque milieu. Ces modèles sont paramétrés par la température et, éventuellement, la salinité du milieu considéré.

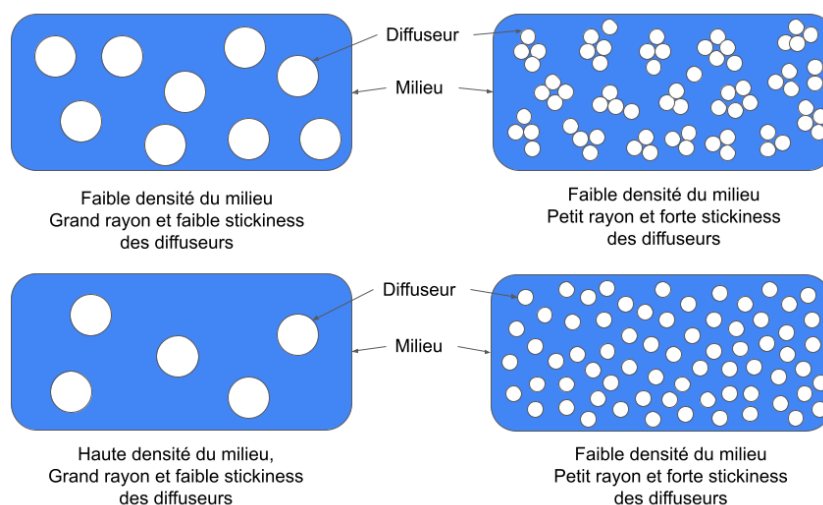


Figure 3.15 – Schématisation de la micro-structure modélisée d'un milieu en fonction de sa densité, du rayon de ses sphères et de son adhérence.

La neige est vue par SMRT comme étant une couche d'air dans laquelle s'agrègent des billes de glace, qui jouent le rôle de diffuseur. Le modèle de permittivité utilisé pour décrire les billes de glace est issue de Mätzler (2006) tandis que l'air est considéré comme ayant une permittivité de 1 (comme le vide).

Nous avons vu au Chapitre 1 que la glace de mer de première année n'a pas les mêmes propriétés de salinité et de porosité que la glace de mer pluriannuelle. Ces deux paramètres influencent fortement les propriétés diélectriques de la glace de mer, ce qui impacte la profondeur de pénétration (comme vu au Chapitre 2) mais également la diffusion des signaux. SMRT modélise la glace de mer comme étant de la glace, pure ou salée, dans laquelle des diffuseurs sont présents et peuvent être composés de saumure ou d'air. En réalité, dans une carotte de banquise, ces deux types de diffuseurs coexistent (Perovich and Gow 1996), mais la modélisation de la diffusion par un milieu dense triphasique n'est pas une tâche aisée et n'est pas encore développée. Il a donc été choisi de représenter la glace de mer sous deux formes différentes correspondant respectivement à la glace de première année et la glace pluriannuelle : la glace de mer '*firstyear*' et '*multiyear*'.

Le type '*firstyear*' est défini comme de la glace d'eau pure comprenant en son sein des billes d'eau salée (saumure ou *brine*) comme diffuseur. Cette configuration est particulièrement utile pour décrire la jeune glace de mer qui n'a pas encore survécu à un été, la désalinisation de la glace avançant avec son âge (Untersteiner 1968). Dans ce cas de figure, la permittivité de la glace est décrite par le modèle de Mätzler (2006) tandis que la permittivité de la saumure est décrite par le modèle de Stogryn and Desargant (1985). En revanche, cette configuration empêche de pouvoir modifier la densité de la glace car, dans ce type de glace, on néglige les bulles d'air qui peuvent être présentes bien qu'en moindre quantité et de tailles bien plus petites que dans la glace de mer plus âgée (Perovich and Gow 1991).

La glace '*multiyear*' tente de représenter la banquise plus âgée le plus fidèlement possible en prenant en compte les limitations d'un modèle biphasique de la diffusion. Elle décrit la glace de mer pluriannuelle comme étant une glace salée dans laquelle se trouve des inclusions d'air qui jouent le rôle de diffuseur. Dans ce cas, la permittivité effective de la glace salée est calculée à l'aide des formules de mélange de Polder and Santeen (1946) entre la glace décrite par le modèle de Mätzler (2006) et la saumure décrite par le modèle de Stogryn and Desargant (1985).

On notera que la forme des diffuseurs reste sphérique, ce qui est une bonne approximation concernant la plupart des types de neige, mais pas forcément pour la glace de mer, les inclusions réelles ayant plutôt tendance à être oblongues, voire en forme d'aiguille (Perovich and Gow 1996).

Le modèle de Klein and Swift (1977) décrit, quant à lui, les propriétés diélectriques de l'océan libre.

Paramétrisation de la banquise

SMRT considère la glace de mer et la neige comme des empilements de couches planes horizontales (des "*layers*") caractérisées par différents paramètres. La Figure 3.16 montre les différentes couches de neige et de glace de mer utilisées dans les simulations SMRT, et le Tableau 3.1 indique les valeurs ou les plages de valeurs des paramètres utilisés dans cette étude. Le modèle ne prenant pas en compte la diversité de la scène comprise dans la tache au sol, les résultats seront obtenus pour une scène uniforme avec les paramètres décrits dans les paragraphes suivants.

La glace de mer est caractérisée différemment dans SMRT, qu'il s'agisse de glace de première année ou de glace pluriannuelle, en accord avec leurs propriétés physiques respectives

Table 3.1 – Valeurs ou intervalle de valeurs utilisé pour la description de nos couches de neige, de glace de mer et d’océan dans SMRT.

Medium	Type	Parameter	Value
Snow	Wind slab	Temperature (K)	230-270
		Thickness (cm)	1-60
		Density (kg/m ³)	350
		Radius of scatterers (mm)	0.16
		Stickiness	0.18
		Liquid water content (%)	0-10
	Depth hoar	Temperature (K)	230-270
		Thickness (cm)	1-60
		Density (kg/m ³)	200
		Radius of scatterers (mm)	0.32
		Stickiness	0.1
		Liquid water content (%)	0
Superimposed Ice	Temperature (K)	230-270	
	Thickness (cm)	0-20	
	Density (kg/m ³)	850	
	Radius of scatterers (mm)	1	
	Stickiness	0.2	
Sea ice	First-year	Temperature (K)	265
		Thickness (m)	0.1-1
		Density (kg/m ³)	917
		Salinity (PSU)	10
		Brine volume fraction	0.11
		Radius of scatterers (mm)	0.1
		Stickiness	0.2
	Multi-year	Temperature (K)	265
		Thickness (m)	1-2
		Density (kg/m ³)	850
		Salinity (PSU)	1.2
		Brine volume fraction	0.05
		Radius of scatterers (mm)	0.1
		Stickiness	0.2
Ocean	Arctic	Temperature (K)	272
		Salinity (PSU)	30
		Thickness (m)	∞

connues. Pour les deux types de glace de mer, la température à l'intérieur de la couche de glace de mer est considérée constante et fixée à 265 K, ce qui signifie que l'effet potentiel du gradient de température à l'intérieur de la glace de mer n'est pas présent dans les simulations. Pour une couche de glace de mer de première année, on considère de la glace pure avec des inclusions de saumure. La salinité de la glace de mer de première année est d'environ 10 PSU (Cox and Weeks 1974; Campbell et al. 1978; Timco and Frederking 1996) en raison de son processus de formation par congélation de l'eau de mer. Pour une couche de glace de mer pluriannuelle, la glace est considérée comme de la glace pure avec des inclusions de saumure et d'air, et elle est caractérisée par sa salinité, sa densité, son épaisseur et sa température. Dans ce cas, seules les inclusions d'air agissent comme des diffuseurs. La salinité de la glace de mer pluriannuelle est beaucoup plus faible que celle de la glace de mer de première année, ~ 1.2 PSU (Cox and Weeks 1974; Campbell et al. 1978; Timco and Frederking 1996), principalement en raison du drainage par gravité, du rinçage et des cycles de fonte et de congélation (Untersteiner 1968; Cox and Weeks 1974; Griewank and Notz 2015). La densité de la glace pluriannuelle est inférieure à celle de la glace de première année (Timco and Frederking 1996) et sa densité définit la proportion de bulles d'air du milieu (sa porosité). La densité de la glace pluriannuelle est fixée à 850 kg/m^3 alors que celle de la glace de première année est de 917 kg/m^3 . La taille et l'adhérence des diffuseurs ont été fixées en fonction d'études antérieures (Campbell et al. 1978; Perovich and Gow 1996; Langlois, Royer et al. 2020). La taille des diffuseurs fait référence au rayon des sphères dures individuelles modélisées qui sont ensuite agrégées par collage. L'interface de la glace de mer avec la neige ou l'air a été simulée rugueuse ou plate. La surface de la glace de mer pluriannuelle est connue pour être rugueuse à grande échelle (Onstott 1992) en raison de la compression et de la formation de crêtes (Nolin et al. 2002) et également à petite échelle en raison du cycle complexe de fonte et de regel qu'elle a subi (Nolin et al. 2002). D'autre part, la surface de la glace de mer de première année est relativement lisse, sauf là où des crêtes et des fissures se sont produites (Lindell and Long 2016). Ainsi, pour la glace pluriannuelle, l'interface glace/neige ou glace/air est simulée comme rugueuse, en utilisant un modèle d'optique géométrique avec une pente quadratique moyenne (*mean square slope* ou MSS) fixée à 0.1, alors qu'elle est supposée plate pour la glace de première année. Ici, nous cherchons à simuler la rugosité à des échelles centimétriques, en ignorant la rugosité causée par la compression (rugosité de grande échelle). Sous la couche de glace de mer, une couche semi-infinie d'eau de mer est fixée à 272 K et 30 PSU, qui sont des paramètres typiques de l'océan Arctique.

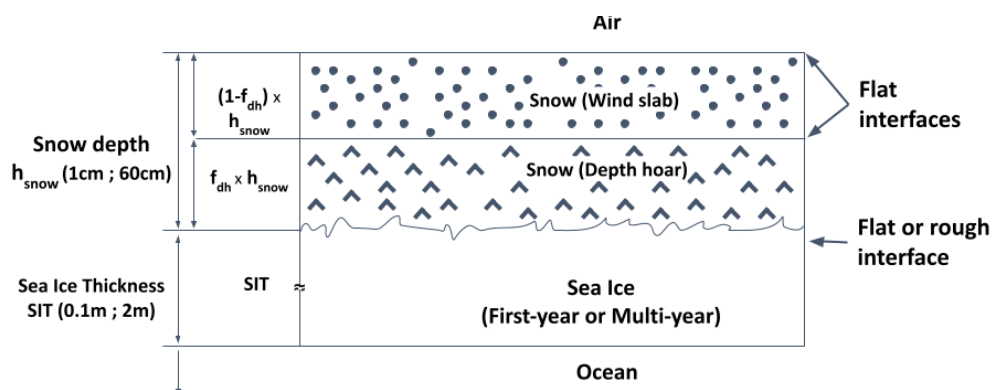


Figure 3.16 – Diagramme des couches de neige et de glace de mer simulées par SMRT. Le manteau neigeux est constitué d'une couche de givre de profondeur et d'une couche de plaque à vent par-dessus. f_{dh} est le rapport entre la hauteur de la couche de givre de profondeur et l'épaisseur totale de la neige. En dessous, il y a une couche de glace de mer et en dessous l'océan.

La glace de mer est éventuellement recouverte de neige. Dans le modèle, une couche de neige est caractérisée par sa densité, sa température, son épaisseur, sa teneur en eau liquide, ainsi que par le rayon des grains de neige et leur adhérence. Le sel présent dans la neige n'est pas pris en compte. Nous considérons une simple représentation à une ou deux couches du manteau neigeux de l'Arctique, avec une couche de neige à grains fins (plaque à vent ou *windslab*) recouvrant éventuellement une couche de givre de profondeur basale (ou *depth hoar*) (Sturm, Holmgren et al. 1995; Dominé, Cabanes et al. 2002). La *windslab* est constituée de petits grains de neige arrondis (Fierz et al. 2009) et a une densité de $\sim 350 \text{ kg/m}^3$ (King et al. 2020). Durant l'hiver arctique, des cristaux de givre profondeur peuvent se former à la base de la banquise, en raison du métamorphisme sous le fort gradient de température entre la base chaude de la banquise en contact avec la glace de mer, et le sommet de la banquise en contact avec l'atmosphère froide (Akitaya 1973; Sturm and Benson 1997). Le gradient de température induit un flux de vapeur d'eau ascendant, qui est alimenté par le sommet des cristaux. La vapeur d'eau ascendante se condense sur la base des cristaux de neige situés plus haut dans le manteau neigeux. Cela produit des cristaux striés creux qui atteignent fréquemment une taille de 10 mm. Ces cristaux sont simulés avec une adhérence de 0.1 et un rayon de 0.32 mm, les cristaux de givre de profondeur ont une surface spécifique d'environ $10 \text{ m}^2/\text{kg}$, ce qui correspond à un rayon optique de 0.32 mm (Dominé, Taillandier et al. 2007). La densité de la couche de givre de profondeur est fixée à 200 kg/m^3 (Dominé, Taillandier et al. 2007). Le manteau neigeux est considéré comme sec pour l'analyse des signatures hivernales. Pour les signatures estivales, lorsque la température de l'air augmente et que la fonte se produit, la neige n'est plus sèche, et la fraction d'eau liquide dans la neige est testée de 0 à 10 % du volume total de glace et d'eau liquide, afin d'explorer l'effet de l'humidité de la neige.

À l'interface glace de mer/neige ou glace de mer/air peut se trouver de la *superimposed ice*. La glace superposée est modélisée comme une couche unique de glace pure avec des inclusions d'air agissant comme diffuseurs. En raison de son processus de formation (cf. Chapitre 1), l'épaisseur de la *superimposed ice* est limitée à l'équivalent en eau liquide de la neige (SWE pour *Snow Water Equivalent*) du manteau neigeux fondu. Pour une épaisseur de neige typique du manteau neigeux de l'Arctique, la SWE est telle que l'épaisseur de la glace superposée est inférieure à 20 cm (Warren et al. 1999) compte tenu de sa densité de 850 kg/m^3 (Cheng et al. 2003). Le rayon des inclusions d'air est assez grand, et il est fixé ici à 1 mm (Dupont et al. 2014).

3.4 Interprétation des résultats de la classification par le modèle de transfert radiatif

Afin d'isoler les principaux paramètres géophysiques qui déterminent les multiples observations et leurs covariabilités, des simulations sont effectuées avec SMRT, pour des états de glace de mer typiques, pour les observations passives et actives. Notre analyse se concentre sur les Clusters 8 à 15 car pour les Clusters 1 à 7, la variabilité du signal est dominée par la dépendance à la SIC. Pour une SIC donnée, T_B est une combinaison linéaire de la T_B moyenne observée sur l'océan (T_{Bocean}) et de la T_B moyenne observée sur la glace de mer (T_{Bseice}) (Comiso 1986; Kilic, Prigent, Aires, Heygster et al. 2020) comme suit :

$$T_B(SIC) = (1 - SIC) \times T_{Bocean} + SIC \times T_{Bseice} \quad (3.1)$$

Tout d'abord, les signatures hivernales sont étudiées, avec des simulations de l'effet de l'épaisseur de la glace de mer et une analyse des processus de diffusion hivernaux et leurs

influences sur les signaux observés. Ensuite, les signatures estivales sont explorées, pour la période de fonte et celles de la fin de l’été, où une diffusion précoce inattendue est observée.

La principale difficulté est d’interpréter les signatures de diffusion, à travers les observations micro-ondes passives à 18 et 36 GHz et pour le diffusomètre à 5 GHz. Les processus de diffusion de volume et de surface sont connus pour être impliqués, et leur partition est débattue, en fonction de l’environnement et de la fréquence (par exemple, [Lee, Sohn and Shi \(2018\)](#)). Simuler simultanément la diffusion surfacique et volumique pour reproduire les observations coïncidentes n’est pas trivial, et dans les modèles de transfert radiatif, la diffusion de surface est traitée séparément de la diffusion de volume. Ici, nous utilisons la théorie de l’optique géométrique ([Tsang, Kong and Ding 2000](#)) aux interfaces des couches pour la diffusion surfacique, le seul instrument actif utilisé étant ASCAT et fonctionne à 5 GHz (soit une longueur d’onde de ~ 6 cm) et la rugosité de surface simulée étant de l’ordre millimétrique-centimétrique.

Notre objectif ici est d’expliquer les signatures observées en modes passif et actif, telles que décrites par les Clusters résultants de la classification d’une année de signal, à l’aide de SMRT et d’une représentation simple mais typique de la neige et de la glace. On cherche ici dans un premier temps à expliquer de façon cohérente les multiples signaux, ce qui est déjà très exigeant. Une restitution quantitative précise des propriétés de la neige ou de la glace est laissée à des travaux ultérieurs.

3.4.1 Signatures hivernales

Sensibilité à l’épaisseur de la glace de mer

La réponse à la modification de l’épaisseur de la glace de mer (SIT) est simulée avec SMRT. Les simulations sont effectuées pour une glace de mer de première année d’une seule couche, avec les valeurs des paramètres du tableau 3.1. L’épaisseur de la couche de glace varie de 0.01 m à 0.8 m et les réponses de toutes les fréquences de CIMR sont montrées dans la Figure 3.17. Plusieurs valeurs de la fraction volumique des inclusions de saumure ont été testées sans impact significatif sur les T_B simulées. Les simulations à 1.4 GHz (figure 3.17) mettent en évidence l’effet de la SIT à cette fréquence, avec une augmentation des T_B pour une SIT croissante jusqu’à 50 cm, suivie d’une saturation pour une épaisseur plus importante, limitant ainsi l’utilisation des observations à 1.4 GHz pour l’estimation de l’épaisseur de la glace de mer mince, jusqu’à ~ 50 cm. Ce constat est en accord avec les études précédentes de [Kaleschke, Tian-Kunze et al. \(2012\)](#) et de [Ricker, Hendricks, Helm et al. \(2014\)](#).

Une faible sensibilité à l’épaisseur de la glace est aussi apparente à 6 GHz, mais la saturation commence pour une glace encore plus fine à partir de ~ 10 cm, ce qui exclut l’utilisation de cette fréquence pour l’estimation de l’épaisseur de la glace. En effet, à une fréquence aussi basse, la tache au sol du radiomètre est de l’ordre d’une cinquantaine de kilomètres et l’hypothèse d’uniformité de la scène au sein d’une étendue aussi grande est difficilement recevable. Pour des épaisseurs aussi fines (ce qui correspondrait à du nilas), sur une étendue aussi grande, le contraste océan libre/glace de mer prend le dessus sur les signatures micro-ondes. Pour les fréquences plus élevées que 6 GHz, aucune sensibilité à la SIT n’est simulée, au-delà de quelques millimètres. Ce résultat est en contradiction apparente avec la sensibilité des T_B à la SIT établie en Antarctique, pour des fréquences supérieures à 18 GHz. [Tamura et al. \(2007\)](#); [Hwang et al. \(2007\)](#); [Nihashi and Ohshima \(2015\)](#) ont dérivé l’épaisseur de la glace de mer jusqu’à 20 cm, en utilisant le gradient spectral entre 37 et 85 GHz ou 19 et 85 GHz. Cependant, ce lien a été attribuée (par exemple dans [Hwang et al. \(2007\)](#); [Naoki et al. \(2008\)](#)) à la corrélation entre la salinité de la surface de la glace de mer et l’épaisseur de la glace fine puisque la salinité

proche de la surface diminue lorsque l'épaisseur de la glace de mer augmente, en raison du drainage de la saumure, ce qui n'est pas pris en compte dans nos simulations. Par conséquent, les changements dans les caractéristiques de la saumure à proximité de la surface devraient être le principal facteur contribuant à la relation observée entre la SIT et les T_B aux fréquences plus élevées, et non la relation directe entre la SIT et les T_B aux fréquences plus élevées. Nous avons testé la sensibilité à la saumure et constaté que le rôle de la saumure était également très limité à ces hautes fréquences. L'effet mixte de la concentration et de l'épaisseur de la glace de mer dans ces études (par exemple dans Naoki et al. (2008)) pourrait être remis en question pour expliquer la sensibilité observée des observations à 36 et même 85 GHz à la faible épaisseur de la glace de mer.

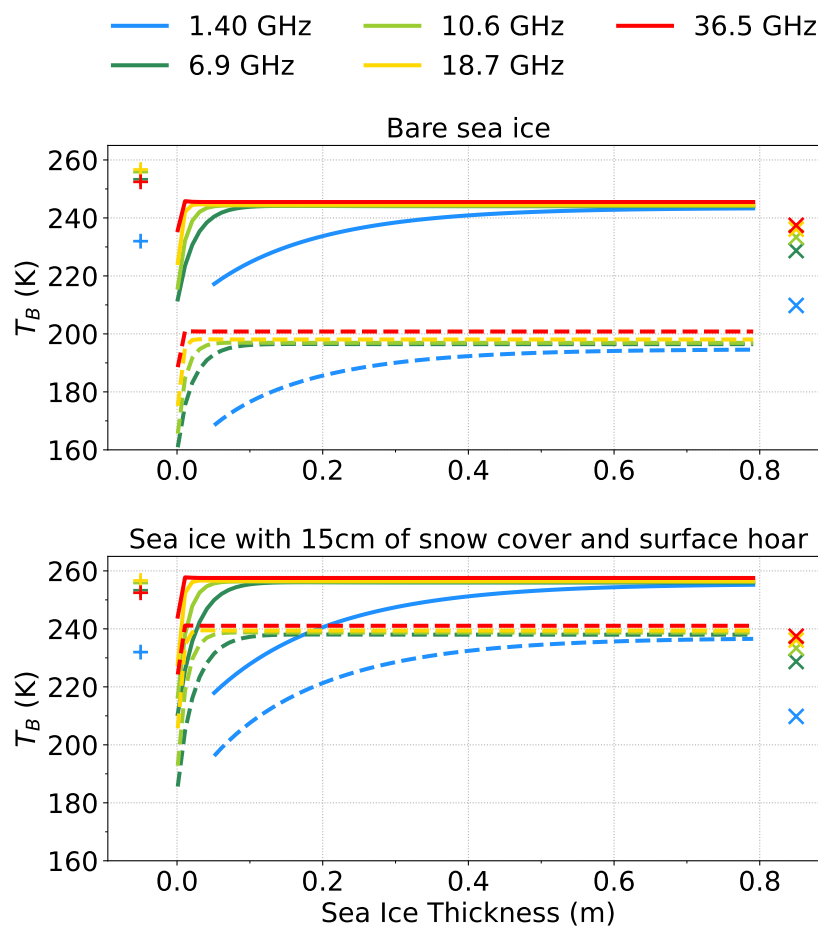


Figure 3.17 – Effet de l'épaisseur de la glace de mer sur les T_B^V (lignes pleines) et les T_B^H (lignes pointillées), simulées par SMRT pour les fréquences de CIMR. Les T_B moyennes pour le Cluster 9 aux polarisations V et H sont marquées respectivement par '+' et 'x' des deux côtés pour une meilleure lisibilité. Le panneau supérieur représente la glace de mer de première année nue, le panneau inférieur représente la glace de mer de première année avec une couverture de neige de 15 cm sous une couche de givre de surface.

En polarisation H, la Figure 3.17 (panneau supérieur) montre que les T_B^H sont inférieures aux observations typiques, en particulier pour la glace de mer sans couvert neigeux. La différence de ~ 50 K entre les polarisations V et H pour la glace nue est réduite à ~ 40 K lorsque l'on rajoute une couverture de neige de 15 cm, ce qui est proche de l'épaisseur moyenne de neige

observée sur la glace de mer de première année (Kurtz and Farrell 2011). Cette différence pourrait être encore réduite à ~ 20 K, en ajoutant quelques centimètres de neige de faible densité (~ 150 kg/m³) au-dessus de la couche de neige supérieure (non montré ici) ou en ajoutant une rugosité à plus grande échelle (Shi, Jiang et al. 2006). Avec l’ajout de plus de rugosité, la différence de polarisation résultante T_B^{V-H} tend à suivre le comportement mis en évidence Heygster et al. (2014), c’est-à-dire une différence de polarisation de plus en plus faible avec l’augmentation de l’épaisseur. La neige avec une telle densité est typique du givre de surface ou des fleurs de givre que l’on peut trouver sur la nouvelle glace de mer (Kaleschke and Heygster 2004; Alvarez-Aviles et al. 2008). L’ajout d’une telle couche de faible densité sur la glace de mer (avec sa densité de 917 kg/m³) agit comme une couche d’adaptation d’impédance en adoucissant la transition entre la glace de mer (haute permittivité/impédance) et l’air (basse permittivité/impédance) (Chopra and Reddy 1986). On sait qu’il est difficile de simuler de manière cohérente et simultanée les polarisations V et H, et les études sont souvent limitées à la simulation d’une seule polarisation (par exemple, Pan et al. (2015); Burgard et al. (2020)). L’ajout d’autres couches de neige avec des densités augmentant progressivement améliorerait encore l’adaptation de l’impédance et réduirait la différence de polarisation. Malgré un meilleur accord avec les observations (Figure 3.17, panneau inférieur, avec le Cluster 9 T_B^V et T_B^H indiqués sur la figure et proches des simulations), la réalité de ces couches n’est pas encore démontrée par les observations in-situ.

La T_B^V à 6 GHz étant la plus efficace pour distinguer la glace de mer de l’eau libre (voir Ivanova, Johannessen et al. (2014); Kilic, Prigent, Aires, Heygster et al. (2020)), à partir du Cluster 8, la T_B^V est inférieure à un écart-type du *tie point* ayant une SIC à 100 %. Ainsi, ces pixels sont considérés comme ayant ~ 100 % de SIC mais avec une T_B^V à 1.4 GHz entre celle de la glace de mer et du *tie point* de l’eau libre. Sachant que le 1.4 GHz est sensible à l’épaisseur de la glace de mer (Kaleschke, Maaß et al. 2010) et en utilisant les résultats du SMRT (Figure 3.17) où la glace de mer mince a presque la même T_B^V que les Clusters entre 8 et 11, l’augmentation de la SIT est observable du Cluster 8 au Cluster 11 dans les résultats de classification.

Sensibilité à la diffusion

Une forte diminution des T_B avec l’augmentation de la fréquence est un signe de processus de diffusion dans le transfert radiatif. Une forte diffusion est observée pendant l’hiver polaire, par exemple au nord du Groenland ou au nord des îles Reine Elizabeth, où se trouve une épaisse glace de mer pluriannuelle (Figures 3.1, 3.2, 3.3, 3.8). Cette signature de diffusion correspond aux Clusters 12 à 15, principalement caractérisée par une diminution de T_B à 36 GHz (et dans une moindre mesure à 18 GHz), et une augmentation de σ^0 à 5 GHz.

Tout d’abord, une couche de 2 m de glace de mer pluriannuelle est simulée, sur laquelle une couche de neige est ajoutée, avec des propriétés correspondant à une plaque à vent avec de petits grains arrondis. L’épaisseur maximale de neige simulée est de 60 cm, ce qui est proche du maximum observé lors des campagnes de terrain (Warren et al. 1999). Alors que les observations montrent jusqu’à ~ 80 K de diminution de T_B^V , une diminution limitée de T_B^V est simulée à 36 GHz (Figure 3.18, panneau supérieur) : seulement ~ 20 K de dépression de T_B^V est simulée même pour une couche de neige épaisse de 60 cm. Les petits grains de neige (modélisés avec un rayon de ~ 0.16 mm et une adhérence de 0.18) ne sont pas assez grands pour diffuser de manière significative le rayonnement de 36 GHz. Pour rapprocher les simulations de l’observation, une couche de givre de profondeur avec de plus gros cristaux (modélisés avec un rayon de ~ 0.32 mm et une adhérence de 0.10) est donc ajoutée dans les simulations, sous la plaque à vent (Tableau 3.1). La proportion de givre de profondeur utilisée dans la simulation (40%) est typique de la

glace de mer arctique tel que rapporté par [King et al. \(2020\)](#). L'ajout de la couche de givre de profondeur permet de simuler la dépression des T_B^V à 18 et 36 GHz (Figure 3.18, panneau inférieur), telle qu'observée par satellite. Pour une épaisseur moyenne de neige de ~ 34 cm dans l'Arctique sur une glace de mer pluriannuelle ([Warren et al. 1999](#); [Kurtz and Farrell 2011](#)), les dépressions T_B simulées à 18 et 36 GHz sont du même ordre que celles observées dans le Cluster 15. Pendant l'hiver, la taille des grains de neige a tendance à augmenter sous l'effet du métamorphisme dû à l'augmentation du gradient thermique, ce qui entraîne une augmentation de la diffusion aux hautes fréquences. Cette diffusion peut sérieusement affecter l'estimation de l'épaisseur de la neige, sur la glace de mer comme sur la terre ferme ([Josberger and Mognard 2002](#); [Cordisco 2005](#)).

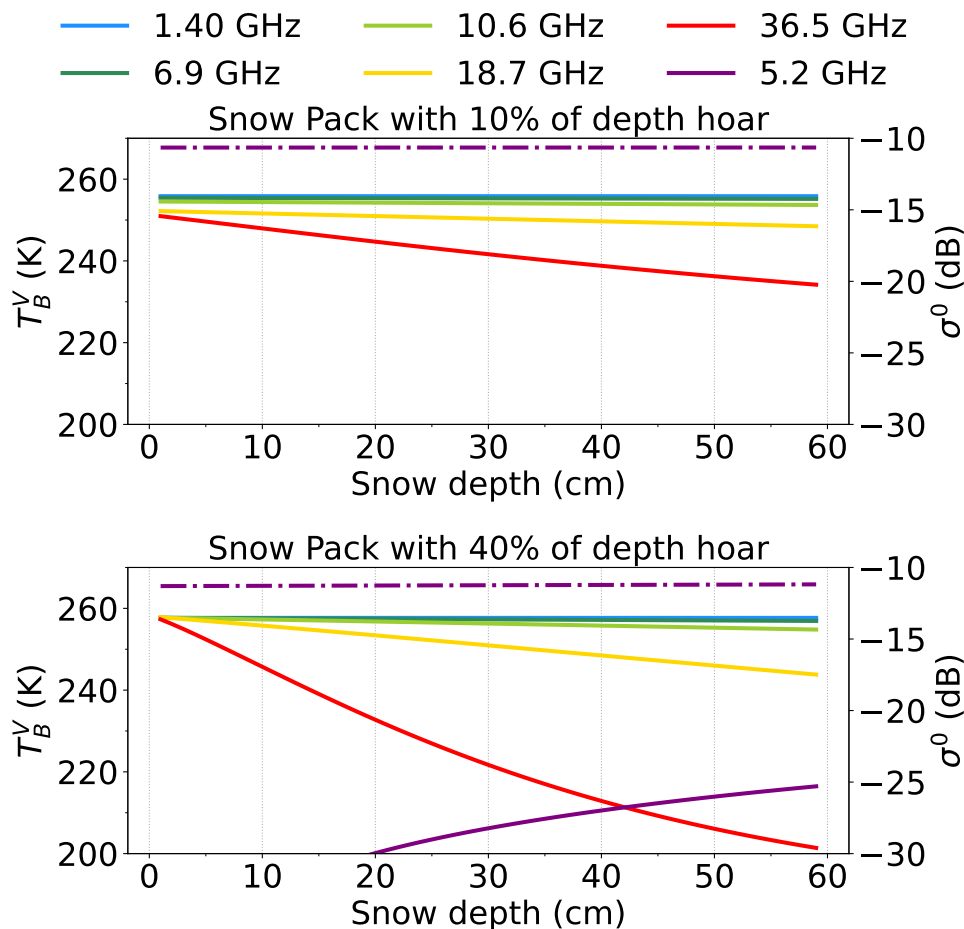


Figure 3.18 – Effet de l'épaisseur de la neige et de sa microstructure simulée par SMRT, sur les T_B aux fréquences de CIMR (axe y de gauche) ainsi que sur le σ^0 à 5 GHz (axe y de droite). En haut : pour un manteau neigeux sec avec une épaisseur de givre de profondeur limitée (10% de la couche de neige totale). En bas : pour un manteau neigeux sec avec une épaisseur de givre de profondeur élevée (40% de la couche de neige totale). Les simulations sont effectuées avec une interface neige-glace de mer plate (ligne pleine) et rugueuse (ligne pointillée). Les lignes pointillées invisibles sont superposées aux lignes pleines.

Toutes les simulations de la Figure 3.18 ont été effectuées avec une interface glace de mer/neige plane (ligne pleine) et rugueuse (ligne pointillée) ; les résultats des micro-ondes passives sont superposés. Certaines différences n'apparaissent que pour le mode actif (axe y de droite sur la Figure 3.18). Avec une interface glace/neige rugueuse, le signal rétrodiffusé

σ^0 est d'environ -10 dB, indépendamment de l'épaisseur de la couverture neigeuse et de sa composition (Figure 3.18). Les observations de σ^0 entre les Clusters 12 et 15 montrent une forte augmentation d'environ 5 dB, de -17 à -12 dB, suggérant une augmentation de la rugosité de la surface (Figure 3.12). L'indépendance des simulations de σ^0 par rapport à l'épaisseur et à la microstructure de la neige (Figure 3.18 les deux panneaux) indique clairement que le signal diffusométrique simulé est principalement sensible à la rugosité de surface ou de l'interface, et non à la diffusion volumique par la neige. Ce résultat est cohérent avec les études précédentes (Kim et al. 1984; Barber, Fung et al. 1998). Notons que la limite inférieure de l'axe des y de la figure 3.18 est fixée à -30 dB, pour tenir compte du seuil de sensibilité des diffusiomètres actuels (les valeurs inférieures sont noyées dans le bruit thermique de l'instrument). Les valeurs de rétrodiffusion calculées par SMRT ne sont pas indiquées si elles sont inférieures au seuil de sensibilité d'ASCAT (cas de la ligne continue dans la Figure 3.18 panneau supérieur).

Contrairement à la glace de première année, la glace de mer pluriannuelle a subi des cycles de fonte et de regel, ainsi qu'une compaction et un chevauchement, ce qui crée une rugosité locale. Cette rugosité de surface est détectée par le diffusiomètre à 5 GHz sur les Clusters 12 à 15 (voir Figure 3.12). Étant donné les conditions de formation du givre de profondeur, il est plus facile de le trouver sur la glace de mer pluriannuelle. En effet, le givre de profondeur se forme par métamorphisme de la neige lorsqu'une couche de neige est soumise à un gradient de température fort et durable (Akitaya 1973). Les précipitations de neige sur l'Arctique se produisent principalement au début de l'automne (septembre à octobre) (Warren et al. 1999; Kurtz and Farrell 2011) lorsque la glace de première année n'est pas encore complètement formée, ce qui explique pourquoi le givre de profondeur est beaucoup plus présent sur la glace de mer de plusieurs années.

Les signatures micro-ondes passives à 36 GHz et les signatures de rétrodiffusion à 5 GHz sont anti-corrélées dans l'espace et le temps lorsqu'une forte diffusion est observée (voir par exemple au nord du Groenland dans la Figure 3.1, ou au nord des îles Reine Elizabeth dans la Figure 3.3 panneau du bas, ou la Figure 3.5 panneau du bas). Cependant, ces signaux de diffusion ont très probablement des origines différentes, la diffusion volumique par le givre de profondeur à 36 GHz et la diffusion surfacique liée à la rugosité de surface à 5 GHz (voir Figure 3.18). L'anti-corrélation s'explique probablement par le fait que le givre de profondeur est plus souvent présent sur la glace de mer pluriannuelle, qui présente également une interface glace de mer/neige plus rugueuse.

La diffusion des micro-ondes passives à 18 et 36 GHz est probablement due à la présence de gros grains de neige cristalline, tels que le givre de profondeur, dans la couche de neige sur la glace pluriannuelle. Cette signature de diffusion est couramment utilisée pour classer le type de glace de mer (Aaboe and Down 2021; Ye et al. 2019), bien que les T_B à 18 et 36 GHz ne soient pas directement sensibles au type de glace de mer lui-même. De même, la diffusion des micro-ondes passives à 18 et 36 GHz est également analysée pour estimer la profondeur de la neige sur la glace de mer : (Rostosky et al. 2018). Là encore, notre modélisation suggère que les signaux de diffusion ne sont pas directement liés à l'épaisseur de la neige, mais à la diffusion par le givre de profondeur dans la couche de neige qui peut être liée à l'épaisseur de la neige.

3.4.2 Signatures estivales

Sensibilité à la fonte

Du début au milieu de l'été, l'effet de diffusion observé sur le nord du Groenland pendant l'hiver disparaît (Haas 2001), sur les observations passives et actives (cf Figures 3.1 et 3.2).

L'effet de diffusion n'étant plus présent aux hautes fréquences, la différence de T_B^V entre 1.4 et 36 GHz est réduite de ~ 60 K à ~ 20 K (Figure 3.3 panneau inférieur). Ceci est dû à la fonte partielle du manteau neigeux causée par l'augmentation des températures de surface. En conséquence, les propriétés diélectriques de la couche de surface changent brusquement avec la présence d'eau liquide dans la couverture neigeuse (Comiso and Kwok 1996). L'effet principal est une augmentation de l'absorption par la couche supérieure, ce qui augmente l'émissivité et limite l'impact du signal provenant du dessous. La Figure 3.19 montre l'effet de l'humidité pour la même proportion de givre de profondeur et de la plaque à vent à l'intérieur du manteau neigeux que simulé dans la Figure 3.18, mais pour une épaisseur de neige fixée à 35 cm. À 18 et 36 GHz, les effets de diffusion du givre de profondeur sur les T_B sont masqués par la présence de neige humide au-dessus, même pour une teneur en humidité aussi faible que 1 %. Pour le diffusomètre, la présence de neige humide diminue fortement le σ^0 (Tedesco 2007) en raison de l'absorption de l'onde incidente (due au fort ϵ'' de l'eau liquide).

La fonte de la neige peut créer des mares de fonte si une partie importante du manteau fond et l'effet de la fonte sur les T_B est similaire à l'effet de la SIC et difficilement différenciable de cet autre phénomène.

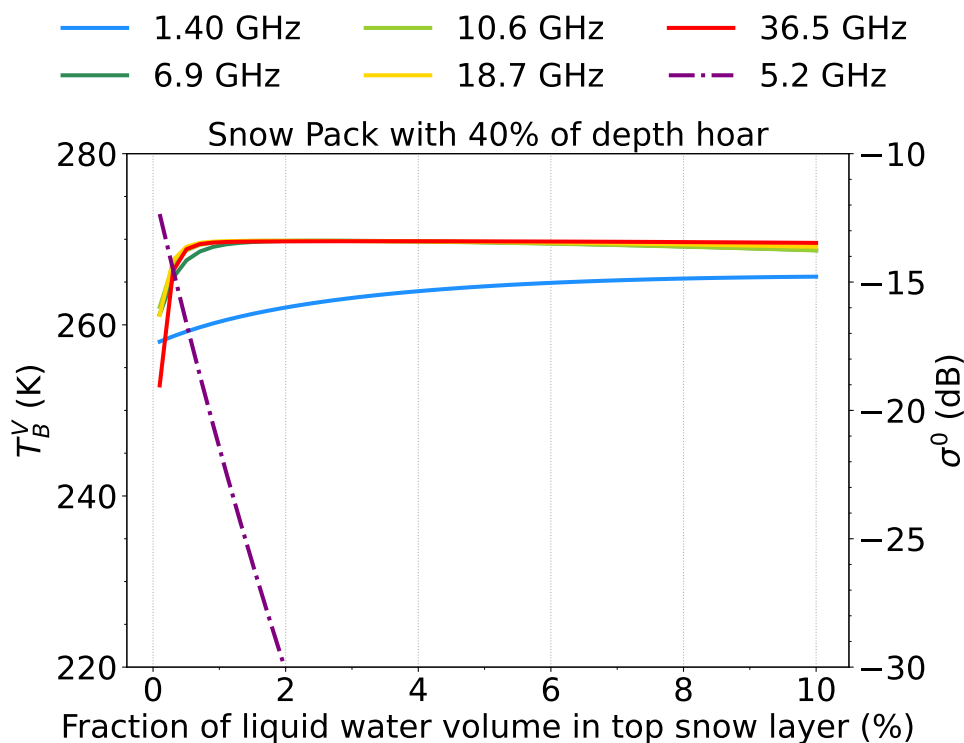


Figure 3.19 – Effet de la présence d'eau liquide dans la couche de neige supérieure simulée par SMRT, sur la T_B^V aux fréquences CIMR (axe y gauche) ainsi que sur le σ^0 à 5 GHz (axe y droit). La couverture neigeuse est de 35 cm d'épaisseur, avec 40% d'épaisseur de givre de profondeur et 60% de plaque à vent.

Sensibilité due à la diffusion

Après la période de fonte des neiges vers la fin du mois d'août, pour différentes régions, y compris le nord des îles Queen Elizabeth (Figure 3.3 panneau inférieur), une diminution des T_B de ~ 30 K à 36 GHz peut être observée, ce qui est un signe de diffusion. La couverture neigeuse ayant généralement fondue, il est peu probable que le signal de diffusion résulte de

la présence d'un givre de profondeur comme en hiver. Ce signal de diffusion pourrait plutôt être expliqué par la présence de glace superposée. La glace superposée est créée lorsque l'eau provenant de la fonte des neiges percole le long de la couverture neigeuse et regèle par contact avec la glace de mer (cf. Chapitre 1). La glace superposée est donc différente de la glace de mer gelée. Elle contient de grandes inclusions d'air (~ 1 mm de rayon) qui agissent comme des diffuseurs efficaces à 18 et 36 GHz. La Figure 3.20 montre la T_B^V et le σ^0 en fonction de l'épaisseur de la glace superposée. Le σ^0 présente la même configuration que la rétrodiffusion sur la glace pluriannuelle en hiver, c'est-à-dire que la sensibilité à la rugosité de la surface régit le signal de rétrodiffusion. La dépression des T_B due à l'effet de diffusion de la glace superposée est de la même ampleur que l'effet de diffusion sur le givre de profondeur. Avec une diffusion similaire à 18 et 36 GHz, la classification de Kohonen regroupe ces deux signaux (dus à la glace de profondeur ou à la glace superposée) au sein du même Cluster (Cluster 15), et une proportion significative du Cluster 15 est observée au début du mois de septembre (figure 3.8 panneau inférieur droit). La présence globale de glace superposée sur la glace de mer à la fin de l'été n'est pas encore suffisamment documentée pour une analyse à l'échelle du bassin arctique, car la plupart des études se sont concentrées à l'échelle régionale (Cheng et al. 2003; Kawamura et al. 2004; Granskog et al. 2006; Wang, Cheng et al. 2015). La présence de la diffusion semble donc être liée à la glace superposée, qui semble largement répandue dans l'Arctique à la fin de l'été.

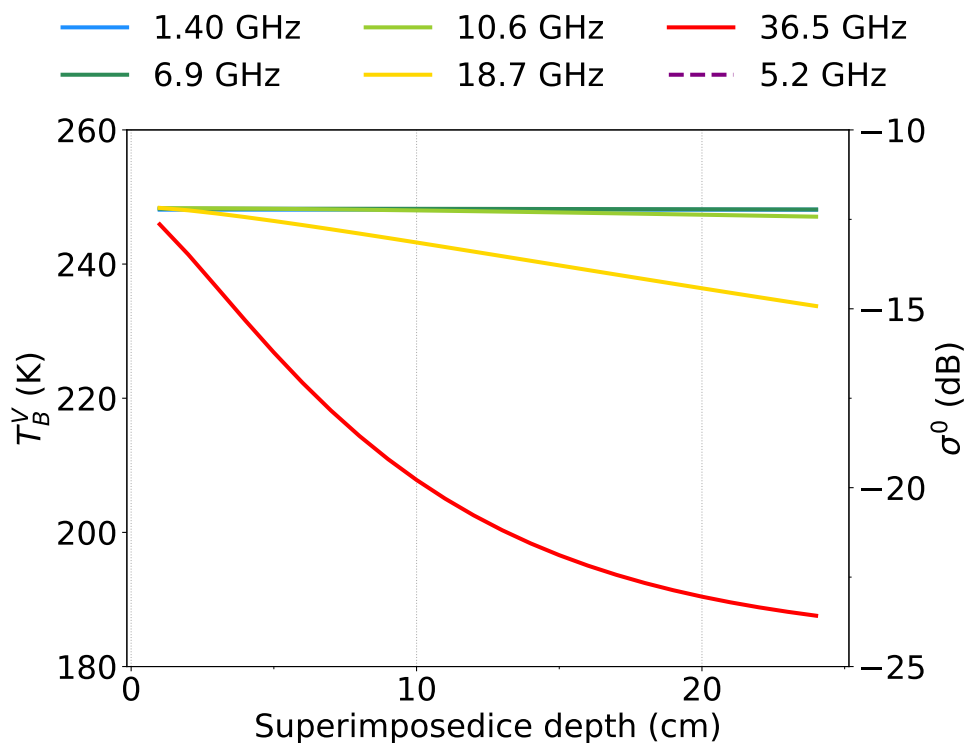


Figure 3.20 – Effet de la glace superposée simulée par SMRT, sur les T_B^V aux fréquences de CIMR (axe y de gauche) ainsi que sur le σ^0 à 5 GHz (axe y de droite).

3.4.3 Synthèse

Les Clusters 1 à 7 sont surtout sensibles au SIC, avec une corrélation positive entre les T_B et la SIC. Pour le Cluster 8, la T_B^V à 6 GHz est inférieur à un écart-type du *tie point* ayant une SIC de 100 %, ce qui suggère que ces Clusters représentent des pixels avec une SIC proche de 100 %.

Les variations des T_B dans les Clusters suivants sont donc dues à une autre source de variabilité géophysique. La Figure 3.21 présente un zoom sur les valeurs moyennes de T_B pour les Clusters 8 à 15, pour les deux polarisations aux fréquences de CIMR. Des simulations SMRT pour des conditions de glace de mer et de neige représentatives de chaque Cluster ont été ajoutées, pour illustrer l'accord raisonnable obtenu avec les simulations pour tous les Clusters. Nous n'avons pas l'intention ici de faire correspondre parfaitement les simulations avec les observations, mais de montrer que nos interprétations physiques offrent une explication raisonnable des covariabilités.

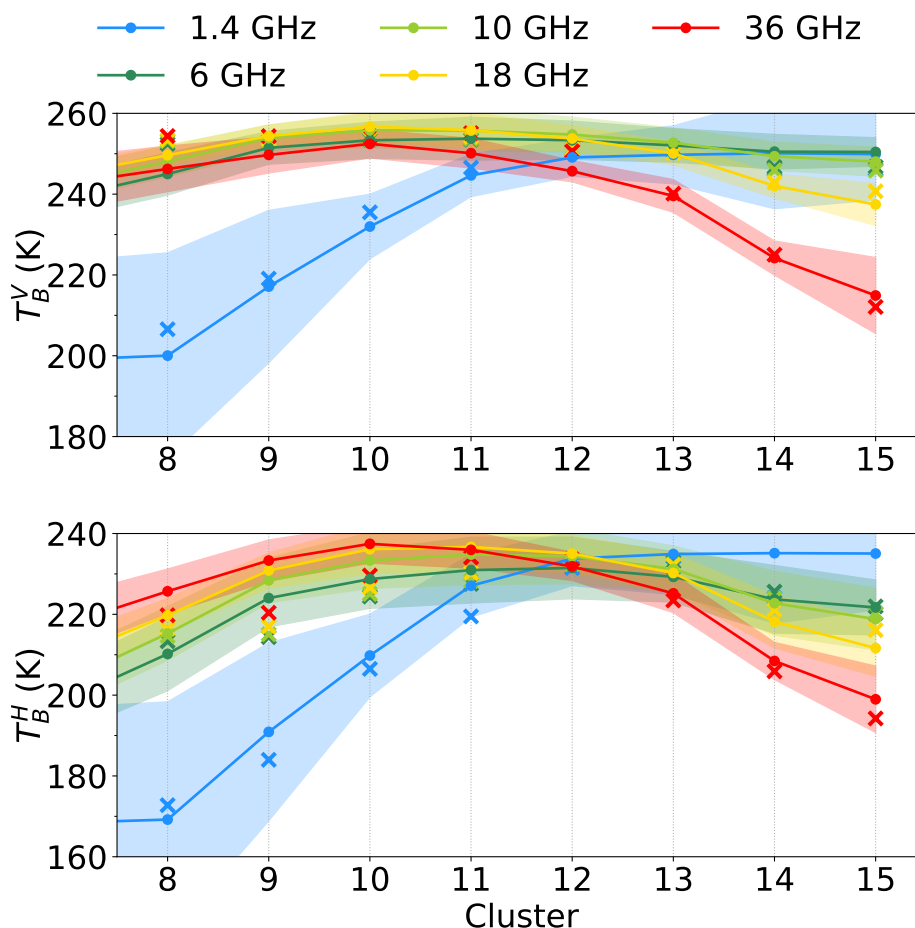


Figure 3.21 – Pour chaque Cluster supérieur au Cluster 7 de la classification de Kohonen, les T_B^V (panneau supérieur) et T_B^H (panneau inférieur), ainsi que leur écart-type (\pm std autour de la moyenne, indiqués par les zones ombrées), pour chaque fréquence de CIMR. Les croix représentent les Clusters simulés par SMRT pour toutes les fréquences et polarisations de CIMR.

Les Clusters 8 à 11 représentent l'augmentation de l'épaisseur de la glace de mer, avec une forte augmentation de T_B à 1.4 GHz, alors que les autres fréquences ne changent pas beaucoup. Le Cluster 12 montre des T_B très similaires pour toutes les fréquences (à la fois pour les polarisations V et H), avec un écart type relativement faible par rapport aux autres Clusters. Il est bien simulé par SMRT pour toutes les fréquences et polarisations. Du Cluster 12 au Cluster 15, la diffusion à 18 et 36 GHz augmente. En hiver, ces Clusters sont principalement localisés au nord du Groenland (Figure 3.8) : ils sont probablement dus à du givre de profondeur sur de la glace pluriannuelle et leur étendue augmente d'octobre à mai, puis diminue jusqu'à disparaître en été. À la fin de l'été, les Clusters 12 à 15 sont également observés, par exemple au nord des

îles Reine Elizabeth, et sont probablement liés à la présence de glace superposée sur de la glace pluriannuelle.

Pour chaque Cluster, les T_B aux polarisations V et H sont simultanément raisonnablement bien simulées, malgré la difficulté générale de simuler la polarisation H (Pan et al. 2015), et malgré la difficulté de simuler simultanément sur une grande gamme de fréquence (Burgard et al. 2020).

3.5 Limitations liées aux hypothèses de l'étude

L'étude menée ici comporte deux phases successives : la classification des signaux micro-ondes et leur interprétation avec SMRT. Nous allons donc nous attarder sur les hypothèses qui ont été faites au cours de ces deux étapes et quelles limitations ont été rencontrées.

Dans un premier temps, la classification de Kohonen a été appliquée à l'ensemble des fréquences de CIMR. Ce choix a été fait pour se concentrer uniquement sur les covariabilités des signaux de CIMR, néanmoins, ajouter le σ^0 d'ASCAT à la classification aurait également pu être acceptable. Une classification sur ces 11 canaux a été menée sans réelle modification des Clusters finaux, un canal supplémentaire n'ayant pas assez de poids pour influencer le résultat. Les résultats issus de cette classification étaient très proches de ceux obtenus avec uniquement les canaux de CIMR (cf. Figure 3.7) et des Clusters associés à ASCAT (cf. Figure 3.12). Sachant que les modèles de transfert radiatif ne peuvent simuler simultanément les signaux actif et passif, nous avons choisi de n'utiliser que les canaux de CIMR comme base d'entraînement de la classification, et d'utiliser le σ^0 d'ASCAT pour caractériser a posteriori les résultats. Ensuite, fixer le nombre de Cluster à 15 est assez arbitraire. Même si le coefficient de Silhouette a été appliqué, il nous indique uniquement si la classification est cohérente en mesurant les distances intra et inter Cluster. Une classification ayant plus de cluster aurait pu améliorer la description des Clusters ayant la plus grande variabilité au détriment de la lisibilité.

Bien que le modèle de transfert radiatif SMRT soit suffisamment abouti pour permettre des simulations en accord avec les observations à partir d'une description réaliste de la banquise, il reste encore des zones d'ombres quant à l'efficacité du modèle avec les hypothèses utilisées. On peut noter, par exemple, le fait que les diffuseurs présents dans chaque type de glace de mer, comme simulé dans le modèle, ne sont que d'un seul type. C'est-à-dire que les diffuseurs dans la glace de mer de première année ne sont que des inclusions de saumure, et que les diffuseurs dans la glace de mer pluriannuelle ne sont que des inclusions d'air. Cette hypothèse est dans un premier temps très acceptable étant donné que la glace de mer de première année est plus dense et plus salée que la glace de mer pluriannuelle (Tucker et al. 1992; Shokr and Sinha 2015). Néanmoins, un mélange triphasique pourrait amener à des effets plus forts quant au phénomène de diffusion décrit précédemment.

De plus, la simulation de la rugosité à petite échelle est modélisée avec les hypothèses d'optique géométrique, qui peuvent être discutables dans une certaine mesure. Un autre modèle de rugosité comme celui de Fung and Eom (1982) est également implémenté dans SMRT, néanmoins des problèmes de résolution numérique apparaissent, en particulier avec les plus hautes fréquences simulées (18 et 36 GHz). Le fait que la rugosité de grande échelle, liée à la topographie (par exemple les crêtes de compression), n'est pas pris en compte dans les simulations est également une limitation. Toutes les températures de brillance et coefficients de rétrodiffusion qui ont été simulés par SMRT, proviennent de scènes uniformes. En réalité, une observation (à l'échelle de la tache au sol des instruments ou du pixel une fois regrillé) ne correspond pas à une scène homogène du fait de l'étendue même de ces observations. De ce fait, les valeurs simulées devraient être

pondérées par la présence des différentes configurations. Finalement, le fait d’avoir moyenné les observations sur une dizaine de jours a permis notamment de s’affranchir des phénomènes météorologiques hautes fréquences, en supposant que l’atmosphère soit majoritairement sèche.

3.6 Conclusion et perspectives

Diverses observations micro-ondes par satellite sont disponibles sur la banquise arctique, et de nouveaux instruments dédiés sont prévus à l’avenir, comme CIMR. Une exploitation optimale de ces observations micro-ondes est attendue, ce qui nécessite une compréhension plus fine de la façon dont les signaux micro-ondes covarient à travers les fréquences, les polarisations et les modes d’acquisition. À cette fin, nous avons analysé les covariabilités des observations radiométriques de 1.4 à 36 GHz, ainsi que les observations du diffusomètre à 5 GHz (Figures 3.4 et 3.5).

Une classification de Kohonen a été appliquée à une année complète d’observations SMAP, AMSR2 et ASCAT colocalisées, dont la moyenne a été calculée sur 10 jours sur une grille au format EASEGRID 2.0 de 12.5 km de résolution spatiale, au-dessus de l’Arctique. La classification de Kohonen a mis en évidence plusieurs comportements spécifiques des covariabilités d’observations : augmentation de T_B à toutes les fréquences pour une SIC croissante (Figure 3.3 panneau supérieur), augmentation de T_B à 1.4 GHz pour une SIT croissante (Figure 3.17) et diminution de T_B à 18 et 36 GHz avec une diffusion croissante (Figure 3.18). Avec l’aide de SMRT, un modèle de transfert radiatif de pointe, des simulations réalistes du comportement des différents Clusters ont été obtenues (Figure 3.21), avec des interprétations physiques cohérentes des signaux micro-ondes, pour toutes les fréquences, les polarisations et les modes (actif/passif). Grâce à la capacité de SMRT à simuler les transferts radiatifs passifs et actifs, nous avons montré que les comportements mis en évidence par la classification sont cohérents avec une interprétation physiquement réaliste, avec des simulations SMRT en accord raisonnable pour les polarisations H et V. Les signatures moyennes d’hiver et d’été ont été décrites et simulées, offrant une interprétation sur toute l’année des signaux micro-ondes complexes de la glace de mer et de la neige.

Notre analyse a mis en évidence le rôle du givre de profondeur pour l’interprétation des signaux de diffusion en hiver. Nous avons montré que le lien entre la diffusion à 18 et 36 GHz et l’épaisseur de la neige ou le type de glace est indirect, et probablement lié à la présence du givre de profondeur dans le manteau neigeux sur la glace pluriannuelle. Cet effet de diffusion est couramment utilisé pour estimer l’épaisseur de la neige ou le type de glace de mer en hiver. À la fin de la saison estivale, des signatures de diffusion apparaissent également : elles ne sont probablement pas liées à la présence d’une couche de givre de profondeur à cette période de l’année, mais à la présence de glace superposée avec des bulles d’air piégées jouant le rôle de puissants diffuseurs. Nos travaux ont permis d’améliorer la compréhension des signatures micro-ondes de la glace de mer et de son manteau neigeux, ce qui pourra permettre par la suite de mieux simuler la banquise dans les modèles météorologiques/climatiques (Arduini et al. 2022).

L’utilisation des récents développements du SMRT pour les simulations altimétriques (Sandells, Picard et al. 2021) est prévue dans un futur proche, afin d’étendre cette étude à l’analyse de la synergie avec les signaux altimétriques. Cette étude a montré qu’une caractérisation réaliste de la glace de mer et de sa couverture neigeuse peut expliquer les multiples signatures micro-ondes observées au-dessus de l’océan Arctique pendant différentes saisons, alors que la plupart des études actuelles ne se concentrent que sur une fenêtre temporelle spécifique à l’échelle régionale et/ou à une fréquence d’observation donnée. Cette caractérisation bénéficiera des

avancées futures dans le développement de SMRT, ainsi que des observations des futures missions satellitaires.

Chapitre 4

Estimation de l'épaisseur de la banquise Arctique à partir d'inversion statistique sur des observations micro-ondes passives

Publications

La partie de méthodologie et les résultats comparés avec les campagnes de mesure aéroportée de cette étude ont fait l'objet d'un article intitulé "*Arctic Sea Ice Thickness estimation from passive microwave satellite observations between 1.4 and 36 GHz*" par Soriot Clément, Prigent Catherine, Jimenez Carlos et Frappart Frédéric accepté en novembre 2022 dans le *Earth and Space Science*. L'article est disponible dans l'Annexe C.

La rédaction d'un article sur la création et l'évaluation des longues séries temporelles d'épaisseur et de volume de glace de mer utilisant la méthodologie décrite dans ce Chapitre est en cours.

4.1 Introduction

L'étendue de la glace de mer fait l'objet d'une surveillance intensive à partir d'observations micro-ondes passives satellitaires depuis la fin des années 70 (Comiso 1986), et son déclin a été mis en évidence (Stroeve, Serreze et al. 2012; Kwok 2018). L'autre paramètre nécessaire pour estimer la variation de volume de glace de mer est son épaisseur. L'estimation satellitaire à grande échelle de l'épaisseur de la glace de mer est plus récente, avec l'avènement des missions d'altimétrie laser *Ice, Cloud and Land Elevation Satellite* (ICESat et ICESat-2) (Schutz et al. 2005; Abdalati et al. 2010), et des missions d'altimétrie radar (par exemple, ERS-1 et 2 (Laxon, Peacock et al. 2003), ou CryoSat-2 (CS2) (Wingham, Rapley et al. 1986; Laxon, Giles et al. 2013), voir Abdalla et al. (2021) pour une synthèse des applications de l'altimétrie, en particulier sur les glaces de mer). En raison de la visée au nadir de ce type d'instrument, leur répétabilité et leur couverture spatiale liées aux configurations orbitales des altimètres limitent les estimations de la SIT spatialement et temporellement. Les deux techniques altimétriques (laser et radar) fournissent une estimation d'un franc-bord (*freeboard* en anglais), c'est-à-dire l'épaisseur de la couche qui dépasse le niveau de l'eau : pour les altimètres laser, cette couche inclut la couverture neigeuse et pour le radar basse fréquence, le signal est censé traverser la couche de

neige et atteindre la surface de la glace de mer. L'estimation du franc-bord est la différence entre une mesure au-dessus de la banquise et une autre au-dessus de la mer libre ou d'un chenal dans la banquise (*lead*). L'estimation de l'épaisseur totale de la banquise, y compris la partie immergée de la glace de mer, suppose toujours l'équilibre hydrostatique et une estimation de l'épaisseur du manteau neigeux. Par conséquent, des hypothèses doivent être faites, d'abord sur l'épaisseur et la densité de la neige, souvent en utilisant des climatologies (Warren et al. 1999), mais aussi des estimations par satellite ou modélisation, et ensuite sur les densités de glace et d'eau. Parmi les longues séries temporelles de produits d'épaisseur de la glace de mer accessibles au public, le produit mensuel ICESat-2 (Petty, Kurtz, Kwok, Markus and Neumann 2020) ou le produit CS2 (Tilling, Ridout and Shepherd 2018), disponibles tous deux pour la période hivernale, sont incontournables. La sensibilité au franc-bord de l'altimètre radar est faible pour une petite épaisseur de glace de mer. Par contre, les observations micro-ondes passives en bande L (1.4 GHz) du *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS, Font et al. (2010)) ou du *Soil Moisture Active Passive* (SMAP, Entekhabi, Njoku et al. (2010)) sont sensibles aux petites épaisseurs de la glace de mer et ont donc été exploitées (Kaleschke, Maaß et al. 2010) et fusionnées avec les estimations CS2 pour créer un produit amélioré (CS2SMOS) couvrant toute la gamme d'épaisseur de la glace de mer. Ce produit est disponible sur une base hebdomadaire pendant l'hiver (Ricker, Hendricks, Helm et al. 2014).

Les estimations de la SIT basées sur les satellites ont été évaluées et comparées. Wang, Key et al. (2016) incluent les produits ICESat-2, CS2 et SMOS dans leur comparaison avec des estimations aéroportées et issues de modèles. Sallila et al. (2019) se concentrent essentiellement sur les différences entre les produits altimétriques radar dérivés de CS2. Outre les limites intrinsèques des différents capteurs satellites, les estimations de la SIT sont basées sur plusieurs hypothèses différentes concernant la charge de neige et les paramètres géophysiques de la glace de mer, ce qui entraîne des différences entre les produits de SIT (Wang, Key et al. 2016; Petty, Kurtz, Kwok, Markus and Neumann 2020), même en utilisant le même instrument (Sallila et al. 2019).

Les observations satellites micro-ondes passives ont été largement exploitées pour estimer la concentration de glace de mer (la SIC et sa SIE correspondante), le type de glace de mer, ainsi que l'épaisseur de la neige sur la glace de mer, principalement à partir de mesures à 18 et 36 GHz effectuées par des imageurs tels que les AMSR (Imaoka et al. 2012) ou les SSM/I (Comiso 1995; Comiso, Cavalieri and Markus 2003; Walker et al. 2006; Markus and Cavalieri 2009). L'épaisseur de la glace de mer mince est maintenant aussi estimée de façon opérationnelle à partir des observations micro-ondes passives à 1.4 GHz (Kaleschke, Tian-Kunze, Maaß, Beitsch et al. 2016). Cependant, l'évaluation du potentiel des observations micro-ondes passives pour estimer l'épaisseur de la glace de mer pour toute la gamme d'épaisseur n'a pas encore suscité beaucoup d'efforts, car les observations micro-ondes passives ne sont pas censées pénétrer la glace sur plus de 50 cm ni être directement sensibles à la glace de mer plus épaisse, surtout à haute fréquence (Heygster et al. 2014). Néanmoins, nous avons observé une forte corrélation systématique et inattendue à l'échelle du bassin Arctique entre les observations micro-ondes passives et l'épaisseur de la glace de mer existante, pendant tout l'hiver (voir les sections ci-dessous). Récemment, Lee, Meier et al. (2021) ont proposé une estimation de la SIT en Arctique, à partir des fréquences d'AMSR2, entre 6 et 36 GHz, basée sur la proportionnalité supposée entre l'épaisseur optique de diffusion à ces fréquences dans le franc-bord et l'épaisseur physique du franc-bord, avec une épaisseur de neige réaliste sur la glace de mer. La relation entre l'épaisseur optique et le franc-bord de la glace est dérivée d'un ajustement linéaire avec le franc-bord de la glace de CS2.

Ici, nous proposons d'exploiter directement la forte relation statistique observée entre les

observations micro-ondes passives et les estimations existantes de l'épaisseur de la glace de mer à grande échelle, pour dériver la SIT en utilisant une approche d'apprentissage automatique (*machine learning*). La motivation est double : d'abord développer une méthode pour produire une estimation robuste à long terme de la SIT à une échelle temporelle sub-mensuelle et une échelle spatiale de l'ordre du bassin Arctique, ensuite préparer l'exploitation de la mission *Copernicus Imaging Microwave Radiometer* (CIMR, [Donlon 2020](#)). Le *Copernicus Polar Ice and Snow Topography Altimeter* (CRISTAL, [Kern, Cullen et al. 2020](#)), est une autre mission d'expansion prioritaire de Copernicus et mesurera également l'épaisseur de la glace de mer, l'épaisseur de la neige de la banquise et les élévations de la couche de glace, grâce à un altimètre à double fréquence fonctionnant dans les bandes Ku (13.5 GHz) et Ka (36.5 GHz).

Pour tester la faisabilité de l'estimation de la SIT à partir des observations micro-ondes passives, une base de données avec des observations aux fréquences de CIMR est construite (la même que celle utilisée dans le Chapitre 3), en fusionnant les observations SMAP à 1.4 GHz et celles d'AMSR2 à 6, 10, 18, et 36 GHz, pour caractériser la glace de mer et la neige ([Soriot et al. 2022](#)). Une analyse statistique entre les mesures micro-ondes passives et les estimations de la SIT est conduite sur la SIT issue d'ICESat-2 ([Petty, Kurtz, Kwok, Markus, Neumann and Keeney 2022](#)), de CS2SMOS ([Ricker, Hendricks, Kaleschke et al. 2017](#)), et de celle modélisée par le *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO) ([Rousset et al. 2015](#)). Nous commencerons par décrire les données utilisées et la méthodologie de notre approche statistique. L'algorithme d'apprentissage automatique est alors entraîné sur la SIT d'ICESat-2. Les résultats et leurs évaluations avec des données in situ sont ensuite présentés. Une série temporelle de SIT est alors construite sur notre méthodologie en utilisant des données intercalibrées entre 1992 et 2020. Nous concluons ce chapitre en présentant ce qu'apporte notre méthodologie et nos résultats.

4.2 Jeux de données utilisées

SMAP et AMSR2 fournissent des températures de brillance (T_B) de 1.4 GHz (bande L) à 89.0 GHz (bande W) qui incluent la gamme de fréquences (1.4 - 36.5 GHz, des bandes L à Ka) qui sera observée par CIMR. Les SIT dérivées du satellite sont extraites de l'altimétrie laser (ICESat-2) ou d'une combinaison d'altimétrie radar et d'observations micro-ondes passives basse fréquence (CS2SMOS). La SIT du modèle NEMO est également utilisée ([Madec and Team 2008](#)). Des comparaisons sont effectuées avec les mesures d'une campagne de mesure aéroporté : l'*Operation IceBridge-QuickLook* (OIB-QL) ([Kurtz, Richter-Menge et al. 2013](#)).

Tous les jeux de données à grande échelle sont extraits sur l'océan Arctique au-dessus de 55°N, pour une année polaire complète du 1er novembre 2018 au 31 octobre 2019. Les données sont projetées sur une même EaseGrid 2.0 à ~ 12.5 km de résolution ([Brodzik et al. 2012](#)). Le masque de glace de mer de l'*Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility* (OSI-SAF) est adopté ([Tonboe et al. 2017](#)).

4.2.1 Données satellites

Les données satellites utilisées au cours de cette étude sont des données de niveau L1 (des températures de brillance) issues de SMAP et AMSR2 (cf. Chapitre 1). L'extraction et le prétraitement de ces données sont identiques à ce qui a été appliqué au Chapitre 3. Les différents sites d'accès aux données sont indiqués en Annexe A.

4.2.2 Produits satellites de SIT

Comme pour les données satellites, l'Annexe A recense les sites d'accès aux produits utilisés.

ICESat-2 SIT

Le produit de SIT grillé mensuellement de niveau L4 d'ICESat-2 L4 (Petty, Kurtz, Kwok, Markus, Neumann and Keeney 2022) est téléchargé, et est disponible pendant l'hiver de novembre à avril à une résolution de 25 km. Il est basé sur la mesure laser de la hauteur totale du franc-bord (l'épaisseur de la couche de glace de mer émergée plus la couche de couverture neigeuse) si la concentration de glace de mer est $> 50 \%$, si les échantillons de hauteur sont à au moins 25 km de la côte, et pour des conditions sans nuages, la lumière visible étant diffusé par les nuages. L'hypothèse d'équilibre hydrostatique est de mise pour estimer la SIT totale à partir du franc-bord mesuré. Des estimations de l'épaisseur de la neige ainsi que des densités de neige, de glace et d'eau sont également nécessaires. Pour ce produit, l'épaisseur et la densité de la neige sont simulées à partir du modèle eulérien de neige sur glace de mer de la NASA (NEOSIM v1.0) (Petty, Webster et al. 2018), modifié avec une fonction empirique par morceaux pour augmenter la résolution spatiale initiale du modèle (Petty, Kurtz, Kwok, Markus and Neumann 2020).

CS2SMOS SIT

Le produit griddé de SIT de CS2SMOS combine les estimations de l'altimètre radar CS2 (Ricker, Hendricks, Helm et al. 2014; Hendricks et al. 2016) avec les observations micro-ondes passives de SMOS (Tian-Kunze et al. 2014; Kaleschke, Tian-Kunze, Maaß, Beitsch et al. 2016). Alors que CS2 n'a pas la capacité d'observer la glace fine, SMOS est limité aux régimes de glace plus fines que ~ 1 m (Ricker, Hendricks, Kaleschke et al. 2017).

Contrairement à ICESat-2, on considère que CS2 mesure le franc-bord de la glace uniquement, car la fréquence du radar (bande Ku à 13 GHz) est supposée pénétrer le manteau neigeux et atteindre la surface de la glace de mer. Le calcul de l'épaisseur totale de la glace de mer repose sur l'équilibre hydrostatique, avec une estimation de la charge de neige ainsi qu'une estimation de la densité de la neige, de la glace et de l'eau. Le produit de SIT de CS2 utilise la climatologie de neige de Warren et al. (1999), pour l'épaisseur et la densité de la neige. L'épaisseur originale de neige issue de la climatologie de Warren est réduite de 50 % sur la glace de mer de première année (Kurtz and Farrell 2011) et la distinction entre le type de glace de mer de première année et de plusieurs années est fournie par le produit de l'OSI-SAF dérivé d'observations micro-ondes passives (Aaboe and Down 2021). La méthode d'estimation de la SIT pour glace fine à partir des T_B à 1.4 GHz de SMOS est basée sur un modèle thermodynamique de glace de mer et sur un modèle de transfert radiatif à une couche de glace (Tian-Kunze et al. 2014).

Un schéma d'interpolation optimal est développé pour fusionner les estimations de SIT de CS2 et de SMOS. Ce schéma est appliqué aux estimations mensuelles de la SIT de CS2 et aux estimations hebdomadaires de la SIT de SMOS, permettant l'estimation de la gamme complète de SIT. Le produit final est disponible de mi-octobre à mi-avril, sur une base hebdomadaire, avec une résolution spatiale initiale de 25 km.

4.2.3 Sorties de modèle numérique

NEMO est un modèle d'océan physique de pointe, particulièrement utilisé en recherche et dans des services de prévision en océanographie et en climatologie (Madec and Team 2008). Il

utilise le modèle de glace de mer de Louvain-La-Neuve 2 (LIM 2) (Fichefet and Maqueda 1997).

Dans cette étude, le système mondial de surveillance et de prévision à haute résolution PSY4V3R1 (Gasparin et al. 2018) est adopté. Il est basé sur la version 3.1 du modèle océanique NEMO, qui assimile la concentration de glace de mer issue d’observations satellites d’EUMETSAT et de l’OSI-SAF. Le modèle NEMO PSY4V3R1 fournit un produit SIT quotidien à une résolution de 2 km, ensuite moyenné sur la EASEGrid 2.0 à 12.5 km.

4.2.4 Données *in situ*

L’*Unified Sea Ice Thickness Climate Data Record* (Lindsay and Schweiger 2013) regroupe tous les types de mesures de SIT provenant d’observations aéroportées et sous-marines, de 1947 à aujourd’hui. Dans notre fenêtre temporelle (11/2018-10/2019), seules les données de l’opération IceBridge QuickLook (OIB-QL) sont disponibles (Kurtz, Farrell et al. 2013). Les mesures sont fournies par un radar à pénétration de surface à visée nadir : le *Multichannel Coherent Radar Depth Sounder* (MCoRDS) qui fonctionne à 193.9 MHz (Shi, Allen et al. 2010). Les différences entre les échos radar sont directement converties en épaisseurs de glace de mer.

En avril 2019, 125655 points initiaux ont été mesurés et regroupés pour former des groupes de données de 50 km (Kurtz, Studinger et al. 2012). Sur les 88 groupes résultants collectés par la campagne OIB-QL au cours de cette période, 78 sont au sud de 88.5° et sont colocalisés avec les ensembles de données décrits précédemment. La valeur de SIT moyenne et son incertitude associée sont fournies pour chaque groupe et les valeurs moyennes de SIT sont localisées sur une carte (Figure 4.1).

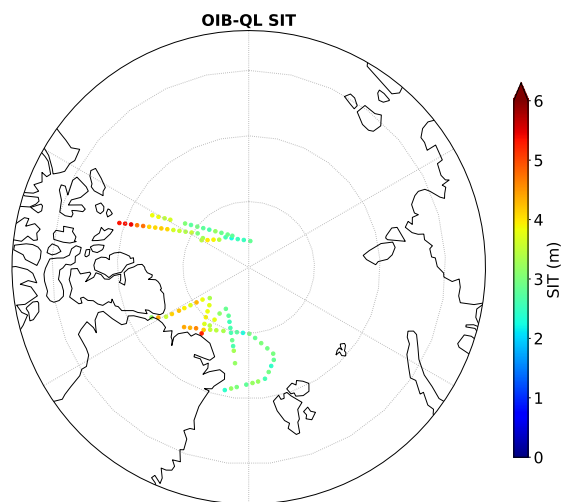


Figure 4.1 – Épaisseur de la glace de mer (SIT) estimée à partir des données de la campagne OperationIceBridge-QuickLook (OIB-QL) disponibles pour cette étude, en avril 2019.

4.3 Méthodologie

4.3.1 Inversion statistique et *Multi Layer Perceptron*

Compte tenu des relations statistiques observées entre les T_B et la SIT, une inversion statistique est menée, basée sur les techniques de réseaux neuronaux (*Neural Network* en anglais

ou NN). Les NN ont déjà été largement utilisés en télédétection satellite pour l'estimation d'un grand nombre de paramètres géophysiques, y compris les variables géophysiques de la glace de mer (Rösel et al. 2012; Braakmann-Folgmann and Donlon 2019; Chi and Kim 2021). Nous adoptons ici une architecture NN spécifique appelée *Multi Layered Perceptron* (MLP) (Rumelhart et al. 1985). Le MLP est approprié pour approximer des relations non linéaires multivariées (Krasnopolsky 2007; Cybenko 1989; Aires et al. 2002). Il sera appliqué ici pour construire le modèle statistique reproduisant la relation entre les températures de brillance et la SIT. Le MLP contiendra une première couche avec autant de neurones d'entrée que de canaux micro-ondes utilisés dans l'estimation, suivie d'une couche cachée avec des fonctions d'activation tansig, et d'une couche de sortie avec des fonctions d'activation linéaires et un nœud fournissant la SIT récupérée. Cette architecture NN peut être représentée par une fonction :

$$y_q = a_{q0} + \sum_{j=1}^k + a_{qj} \cdot \tanh(b_{j0} + \sum_{i=1}^n b_{ji} \cdot x_i); q = 1, 2 \dots m \quad (4.1)$$

où x_i et y_q sont respectivement les composantes des vecteurs d'entrée et de sortie du NN, a et b sont les matrices des paramètres d'ajustement, c'est-à-dire les poids et les biais du NN. Ils seront déterminés pendant la phase d'apprentissage en utilisant une base de données de températures de brillance et de SIT correspondantes, ainsi que l'algorithme d'apprentissage de Foresee and Hagan (1997). Pour éviter les surapprentissage spatiaux ou temporels et augmenter la robustesse de l'estimation, seul un tiers aléatoire de la base de données sera utilisé pour l'entraînement, comme dans Rodríguez-Fernández et al. (2019), et une technique de validation par arrêt précoce sera appliquée pendant l'entraînement (Prechelt 2012).

Le NN est entraîné sur la SIT d'ICESat-2, afin de minimiser la consanguinité avec les entrées micro-ondes passives (T_B). La SIT d'ICESat-2 est censée être indépendante des observations micro-ondes passives (Petty, Kurtz, Kwok, Markus and Neumann 2020) et est issue d'un domaine de fréquence différent (visible contre micro-ondes) (Abdalati et al. 2010). Le produit CS2SMOS est construit avec les T_B à 1.4 GHz de SMOS (Ricker, Hendricks, Kaleschke et al. 2017), et le modèle NEMO, lui, assimile la SIC de l'OSI-SAF qui est basée sur des T_B micro-ondes. Cependant, un exercice similaire a été également réalisé avec un NN entraîné sur CS2SMOS. De même, l'exercice pourrait être réalisé avec les SIT de NEMO comme base d'apprentissage. Afin de minimiser l'influence de la SIC, le NN est entraîné sur des pixels avec une $SIC > 0.8$, estimé par l'OSI-SAF.

Plusieurs combinaisons de T_B ont été testées comme entrées du NN et les résultats sont comparés aux estimations de SIT de CS2SMOS, NEMO et OIB-QL. Parmi les combinaisons de T_B testées, deux sont particulièrement intéressantes pour des études ultérieures : la combinaison de toutes les fréquences de CIMR (1.4, 6, 10, 18 et 36 GHz en polarisations V et H) pour montrer la capacité future de CIMR à estimer la SIT, et la combinaison des T_B à 18 et 36 GHz en polarisations V et H, pour faciliter la production de longues séries temporelles de SIT, en raison de la disponibilité d'enregistrements à long terme de ces observations, avec SSM/I, son successeur SSMIS, et peut-être son prédécesseur, le *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR).

4.3.2 Analyse préliminaire et entraînement

La Figure 4.2 montre, pour la deuxième période de 10 jours des mois de novembre, janvier et mars, la SIT d'ICESat-2, de CS2SMOS et de NEMO ainsi que la T_B^V à 1.4 GHz (SMAP) et 36 GHz (AMSR2), lorsque la SIC de l'OSI-SAF est supérieure à 0.8. Les produits de SIT

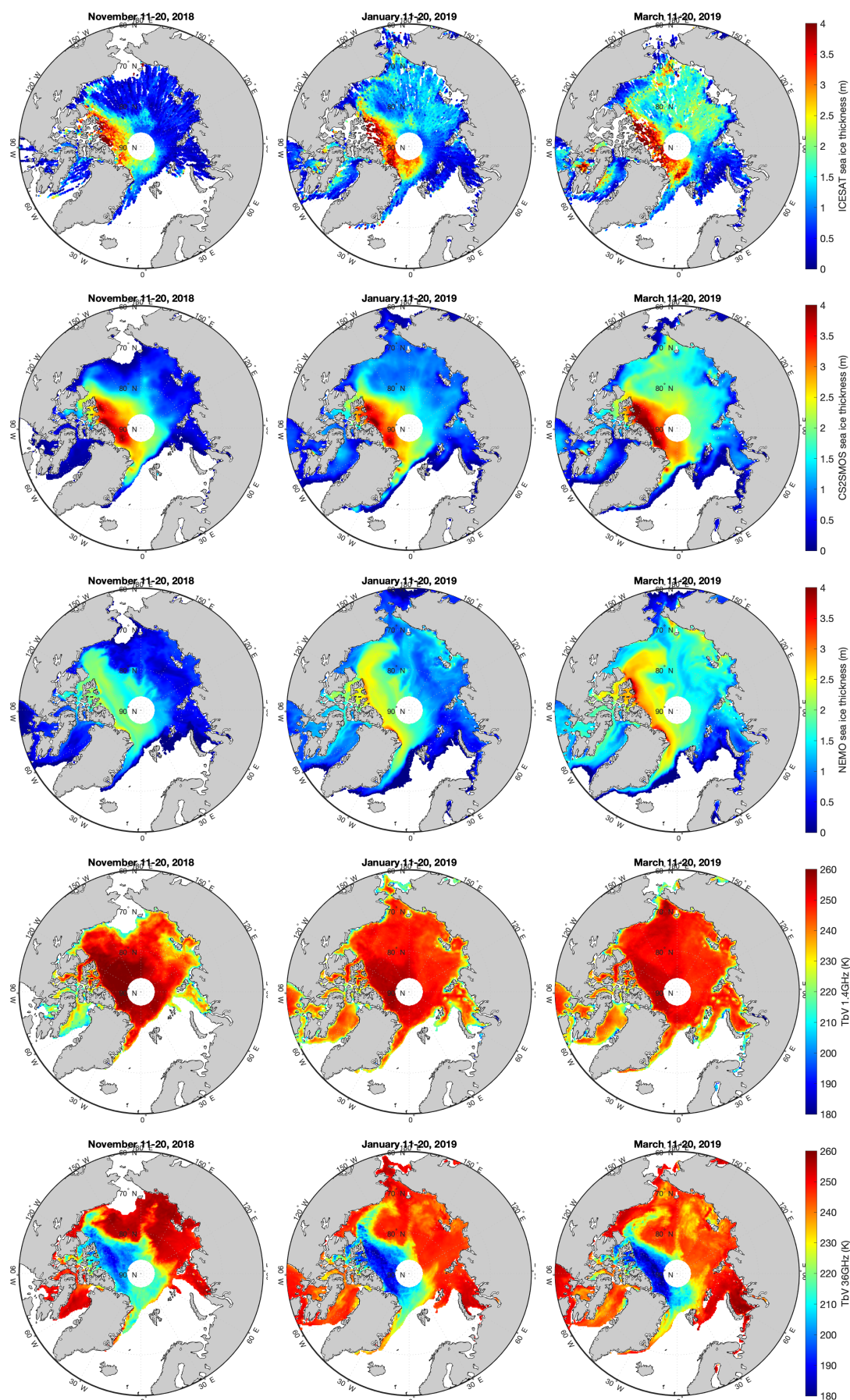


Figure 4.2 – De haut en bas : la SIT d'ICESat-2, la SIT de CS2SMOS, la SIT de NEMO, la T_B^V à 1.4 GHz de SMAP et la T_B^V à 36 GHz d'AMSR2, pour trois périodes hivernales de 10 jours (de gauche à droite, les deuxièmes périodes de 10 jours en novembre 2018, janvier 2019 et mars 2019), lorsque la SIC est supérieure à 0.8 (selon les estimations de l'OSI-SAF).

d'ICESat-2, CS2SMOS, et NEMO montrent des structures spatiales similaires à grande échelle, bien que NEMO présente une SIT nettement moins élevée au nord du Groenland et des îles Reine Elizabeth que les estimations issues des satellites. NEMO sous-estime les fortes valeurs de SIT par rapport aux autres produits, et CS2SMOS tend à montrer une SIT plus faible qu'ICESAT-2 pour ces grandes valeurs de SIT également. L'émissivité de la glace de mer à 1.4 GHz est élevée, ce qui se traduit dans les cartes par une valeur élevée des T_B^V (>240 K), avec une diminution des T_B^V dans les zones où la glace de mer est probablement assez mince et transparente pour que l'océan sous-jacent contribue au signal avec sa faible émissivité. Les cartes des T_B^V à 36 GHz présentent des structures spatiales similaires à l'épaisseur de la banquise dérivée des satellites, avec une diminution significative des T_B^V avec l'augmentation du SIT.

Pour quantifier ces relations spatiales, la Figure 4.3 présente la corrélation linéaire de Pearson entre la SIT d'ICESat-2, de CS2SMOS et de NEMO, ainsi que la corrélation entre la SIT d'ICESat-2 et les T_B^V en fonction du temps pendant l'hiver, pour des canaux micro-ondes sélectionnés. Alors que les T_B^V à 1.4 GHz présentent une corrélation limitée avec la SIT et que les T_B^V à 6 GHz ne présentent pratiquement aucune corrélation, il existe une forte anti-corrélation entre la SIT d'ICESat-2 et les T_B^V , à 18 et 36 GHz.

On observe également une forte corrélation négative entre les T_B à 18 et 36 GHz et les autres produits de SIT (CS2SMOS et NEMO) (non montré), avec une corrélation négative particulièrement élevée entre la SIT de CS2SMOS et les T_B à 18 et 36 GHz (supérieure à 0.9 en valeur absolue pendant tout l'hiver). Les corrélations linéaires spatiales ont également été calculées pour deux gammes de SIT, avec un seuil à 0.7 m (non montré). Pour la glace mince en dessous de 0.7 m, la corrélation entre les T_B^V à 1.4 GHz et la SIT CS2SMOS est plus élevée qu'avec les autres produits de SIT (ICESat-2 et NEMO). Ce comportement peut être lié à l'utilisation des T_B à 1.4 GHz dans le produit CS2SMOS, pour sa sensibilité attendue à la faible épaisseur de la glace.

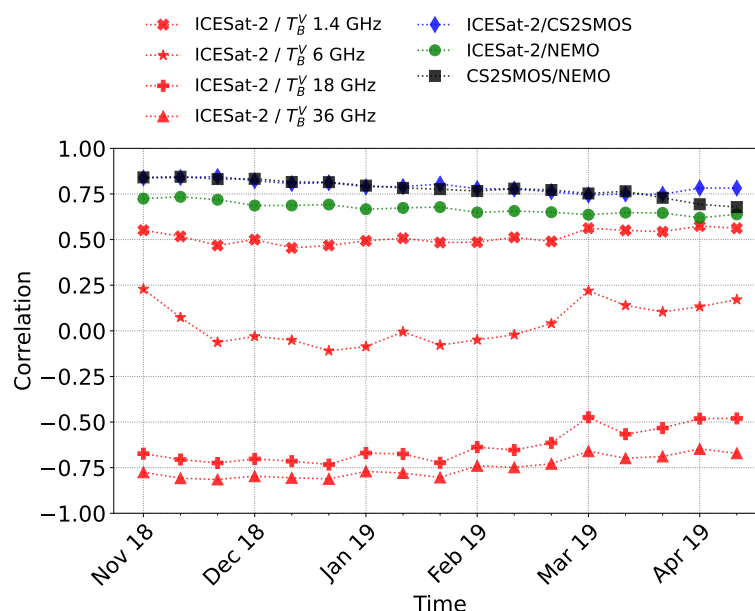


Figure 4.3 – Corrélation linéaire spatiale entre les différents produits de SIT et entre la SIT d'ICESat-2 et les T_B sélectionnées (1.4, 6, 18, 36 GHz), en fonction du temps pendant l'hiver dans l'Arctique, lorsque la SIC est supérieure à 0.8 (tel que fourni par les estimations de l'OSI-SAF).

L'interprétation physique de cette anti-corrélation entre les T_B^V à des fréquences plus élevées et la SIT n'est pas simple. Ces fréquences ne sont pas censées pénétrer dans la neige et la glace de mer. Une forte diminution des T_B avec l'augmentation de la fréquence est un signe de processus de diffusion dans le transfert radiatif. Dans ces régions de faibles T_B à 18 et 36 GHz, le signal micro-onde est probablement diffusé, à l'intérieur du manteau neigeux (diffusion volumique due à la formation de givre de profondeur par exemple), et peut-être aussi à la surface (diffusion surfacique), car ces régions correspondent aussi à des zones de glace pluriannuelle, où la neige s'accumule et où la glace pluriannuelle est soumise à de fortes pressions et où des crêtes de pression apparaissent. La relation entre les T_B et la SIT est probablement très indirecte, mais elle reste forte et, par conséquent, elle peut être potentiellement exploitée pour l'estimation de la SIT. Étant donnée la complexité des processus d'émission et de diffusion au sein de la banquise, cette situation n'est pas rare et ces fréquences (à savoir 18 et 36 GHz) ont déjà été largement utilisées pour estimer l'épaisseur de la neige sur la glace de mer ainsi que le type de glace de mer (première année ou pluriannuelle), sans explication physique robuste et claire du lien direct entre l'observation et le paramètre de neige et/ou de glace estimé (voir par exemple [Rostovsky et al. \(2018\)](#)).

4.4 Résultats

4.4.1 Résultats obtenus au cours de l'hiver en Arctique

Tout d'abord, le NN est entraîné sur un sous-ensemble du produit de SIT d'ICESat-2, en utilisant toutes les fréquences de la base de données de type CIMR, de 1.4 à 36 GHz. Cet entraînement de NN est nommé PMW_{CIMR} ci-après. Pendant l'hiver arctique (entre novembre et avril), la corrélation linéaire entre la SIT estimé par PMW_{CIMR} et la SIT d'ICESat-2 est de 0.85, avec une différence quadratique moyenne (*Root Mean Square Difference* ou RMSD) de 0.54 m.

La Figure 4.4 montre quelques analyses statistiques comparant les différents produits de SIT, y compris celui de PMW_{CIMR} : la corrélation linéaire spatiale entre les différents produits de SIT en fonction du temps (panneau supérieur), la RMSD en mètres entre les différents produits et l'estimation de PMW_{CIMR} en fonction du temps (panneau central), ou en fonction de la SIT d'ICESat-2 (panneau inférieur). La distribution normalisée de la SIT d'ICESat-2 est également représentée en gris sur le panneau inférieur.

L'accord général entre les produits satellitaires dérivés des mesures d'ICESat-2 et de CS2SMOS est meilleur (à la fois en termes de corrélation spatiale et d'erreur quadratique moyenne) qu'entre les produits satellitaires et les estimations de SIT de NEMO (Figure 4.4 panneaux supérieurs), comme le laissait déjà prévoir la Figure 4.2. Les corrélations sont plutôt stables pendant l'hiver, avec une légère dégradation (diminution de la corrélation et augmentation du RMSE) à la fin de la saison hivernale (Figure 4.4 sur les deux panneaux supérieurs). L'estimation de PMW_{CIMR} présente une meilleure corrélation spatiale et une RMSE plus faible avec tous les produits de SIT à chaque pas de temps (Figure 4.4 deux panneaux supérieurs, symboles avec lignes continues), par rapport à la corrélation initiale et à l'erreur quadratique moyenne entre le produit original d'ICESat-2 et les autres produits SIT (Figure 4.4 sur les deux panneaux supérieurs, symboles sans lignes continues). Remarquons que la corrélation spatiale entre la SIT de PMW_{CIMR} et la SIT de CS2SMOS est encore plus élevée que la corrélation entre la SIT de PMW_{CIMR} et la SIT d'ICESat-2 utilisée pour l'entraîner, ce qui signifie que les informations sur les micro-ondes passives dans l'estimation de PMW_{CIMR} ajoutent à la concordance entre les estimations de SIT existantes.

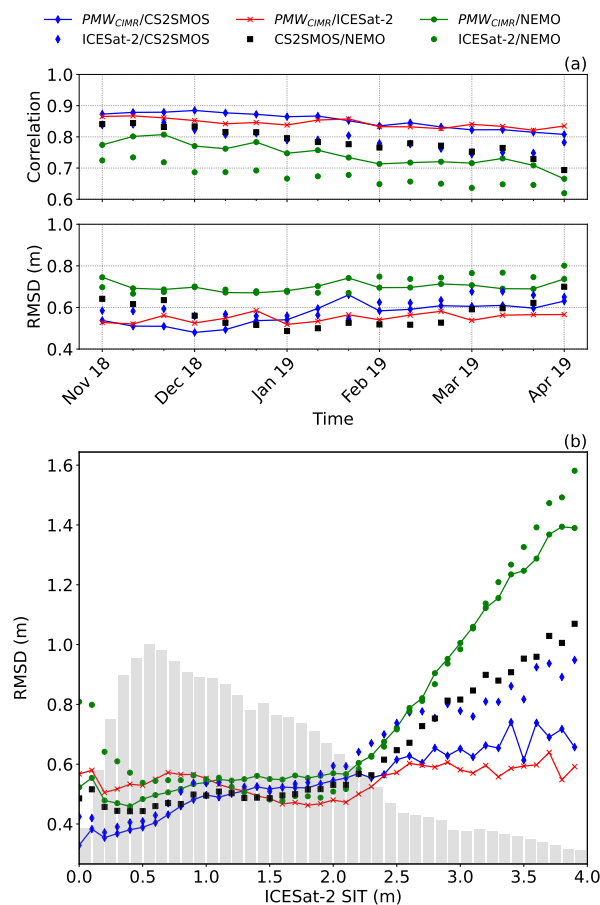


Figure 4.4 – Métriques statistiques des différences entre les estimations de SIT, y compris l’estimation du PMW_{CIMR} . En haut : Corrélation linéaire spatiale (R) entre les estimations de PMW_{CIMR} en fonction du temps en hiver. Au milieu : RMSD en m entre les variables, également en fonction du temps pendant l’hiver. En bas : l’erreur quadratique moyenne entre les estimations de la SIT, en fonction de la SIT ICESat-2 (la distribution de la SIT ICESat-2 étant indiquée en gris).

La RMSE entre les produits a tendance à augmenter de manière significative entre la plupart des produits, pour les SIT supérieures à ~ 2 m (Figure 4.4 panneau inférieur). La population de SIT au-dessus de 2 m est plutôt limitée pour tous les produits de SIT (la distribution de SIT d’ICESat-2 est indiquée en nuances de gris sur la Figure 4.4). Pour l’ensemble de la gamme de SIT, et en particulier pour les faibles et fortes SIT, la RMSE entre l’estimation de PMW_{CIMR} et les autres produits diminue (symboles avec lignes continues sur le panneau inférieur de la Figure 4.4) par rapport à la RMSE initiale entre la SIT d’ICESat-2 et les autres produits (symboles sans ligne continue sur le même panneau).

La Figure 4.5 montre les cartes de la SIT de PMW_{CIMR} et la différence entre ces estimations et les estimations de la SIT d’ICESat-2 pour trois périodes hivernales de 10 jours différentes (11/2018, 01/2019 et 04/2019) non utilisées dans l’entraînement du NN. Les cartes de la SIT d’ICESat-2 ont déjà été présentées (cf. Figure 4.2). Les cartes de SIT de PMW_{CIMR} montrent les mêmes structures spatiales que celles de la Figure 4.2, avec une SIT élevée au nord du Groenland et dans le bassin du Canada, et une augmentation de la SIT pendant l’hiver dans la mer des Tchoukhtches. Des différences notables entre les SIT de PMW_{CIMR} et d’ICESat-2 sont situées le long de la côte est du Groenland, en particulier en janvier, où l’estimation de

PMW_{CIMR} présente des valeurs de SIT plus élevées que la SIT d'ICESat-2. Dans cette région, notons que CS2SMOS et NEMO ont des SIT plus grandes que celles d'ICESat-2, et plus proches de l'estimation de PMW_{CIMR} (Figure 4.2). Au nord des îles de Nouvelle-Zemble, en particulier en mars, le PMW_{CIMR} prévoit une SIT plus élevée que celle d'ICESAT-2, où CS2SMOS et NEMO ont également une SIT plus élevée que celle d'ICESAT-2. Au contraire, PMW_{CIMR} montre une SIT plus mince qu'ICESat-2, dans le détroit de Béring en janvier.

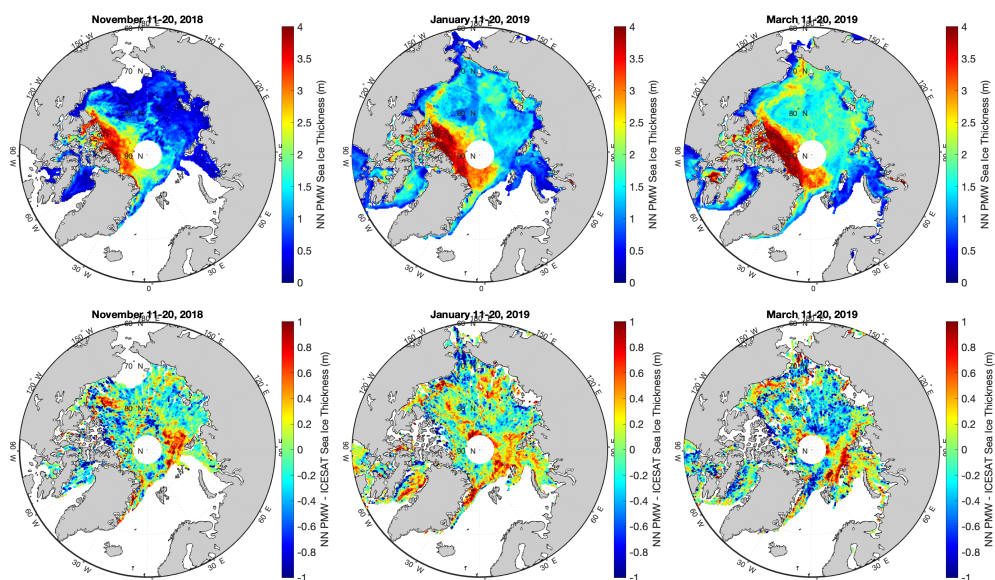


Figure 4.5 – De haut en bas : cartes de la SIT de PMW_{CIMR} , et de la SIT de PMW_{CIMR} moins la SIT d'ICESat-2, pour l'extraction de PMW_{CIMR} . Pour des périodes de 10 jours en novembre 2018 (à gauche), janvier 2019 (au centre) et avril 2019 (à droite).

L'estimation de la SIT a également été testée en utilisant moins de fréquences dans l'entraînement du NN. La suppression des canaux 1.4 GHz dans le NN ne change pas beaucoup les résultats (non montré) : la corrélation avec ICESat-2 sur tout l'hiver diminue de 0.85 à 0.83, et la RMSE augmente de 0.54 m à 0.57 m. Il tend à dégrader l'estimation des faibles SIT (<1 m), par rapport à la SIT originale d'ICESAT-2, et à la SIT de CS2SMOS, comme prévu, mais seulement légèrement.

Des tests ont ensuite été effectués en utilisant uniquement les T_B à 18 et 36 GHz (polarisations V et H), estimations nommées ci-après PMW_{1836} . Avec cette combinaison, des séries temporelles SIT plus longues ont pu être produites, en utilisant des radiomètres précédents tels que SSM/I (lancé en 1987), ses successeurs SSMIS, et pourraient être produites en utilisant SMMR (lancé en 1978) qui incluent tous les canaux 18 et 36 GHz. Les résultats pour l'année 2018-2019 sont présentés dans la Figure 4.6. La corrélation entre le PMW_{1836} et la SIT d'ICESat-2 diminue sur l'ensemble de l'hiver par rapport à PMW_{CIMR} (de 0.85 avec tous les canaux à 0.80 en utilisant uniquement les canaux 18 et 36 GHz), et la RMSE augmente (de 0.54 m à 0.62 m), ce qui suggère que l'estimation en utilisant seulement deux fréquences dégraderait légèrement les résultats de l'estimation de la SIT par rapport à l'utilisation de toutes les fréquences disponibles sur CIMR, du moins en considérant ICESat-2 comme référence.

Cependant, de manière surprenante, par rapport à la SIT de CS2SMOS, la corrélation et la RMSE ne changent pas beaucoup lorsqu'on utilise toutes les fréquences ou uniquement les canaux à 18 et 36 GHz, avec même une légère augmentation de la corrélation (de 0.85

avec les fréquences CIMR à 0.88 avec uniquement les canaux 18 et 36 GHz) et une légère diminution de la RMSE lorsqu'on supprime toutes les basses fréquences (de 0.58 m avec les fréquences de CIMR à 0.54 m avec uniquement les canaux 18 et 36 GHz). Une explication pourrait être liée à l'utilisation des canaux micro-ondes passifs 18 et 36 GHz dans l'estimation de la SIT de CS2SMOS, pour estimer l'épaisseur de neige. En effet, le traitement des données de l'altimètre CS2 fait intervenir des micro-ondes passives à 18 et 36 GHz pour modifier la climatologie originale de l'épaisseur de neige Warren (Warren et al. 1999), selon la méthode de Kurtz and Farrell (2011). Pour pallier le besoin d'informations externes sur l'épaisseur de neige, les futurs altimètres tels que CRISTAL (Kern, Cullen et al. 2020) seront équipés de radars altimètres bifrécence et l'estimation de l'épaisseur de neige sera dérivée de la différence entre les signaux aux fréquences Ku (13 GHz) et Ka (35 GHz). Garnier, Fleury, Garric et al. (2021) ont déjà testé cette possibilité pour l'estimation de l'épaisseur de neige et du SIT avec des résultats encourageants, en utilisant deux missions altimétriques différentes, CS2 à 13 GHz et SARAL/AltiKa à 35 GHz (Verron, Sengenès et al. 2015). SARAL/AltiKa étant limité à 82°N (excluant ainsi la plupart des glaces pluriannuelles), nous n'avons pas considéré ce produit dans la comparaison effectuée dans cette étude.

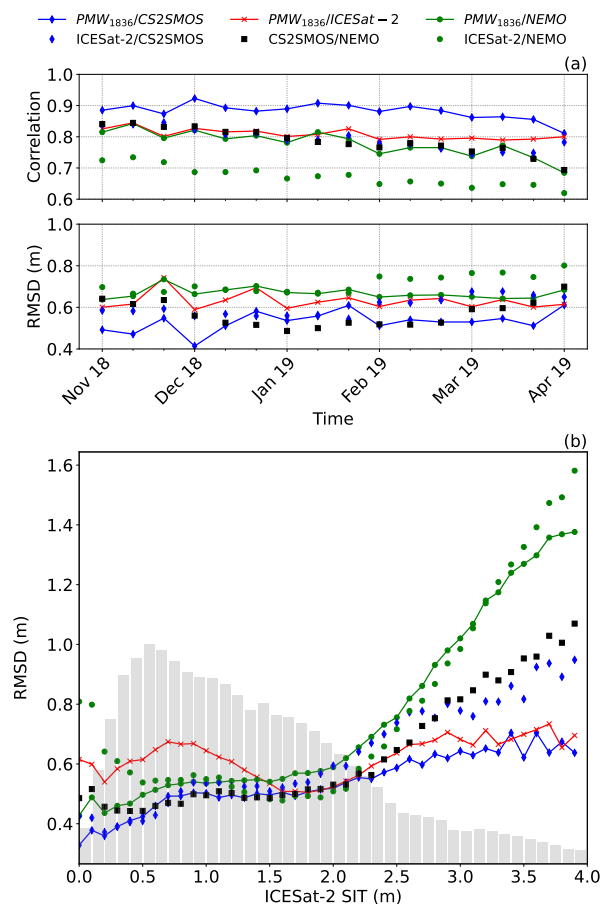


Figure 4.6 – Identique à la figure 4.4, mais en utilisant l'estimation de PMW_{1836} .

4.4.2 Évaluation des résultats avec la campagne de mesures aéroportées OIB-QL

Les estimations de PMW_{CIMR} sont maintenant évaluées avec les mesures de la campagne aéroportée OIB-QL. La Figure 4.7 montre les résultats de la comparaison entre les mesures de SIT de l'OIB-QL et les estimations satellites et du modèle. Les groupes de mesures OIB-QL

ont été triés par SIT croissante et leur emplacement est fourni pour chaque groupe. Pour chaque groupe de mesures, la SIT moyenne est indiquée avec son incertitude associée (croix rouges et barres d'erreur). Pour PMW_{CIMR} en noir, ICESat-2 en vert, CS2SMOS en orange et le modèle NEMO en bleu, la SIT moyenne estimée (croix) et son écart-type associé (barres d'erreur) sont aussi indiqués. Notons que les erreurs entre les mesures OIB-QL et les estimations de SIT ne sont pas de même nature : les erreurs de la campagne de mesure (en rouge donc) sont la moyenne des incertitudes de mesure, alors que les erreurs des estimations de SIT sont des écarts type de distribution, les produits ne fournissant pas d'incertitude de mesures. La distribution normalisée de la SIT d'ICESat-2 est également représentée en gris.

La gamme de SIT mesurée par la campagne d'OIB-QL correspond essentiellement à des glaces de mer pluriannuelles, les groupes OIB-QL se trouvant dans la queue de la distribution de la SIT d'ICESat-2. CS2SMOS et NEMO montrent une faible variation de SIT, ce qui peut être expliqué par le fait que ces produits sont spatialement lisses (voir Figure 4.2), avec, par conséquent, peu de variations au cours d'un vol de la campagne OIB-QL. Le modèle NEMO tend à sous-estimer systématiquement la SIT, par rapport à la campagne de mesures, ainsi que par rapport aux estimations satellite.

	Mean Difference (m)	RMSE (m)	Relative RMSE (%)	R
PMW_{CIMR}	0.16	0.57	17	0.72
PMW_{1836}	0.28	0.61	18	0.74
ICESat-2	0.17	0.66	20	0.69
CS2SMOS	0.11	0.49	14	0.80
NEMO	0.94	1.09	28	0.69

Table 4.1 – Biais, erreurs quadratiques moyennes, erreurs quadratiques moyennes relatives et coefficient de corrélation de Pearson entre la SIT OIB-QL et les autres estimations SIT.

Le Tableau 4.1 montre le biais, la RMSE, la RMSE relatif (par rapport aux mesures OIB-QL), et le coefficient de corrélation linéaire, entre la SIT d'OIB-QL et les autres estimations de SIT (y compris PMW_{1836}). PMW_{CIMR} montre une assez bonne concordance avec les mesures OIB-QL avec des corrélations linéaires de 0.72, un biais de 16 cm et une RMSE de 57 cm. Les différences entre les résultats de PMW_{CIMR} et de PMW_{1836} sont plutôt limitées, étant donné que 10 canaux sont utilisés dans le premier algorithme et seulement 4 dans le second. Le produit CS2SMOS présente les meilleures concordances avec les mesures OIB-QL avec un biais moyen assez faible de 11 cm, une RMSE de 49 cm et une corrélation élevée de 0.8. La SIT de PMW_{CIMR} est légèrement plus performante que le produit ICESat-2. NEMO a tendance à sous-estimer les valeurs de SIT par rapport à l'OIB-QL, avec un biais moyen presque trois fois plus élevé que le pire résultat suivant (PMW_{1836}), et une RMSE presque deux fois plus importante que les autres produits.

La campagne OIB-QL a essentiellement mesuré des valeurs de SIT très élevées (principalement au-dessus de 3 m) et principalement la glace pluriannuelle. Cela ne correspond pas à la distribution de SIT de l'ensemble de l'Arctique, où la glace de première année avec une SIT plus faible est dominante (voir les nuances de gris sur la Figure 4.4). Les conclusions tirées de cette évaluation ne peuvent être étendues aux estimations pour les faibles SIT. Notons que dans la gamme de SIT mesurée par la campagne OIB-QL (principalement au-dessus de 3 m), les erreurs d'estimation des NN par rapport aux autres produits satellites (ICESat-2 ou CS2SMOS) devaient avoir une RMSE ~ 0.6 m, (voir Figure 4.4).

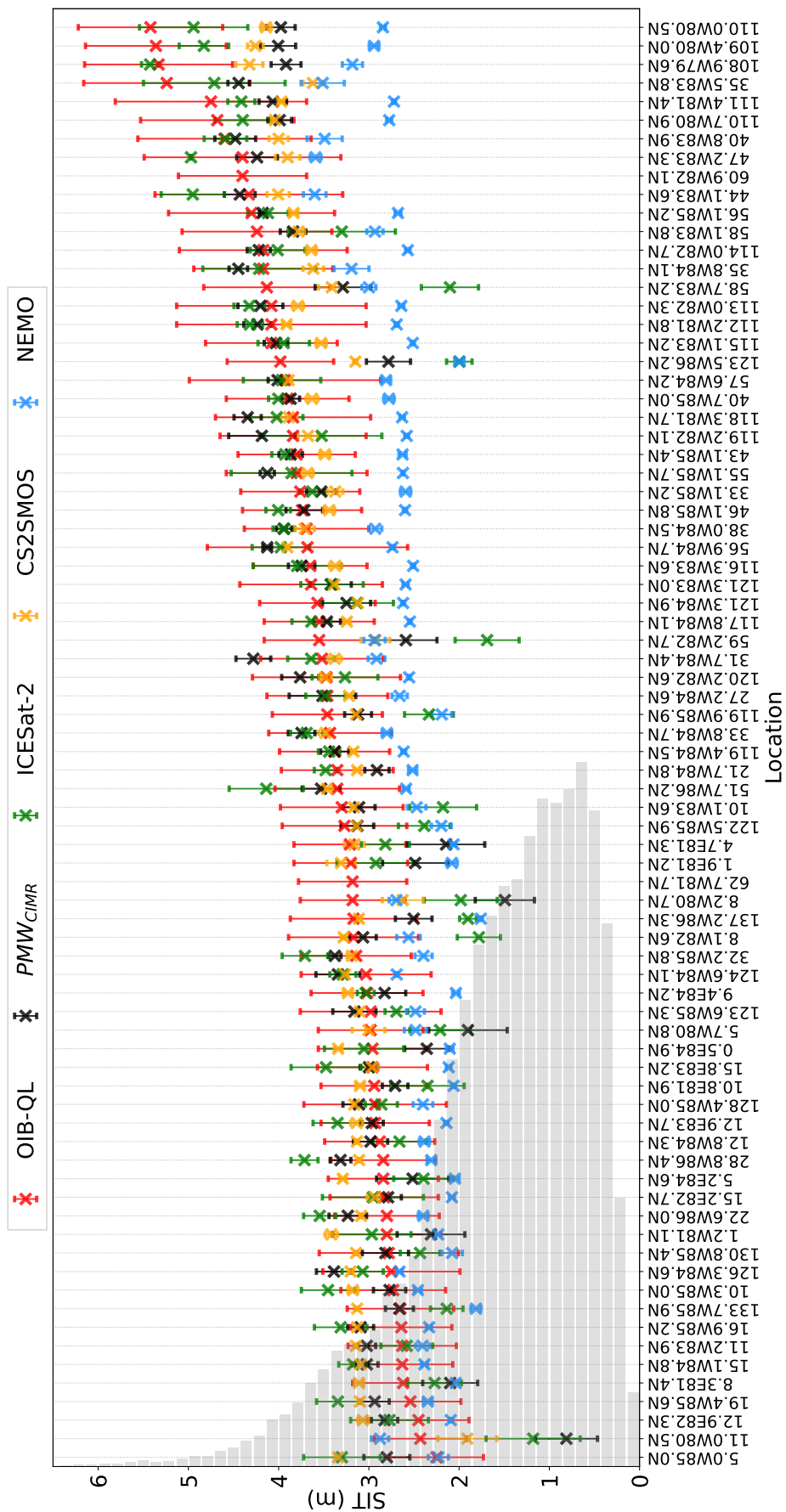


Figure 4.7 – Comparaison des mesures de la SIT à partir des produits OIB-QL (rouge), PMW_{CIMR} retrieval (noir), ICESat-2 (vert), CS2SMOS (orange) et NEMO (bleu). Les barres d'erreur représentent l'incertitude SIT moyenne pour les mesures OIB-QL et un écart-type pour les autres estimations SIT. La distribution normalisée de la SIT de ICESat-2 est indiquée en gris sur l'axe des ordonnées de gauche.

4.5 Application des résultats et création de séries temporelles

L'inversion par le réseau de neurone entraîné sur ICESat-2 à partir des températures de brillance à 18 et 36 GHz (PMW_{1836}) a montré des résultats suffisamment satisfaisants sur l'hiver 2018-2019 pour étendre la méthodologie à un ensemble plus conséquent d'années. Ces deux fréquences (4 canaux en comptant les polarisations) sont présentes sur des radiomètres satellites depuis les années 1980, et les acquisitions effectuées par la série de satellites américains SSM/I et SMMIS ont été intercalibrées (Berg et al. 2013). L'algorithme PMW_{1836} a alors été appliqué à la série temporelle sur les données brutes (*swath*) acquise entre 1992 et 2020. Le fait d'appliquer l'algorithme à des données brutes nous donne plusieurs estimations par jour étant données les caractéristiques orbitales des radiomètres micro-ondes.

Afin de valider les résultats obtenus, une comparaison avec les données d'épaisseur de glace issues d'une étude indépendante est nécessaire. Les données d'épaisseur de glace à l'échelle du bassin Arctique n'étant disponibles qu'à partir de 2003 avec le lancement de la mission ICESat (Zwally et al. 2002), on ne pourra comparer nos résultats que sur cette même période. En particulier, on observera l'évolution temporelle du volume de glace de mer (*Sea Ice Volume* ou SIV), défini comme le produit de l'épaisseur et de la surface couverte de glace du pixel correspondant. Dans le cas d'une projection dite *equal area*, la surface du pixel est fixe, et avec notre choix de projection sur la EaseGrid 2.0 à 12.5 km (Brodzik et al. 2012), la surface correspond à 156.25 km^2 . La concentration de glace de mer dans chaque pixel utilisé est celle fournie par l'OSI-SAF (Lavergne et al. 2019).

La Figure 4.8 s'inspire de la figure 3 de Kwok (2018) et représente l'évolution du SIV pour les périodes de mars-avril (courbes rouges) et de novembre (courbes bleues) entre novembre 1992 et avril 2020 ainsi que leurs tendances respectives. Notons que dans Kwok (2018) la zone sur laquelle le volume de glace est estimée est restreinte à une zone centrale du bassin Arctique, et que sans masque plus précis, la zone que nous avons considérée est comprise entre les latitudes 80° et 80.57° si la longitude est comprise entre 90°E et 90°O , et entre 70° et 80.57° sinon. Sont également affichées les cartes correspondants aux points de la période de mars-avril. On notera également que nous n'avons pas de résultats concernant le mois d'octobre, l'entraînement du NN n'étant pas fait sur cette période de l'année. Les courbes en trait continu représentent l'évolution temporelle du SIV construite à partir de la SIT de PMW_{1836} . Les estimations de SIV de plusieurs produits sont également affichées, il s'agit du SIV calculé à partir des données ICESat en tirets/pointillés, du SIV à partir des données CryoSat-2 du CCI de l'ESA en trait discontinu, et du SIV des données CryoSat-2 distribué par le CTOH utilisant W99m comme estimation de neige. Ces données ont été sélectionnées pour tenter de reproduire le plus fidèlement possible la figure 3 de Kwok (2018), les données utilisées au cours de cette étude n'étant pas accessibles¹.

Des changements notables sont visibles sur la Figure 4.8 pour certaines années, et la plupart depuis 2003, ont déjà été remarqués et ont fait l'objet de plusieurs études. On voit, par exemple, le minimum local de volume de glace de la fin d'été 2007, corrélé au minimum d'étendue de la banquise qui a fait l'objet de plusieurs articles (Giles et al. 2008; Perovich, Richter-Menge et al. 2011). Une forte augmentation du volume de glace présente en fin d'été/début d'hiver en novembre 2013 est remarquable, et a été étudiée et liée à une très faible fonte de la banquise au cours de l'été 2013 (Tilling, Ridout, Shepherd and Wingham 2015). Une étude plus poussée, tentant de relier l'évolution temporelle de notre estimation du SIV à des indicateurs climatiques tels que les Oscillations Nord-Atlantique (NAO *North Atlantic Oscillations*) ou les oscillations

¹L'adresse donnée dans l'article redirige vers un site non maintenu.

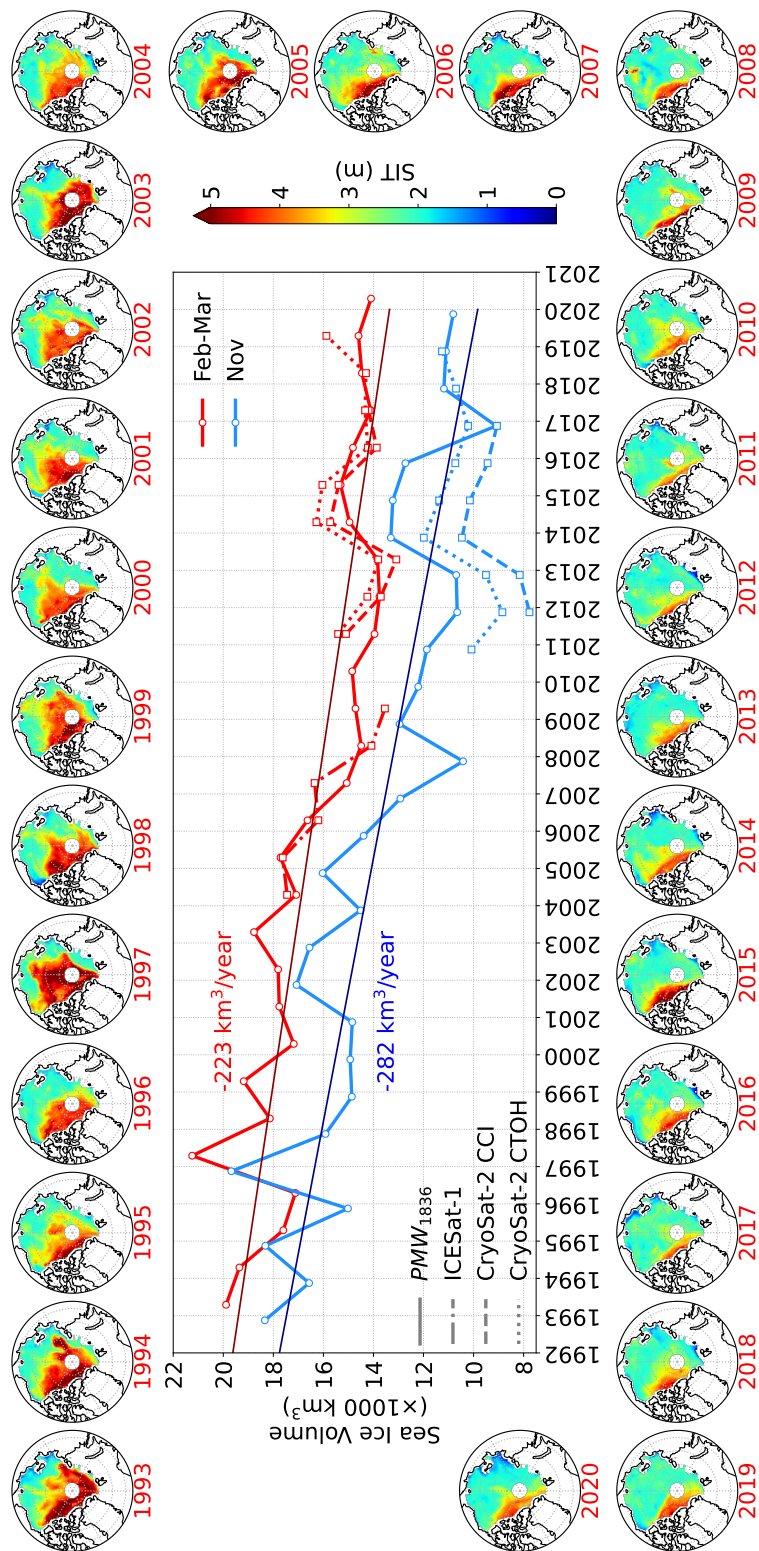


Figure 4.8 – Évolution du volume de la glace de mer en fonction du temps pour deux périodes distinctes : mars-avril en rouge et octobre-novembre en bleu. Les courbes continues représentent les résultats de PMW_{1836} , les courbes en tirets représentent les résultats du produit CS2 du CCI de l'ESA, les courbes en pointillés les résultats du produit CS2 du CTOH utilisant W99m et la courbe en alternance tiret/points représente les résultats du produit ICESat. Les cartes correspondant à chaque point de la courbe rouge sont également affichées.

el Niño/la Niña est en cours d'élaboration. Plusieurs études ont par ailleurs mis en évidence des relations entre ces indicateurs et : la concentration en glace de mer ou son étendue (Gloersen 1995; Rigor et al. 2002; Liu, Curry et al. 2004; Stroeve, Maslanik et al. 2011); les variations de température en hiver de l'Arctique (McCrystall and Screen 2021).

Les courbes ici présentées suivent assez bien celle de l'article de Kwok (2018) et sont aussi en accord avec les autres SIV estimés à partir de différents produits de SIT et du même produit de SIC. Pour les mois de mars-avril, notre série temporelle a une corrélation de 0.88 avec le SIV de ICESat entre 2004 et 2009, une corrélation de 0.65 avec le SIV de CryoSat-2 du CCI de l'ESA entre 2011 et 2017 et une corrélation de 0.64 avec le SIV de CryoSat-2 du CTOH entre 2010 et 2019. Pour le mois de novembre, les données d'ICESat sont manquantes, notre série temporelle ne peut être comparée qu'avec les données de CryoSat-2 du CCI de l'ESA et du CTOH. Notre série temporelle a une corrélation de 0.72 avec le SIV du CCI de l'ESA entre novembre 2010 et novembre 2016 et de 0.63 avec celui du CTOH entre les mois de novembre 2011 et 2016. Notre série temporelle fournit des estimations de SIV entre 2010 et 2016 supérieures à celles des autres produits, cet écart varie entre 1000 et 2000 km³.

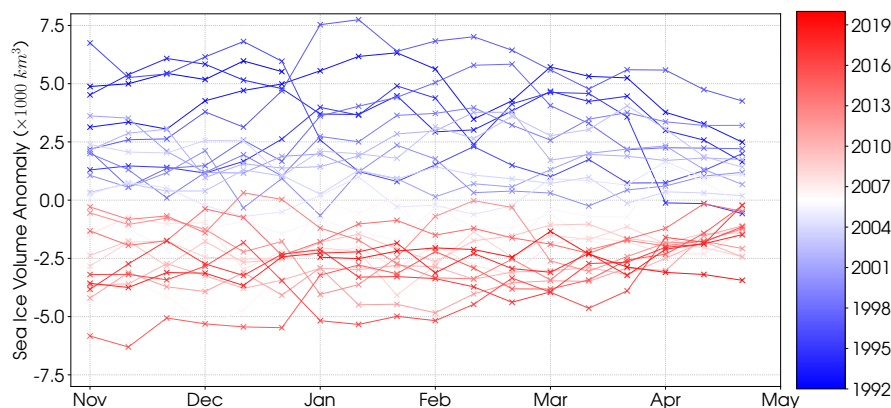


Figure 4.9 – Évolution temporelle des anomalies de SIV en fonction des différentes années de la série temporelle.

Les tendances sont légèrement différentes, avec une diminution annuelle moyenne du volume de glace de mer de 282 km³ en début d'hiver polaire (novembre) et de 223 km³ en fin d'hiver polaire. Une méthode d'estimation des incertitudes liées à notre méthode est en cours d'élaboration. Les diminutions estimées par Kwok (2018) étaient respectivement de 287 km³ et de 513 km³. Ces différences peuvent s'expliquer par la fenêtre temporelle sur laquelle les tendances sont calculées et que les points en début et fin de série temporelle ont une forte influence statistique sur les tendances. On peut néanmoins remarquer que les méthodes présentées dans Kwok and Cunningham (2015) ou dans Kwok (2018) ne présentent pas non plus d'incertitudes sur l'estimation du volume de la banquise montrant la difficulté de la tâche. En revanche, les tendances des autres produits de SIV sont pour le moins surprenantes, notamment pour les deux produits de CryoSat-2, où les tendances entre 2010-2011 et 2016-2019 sont clairement positives. D'un autre côté, notre estimation de SIV montre une tendance décroissante sur ces mêmes périodes (bien que plus faible que pour la tendance estimée par Kwok (2018) sur la période 2003-2018). Une tendance croissante de SIV sur les dix dernières années ne semble pas en accord avec le contexte de réchauffement climatique. En effet, le phénomène d'Amplification Arctique (AA) fait que l'Arctique se réchauffe 4 fois plus vite que n'importe

quelle autre région du globe (Rantanen et al. 2022). De plus, ni avec les observations faites aux échelles régionales ou globales (Tilling, Ridout and Shepherd 2018; Kacimi and Kwok 2022) indiquent aussi une décroissance du volume de glace et non son augmentation.

La Figure 4.9 montre les anomalies du volume de la banquise en fonction des mois de l'année pour toute la période de notre série temporelle (novembre 1992 - avril 2020). On voit que les anomalies sont en moyenne de plus en plus négatives au fur et à mesure des années, mais qu'au cours d'un hiver boréal (novembre-mars), les anomalies sont plutôt stables, indiquant que la croissance de la glace de mer est ralentie pour tous les mois de l'hiver arctique. En revanche, on remarque que les anomalies de SIV pour les mois d'avril sont moins fortes que pour les autres mois. Ce changement de comportement dans les anomalies de volume entre le début de l'hiver et le début de l'été semble indiquer que la glace de mer perd son volume à cause de sa fonte estivale. De ce fait, au début de chaque hiver la banquise commence à se former à partir d'un volume de plus en plus faible.

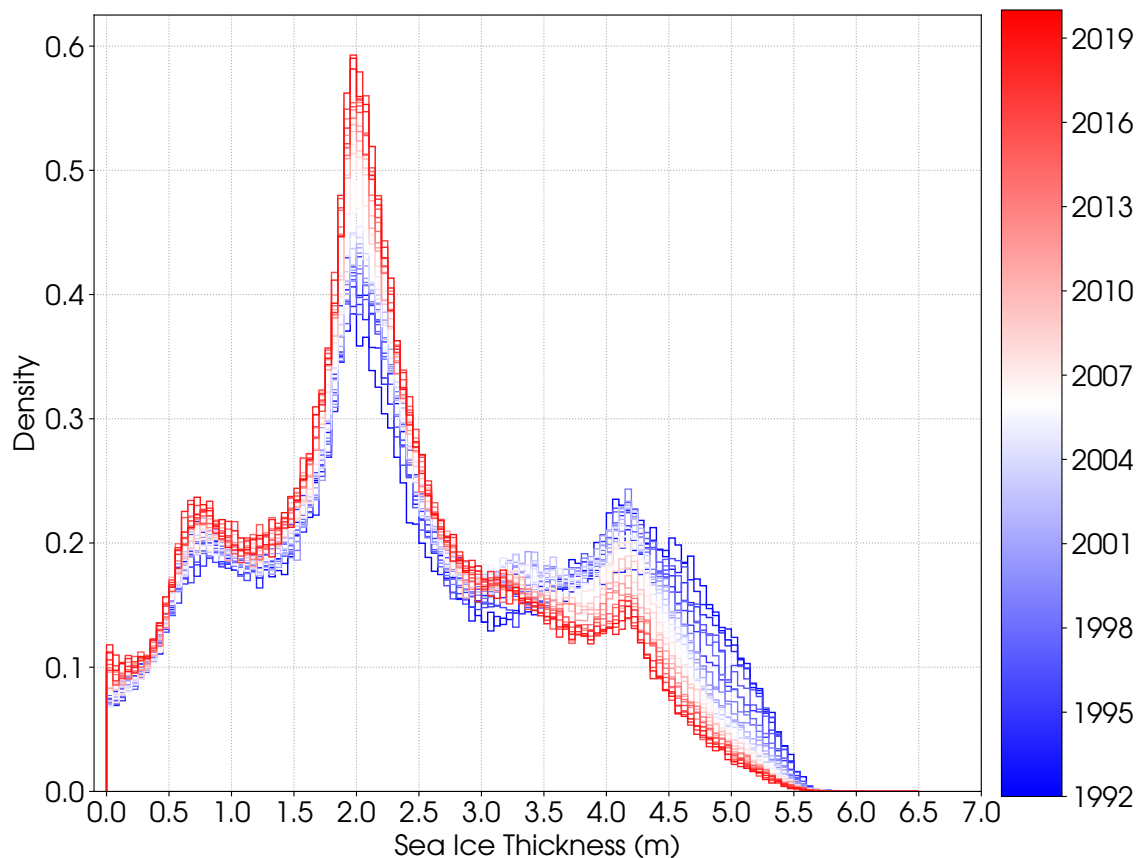


Figure 4.10 – Évolution temporelle de la distribution de l'épaisseur de la glace de mer estimée par PMW_{1836} .

La Figure 4.10 montre l'évolution temporelle de la distribution de l'épaisseur de glace estimée par notre algorithme PMW_{1836} . On remarque que les glaces de mer plus épaisses (< 3.5 m), que l'on peut imputer à la glace pluriannuelle, ont fortement diminué avec le temps

tandis que les glaces de mer ayant une épaisseur plus faible ont, elles, fortement augmenté. Cette estimation est en adéquation avec les observations faites sur l'amincissement de la glace pluriannuelle à des échelles locales (Perovich, Grenfell et al. 2003; Maslanik et al. 2007).

4.6 Conclusion et perspectives

Une approche statistique simple et efficace a été développée pour estimer l'épaisseur de la glace de mer (ou SIT) à partir des températures de brillance issues d'observation micro-ondes passives entre 1.4 et 36 GHz. Elle est basée sur des corrélations élevées (en valeur absolue) entre les T_B (en particulier à 36 GHz) et les produits de SIT dérivés d'observations satellites existantes. La gamme de fréquences de 1.4 à 36 GHz sera couverte par la future mission CIMR. En utilisant une combinaison d'observations SMAP et AMSR2, une inversion par réseau neuronal (NN) est entraînée sur un sous-ensemble du produit SIT d'ICESat-2 dérivé de mesures altimétriques laser (indépendantes du domaine micro-onde). La SIT issue des NN est estimée sur l'Arctique pour une saison d'hiver complète.

La SIT issue du NN utilisant toutes les fréquences de CIMR montre une corrélation significative avec les données de SIT d'ICESat-2 pendant tout l'hiver arctique (0.85) et une corrélation spatio-temporelle identique avec le produit SIT de CS2SMOS (0.85). L'inversion NN utilisant uniquement les fréquences de 18 et 36 GHz donne également des résultats satisfaisants, sur toute la gamme d'épaisseur de la glace de mer.

Les estimations des NN ont été comparées à la campagne de mesure OIB-QL réalisée en 2019. Les deux estimations NN (avec toutes les fréquences et avec les 18 et 36 GHz seulement) montrent des performances encourageantes, comparables aux résultats obtenus avec les produits SIT actuels de ICESat-2 ou CS2SMOS, au moins pour la gamme de SIT (principalement au-dessus de 3 m) couverte par les mesures OIB-QL. Comme pour les autres produits SIT dérivés de satellites, ces nouvelles estimations par NN pourraient être testées dans le cadre de l'assimilation de données (Xie et al. 2018; Xiu et al. 2021; Balan-Sarajini et al. 2021).

Il existe plusieurs estimations de SIT basées sur des observations satellitaires, chacune ayant des limitations dues à leur fréquence de fonctionnement ou aux hypothèses de leurs algorithmes. Les produits de SIT de CS2SMOS et d'ICESat-2 nécessitent tous deux une caractérisation de la couverture neigeuse (épaisseur et densité de la neige). L'utilisation de radars altimétriques bifrécence (Ku/Ka) (comme dans Kwok, Kacimi et al. (2020) ou Garnier, Fleury, Garric et al. (2021)) peut aider à réduire les incertitudes liées à l'épaisseur de la neige et la future mission CRISTAL, qui sera lancée approximativement en même temps que CIMR, et sera équipée de cette double fréquence (Kern, Cullen et al. 2020). L'estimation de la SIT par micro-ondes passives proposée ici est basée sur une approche pragmatique. Elle ne nécessite aucune information auxiliaire. Elle est facile à appliquer sur une base quotidienne, sur des observations passées, actuelles ou futures, ce qui permet d'obtenir une couverture quasi globale de l'Arctique chaque jour sur de longues périodes.

La création de séries temporelles de SIT puis de SIV a ensuite été mise en œuvre en se basant uniquement sur les données des missions SSMI et SSMI/S disponibles depuis novembre 1992. Les séries temporelles de SIV sur les mois de février-mars et novembre ont montré une tendance décroissante respective de 223 et 282 km³/an (Figure 4.8). Néanmoins, la sensibilité aux différents événements marquant de la banquise arctique, comme la forte décroissance de volume en 2007 ou la fonte relativement faible au cours de l'été 2013, laisse supposer une bonne fiabilité dans ces résultats. L'évolution temporelle de la distribution de SIT estimée par PMW_{1836} a montré que la banquise a perdu essentiellement des glaces d'une épaisseur

supérieure à 3.5 m, correspondant majoritairement à la glace de mer pluriannuelle, ce qui concorde avec les observations faites ces deux dernières décennies ([Perovich, Grenfell et al. 2003](#); [Maslanik et al. 2007](#); [Kwok, Cunningham et al. 2009](#)).

L'apport de ces résultats pourrait être particulièrement utile pour la modélisation de la banquise, notamment pour la correction des modèles océaniques comme NEMO. D'un point de vue assimilation, le fait d'avoir un produit ayant une couverture du bassin entier avec une fréquence temporelle submensuelle serait également intéressant. En effet, l'assimilation du produit CS2SMOS, qui a une résolution temporelle plus élevée que le produit de CryoSat-2 a amélioré les réanalyses du modèle TOPAZ4 ([Xie et al. 2018](#)). Ainsi l'assimilation de notre produit d'estimation de SIT sur une base submensuelle pourrait améliorer les modèles océaniques physiques de la banquise.

Chapitre 5

Étude des formes d'onde sur la banquise

5.1 Introduction

Il y a eu vingt-et-une missions d'altimétrie satellitaire radar depuis 1973, dont Skylab (1973), GEOS-3 (1975-1978), SeaSat (1978), Geosat (1985-1989), ERS-1 (1991-2000), Topex/Poseidon (1992-2005), ERS-2 (1995-2011), Geosat Follow-on (1998-2008), Envisat (2002-2012), Jason-1 (2002-2013), Jason-2 (depuis 2008), Cryosat-2 (depuis 2010), HY-2A (depuis 2011), Saral/Altika (depuis 2013), Jason-3 (depuis 2016), Sentinel-3 (depuis 2016), CFOSAT (depuis 2018), HY-2B (depuis 2018), HY-2C (depuis 2020), Sentinel-6 ou Jason CS (depuis 2020) et HY-2D (depuis 2020). La Figure 5.1, issue de [Abdalla et al. \(2021\)](#), montre la chronologie des différentes missions altimétriques depuis ERS-1. Notons que cette chronologie datant de 2020 n'est plus tout à fait à jour, et que les satellites Sentinel-6A, HY-2C et HY-2D ont été lancés et sont fonctionnels à ce jour.

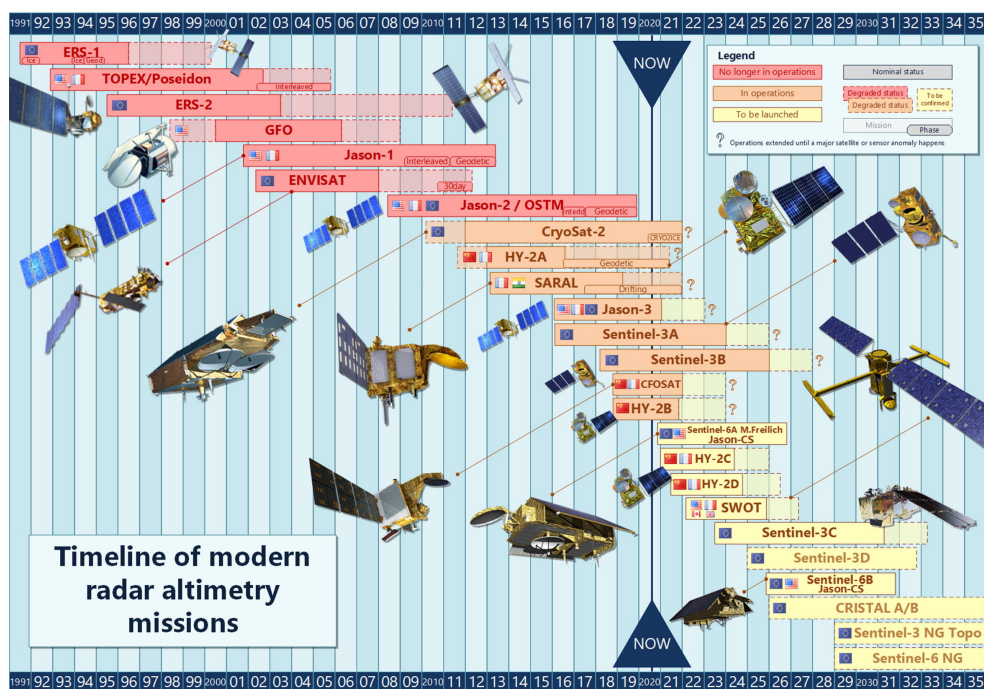


Figure 5.1 – Chronologie en 2020 des différentes missions altimétriques. Crédits : [Abdalla et al. \(2021\)](#).

C'est à partir de Topex/Poseidon que la précision sur l'orbite des satellites a permis de mesurer d'autres paramètres géophysiques que le géoïde marin avec une grande précision. Cette mission a notamment réussi à mesurer l'anomalie de hauteurs des océans avec une précision de 2-3 cm (Cazenave and Nerem 2004). C'est après ces résultats que l'altimétrie radar par satellite prend un tournant, avec un grand nombre de missions qui sont considérées comme étant incontournables (Cazenave and Llovel 2010). La plupart des altimètres fonctionnent en mode LRM (*Low Resolution Mode*, Chelton et al. 2001), mais, à partir de CryoSat-2, quelques altimètres (CryoSat-2, Sentinel-3 et Sentinel-6) fonctionnent en mode SAR (*Synthetic Aperture Radar*) qui permet d'augmenter grandement la résolution spatiale des altimètres radar dans la direction de déplacement du satellite (quelques centaines de mètres au lieu de plusieurs kilomètres, Raney 1998). Les altimètres radar sont conventionnellement utilisés pour la bathymétrie et la mesure du niveau de la mer (Wingham, Rapley et al. 1986; Smith and Sandwell 1994), mais ont aussi joué un rôle important dans la mesure de la topographie des glaciers et autres *inlandis* (Martin et al. 1983; Bamber 1994; Rémy, Shaeffer et al. 1999). C'est depuis le début des années 1990 que les altimètres radar ont été utilisés pour quantifier l'épaisseur de la glace de mer (Laxon and Rapley 1987; Drinkwater 1991; Fetterer et al. 1992).

Actuellement, deux types d'altimètres sont utilisés pour l'observation et le suivi de la banquise : les altimètres lidars comme ICESat (Zwally et al. 2002) et ICESat-2 (Markus, Neumann et al. 2017), et les altimètres radars comme CryoSat-2 ou AltiKa. Le cadre de cette thèse étant l'étude des observations micro-ondes, nous nous concentrerons sur les altimètres radars. Nous commencerons par détailler, par un état de l'art, à quels paramètres géophysiques de la banquise les altimètres radars sont sensibles et comment ces instruments sont utilisés pour l'estimation de ces-dits paramètres. Puis, partant du constat récent que la bande Ku est potentiellement sensible à l'épaisseur de la couche neigeuse, nous tenterons d'analyser des formes d'ondes à différentes fréquences (C, Ku, Ka) issues de différents instruments (Cryosat-2, SARAL, Sentinel-3) colocalisées dans le temps et l'espace avec des données in situ de la campagne de mesure OIB-QL. Ce chapitre exploratoire présente les formes d'ondes de différents instruments et essaie de mettre en évidence les liens entre forme d'ondes et épaisseur du manteau neigeux. Beaucoup de résultats présentés ici sont préliminaires et feront l'objet d'un approfondissement après l'écriture de ces lignes.

5.2 État de l'art de l'altimétrie de la banquise

Le signal de base mesuré par un altimètre radar est l'écho radar échantillonné temporellement ou forme d'onde, qui contient toute l'information du signal de l'onde électromagnétique qui : 1) a été émise par l'instrument à bord du satellite, 2) a interagi avec l'atmosphère et avec la surface, 3) puis a été mesurée par l'instrument après un second passage dans l'atmosphère. Nous allons détailler ici comment passer d'une forme d'onde altimétrique à une hauteur altimétrique puis aux paramètres géophysiques de la banquise.

Comme expliqué dans le Chapitre 2, les formes d'ondes sont issues d'une convolution de trois fonctions différentes et c'est cette convolution qui donne la grande variété de forme d'onde que l'on peut observer sur la banquise. La Figure 5.2, issue de Poisson et al. (2018), présente le résultat d'une classification des formes d'ondes d'ENVISAT sur la banquise.

Le traitement, par le segment sol¹, de ces formes d'ondes permet d'estimer précisément les paramètres géophysiques dont la hauteur altimétrique : c'est ce qu'on appelle le *retracking*. En pratique, la forme d'onde est un signal discret, car échantillonné par l'altimètre, et le pas

¹Le segment sol est l'ensemble des moyens et équipements au sol nécessaires à la réalisation d'une mission spatiale.

d'échantillonnage est ce que l'on appelle une 'porte'. La plupart des altimètres échantillonnent en 128 portes (comme Sentinel-3, SARAL, ENVISAT) mais certaines missions échantillonnent sur plus (CryoSat-2 en 256 portes) ou moins de portes (64 pour ERS-1). La durée d'une porte est un paramètre clé déterminé à la construction de l'instrument, car il donne la résolution verticale de l'altimètre. Par exemple, pour une durée de porte de 2 ns , l'onde radar aura parcouru $\sim 60 \text{ cm}$ dans le vide soit $\sim 30 \text{ cm}$ dans le cas d'un aller-retour.

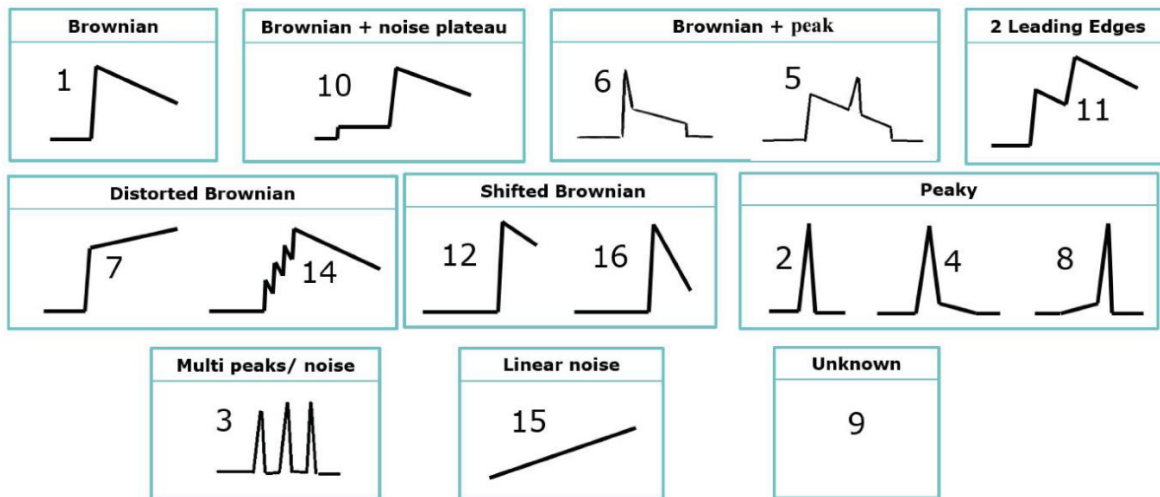


Figure 5.2 – Classification des différentes formes d'ondes obtenues sur la banquise. Crédits : [Poisson et al. \(2018\)](#).

5.2.1 Retracker et hauteur altimétrique

Les algorithmes de *retracking* (ou de réanalyse des formes d'ondes) permettent de fournir une correction sur le temps de trajet aller-retour de l'onde électromagnétique utilisée pour obtenir une estimation précise du *range*. Les *retrackers* sont également utilisés dans un souci d'aider les utilisateurs à manier les données altimétriques sans se soucier des formes d'ondes tout en réduisant fortement le poids des données altimétriques ([Wingham, Rapley et al. 1986](#)). Les *retrackers* permettent de décrire les formes d'ondes avec une seule valeur, on peut, par exemple, citer la *pulse peakiness* (PP), qui est définie telle que :

$$PP = \frac{WF}{\sum_{i=1}^{N_{WF}} WF_i} \quad (5.1)$$

où WF est la forme d'onde, N_{WF} le nombre de portes de la forme d'onde et WF_i la valeur de la forme d'onde à la porte i . La PP indique à quel point la forme d'onde est pointue, une forte valeur de PP signifie que la surface sur laquelle l'onde radar a interagi est fortement spéculaire ([Peacock and Laxon 2004](#)).

Deux autres *retrackers* ("*sea-ice*" ([Laxon 1994](#)) et "TRFMA" ([Helm et al. 2014](#))) sont couramment utilisés sur la glace de mer pour mesurer la distance satellite-surface : le *range*. Pour cela, ces deux *retrackers* cherchent le maximum de la forme d'onde puis calculent le début du front de montée associé à ce maximum. Le début du front de montée est nommé "*tracking point*", et le *range* est défini comme la distance que l'onde radar parcourt entre son émission et le *tracking point*. Les altimètres ayant une visée nadir, en connaissant l'altitude du satellite sur son orbite, on peut alors calculer la hauteur altimétrique de la façon suivante :

$$\text{Hauteur} = \text{Altitude} - \text{Range} \quad (5.2)$$

Néanmoins, cette formule fonctionne pour une mesure effectuée par un instrument parfait dans un environnement vide. Des délais d’ordre instrumental ou environnemental vont provoquer une altération de l’onde altimétrique. Il est donc nécessaire d’appliquer des corrections pour prendre en compte ces altérations dans le but d’utiliser la hauteur altimétrique.

5.2.2 Corrections altimétriques

L’atmosphère terrestre va être traversée deux fois par l’onde émise et la vitesse de cette dernière va varier en fonction de la couche atmosphérique traversée. En fonction de la fréquence utilisée, certaines couches atmosphériques (par leur composition) vont également pouvoir influencer fortement l’onde altimétrique. Parmi elles, les molécules de gaz de la troposphère sèche, la vapeur d’eau de la troposphère humide et les électrons libres de l’ionosphère seront à l’origine de ralentissements potentiels de l’onde émise. De plus, des corrections instrumentales peuvent survenir pour corriger des erreurs dues au fonctionnement interne de l’instrument comme l’effet Doppler, le dépointage ou les erreurs orbitales (Michel 2016; Guerreiro 2017). En prenant en compte ces corrections, la hauteur altimétrique est donnée par :

$$\text{Hauteur} = \text{Atitude} - (\text{Range} + \sum \text{Correction}) \quad (5.3)$$

Une fois les corrections instrumentales et environnementales faites, nous disposons d’une mesure altimétrique indiquant la hauteur de la surface étudiée. Cette mesure de hauteur va néanmoins fortement dépendre de l’endroit où l’on considère que l’écho a eu lieu sur la forme d’onde.

5.2.3 Algorithmes d’épaisseur de glace et de neige

Les mesures de hauteurs altimétriques radar sur la banquise sont presque exclusivement utilisées pour estimer l’épaisseur de la glace de mer et dans une moindre mesure l’épaisseur de la neige. La glace de mer étant partiellement salée et composée d’inclusions d’air, les fréquences micro-ondes des altimètres radar (entre 5 GHz et 36 GHz) ne peuvent théoriquement pas pénétrer la glace de mer dans son entièreté (cf. Figure 2.2 et Ulaby, Moore et al. (1986)). L’estimation de l’épaisseur de la glace de mer passe donc par une mesure intermédiaire : celle du franc-bord (*freeboard*).

Mesure du franc-bord et glace de mer nue

Le franc-bord correspond à la partie émergée de la banquise et il est détecté à partir de la *peakiness* des formes d’ondes. La PP permet de faire la différence entre la glace de mer et l’eau présente dans les leads (eau présente dans les fissures de la glace de mer) (Peacock and Laxon 2004). Une PP élevée est généralement associée à la présence de leads, l’eau des leads étant calme et se présentant comme une surface plane/spéculaire. Une faible PP sera quant à elle due à un comportement lambertien de la surface, caractéristique de la banquise. Cette classification empirique est très largement utilisée (Ricker, Hendricks, Kaleschke et al. 2017; Paul et al. 2018; Garnier, Fleury, Garric et al. 2021) pour séparer les leads des floes. Dans le cadre de notre étude, nous utiliserons une PP minimale de 0.3 pour la présence de leads et une PP maximale de 0.15

pour la banquise, comme utilisé dans (Guerreiro 2017). Les formes d'ondes présentant une PP entre 0.15 et 0.3 sont considérées comme ambiguës et ne sont pas retenues.

La différence de hauteur d'une forme d'onde de banquise et d'une de lead nous donne la hauteur du franc-bord. Dans le cas d'une glace de mer nue (sans couvert de neige), l'hypothèse d'équilibre hydrostatique², donne presque immédiatement la formule suivante :

$$\text{SIT} = \frac{f_i \rho_w}{\rho_w - \rho_i} \quad (5.4)$$

où SIT est l'épaisseur de la glace de mer, f_i est la hauteur du franc-bord, ρ_w est la densité de l'eau de mer, prise généralement à 1024 kg/m³ et ρ_i est la densité de la glace de mer qui est comprise entre 850 et 917 kg/m³ selon le type de glace de mer.

Néanmoins, la présence de neige par-dessus la glace de mer complique ce cas de figure idéal.

Influence du manteau neigeux

La glace de mer est recouverte de neige pour la plus grande partie de l'hiver, avec une moyenne d'épaisseur de glace de 34 cm en 2011 (Kurtz and Farrell 2011). Cette épaisseur va jouer un rôle important dans l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer à partir de la hauteur altimétrique radar. Dans un premier temps, la neige rajoute un poids sur la glace, ce qui modifie l'équilibre hydrostatique. Mais surtout, la neige, par les caractéristiques de sa microstructure (taille de grain, densité, etc.), va engendrer des effets de diffusion, ce qui change la profondeur de pénétration des ondes émises par les altimètres selon leurs fréquences (Guerreiro, Fleury, Zakharova, Rémy et al. 2016). Ainsi, il est couramment admis qu'une onde en bande Ka (~ 36 GHz) ne pénètre pas le manteau neigeux, on dit que l'horizon de diffusion se situe à l'interface air/neige, tandis qu'une onde en bande Ku (~ 13 GHz) pénètre complètement le manteau neigeux, son horizon de diffusion se situe à l'interface neige/glace (Kwok, Kacimi et al. 2020). La Figure 5.3 schématise la banquise et son couvert neigeux ainsi que les différentes mesures de hauteurs altimétriques pour les différentes fréquences.

Par conséquent, l'équation 5.4 est modifiée et l'épaisseur de la glace de mer est estimée par (Kwok and Cunningham 2015; Guerreiro, Fleury, Zakharova, Kouraev et al. 2017; Kwok, Kacimi et al. 2020) :

$$\text{SIT} = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} f_T + \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w - \rho_i} h_s \quad (5.5)$$

$$\text{SIT} = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} f_i + \frac{\rho_s}{\rho_w - \rho_i} h_s n_s \quad (5.6)$$

avec

$$n_s = (1 + 0.51 \rho_s)^{-1.5} = \frac{c}{c_s \rho_s} = \sqrt{\frac{\epsilon_s}{\epsilon_0}} \quad (5.7)$$

où SIT est l'épaisseur de la glace de mer, f_i la hauteur du franc-bord de la glace de mer seulement, h_s l'épaisseur du manteau neigeux, f_T la hauteur du franc-bord de la neige et de la

²Dans le cas d'un équilibre hydrostatique, le volume de matière immergé reçoit une poussée de sens opposé et de valeur équivalente au poids du volume du fluide déplacé. C'est la loi d'Archimède.

glace de mer et du manteau neigeux, ρ_w la densité de l'eau, prise généralement à 1024 kg/m^3 , ρ_i la densité de la glace de mer qui est comprise entre 850 et 917 kg/m^3 selon le type de glace de mer, n_s l'indice de réfraction du manteau neigeux, c la célérité de la lumière dans le vide, c_s la vitesse de la lumière dans la neige, ϵ_s la permittivité de la neige et ϵ_0 la permittivité du vide. La plupart des notations se retrouvent sur la Figure 5.3.

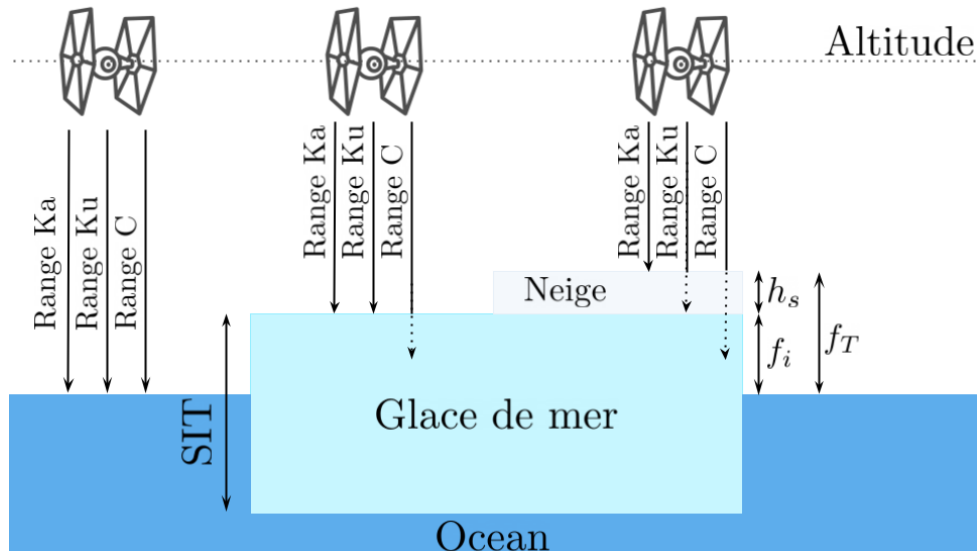


Figure 5.3 – Schéma du calcul de la SIT selon les fréquences/instruments.

La relation liant l'indice de réfraction de la neige n_s et sa densité est empirique et permet de tenir compte du fait que la vitesse de l'onde radar est ralentie en traversant le manteau neigeux (Tiuri et al. 1984; Ulaby, Moore et al. 1986; Kwok and Cunningham 2015).

Du fait que les ondes radar ne pénètrent pas de la même façon au sein de la banquise, on aura tendance à utiliser l'équation 5.6 dans le cas d'un altimètre en bande Ku ou C et l'équation 5.5 dans le cas d'un altimètre en bande Ka ou d'un altimètre lidar. Dans les deux cas, une connaissance de l'épaisseur du manteau neigeux est nécessaire pour estimer la SIT. Ainsi, face au manque de produit fiable d'épaisseur de neige (Kilic, Tonboe et al. 2019; Garnier, Fleury and Birol 2019; Kwok, Kacimi et al. 2020), deux solutions sont envisageables.

La première consiste à utiliser une climatologie des épaisseurs du manteau neigeux sur la glace de mer arctique, à savoir la climatologie de Warren 1999 (W99) (Warren et al. 1999). Cette climatologie a été établie à partir de relevés terrain d'épaisseur de neige, essentiellement composés de campagnes de l'URSS entre 1947 et 1990. Néanmoins, dû au réchauffement climatique, cette climatologie n'est plus complètement en phase avec la réalité terrain, l'augmentation des températures et la réduction de glace pluriannuelle ayant fait chuter la moyenne d'épaisseur de neige (Kurtz and Farrell 2011; Kern and Spreen 2015; Newman et al. 2014). Une version modifiée de la climatologie de Warren (W99m) a été proposée par Kurtz and Farrell (2011) pour tenir compte de ces changements. Face au constat que la distribution d'épaisseur de neige de W99 était toujours valable sur les glaces pluriannuelles, mais pas sur les glaces de première année, Kurtz and Farrell (2011) ont proposé de modifier la climatologie originale de la façon suivante :

$$h_s^{W99m} = h_s^{W99} \alpha_{FY} + \beta h_s^{W99} (1 - \alpha_{FY}) \quad (5.8)$$

où h_s^{W99m} et h_s^{W99} correspond à l'épaisseur de neige de W99m et W99, α_{FY} à la fraction de glace de première année dans la zone estimée et β le facteur de réduction de l'épaisseur de neige de la climatologie sur la glace de première année. Généralement, le facteur β est fixé à 0.5 (Kurtz and Farrell 2011; Ricker, Hendricks, Kaleschke et al. 2017; Paul et al. 2018; Garnier, Fleury, Garric et al. 2021) mais d'autres études ont montré que 0.7 est un choix plus pertinent (Kwok and Cunningham 2015; Kwok, Kacimi et al. 2020). Dans tous les cas, l'utilisation de la climatologie de Warren (W99 ou W99m) doit être faite avec une certaine précaution (Kern, Khvorostovsky et al. 2015). Nous utiliserons ici la climatologie modifiée W99m avec un facteur de réduction β de 0.5 car plus largement utilisé. Cette solution est utilisée dans le produit d'épaisseur de glace de mer du CCI de l'ESA, mais aussi dans le produit de SIT CS2SMOS (Ricker, Hendricks, Kaleschke et al. 2017; Mu et al. 2018). Cette solution permet notamment de faire des estimations de SIT le long de la trace. Il est important de noter que la fraction de glace de première année α_{FY} est majoritairement établi à partir d'observations micro-ondes passives. Des algorithmes de concentration de glace tels que Bootstrap (Comiso 1995), ou NASA-Team (Cavalieri et al. 1984; Gloersen and Cavalieri 1986) fournissent également les fractions de glace de mer de première année et pluriannuel. Ces algorithmes sont essentiellement basés sur le gradient spectral GR et le ratio de polarisation PR que l'on a définis au Chapitre 3 (équations 2.9 et 2.10). C'est pour une raison similaire que l'entraînement du réseau de neurone a été fait sur le produit SIT d'ICESat-2, le produit de CS2SMOS utilisant W99m (et donc des températures de brillance à 18 et 36 GHz) : pour éviter une imbrication des températures de brillance.

La deuxième solution pour obtenir une estimation de l'épaisseur de neige est d'utiliser des résultats de modélisation numérique. Des modèles de climats mondiaux, tels que NEMO, fournissent des estimations d'épaisseur de neige à l'échelle du bassin Arctique (Rousset et al. 2015). D'autres modèles plus spécifiques à l'Arctique existent et fournissent également des estimations d'épaisseur de neige à l'échelle du bassin arctique, on peut, par exemple, citer le *NASA Eulerian Snow on Sea Ice Model* (NEOSIM ; Petty, Webster et al. (2018)) ou le *Lagrangian snow evolution model* (SnowModel-LG ; Stroeve, Liston et al. (2020)). Cette solution est utilisée dans le produit de SIT d'ICESAT-2 de la NASA, avec l'utilisation du modèle NEOSIM (Petty, Kurtz, Kwok, Markus, Neumann and Keeney 2022).

Ces algorithmes ont été développés en premier pour l'altimétrie radar par Laxon, Peacock et al. (2003) puis pour l'altimétrie lidar par Kwok, Zwally et al. (2004). Néanmoins, depuis quelques années, des algorithmes utilisant plusieurs fréquences sont développés pour s'affranchir du besoin d'information de l'épaisseur du manteau neigeux.

Algorithmes bifréquentiels et discussion des hypothèses sur les mesures dans les différentes bandes

Les algorithmes que l'on va appeler "bifréquentiels" utilisent le fait que les différentes fréquences ne pénètrent pas de la même façon dans le couvert neigeux pour estimer simultanément l'épaisseur de neige et l'épaisseur de la glace de mer (Guerreiro, Fleury, Zakharova, Rémy et al. 2016; Garnier, Fleury, Garric et al. 2021; Kwok, Kacimi et al. 2020).

En combinant les équations 5.5 et 5.6 on trouve :

$$h_s = \frac{f_T - f_i}{n_s} \quad (5.9)$$

qui permet d'obtenir une estimation de l'épaisseur de neige à partir des observables (les franc-bords) puis l'utiliser pour déterminer l'épaisseur de la glace de mer. Plusieurs inconvénients résident dans cette méthode dont : le fait que les différentes fréquences ne sont pas disponibles

sur les mêmes instruments qui sont eux-mêmes sur des satellites ayant des orbites différentes, le besoin de déterminer la variabilité spatiale et temporelle de la densité de la neige et l’incertitude des horizons de diffusion des différentes fréquences.

Ces différentes orbites, couplées aux temps que mettent les altimètres à couvrir les pôles, impliquent de faire des cartes mensuelles de franc-bord avant de pouvoir en faire la différence. Ce type de traitement mensuel implique que le comportement moyen de la banquise est alors utilisé pour calculer l’épaisseur de neige (et donc de glace de mer).

Dans l’équation 5.9, outre les observables qui sont issues de mesures, c’est la densité du manteau neigeux qui joue un rôle important dans le facteur n_s (cf. équation 5.7). En effet, la densité de la neige change au cours du temps de vie du manteau neigeux à cause du métamorphisme qu’elle subit (cf. Chapitre 1). Garnier, Fleury, Garric et al. (2021) utilisent la climatologie de Warren W99 (qui donne également la densité moyenne de la neige) qui varie en moyenne de moins de 50 kg/m^3 . Une telle variation implique une incertitude sur l’épaisseur du manteau neigeux de 1 cm . En plus du fait que la climatologie W99 est à manier avec grande précaution (Kern, Khvorostovsky et al. 2015), d’autres études ont montré que la densité de la neige pouvait varier de manière plus conséquente entre $\sim 150 \text{ kg/m}^3$ et $\sim 500 \text{ kg/m}^3$ (King et al. 2020) ou entre $\sim 200 \text{ kg/m}^3$ et $\sim 400 \text{ kg/m}^3$ (Webster, Rigor, Nghiem et al. 2014; Kwok, Kurtz et al. 2017).

Enfin, si les simulations de SMRT menées à 36 GHz sur l’absence de signatures des couches sous-jacente au manteau neigeux semble corroborer l’hypothèse de l’horizon de diffusion en bande Ka, ce n’est pas forcément le cas en bande Ku. Pour rappel, la bande Ka est considérée comme ne pénétrant pas la neige, donc son horizon de diffusion est à l’interface air/neige, tandis que la bande Ku est considérée comme insensible au manteau neigeux et donc son horizon de diffusion est à l’interface neige/glace. L’hypothèse de l’horizon de diffusion en bande Ku s’est largement reposé sur l’article de Beaven et al. (1995) qui est pourtant loin d’être affirmatif sur ce cas de figure. Ces dernières années ont vu apparaître quelques études questionnant cette hypothèse (Nandan, Geldsetzer, Islam et al. 2016; Nandan, Geldsetzer, Yackel et al. 2017; Stroeve, Nandan et al. 2020; Kwok, Kacimi et al. 2020) et c’est dans une optique similaire que se situe ce chapitre.

5.3 Données utilisées

Le but de cette étude étant d’analyser l’influence de la couverture neigeuse sur les formes d’ondes altimétriques, les données de niveau L1 sont nécessaires pour avoir accès aux dites formes d’ondes. Nous allons détailler ici les différentes données utilisées au cours de l’étude.

5.3.1 OIB

Les données vont être colocalisées avec les points de mesures que la campagne OIB a enregistrés au cours de ses années d’activités. Les données brutes de la campagne OIB ont été récupérées pour chacun des jours de mesure sur le site de la NSIDC. La Table 5.1 détaille les jours d’acquisition de la campagne de mesure OIB pour chacune des années ici considérées, ainsi que les satellites disponibles sur ces mêmes journées. La Figure 5.4 montre la position des différents points de mesure de la campagne OIB sur la période 2017-2019.

Les mesures sont fournies par deux instruments : d’abord un altimètre laser de 520 nm de longueur d’onde, l’Airborne Topographic Mapper (ATM), ensuite un radar à ondes continues à modulation de fréquence visant au nadir, le radar à neige CReSIS. L’épaisseur de la glace de mer

et son incertitude sont estimées à partir de ces deux instruments, comme expliqué dans Kurtz, Farrell et al. 2013 Pour chacune des mesures, leurs incertitudes sont associées. Notons que les incertitudes sont les incertitudes de mesures et non pas une variabilité statistique (donnée par un écart-type).

Année	Mois	Jours	Satellites Disponibles
2017	Mars	09, 10, 11, 12, 14, 20, 23, 24	CS2, SRL, S3A, S3B
	Avril	03, 05, 06, 07, 11, 19	
2018	Mars	22	
	Avril	03, 04, 06, 07, 08, 14, 16	
2019	Avril	06, 08, 12, 19, 20, 22	

Table 5.1 – Listes des jours d’acquisition des mesures de la campagne OIB et les satellites présents à ces dates.

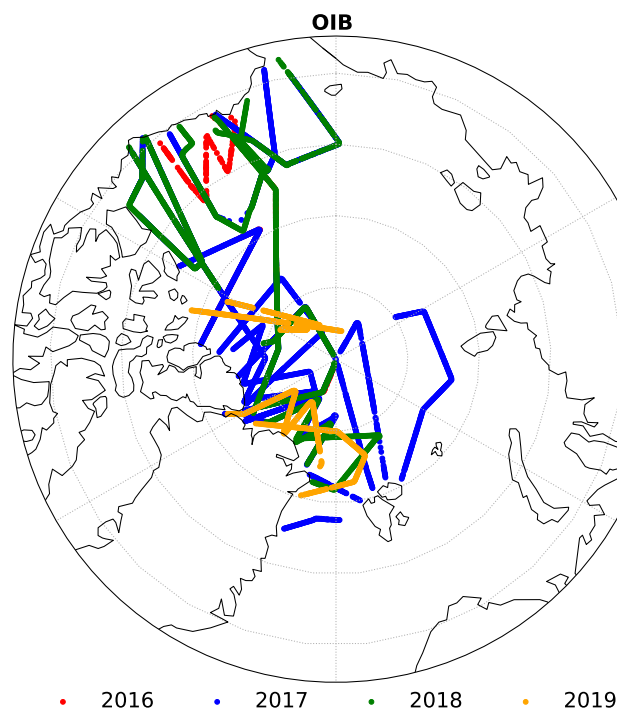


Figure 5.4 – Carte des points de mesure de la campagne OIB entre 2017 et 2019.

5.3.2 CryoSat-2

Les formes d’ondes de CryoSat-2 sont téléchargées sur le FTP de l’ESA pour les journées de mesure de la campagne OIB entre 2017 et 2019. CryoSat-2 fonctionnant dans des modes différents (LRM, SAR, SIN) on ne sélectionne que les données acquises en mode SAR afin d’être capable de les comparer avec les données Sentinel-3 A & B fonctionnant, eux aussi, en mode

SAR, le mode SARin de CryoSat-2 est évité. De plus, la future mission CRISTAL fonctionnera en mode SAR pour la bande Ka et la bande Ku, ce qui oriente le choix de ce mode. Sur le bassin Arctique, seule une zone au nord des îles de la Reine Elizabeth n'est pas disponible en mode SAR dû au masque de découpage des différents modes de CryoSat-2. Le découpage géographique des différents modes de CryoSat-2 est visible sur la Figure 5.5.

SIRAL, l'altimètre radar de CryoSat-2 fonctionne en bande Ku, à une fréquence de 13.575 GHz et la fréquence d'acquisition moyennée est de 40 Hz. En mode SAR, sa tâche au sol a une résolution de 1.6 km le long de la trace et de 300 m perpendiculaire à la trace (Wingham, Francis et al. 2006). Les formes d'ondes de CryoSat-2 sont échantillonnées sur 256 portes d'une durée de 1.563 ns chacune (Kurtz, Galin et al. 2014).

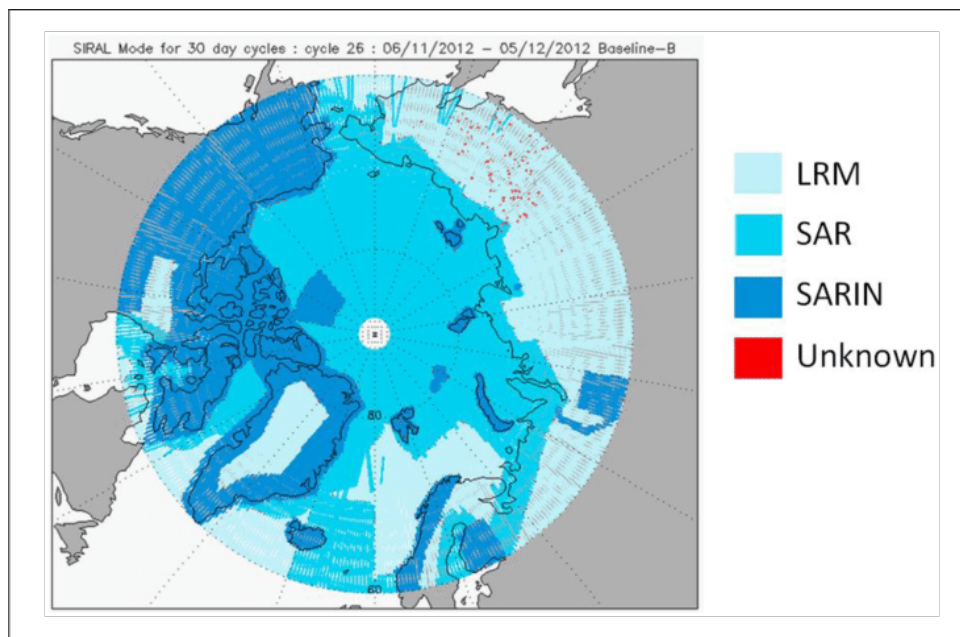


Figure 5.5 – Carte des différents modes d'acquisition de CryoSat-2 sur le bassin Arctique.

5.3.3 Sentinel-3

Sentinel-3 est une mission composée de deux satellites : Sentinel-3A et Sentinel-3B. Par la suite, nous utiliserons les données de ces deux satellites et nous nous référerons à cette concaténation de données comme 'Sentinel-3'. Les formes d'ondes de Sentinel-3 sont téléchargées sur le site de l'ESA pour les journées de mesure de la campagne OIB. Sentinel-3 fonctionne uniquement en mode SAR sur le bassin Arctique.

SRAL, l'altimètre radar de Sentinel-3 est bifréquentiel et fonctionne en bande C et en bande Ku, à des fréquences respectives de 5.41 GHz et 13.575 GHz, et leur fréquence d'acquisition est de 40 Hz (Donlon et al. 2012). En mode SAR, sa tâche au sol a une résolution de 1.6 km le long de la trace et de 300 m perpendiculairement à la trace. Les formes d'ondes de Sentinel-3 sont échantillonnées sur 128 portes d'une durée de 3.125 ns chacune (Fletcher 2012).

5.3.4 SARAL/AltiKa

Les formes d'ondes de SARAL sont téléchargées sur le site de l'ESA pour les journées de mesure de la campagne OIB. SARAL fonctionne uniquement en mode LRM sur le bassin

Arctique.

AltiKa, l’altimètre radar de SARAL fonctionne en bande Ka, à une fréquence de 35.75 GHz, et sa fréquence d’acquisition est de 20 Hz (Verron, Sengenés et al. 2015). Sa résolution spatiale est de l’ordre de 8 km (Verron, Bonnefond et al. 2020). Les formes d’ondes de SARAL sont échantillonnées sur 128 portes d’une durée de 2 ns chacune (Fletcher 2012).

5.4 Méthodologie

Face au constat que la bande Ku des altimètres radars est sensible à l’interface air/neige lors des mesures terrain de la campagne MOSAiC (Stroeve, Nandan et al. 2020), nous avons cherché à voir cette sensibilité au sein des formes d’ondes des altimètres satellites. Une faible sensibilité à l’épaisseur de la neige est également observée en bande Ka. C’est pourquoi nous avons travaillé avec CryoSat-2, Sentinel-3 et SARAL.

Du fait que la résolution spatiale des mesures OIB est beaucoup plus élevée que la résolution spatiale des altimètres satellites (40 m contre quelques centaines de mètres), nous avons moyenné les mesures OIB dans des zones de 25 km. Toutes les formes d’ondes, acquises lors de la même journée, à moins de 25 km de la mesure OIB ainsi moyennées sont alors associées à ce point de mesure in situ.

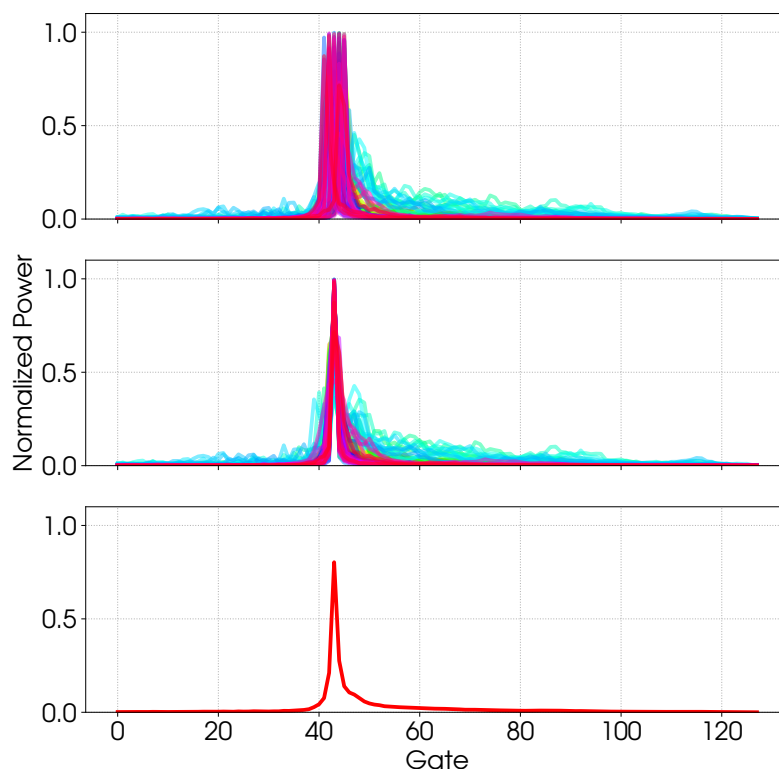


Figure 5.6 – Exemple de recentrage d’un ensemble de formes d’ondes en bande Ku issues de Sentinel-3. Le panneau du haut montre les formes d’ondes normalisées brutes, le panneau du milieu les formes d’ondes après recentrage et le panneau du bas montre la forme d’onde moyenne obtenue.

Malencontreusement, la fenêtre temporelle de la forme d’onde (les 128 ou 256 portes) n’est pas forcément centrée sur le pic de la forme d’onde, qui correspond à l’interface réfléchissant le plus d’énergie. Pour recentrer toutes les formes d’ondes entre elles, on intercorrèle les formes d’ondes entre elles, puis on les décale du nombre de portes associées au maximum de l’intercorrélacion. Avant chaque intercorrélacion, les formes d’onde sont normalisées par leurs normes euclidiennes. Pour rappel, l’intercorrélacion (ou corrélacion croisée) Γ se définit telle que :

$$\Gamma = (w_1 * w_2)(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} \overline{w_1(t)} w_2(t + \tau) dt \quad (5.10)$$

où w_1 et w_2 sont respectivement les deux formes d’ondes en question et où $\overline{w_1(t)}$ représente le conjugué complexe de $w_1(t)$. Une forme d’onde pouvant être contaminée par de nombreux facteurs tels qu’un dépointage, la présence d’une rugosité topographique ou la présence de leads, il est important de ne garder que les formes d’ondes qui sont les plus similaires pour minimiser la variabilité au sein des différentes formes d’ondes et d’obtenir une forme d’onde résultante représentative (statistiquement parlant) de la zone. Ne sont alors gardées que les formes d’ondes qui ont une intercorrélacion supérieure à 0.8. Le choix de cette valeur ayant été fait de manière arbitraire. Les formes d’ondes résultantes sont alors moyennées pour obtenir le comportement moyen d’une forme d’onde associée au comportement moyen de la mesure OIB dans un rayon de 25 km.

La Figure 5.6 montre les formes d’ondes avant et après recentrage, puis la forme d’onde moyenne résultante des formes d’ondes recentrées.

En supposant que l’interface air/neige soit visible sur les formes d’ondes en bande Ku, en même temps que l’interface neige/glace (Stroeve, Nandan et al. 2020), des doubles pics devraient être présents dans les formes d’ondes en bande Ku. Dans le cas où l’horizon de diffusion de la bande Ka ne se situe pas à l’interface air/neige, mais au sein du manteau neigeux, possible dans le cas où la microstructure du manteau neigeux est peu diffusante à $\sim 36 \text{ GHz}$, des doubles pics seraient également visibles en bande Ka. Ce type de recherche de double pics a déjà été mis en place pour l’étude de l’épaisseur de la glace de lac et a permis d’estimer l’épaisseur de la glace de lac (Shu et al. 2020). Typiquement, les formes d’onde que l’on recherche sont entre les formes d’ondes classées 11 et 14 par la classification de Poisson et al. (2018) (cf. Figure 5.2). Ainsi, l’épaisseur de neige h_s se calcule de la manière suivante :

$$h_s = \frac{n_g \Delta t c}{2 n_s} \quad (5.11)$$

où n_g est le nombre de portes séparant les deux pics de la forme d’onde et Δt le temps d’échantillonnage des formes d’ondes de l’instrument. Dans notre cas, en fonction de l’épaisseur du manteau neigeux et du temps d’échantillonnage des formes d’ondes en fonction des instruments et en utilisant l’équation 5.11, on peut estimer l’épaisseur minimale du manteau neigeux que l’on pourrait observer avec des doubles pics et le nombre maximal de portes les séparant. Sachant qu’il faut au minimum trois points pour déterminer deux pics, ce qui correspond à deux portes ($n_g = 2$), et que plus la neige est dense, plus l’onde radar est ralentie, l’épaisseur minimale potentiellement mesurée par les instruments est de :

- $h_s^{\min} = 62 \text{ cm}$ pour Sentinel-3
- $h_s^{\min} = 30 \text{ cm}$ pour Cryosat-2

- $h_s^{min} = 39 \text{ cm}$ pour SARAL

De même, l’épaisseur de neige maximale mesurée par la campagne OIB correspond à 1.5 m, ce qui correspond à un nombre de portes d’écart équivalent à :

- $n_g = 5$ portes pour Sentinel-3
- $n_g = 10$ portes pour Cryosat-2
- $n_g = 8$ portes pour SARAL

La recherche de double pic se fait donc dans l’intervalle $\pm n_g$ pour chacun des instruments, pour chacun des regroupements de mesures OIB où l’épaisseur de neige est supérieure à h_s^{min} .

5.5 Résultats

Sur le total des 28 journées de mesure des différentes campagnes OIB réalisées entre 2017 et 2019, seules 466 formes d’ondes recentrées et moyennées ont été colocalisées. La répartition de formes d’ondes ayant été colocalisée se fait de la manière suivante : 273 pour CryoSat-2, 63 pour Sentinel-3 et 68 pour SARAL. La principale raison vient du fait que les Sentinel-3 et SARAL ne montent pas assez haut en latitude pour pouvoir être en coïncidence avec la plupart des mesures OIB. En effet, les missions Sentinel-3 sont sur une orbite avec un angle d’inclinaison de 98.65° ce qui leur permet d’observer les pôles seulement jusqu’à 81.35°N de latitude et SARAL est, quant à lui, sur une orbite avec un angle d’inclinaison de 98.55° qui lui permet d’observer jusqu’à 81.45°N . OIB ayant pour but principal d’observer la glace de mer à des hautes latitudes pour essayer de combler le manque d’observation entre les satellites ICESAT et CryoSat-2, une majeure partie de ses observations se situe à des latitudes au-delà de 81.5°N . La Figure 5.7 montre la position géographique des formes d’ondes qui sont colocalisées avec des point de mesure OIB avec les critères mentionnés précédemment ($< 12.5 \text{ km}$ et dans la même journée). On remarque alors que dans la partie centrale du bassin Arctique, seul CryoSat-2 a des formes d’ondes colocalisées avec les points de mesure in situ (c’est le seul altimètre observant à ces hautes latitudes), tandis qu’aux plus basses latitudes Sentinel-3 et SARAL sont également colocalisés avec les points OIB. Néanmoins, la densité d’observation par unité de surface est la plus forte à la latitude d’observation maximale, ce qui implique que les formes d’ondes de SARAL et Sentinel-3 sont plus souvent colocalisées ensemble (et donc plus probablement avec les mesures OIB) aux alentours de 81.5°N . Sur ces mêmes basses latitudes, on a moins de points avec des formes d’ondes acquises par CryoSat-2, ce qui s’explique par la différence d’orbite : les orbites polaires ont un inconvénient majeur, c’est le fait que plus l’angle d’inclinaison de l’orbite est proche de 90° , plus la distance entre les traces est grande quand on se rapproche de l’équateur. De plus, la répétitivité des trois missions est assez différente : ~ 27 jours pour chacun des Sentinel-3 A & B, 35 jours pour SARAL et 369 jours pour CryoSat-2. De ce fait, la différence de latitude maximale entre les points des CryoSat-2 et le couple de missions Sentinel-3 et SARAL et les différentes répétabilités font que la trace de CryoSat-2 est éparse là où les traces des deux autres sont très resserrées.

Pour ces formes d’ondes, les valeurs d’épaisseur de neige mesurées par OIB au sein de la même zone géographique sont moyennées et associées. La Figure 5.8 montre la distribution originale de l’épaisseur de neige des campagnes OIB entre 2017 et 2019 (courbe orange), ainsi que l’épaisseur de la neige moyenne autour des formes d’ondes colocalisées (courbe bleue). La distribution de neige originale est assez typique des relevés d’épaisseur que l’on peut trouver dans la littérature (King et al. 2020). On remarque également que la distribution d’épaisseur du manteau neigeux des mesures OIB autour des formes d’ondes colocalisées est centrée sur

une valeur plus élevée que la distribution originale, 28 cm contre 25 cm. Cette différence est expliquée par le fait que l’on moyenne autour des valeurs supérieures à h_{min} lorsque l’on colocalise les formes d’ondes. En revanche, le fait que cette différence soit aussi faible (de l’ordre de 3 cm) montre que les valeurs élevées d’épaisseur de neige sont assez ponctuelles, et difficilement observables sur des zones étendues de plusieurs kilomètres.

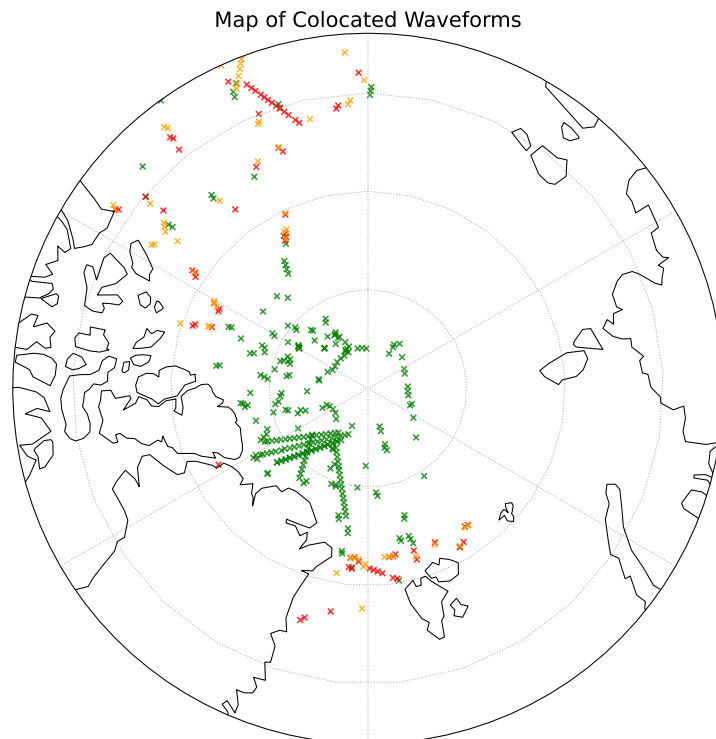


Figure 5.7 – Répartition géographique des formes d’ondes colocalisées avec des points de mesure OIB sur la période 2017-2019. Les croix vertes correspondent à CryoSat-2, les croix oranges à Sentinel-3 et les croix rouges à SARAL.

Sur les 466 formes d’onde agrégées restantes, la majeure partie d’entre elles (80 %) ne présentent qu’un seul pic, avec une PP inférieure à 0.15, représentatif de mesure sur glace de mer. Néanmoins, sur les formes d’ondes de glace de mer restantes, certains doubles pics sont visibles. Ne sachant pas quelle proportion devrait prendre le pic secondaire au sein de la forme d’onde, la puissance rétrodiffusée par l’interface air/neige dépendant de la composition de la neige, mais aussi de sa densité, toutes les formes d’ondes ayant un maximal local à $\pm n_g$ autour du pic principal seront considérées comme ayant un double pic.

La Figure 5.9 montre les formes d’onde de Sentinel-3, SARAL et CryoSat-2 quand les trois instruments se croisent à moins de 12.5 km d’un point de mesure OIB le 6 avril 2017. Ce cas de figure où les 3 satellites se croisent tous à moins de 12.5 km les uns des autres et également à moins de 12.5 km de points de mesures de OIB est assez rare vu qu’un seul cas a été détecté dans notre fenêtre temporelle. Le panneau de droite indique la position des points de mesures OIB ainsi que les formes d’ondes les plus proches des différents instruments sur la carte de SIC de l’OSISAF pour la journée correspondante. Sont également indiquées les valeurs moyennes des mesures OIB pour la zone sélectionnée ainsi que les distances entre les différents points de mesures. Chacune des formes d’ondes est une moyenne d’un grand nombre de formes d’ondes normalisées, d’où le fait qu’elles soient comprises entre 0 et 1. Le fait que chacune soit

moyennée sur un nombre différent de formes d’ondes (le nombre utilisé est indiqué sur chaque panneau par le symbole '#') empêche de pouvoir comparer les formes d’ondes normalisées entre elles. En revanche, on peut comparer leur évolution dans le temps (notons que la forme d’onde de CryoSat-2 étant échantillonnée sur 256 portes et non pas 128 comme les autres altimètres, son échelle temporelle est l’axe horizontal supérieur). Dans un premier temps, on peut remarquer que les formes d’ondes se situent dans une zone où la concentration en glace de mer est très proche de 100 % (panneau de droite), et les valeurs de PP confirment que, traditionnellement, ces formes d’ondes seraient classifiées comme caractéristique de la banquise, avec de $PP < 0.15$. On notera que la PP en bande C est également calculée et affichée, bien qu’aucune étude n’ait pris pour sujet les formes d’ondes en bande C sur la banquise, cette fréquence étant essentiellement utilisée pour corriger les effets de l’ionosphère sur la bande Ku (Le Roy et al. 2007; Mavrocordatos et al. 2007).

La forme d’onde en bande C montre un unique pic, tandis que les formes d’onde en bande Ku issues de Sentinel-3 et de CryoSat présentent des doubles pics, le pic secondaire se présentant légèrement avant le pic principal. Ces formes d’ondes ressemblent fortement aux comportements mis en valeur dans Stroeve, Nandan et al. (2020) dans leur figure 8, où le pic secondaire apparaît en premier et est d’une magnitude plus faible que le pic principal apparaissant après. Ce comportement pourrait notamment s’expliquer par le fait que le changement d’impédance entre l’air et la neige est plus faible que le changement d’impédance entre la neige et la glace, dû aux propriétés diélectriques des trois milieux. En effet, l’onde radar est moins impactée par la neige que par la glace (Beaven et al. 1995), menant à ce que seulement une petite partie de l’onde radar soit rétrodiffusée par l’interface air/neige. La forme d’onde en bande Ka est, quant à elle, beaucoup moins pointue avec une signature assez typique d’une combinaison de diffusion surfacique et volumique (Davis 1993; Rémy, Legresy et al. 1999; Rémy, Flament, Michel and Blumstein 2015; Larue et al. 2021). En regardant les formes d’ondes en bande Ku, on peut mesurer le nombre de portes d’écart entre les deux pics qui sont de $n_g^{S3} = 4$ et $n_g^{CS2} = 7$. En utilisant ensuite l’équation 5.9 on peut alors estimer l’épaisseur de neige qui pourrait correspondre à un tel écart entre les deux pics en fonction de la densité de la neige. Pour les deux extrêmes de densité de neige ρ_s de 150 kg/m^3 et 650 kg/m^3 , on trouve alors des épaisseurs de neige de $h_s^{S3} \in [1.21; 1.67] \text{ m}$ et $h_s^{CS2} \in [1.07; 1.47] \text{ m}$ respectivement pour Sentinel-3 et CryoSat-2. Ces intervalles de valeurs sont relativement proches l’un de l’autre, mais assez loin de la valeur d’épaisseur de neige mesurée par OIB, qui est de $h_s^{OIB} = 0.19 \pm 0.06 \text{ m}$. Cette différence pourrait être expliquée par le fait que les mesures OIB sont prises le long d’une trace de 40 m de large, tandis que les mesures altimétriques le sont sur une largeur de 1.6 km pour les bandes Ku. Une autre explication pourrait être le fait que le pic secondaire que l’on observe ne correspond pas à l’épaisseur de la neige, mais à une autre cause comme un dépointage, une rugosité de surface de grande échelle dans la tache des altimètres ou bien un artefact lié au moyennage des formes d’ondes. Néanmoins, le fait de disposer de la bande C sur Sentinel-3 simultanément de sa bande Ku nous permet d’écarter certaines de ces hypothèses. En effet, un dépointage ou une rugosité de surface de grande échelle serait également visible sur la forme d’onde en bande C, alors que celle-ci ne présente aucun autre pic correspondant à ces phénomènes. De plus, l’explication amenant au fait que la forme d’onde moyenne résultant du processus expliqué précédemment amènerait un artefact est assez mise à mal puisqu’un grand nombre de formes d’onde est utilisé (63 pour celle de Sentinel-3 et 81 pour celle de CryoSat-2). L’explication de ces différences d’épaisseur de neige entre les mesures altimétriques et les mesures in situ par le radar à pénétration de surface de la campagne OIB mériterait un approfondissement dans le cadre d’une future étude.

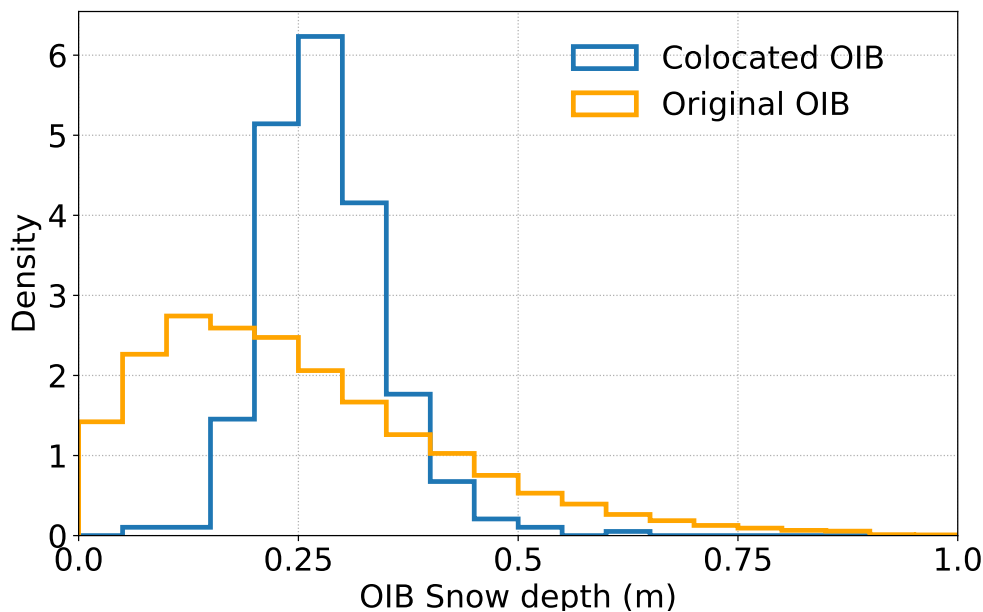


Figure 5.8 – Distribution de l’épaisseur de neige de la campagne OIB entre 2017 et 2019 en orange et de la distribution de l’épaisseur de neige moyennée autour des 466 formes d’ondes colocalisées en bleu.

En examinant le reste des formes d’onde colocalisées avec les points de mesures OIB, on peut regrouper visuellement les comportements des signaux acquis à différentes fréquences en quelques cas types. La Figure 5.10 montre une sélection des types de formes d’ondes qui composent les formes d’ondes centrées et agrégées dans les bandes C, Ku et Ka. Le nombre de formes d’ondes utilisé pour leurs compositions est noté après le ‘#’. Le panneau A représente une forme d’onde avec un seul pic, typique d’une signature de banquise. Le B représente une forme d’onde avec la présence d’un double pic précédent le pic principal. Le C représente une forme d’onde à forte diffusion volumique en bande Ka. Le D correspond à une forme d’onde présentant un pic secondaire suivant le pic principal.

Les formes d’ondes similaires à A sont les plus courantes. C’est ce type d’onde qui est fortement utilisé par les algorithmes d’estimation de franc-bord. Le fait qu’elles semblent représenter la plus grande partie des formes d’ondes sur la banquise explique la réussite de ces algorithmes. On remarque sur la plupart de ces formes d’ondes que la décroissance en bande Ka est plus faible que la décroissance avec les autres fréquences. Cette différence dans l’évolution de la queue de la forme d’onde peut être expliquée par une diffusion volumique au sein du manteau neigeux, ou peut-être au sein de la glace de mer.

Les formes d’onde similaires à la B, apparaissent essentiellement en bande Ku et de temps en temps en bande Ka. Ce sont les formes qui semblent être typique d’une première rétrodiffusion à l’interface air/neige puis d’une deuxième à l’interface neige/glace de mer plus puissante. Ce type de profil a déjà été observé par au cours de la campagne de mesure MOSAiC (Stroeve, Nandan et al. 2020) et c’est ce type de forme d’onde qui permettrait de remonter à l’épaisseur du manteau neigeux à l’aide de la bande Ku uniquement. Des études sont en cours pour essayer de modéliser ce type de forme d’onde à l’aide de modèle de transfert radiatif à l’instar de SMRT (Picard, Sandells et al. 2018a; Larue et al. 2021; Santi et al. 2022). CryoSat-2 ayant un temps d’échantillonnage plus faible que Sentinel-3, les doubles pics sont généralement plus facilement observables sur ses formes d’ondes.

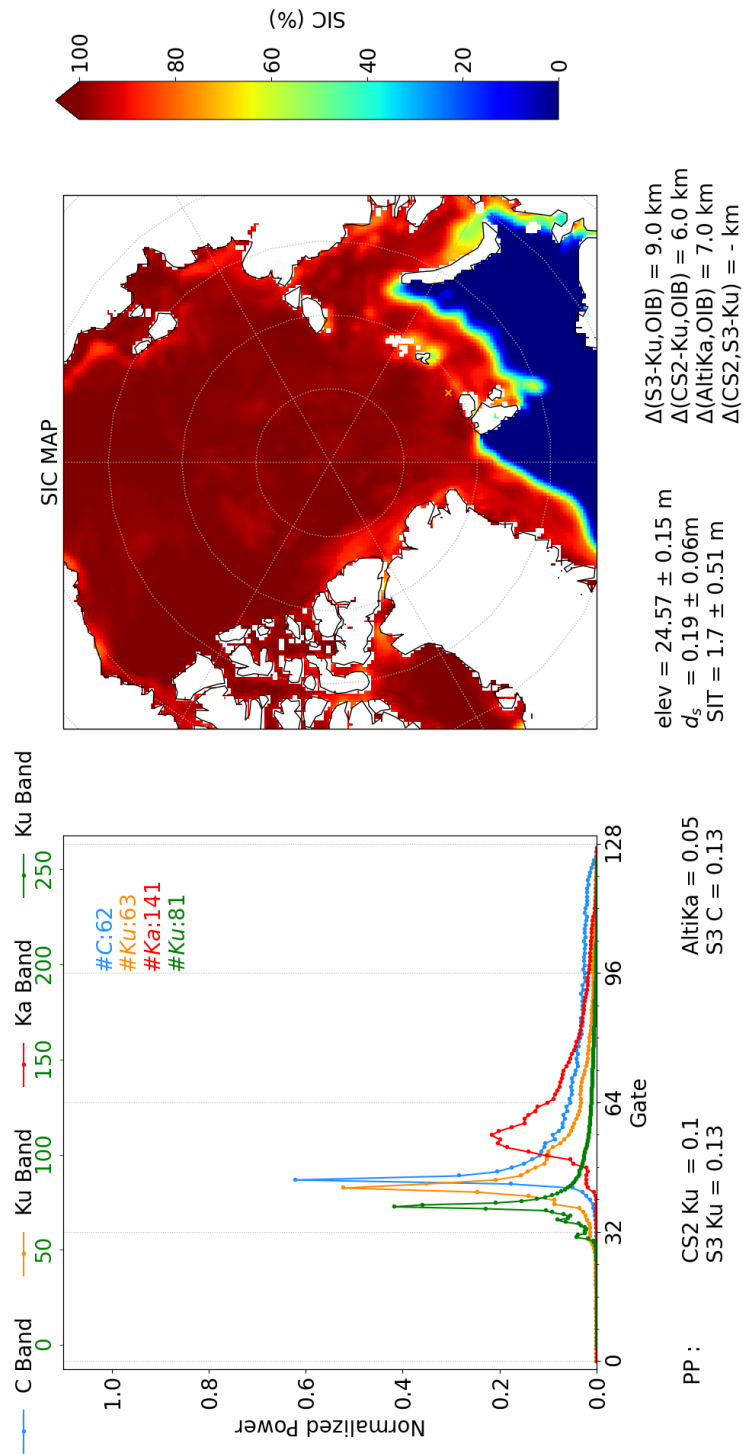


Figure 5.9 – Panneau de gauche : formes d’onde recentrées et moyennées issues de Sentine-3 (bleu pour la bande C et orange pour la bande Ku), SARAL (rouge) et CryoSat-2 (vert). Le nombre de formes d’onde les composant est indiqué et leurs valeurs de *peakiness* sont également affichées.

Panneau de droite : Carte de SIC issue de l’OSISAF pour la journée en question, les emplacements des mesures OIB, ainsi que les formes d’ondes les plus proches sont indiquées par des croix de différentes couleurs, respectant le même code couleur que le panneau de gauche. Les valeurs moyennes d’OIB sur la zone considérée sont également indiquées.

Les formes d'ondes similaires à D, sont très similaires à celles similaires à B sauf que le pic secondaire apparaît après le pic principal. Un tel comportement signifierait que l'interface air/neige est plus rétrodiffusante que l'interface neige/glace de mer. Au vu des propriétés diélectriques de la neige et de la glace, cette explication ne marche uniquement qu'en cas de neige ayant une forte densité (de l'ordre de $500 - 600 \text{ kg/m}^3$). La présence de givre de surface ou de fleur de givre pourrait également expliquer un tel comportement, leur propriété diélectrique étant plus proche de la glace que de la neige. En revanche, à cause de leur répartition géographique et temporelle assez rare, pourrait finalement ne pas avoir beaucoup d'impact sur l'écho radar des altimètres. Les effets du givre de surface, tout comme leur présence, étant assez peu documentées, il est difficile d'avancer des certitudes quant à leur potentielle conséquence sur les formes d'ondes.

Finalement les formes d'onde de type C, ne concernent que les formes d'ondes en bande Ka, les formes d'ondes aux autres fréquences sur le panneau C sont mis en avant pour comparer avec celle en bande Ka. Ce type de forme d'onde en bande Ka présente une très forte diffusion volumique, et est très bien connue des glaciologues étant caractéristique des formes d'onde de neige sur glacier (Davis and Moore 1993; Bamber 1994; Lacroix et al. 2008; Rémy, Flament, Michel and Verron 2014). Dans ce cas de figure, il serait intéressant par la suite d'analyser quelles techniques sont employées pour traiter ce type de formes d'ondes et quels paramètres géophysiques sont estimables depuis ce type de signaux. On peut également remarquer que sur ce type de forme d'onde en bande Ka, les formes d'onde colocalisée aux autres fréquences ne présentent pas de forme de diffusion volumique. On peut donc estimer que la taille des grains des cristaux de neige est suffisamment grande pour diffuser à $\sim 36 \text{ GHz}$, mais pas assez pour diffuser volumiquement à $\sim 13 \text{ GHz}$. Un travail pourrait être mené sur l'estimation de la microstructure du manteau neigeux à partir de ces formes d'ondes. La présence de ce type de forme d'onde en bande Ka peut également être présente avec les formes d'onde avec des doubles pics, ce qui renforce l'hypothèse de diffusion volumique par le manteau neigeux.

Malheureusement, l'épaisseur moyenne du manteau neigeux d'une trentaine de centimètres est généralement trop faible pour être mesurée par la plupart des instruments (cf. Figure 5.8). CryoSat-2, ayant la résolution temporelle la plus fine, ne permet d'observer que des manteaux neigeux de 30 cm ou plus. Néanmoins, certaines formes d'ondes typiques d'une double interface ont tout de même été estimées non loin de point de mesure OIB. L'inconvénient majeur pour tenter de valider ou d'invalider l'interprétation de ce type de forme d'onde vient essentiellement du manque de mesure terrain. Contrairement aux lacs de glace, où des mesures terrains ont permis d'analyser et d'interpréter les formes d'ondes pour finalement remonter à l'épaisseur de la glace de lac (Shu et al. 2020), le manque de mesure de terrain le long de la trace d'un des satellites (CryoSat-2, Sentinel-3 ou SARAL) ne permet pas de savoir avec certitude si ce que l'on suppose correspond effectivement à la réalité du terrain. Une ou plusieurs campagnes de mesure terrain le long de la trace d'un altimètre radar pourrait être d'une utilité remarquable pour augmenter la compréhension du comportement des formes d'ondes en bande C, Ku ou Ka. La future mission CRISTAL du programme européen Copernicus (Kern, Cullen et al. 2020) sera le premier altimètre fonctionnant en bifréquence avec le duo de bande Ku/Ka et aura pour objectif principal de mesurer simultanément l'épaisseur de la neige et celle de la glace, en utilisant les équations 5.9, 5.5 et 5.6. Le besoin de connaître précisément la sensibilité de ces fréquences au manteau neigeux est donc souhaitable. Car en plus de l'épaisseur de la couche de neige, sa densité, par les différents métamorphismes nécessaires de la neige, joue un rôle important autant sur les signaux micro-ondes passifs (Soriot et al. 2022) que sur les signaux micro-ondes actifs (Kwok, Kacimi et al. 2020). Sur une orbite similaire de CryoSat-2, ses formes d'ondes devraient être échantillonnées avec le même temps d'intégration, si ce n'est plus, que CryoSat-2 (Kern, Cullen et al. 2020).

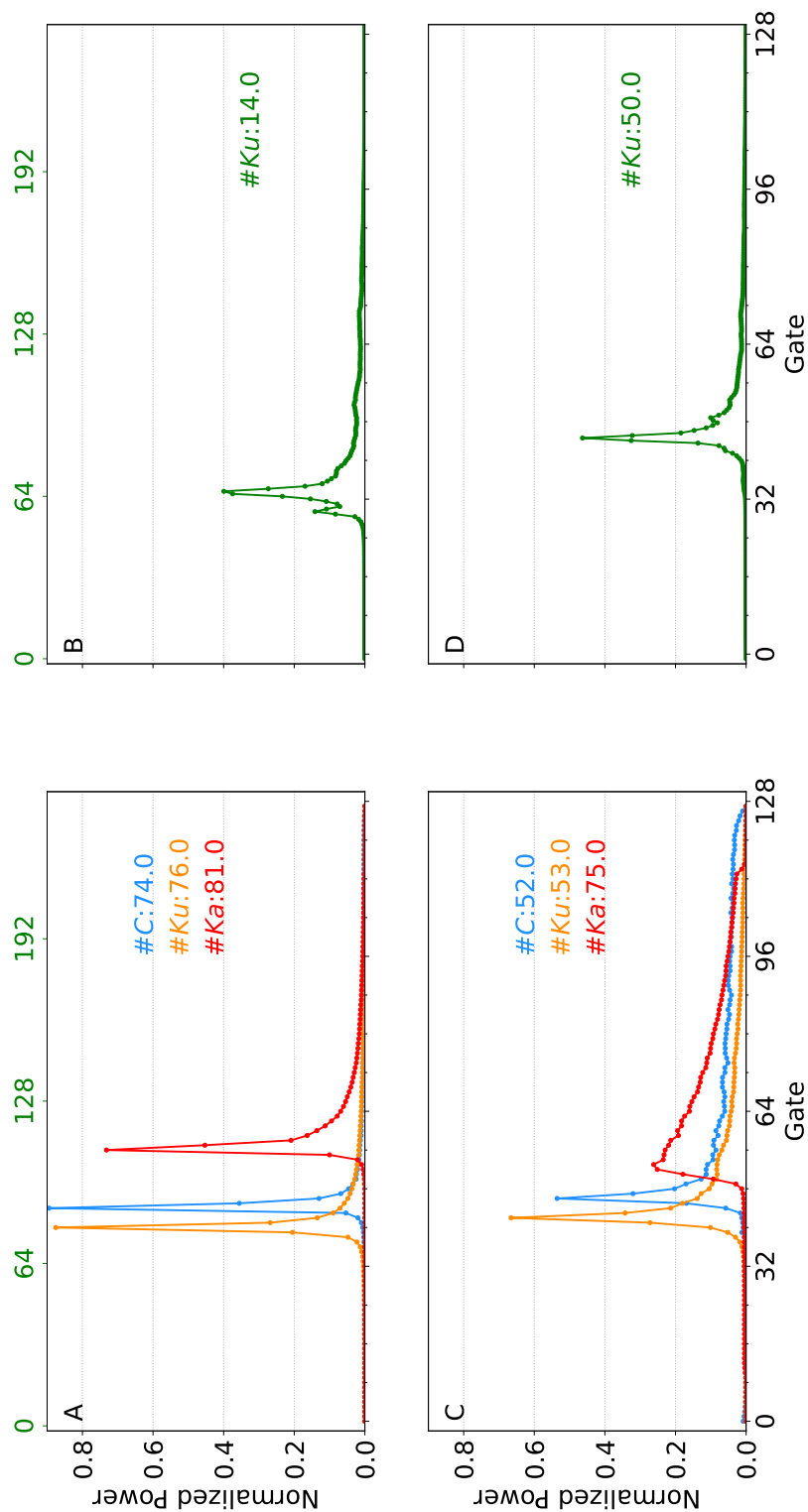


Figure 5.10 – Différentes formes d’ondes typiques présentes lors de la colocalisation des altimètres avec les mesures OIB. Le panneau A représente une forme d’onde avec un seul pic, typique d’une signature de banquise. Le B représente une forme d’onde avec la présence d’un double pic précédant le pic principal. Le C représente une forme d’onde à forte diffusion volumique en bande Ka. Le D correspond à une forme d’onde présentant un pic secondaire suivant le pic principal.

5.6 Conclusions et perspectives

Ce chapitre a présenté l'état de l'art de l'altimétrie sur la banquise, présentant les techniques utilisées pour estimer les différents paramètres géophysiques (essentiellement épaisseur de glace et épaisseur de neige). Face à cet état de l'art, il a été remarqué que la plupart des produits se contentent de la hauteur altimétrique pour estimer ces paramètres. Si les résultats ont montré une certaine efficacité de l'altimétrie pour l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer (Kurtz, Markus et al. 2009; Kwok 2010; Ricker, Hendricks, Helm et al. 2014; Sallila et al. 2019; Kacimi and Kwok 2022) tout comme pour l'estimation du volume de glace de mer basée sur les séries temporelles des nombreux altimètres précédemment lancés (Bocquet et al. 2022), l'épaisseur de la neige reste une grande source d'incertitude qui impacte l'estimation de l'épaisseur de glace, comme le montre également les équations 5.5 et 5.6 (Kern, Khvorostovsky et al. 2015; Kwok, Kacimi et al. 2020). Plusieurs solutions ont été proposées pour tirer profil de la double fréquence Ku/Ka de la future mission Copernicus de l'ESA : CRISTAL (Garnier, Fleury, Garric et al. 2021; Shi, Sohn et al. 2020). Néanmoins, ces solutions se basent encore sur les hauteurs altimétriques. De plus, au cours de la campagne MOSAiC, où un radar à visée nadir a été embarqué et posté sur de la glace de mer lors d'un hiver complet, l'hypothèse affirmant que la bande Ku est insensible au manteau neigeux a été mise à mal (Stroeve, Nandan et al. 2020). Des études précédentes avaient déjà montré que la bande Ku pouvait potentiellement être sensible à certaines configurations de manteau neigeux (Nandan, Geldsetzer, Islam et al. 2016; Nandan, Geldsetzer, Yackel et al. 2017).

Face à ce constat, nous avons essayé de comparer directement les formes d'ondes de 3 différents instruments (Sentinel-3, CryoSat-2 et SARAL) que nous avons colocalisées avec les mesures terrain de la campagne OIB. Un traitement directement appliqué sur les formes d'onde, est, théoriquement, plus robuste et plus fiable qu'une intercomparaison de produits (Aires 2011). En se basant sur le constat de Stroeve, Nandan et al. (2020) et utilisant la méthodologie similaire à Shu et al. (2020), nous avons tenté de détecter des formes d'ondes présentant des doubles pic, que nous supposons caractéristiques d'une double rétrodiffusion de l'onde radar (une à l'interface air/neige et une autre à l'interface neige/glace de mer), puis d'estimer l'épaisseur du manteau neigeux en utilisant l'équation 5.11. Les résultats obtenus ont bien montré la présence de double pic dans les formes d'ondes en bande Ku, mais aussi des signaux caractéristiques de diffusion volumique par un manteau neigeux en bande Ka. Néanmoins, à cause de l'échantillonnage temporel trop faible des altimètres radar couplé à la faible épaisseur moyenne du manteau neigeux en Arctique, il a été difficile de remonter de ces types de signaux à l'épaisseur de la neige.

Une étude similaire pourrait être conduite sur la banquise antarctique, où les épaisseurs de neige sont légèrement plus élevées (Massom et al. 2001). Néanmoins, les mesures terrain pour valider ce type d'étude font défaut. D'autant plus que les résolutions spatiales des altimètres sont de l'ordre du kilomètre, ce qui impliquerait de couvrir de larges zones pour avoir des mesures in situ pouvant représenter les observations faites par les instruments satellites. Dans tous les cas, cette étude est encore en cours d'élaboration et ces résultats préliminaires ne resteront pas forcément inchangés.

Chapitre 6

Conclusion

Dans cette thèse, nous avons utilisé des observations satellites micro-ondes actives et passives issues de différents instruments dans le but de caractériser la banquise arctique et d'améliorer l'estimation de certains paramètres géophysiques de ce milieu. Dans ce chapitre, nous résumerons les résultats principaux de cette thèse qui ont été présentés après les deux chapitres introductifs. Nous finirons par décrire les perspectives ouvertes par ces travaux durant ces trois années de thèse.

6.1 Apport des observations micro-ondes multifréquentielles pour la caractérisation de la banquise

Le Chapitre 3 de cette thèse a traité de la caractérisation de la banquise arctique à partir d'une analyse des signaux micro-ondes passifs entre 1.4 et 36 GHz. Nous avons présenté l'instrument CIMR, l'une des prochaines missions du programme Copernicus de l'ESA. Cette thèse a pour but d'anticiper les performances et l'utilisation des données que CIMR mettra à disposition. Au cours de ce chapitre, nous avons construit un jeu de données simulant celles qui seront acquises par CIMR à partir d'observations micro-ondes passives de l'Arctique déjà existantes, grâce aux instruments AMRS2 et SMAP, en moyennant les données des deux instruments sur 10 jours et en les géocalisant sur une même projection. Des données micro-ondes actives issues d'ASCAT ont également été traitées de la même manière. Bien que non optimale, cette concaténation de données issues de différents instruments a donné une bonne idée des performances du futur CIMR pour la caractérisation de la banquise. Une classification non supervisée de Kohonen a été effectuée sur les données mimiquant CIMR durant une année complète dans le but de faire ressortir les signatures qui sont statistiquement significatives. Après avoir décrit chacun des clusters et les relations entre eux, nous avons utilisé un modèle de transfert radiatif de pointe (SMRT) pour vérifier les interprétations que l'on avait élaborées. En effet, plusieurs signatures ont retenu notre attention et notamment les effets de la diffusion aux fréquences supérieures à 10 GHz. Après avoir soigneusement décrit le modèle de transfert radiatif, nous avons fait varier les différents paramètres pouvant causer les signatures observées, à savoir : l'épaisseur de la glace de mer, sa température, sa porosité, sa salinité et sa rugosité de surface, mais aussi l'épaisseur du manteau neigeux, sa température, sa densité, sa microstructure et sa rugosité de surface. Des simulations réalistes du comportement des différents clusters ont été obtenues, avec des interprétations physiques cohérentes des signaux micro-ondes, pour toutes les fréquences, les polarisations et les modes (actif/passif).

Les résultats obtenus avec le modèle de transfert radiatif ont montré la sensibilité du jeu de données à l'épaisseur de la glace de mer, mais également à la microstructure du manteau neigeux. En effet, dans un premier temps, les températures de brillance à 1.4 GHz étaient encore faibles par rapport aux températures de brillance à 6 GHz et cette différence pouvait s'expliquer par une contribution de l'océan sous-jacent à la banquise dans les signatures micro-ondes des faibles épaisseurs de glace de mer. En simulant l'émission de l'océan ainsi que de fines couches de glace de mer par-dessus, ces signatures ont été retrouvées avec une limite à environ 50 cm avant l'extinction du signal océanique. Ensuite, dans un deuxième temps, les signatures de diffusion observées à 18 et 36 GHz ont été simulées en jouant sur la microstructure de la neige. Grâce à SMRT nous avons montré que l'épaisseur de la neige sèche ne joue que très peu sur les températures de brillance, mais que finalement leur forte diminution était due, en hiver, au métamorphisme au sein même du manteau neigeux qui génère du givre de profondeur. Ce type de neige est caractérisé par une taille de grain proche des 5 mm, ce qui engendre une diffusion de Mie et donc une chute des températures de brillance. Ces mêmes signatures de diffusion ont également été observées durant la période estivale, mais la cause serait d'une nature différente. En effet, après la fonte du manteau neigeux, il peut se former de la glace superposée qui aurait également en son sein des diffuseurs suffisamment importants pour faire baisser notablement les températures de brillance à 18 et 36 GHz. Ces interprétations ont également montré leur pertinence pour l'interprétation des signaux du diffusiomètre ASCAT.

6.2 Apport des observations micro-ondes passives pour l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer

Le Chapitre 4 de cette thèse a traité de l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer à partir d'observations micro-ondes passives et d'une méthode statistique. Toujours dans la préparation de la mission CIMR, après l'observation d'une forte corrélation entre les températures de brillance et les épaisseurs de glace, nous avons entraîné un réseau de neurones sur un produit d'épaisseur de glace issu du lidar d'ICESat-2. Cette inversion statistique a montré de très bonnes performances quant à la restitution de l'épaisseur de la glace de mer arctique pour une saison d'hiver complète. En particulier, notre produit issu d'une relation statistique utilisant toutes les fréquences de CIMR a des performances équivalentes aux produits d'épaisseur de glace altimétriques (micro-onde ou lidar) en comparaison avec des mesures in situ.

L'inversion statistique utilisant uniquement les fréquences de 18 et 36 GHz donne également des résultats très satisfaisants, sur toute la gamme d'épaisseur de la glace de mer. En profitant du fait que ces deux fréquences sont observées depuis la fin des années 1970, nous avons reconstruit une série temporelle d'épaisseur de glace de mer à partir des données intercalibrées issues de SMM/I et de SSMIS entre 1992 et 2020. Cette série temporelle de 28 ans est la plus longue climatologie d'épaisseur de glace de mer, avec une couverture presque totale des pôles, créée à ce jour. L'évolution temporelle de la distribution de l'épaisseur de glace de mer a montré que la banquise a perdu essentiellement des glaces d'une épaisseur supérieure à 3.5 m, correspondant majoritairement à la glace de mer pluriannuelle, ce qui concorde avec les observations d'amincissement de la banquise faites ces deux dernières dizaines d'années.

La concentration en glace de mer et l'étendue de la banquise étant disponible depuis la fin des années 1970, le volume de glace de mer a alors pu être calculé sur la fenêtre temporelle concomitante à notre produit d'épaisseur de glace de mer. Les séries temporelles du volume de glace de mer pour les mois de mars-avril et de novembre ont montré une tendance décroissante respective de 223 et 282 km³/an. La robustesse de ces résultats réside dans la relation statistique

entre les températures de brillance et le produit d'épaisseur de glace de mer d'ICESat-2, qui sont indépendants l'un de l'autre. La sensibilité aux différents événements marquants de la banquise arctique sur ces 28 années d'estimation (fonte exceptionnelle en 2007, par exemple) laisse supposer une bonne fiabilité dans les résultats.

6.3 Apport de l'étude des formes d'ondes altimétriques pour l'estimation de l'épaisseur de neige

Le Chapitre 5 de cette thèse a présenté une étude des formes d'ondes altimétriques micro-ondes et de leur sensibilité à l'épaisseur du manteau neigeux. Au cours de ce chapitre, nous avons dans un premier temps rappelé les principes de fonctionnement des altimètres micro-ondes pour la mesure de l'épaisseur de la glace de mer et du manteau neigeux. Cet état de l'art a permis de souligner toutes les imbrications entre les mesures micro-ondes passives et les mesures altimétriques micro-ondes pour l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer. Il a aussi permis de souligner l'importance du manteau neigeux dans cette même estimation et du manque de mesure fiable de ce paramètre géophysique.

Ensuite, nous avons construit un jeu de données altimétriques à partir de données CryoSat-2, Sentinel-3 (mode acquisition SAR) et SARAL (mode d'acquisition LRM), dont les fréquences sont proches de celles de CRISTAL (mode acquisition SAR), colocalisées entre elles et à des mesures in situ. Ce jeu de données avait pour but de consolider les mesures de [Stroeve, Nandan et al. 2020](#) lors de la campagne de mesure MOSAiC montrent une sensibilité de la bande Ku à l'épaisseur du manteau neigeux. Nous avons tenté de détecter des formes d'ondes présentant des signatures caractéristiques d'une double rétrodiffusion de l'onde radar (une à l'interface air/neige et une autre à l'interface neige/glace de mer) dans le but d'estimer l'épaisseur du manteau neigeux en utilisant l'équation 5.11. Malheureusement, face à des problèmes liés aux caractéristiques intrinsèques des altimètres micro-ondes (fréquence d'échantillonnage temporelle trop faible) et des épaisseurs de neige arctique trop faible, il n'a pas été possible d'estimer l'épaisseur du manteau neigeux à partir des formes d'ondes. Néanmoins, des signatures caractéristiques de diffusion volumiques ont été observées sur les formes d'ondes en bande Ka acquises en mode LRM et sont dus à la présence du couvert neigeux.

Cette étude a été menée dans la préparation de CRISTAL, une autre future mission Copernicus de l'ESA. En effet, CRISTAL est une mission dédiée à l'observation des pôles qui utilisera simultanément la bande Ku et la bande Ka. L'étude sur la complémentarité entre les bandes Ku et Ka a présenté ce à quoi on pourrait s'attendre avec cette bifrèquence.

6.4 Développements et perspectives

Les travaux présentés au cours de cette thèse s'inscrivent dans un développement méthodologique de la caractérisation de la banquise arctique à partir d'observations micro-ondes. Nous détaillons ici les prochains développements.

6.4.1 Apports des futurs instruments

Cette thèse s'est effectuée dans le contexte de deux des prochaines missions d'observation de la Terre menée par l'ESA dans le cadre du programme Copernicus : CIMR et CRISTAL. Ces deux missions ont tous les deux comme objectif principal l'observation et l'étude des pôles.

Tous les résultats et méthodologies présentés dans ce manuscrit bénéficieront d'une amélioration lorsque ces deux instruments seront opérationnels.

CIMR aura notamment, pour la première fois, des mesures simultanées aux fréquences 1.4, 6, 10, 18, 23 et 36 GHz, ce qui permettrait notamment d'analyser les covariabilités entre ces fréquences de manière optimale. De plus, CIMR, avec son antenne de 8 m, aura une résolution de 5 km à 18 et 36 GHz (contre respectivement ~ 17 km et ~ 10 km actuellement pour AMSR2), ce qui permettrait d'observer des phénomènes à plus petites échelle. La couverture des pôles par CIMR sera complète.

CRISTAL, sera le premier altimètre bifréquentiel à fonctionner simultanément avec les bandes Ku et Ka. Par ses paramètres orbitaux, il pourra observer les pôles jusqu'à 88°N (la même couverture que l'actuel CryoSat-2). L'avantage de sa double fréquence de fonctionnement est d'être théoriquement capable de mesurer simultanément l'épaisseur du manteau neigeux et de la glace de mer. Les signatures de diffusion que l'on a observé dans les formes d'ondes en bande Ka de SARAL pourrait permettre une caractérisation plus précise de la microstructure du manteau neigeux, d'autant plus que CRISTAL observera les pôles en mode SAR sur la bande Ka.

6.4.2 Amélioration de la compréhension des signaux micro-ondes en Arctique

De futures mises-à-jour des modèles de transfert radiatif pourront permettre d'améliorer les résultats présentés durant cette thèse.

L'utilisation des récents développements du SMRT pour les simulations altimétriques (Sandells, Picard et al. 2021) est prévue dans un futur proche, afin d'étendre l'étude menée au Chapitre 3 à l'analyse de la synergie avec les signaux altimétriques. De même, l'utilisation de SMRT pour simuler les formes d'ondes altimétriques micro-onde présentée au Chapitre 5 avec différents couverts neigeux pourrait grandement améliorer la compréhension de ces dites formes d'ondes. Une analyse conjointe des covariabilités des signaux micro-ondes actifs (diffusiométrique et altimétrique) et passif (radiométrique) pourrait être mise en place. D'autres observations pourraient également permettre d'améliorer la compréhension des signaux micro-onde, comme l'utilisation de radiomètres à visée nadir, qui nous renseignerait sur les dépendances angulaires des températures de brillance de la banquise. De même, la prise en compte de tous les angles d'incidence du diffusiomètre ASCAT ou du radiomètre SMOS pourrait également permettre de mieux contraindre la modélisation de la banquise et améliorer la compréhension des interactions ondes électromagnétiques micro-ondes/banquise. Une extension du domaine fréquentielle de l'étude menée au Chapitre 3 à la fréquence de 89 GHz d'AMSR2, qui sera également présent sur AMSR3, pourrait également aider l'interprétation des covariabilités des signaux.

6.4.3 Extension de la série temporelle de l'épaisseur de glace de mer

La méthodologie statistique d'estimation de l'épaisseur de la glace de mer à partir d'observations micro-ondes présentée au Chapitre 4 a été appliquée sur 28 années de données intercalibrées de SSM/I et SSMIS. Néanmoins, les fréquences utilisées pour la création de cette série temporelle (18 et 36 GHz) sont également disponibles depuis 1997 sur les SSM/I et depuis 1978 sur SMMR. La prise en compte de ces données pourrait ainsi mener à l'élaboration de la plus longue série temporelle d'épaisseur de glace de mer jamais créée (1978-2022, soit 44 ans). Notons que des efforts sont en cours pour intercaler tous les imageurs micro-ondes à des fins climatiques (par exemple la série des SSM/I et des AMSR), et cette estimation de l'épaisseur et du volume de la

glace de mer pourrait bénéficier de cette très longue série temporelle de haute qualité des T_B à 18 et 36 GHz.

Le principal avantage de cette méthodologie est qu'elle permet de fournir de manière subjournalière et à l'échelle du bassin Arctique une estimation de l'épaisseur de la banquise. L'apport d'une telle méthodologie pourrait être de grande valeur pour l'assimilation de la SIT par les modèles climatiques.

6.4.4 Extension de la méthodologie à la banquise de l'océan Australe

Les résultats présentés ici sont caractéristiques de l'Arctique, mais pourraient être étendus à l'océan Austral. Nous avons assez peu parlé de la banquise de l'océan Austral dans cette thèse, mais sa dynamique d'embâcle et de débâcle étant fortement différente de celle de la banquise arctique fait que les signatures micro-ondes ne sont pas tout à fait les mêmes. Si le comportement des lois physiques ne change pas d'un hémisphère à l'autre, le milieu observé est suffisamment différent pour que l'on ne puisse pas transposer intégralement ce qui a été développé d'un hémisphère à l'autre. La Figure 6.1 montre les températures de brillance à 36 GHz en polarisation verticale pour deux journées d'hiver (boréale et australe).

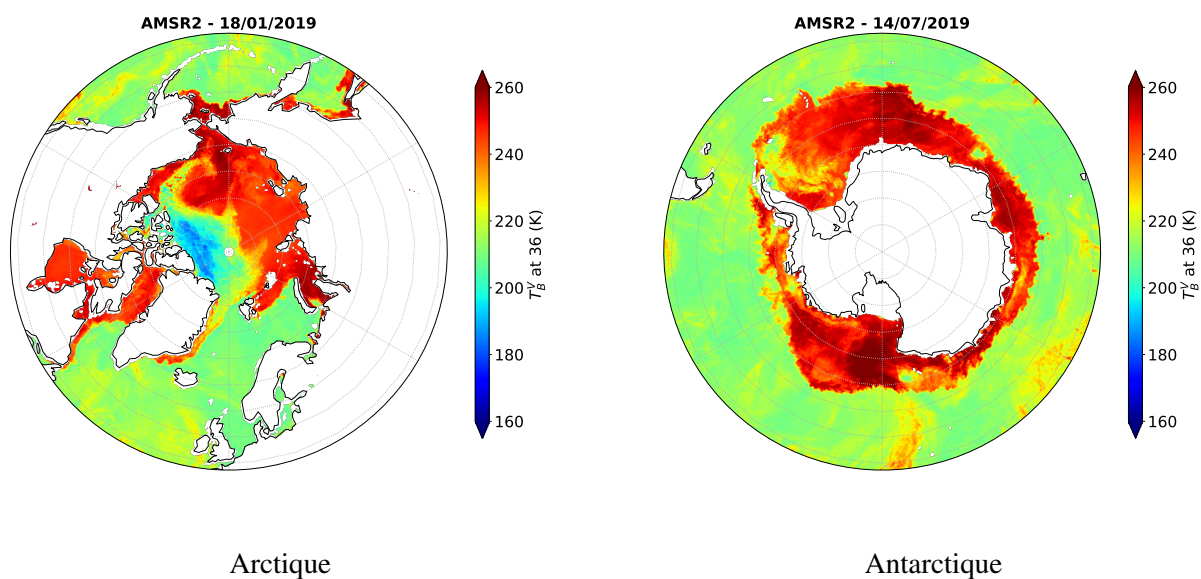


Figure 6.1 – Température de brillance à 36 GHz en polarisation verticale pour une journée hivernale en Arctique (gauche) et en Antarctique (droite).

Peu de signatures de diffusion sont visibles sur la banquise australe, ou tout du moins dans une moindre mesure. Les processus de formation de la banquise antarctique étant fondamentalement différents de ceux de la banquise arctique (Arrigo et al. 1997), les interactions avec les ondes électromagnétiques dans le domaine micro-onde pourraient être également fortement différentes.

Un approfondissement de la compréhension des phénomènes gouvernant les signatures micro-ondes de la banquise australe pourrait être mené dans la continuité des travaux de cette thèse.

Appendix A

Données utilisées au cours de la thèse

Les sites où ont été téléchargées les données utilisées au cours de la thèse sont répertoriés ci-dessous.

A.1 Données radiométriques

AMSR-2

L'instrument AMSR-2 étant un instrument japonais, les données sont disponibles gratuitement sur le site de la JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) à l'adresse url suivante :

<https://gportal.jaxa.jp/gpr/information/download>

Une fois un compte utilisateur créé, les données utilisées au cours de cette thèse (25th February 2023) sont disponibles au chemin d'accès suivant :

`/standard/GCOM-W/GCOM-W.AMSR2/L1R/2`

SMAP

Les données SMAP ont été récupérées chez *Remote Sensing Systems* à l'adresse suivante :

<http://www.remss.com/missions/smap/>

où il faut prendre les données aux chemins d'accès suivant :

`/smap/SSS/V05.0/FINAL/L2C/`

Attention

SMAP a rencontré un problème et a été en safe mode du 19/06/2019 au 24/07/2019. Aucune donnée n'est disponible durant cette période.

A.2 Donnée diffusiométrique

ASCAT

L'instrument ASCAT est instrument européen sur les missions MetopA et MetopB, il est donc possible de demander un accès aux données sur le site d'Eumetsat : l'Earth Observation Portal. L'adresse url pour y accéder est :

<https://archive.eumetsat.int/usc/>

De nombreuses versions des données d'ASCAT existent et nous avons utilisé les données de niveau L1 grillé à 12.5 km. Elles sont retrouvables sous le nom de "*ASCAT GDS Level 1 Sigma0 resampled at 12.5 km Swath Grid - Metop*".

A.3 Données altimétriques

SARAL

Les données d'AltiKa sur le satellite SARAL ont été téléchargées sur le site du CTOH (*Center for Topographic studies of the Ocean and Hydrosphere*) à l'adresse :

<http://ctoh.legos.obs-mip.fr/data>

Il suffit de demander les zones ainsi que les retrackers souhaités pour une zone max de 30° par 30°.

Les formes d'ondes de SARAL sont également directement disponibles sur le serveur FTP d'Aviso à l'adresse suivante :

<ftp-access.aviso.altimetry.fr>

Sentinel-3

Les données Sentinel-3 ont également été téléchargées sur le site du CTOH à l'adresse :

<http://ctoh.legos.obs-mip.fr/data>

Il suffit de demander les zones ainsi que les retrackers souhaités pour une zone max de 30° par 30°.

CryoSat-2

Les formes d'onde de CryoSat-2 ont été téléchargées sur le site ftp de l'ESA à l'adresse suivante :

<ftp://science-pds.cryosat.esa.int>

Un compte est nécessaire pour y accéder. Il faut le créer à l'adresse suivante :

<https://eoiam-idp.eo.esa.int/>

A.4 Produits d'épaisseur de glace de mer

SIT SMOS

Le produit L3 d'épaisseur de glace SMOS est disponible sur le site de l'ESA suivant :

<https://earth.esa.int/eogateway/catalog/smos-l3-sea-ice-thickness>

Un compte utilisateur est nécessaire.

SIT CS2 CCI

Les données d'épaisseur de glace de mer issue du CCI SIT de l'ESA proviennent de mesures de CryoSat-2 et sont disponibles à l'adresse suivante : https://data.ceda.ac.uk/neodc/esacci/sea_ice/data/

SIT CS2 CTOH

Les données d'épaisseur de glace issue du CTOH proviennent de mesure de CryoSat-2 et sont disponibles sur le site du CTOH à l'adresse suivante :

<http://ctoh.legos.obs-mip.fr/data/sea-ice-products>

SIT CS2SMOS

Le produit L4 d'épaisseur de glace CS2SMOS combinant les produits d'épaisseur de glace de Cryosat-2 et de SMOS est disponible sur le site de l'ESA :

<https://earth.esa.int/eogateway/catalog/>

Un compte utilisateur est nécessaire.

Le site de l'Institut Alfred Wegener pour la recherche polaire et marine met à disposition ces données ainsi que les données SMOS et CS2 utilisées pour générer le produit combiné :

<https://spaces.awi.de/>

SIT ICESat-2

Le produit L4 d'épaisseur de glace ICESat-2 est disponible sur le site de la NSIDC :

<https://nsidc.org/data/IS2SITDAT4/versions/1>

<https://nsidc.org/data/is2sitmogr4/versions/2>

La version 1 correspond à l'épaisseur de glace de mer calculer le long de la trace du satellite. La version 2 correspond à l'épaisseur de glace moyennée et griddé sur un mois. Dans tous les cas, un compte utilisateur est nécessaire.

SIT (Kwok 2018)

Les séries temporelles d'épaisseur de glace de mer entre 2003 et 2018 utilisées par Kwok et dans le chapitre 4 sont disponibles à l'adresse suivante :

<https://nsidc.org/data/NSIDC-0690/versions/1>

Operation IceBridge

Les produits résultant de la campagne de mesure aéroportée IceBridge est disponible sur le site de la NSIDC :

<https://nsidc.org/data/NSIDC-0708/versions/1#>

Les regroupements sous forme de cluster sont disponibles au sein du Unified Sea Ice Thickness Climate Data Record :

http://psc.apl.uw.edu/sea_ice_cdr/Sources/IceBridge-QL.html

Les données brutes de l'OIB-QL sont disponibles à l'adresse :

<https://daacdata.apps.nsidc.org/pub/DATASETS/ICEBRIDGE/>

SIT ICESat

Le produit L4 d'épaisseur de glace ICESat-2 est disponible sur le site de la NSIDC :

<https://nsidc.org/data/IS2SITDAT4/versions/1>

<https://nsidc.org/data/is2sitmogr4/versions/2>

La version 1 correspond à l'épaisseur de glace de mer calculer le long de la trace du satellite. La version 2 correspond à l'épaisseur de glace moyennée et griddé sur un mois. Dans tous les cas, un compte utilisateur est nécessaire.

A.5 Produit de concentration en glace de mer

A.5.1 NSIDC

Le produit de concentration en glace de mer (SIC) utilisé pour le calcul du volume de la banquise est le produit du NSIDC en version v2p0. Les données sont disponibles entre 1979 et 2022 à l'adresse suivante :

<https://osisaf.met.no/quicklooks/reprocessed/ice/conc/>

A.6 Produit de modèle océanique physique

A.6.1 NEMO

Les résultats de la version PSY4V3R1 de NEMO sont fournis par MERCATOR et sont disponibles à l'adresse suivante :

<https://datastore.cls.fr/>

Appendix B

Notations & Accronymes

ALTIKA	ALTImeter in KA-band
AMSR	Advanced Microwave Sounding Radiometer
ASCAT	Advanced SCATerrometr
CCI	Climate Change Initiative
CIMR	Copernicus Imaging Microwave Radiometer
CNES	Centre National d'Études Spatial
CRISTAL	Copernicus Polar Ice and Snow Topography Altimeter
CTOH	Center for Topographic studies of the Ocean and Hydrosphere
DMSP	United States Air Force Defense Meteorological Satellite Program
ESA	European Space Agency
ESMR	Electrically scanning microwave radiometer
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
HUT	Helsinki University of Technology
ISRO	Indian Space Research Organisation
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LERMA	Laboratoire d'Études du Rayonnement de la Matière en Astrophysique et Atmosphère
LRM	Low Resolution Mode
MEMLS	Microwave Emission Model of Layered Snowpacks
MLP	MultiLayer Perceptron
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean
NN	Neural Network
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OIB	Operation Ice Bridge
OIB-QL	Operation Ice Bridge – Quick Look
OSISAF	Ocean and Sea Ice Satellite Application Facilities
RMSE	Root Mean Square Error
SAR	Synthetic Apperture Radar
SARAL	Satellite with ARgos and ALtika
SCA	SCAtterometer
SIC	Sea Ice Concentration
SIE	Sea Ice Extent
SIT	Sea Ice Thickness

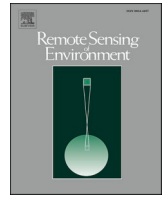
SIV	Sea Ice Volume
SMAP	Soil Moisture Active and Passive
SMMR	Scanning Microwave Multichannel Radiometer
SMOS	Soil Moisture Ocean Salinity
SMRT	Snow Microwave Radiative Transfer model
SSM/I	Special Sensor Microwave / Imager
SMMIS	Special Sensor Microwave Imager / Sounder
S3	Sentinel 3
T_B	Température de Brillance
W99 & W99m	Warren 1999 climatology & modified Warren 1999 climatology

Appendix C

Articles Publiés

Contents lists available at [ScienceDirect](https://www.sciencedirect.com)

Remote Sensing of Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/rse

Year-round sea ice and snow characterization from combined passive and active microwave observations and radiative transfer modeling

Clément Soriot^{a,b,c,*}, Ghislain Picard^d, Catherine Prigent^a, Frédéric Frappart^e, Florent Domine^{f,g}

^a LERMA, Paris Observatory, CNRS, PSL, 61 avenue de l'Observatoire, 75014 Paris, France

^b CNES, 18 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^c Estellus, 93 boulevard de Sebastopol, 75002 Paris, France

^d Univ. Grenoble Alpes, CNRS, Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), UMR 5001, 54 rue Molière, 38400 St Martin d'Hères, France

^e ISPA, INRAE/Bordeaux Sciences Agro, 71 Avenue Edouard Bourlaux, 33140 Villenave D'Ornon, France

^f Takuvik Joint International Laboratory, Université Laval (Canada) and CNRS-INSU (France), Québec, Canada

^g Département de chimie et Centre d'Études Nordiques, Université Laval, Québec, Canada

ARTICLE INFO

Edited by Menghua Wang

Keywords:

Sea ice
Snow
CIMR
Radiometer
ASCAT
Scatterometer
SMRT
Classification

ABSTRACT

Satellite microwave observations from 1.4 to 36 GHz already showed sensitivity to several geophysical parameters of sea ice such as Sea Ice Concentration (SIC), Sea Ice Thickness (SIT) or snow depth. The main goal of this article is to provide a realistic and comprehensive characterization of the sea ice and its snow cover that explains the microwave observations during a whole year using a radiative transfer model. For this purpose, we construct a unique dataset of passive microwave observations, to mimic the future Copernicus Imaging Microwave Radiometer (CIMR), along with the active microwave scatterometer data (ASCAT). CIMR database is used to classify sea ice microwave signatures in their spectral dimension with a machine learning technique while ASCAT data are used to help interpret the results of the classification. Classification results are then interpreted with a state-of-art sea ice and Snow Microwave Radiative Transfer model (SMRT) for all highlighted signatures and all seasons. Results make it possible to identify the specific behaviors from the observation co-variabilities for SIC, SIT, and snow structure. Our analysis underlined the role of the depth hoar over multi-year ice, for the interpretation of scattering signals in winter. Scattering signals that appear in late summer are explained by the presence of superimposed ice. This characterization will benefit from future advances in SMRT development, as well as the improved observations of future satellite missions.

1. Introduction

Earth observations from microwave sensors on board polar orbiting satellites offer an all-weather monitoring of the globe. They are particularly relevant to study the poles, where winter long nights prevent the use of visible imagery part of the year, and where in situ measurements are sparse, expensive, and difficult to conduct (Fetterer et al., 1992; Comiso et al., 1997). Passive microwave remote sensing of the cryosphere began in the late 1970s with the estimation of the sea ice concentration and extent, producing one of the longest satellite-derived time series available for climatology. This record evidenced that the Arctic sea ice extent has decreased over the last 40 years, with a summer and winter decline of respectively ~12% and ~2% per decade.

(Onarheim et al., 2018; Meredith et al., 2019). This decrease has influence on the weather (e.g., England et al. (2018)) and the climate (e.g., Dai et al. (2019)) in the boreal region and at large scales. Along with sea ice extent, the sea ice age has been estimated using passive microwave and scatterometer observations, and showed that the multi-year ice extent was shrinking, while the first-year ice was proportionally increasing, from ~40% to ~60% (Stroeve and Notz, 2018). More recently, satellite-derived sea ice thickness have been primarily produced from altimeters in synergies with passive microwave observations, evidencing an unprecedented sea ice volume loss since 2010 (Ricker et al., 2017). Snow is a critical actor in sea ice evolution. In fall, it limits sea ice growth by providing thermal insulation from the cold air but on the contrary in spring and summer it inhibits sea ice melt because

* Corresponding author at: LERMA, Paris Observatory, CNRS, PSL, 61 avenue de l'Observatoire, 75014 Paris, France.
E-mail address: clement.soriot@observatoiredeparis.psl.eu (C. Soriot).

<https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113061>

Received 22 December 2021; Received in revised form 26 April 2022; Accepted 27 April 2022

Available online 17 May 2022

0034-4257/© 2022 Elsevier Inc. All rights reserved.

of its high albedo (Sturm and Massom, 2017). Snow depth is evaluated from both altimeter and passive microwave observations.

The era of passive microwave imagers started with the Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR from 1972 with a 19 GHz H polarization channel and EMSR from 1975 with a 36 GHz dual polarization channel), followed by the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR 1978 with 6, 10, 18, and 36 GHz and dual polarization channels), by the Special Sensor Microwave/Imager series (SSM/I, 1987 with 19, 37 and 85 GHz dual polarization channels) and by the Advanced Microwave Scanning Radiometer series (AMSR, 2002, 6, 10, 18, 36 and 89 GHz at dual polarization). To date, passive microwave imagers are still operating between 6 and 89 GHz. More recently, imagers at L-band (1.4 GHz) have been launched (e.g. the Soil Moisture Ocean Salinity, SMOS, in 2009 (Font et al., 2010), the Aquarius mission, in 2011 (Le Vine et al., 2006), and the Soil Moisture Active and Passive, SMAP, in 2015 (Entekhabi et al., 2014)). Among the future European Copernicus Expansion Missions, the Copernicus Imaging Microwave Radiometer (CIMR) is primarily designed to monitor the polar regions (Donlon, 2020). It responds to the Integrated European Union Policy for the Arctic. CIMR is a wide-swath conically-scanning multi-frequency microwave radiometer that will observe, for the first time simultaneously, at 1.4 GHz (L-band), 6 GHz (C-band), 10 GHz (X-band), 18 GHz (Ku-band), and 36 GHz (Ka-band). It is equipped with a large foldable real aperture antenna of ~8 m to reach spatial resolutions of ~5 km at 18 and 36 GHz, and ~15 km at 6 and 10 GHz, with an incidence angle of 55°. It will provide a wide range of sea ice information, including sea ice concentration, age, thickness (for thin ice), and snow depth over sea ice (Kilic et al., 2018; Donlon, 2020). CIMR will operate in synergy with MetOp-SG that carries the ASCAT scatterometer operating at 5.2 GHz (C-band) (Gelsthorpe et al., 2000).

The estimations of the Sea Ice Concentration (SIC) and Sea Ice Extent (SIE) (the surface covered by SIC greater than 15%) rely on empirical methods, using the difference in radiometric signatures between the open ocean and the sea ice, with the ocean emissivity significantly lower than the sea ice emissivity (Comiso et al., 2003). Operationally, the 18 and 36 GHz channels are often adopted (Lavergne et al., 2019). An evaluation of an ensemble of SIC estimations showed that algorithms using 6 GHz observations had lower error, that frequency being less affected by the atmosphere and by the snow cover than the higher frequencies (Ivanova et al., 2015). More recent SIC methodologies tend to simultaneously use multiple frequencies from 6 to 90 GHz (Kilic et al., 2020; Prigent et al., 2020; Scarlat et al., 2020). At 1.4 GHz, the penetration of the microwave radiation within the sea ice enables estimation of the sea ice thickness (SIT), at least for thin ice below 50 cm, complementary to the altimeter estimation (Kaleschke et al., 2010). For both sea ice age and snow depth, the ratio of the acquisitions at 18 and 36 GHz are analyzed (Comiso et al., 2003; Markus et al., 2006; Aaboe and Down, 2021). The potential ambiguities between the sensitivity to the ice age and to the snow depth (Rostosky et al., 2018) can be mitigated by the use of active microwave scatterometer observations.

In operational products so far, only a few channels of a single instrument are used to estimate a given sea ice parameter (e.g., 18 and 36 GHz for sea ice concentration), under-exploiting the possible benefit of multiple frequency retrieval. In addition, the sea ice parameters are usually independently derived from the other related parameters, even when using observations from the same instrument (e.g., AMSR2 for sea ice type and sea ice concentration). Thus, the correlations that possibly exist between the sea ice parameters to be estimated are neglected. The synergy between all available observations is under exploited, as well as the benefits of estimating simultaneously consistent multiple parameters. Aires (2011) analyzed these possible synergies from a theoretical point-of-view and underlined their potential for the exploitation of multiple satellite observations for more precise and consistent estimations of multiple geophysical parameters.

CIMR will simultaneously measure an unprecedented range of microwave frequencies, with complementary sensitivity to multiple sea ice

parameters. Analyzing the synergies between the CIMR channels implies a quantification of their co-variabilities, in space and time, along with an understanding of the geophysical parameters that drive them. We use an unsupervised classification to extract the dominant co-variabilities and an up-to-date radiative transfer model for the physical interpretation of resulting Clusters. With CIMR and ASCAT planned to orbit in convoy, coincident ASCAT observations are jointly analyzed, to help constrain the physical interpretation and to evaluate the synergy between the two instruments. The purpose of this paper is to give a realistic and comprehensive characterization of the sea ice and its snow cover that explains the microwave observations during a whole year using a radiative transfer model.

The satellite data from SMAP, AMSR2, and ASCAT are presented in Section 2, along with the necessary pre-processing. The methodology is described in Section 3, including the Kohonen classification, and the radiative transfer model SMRT. Section 4 provides the classification results. Then radiative transfer simulations and sensitivities are discussed in Section 5. Section 6 concludes this study.

2. Data

The analysis is based on existing close-to-CIMR multi-frequency microwave observations. The combination of SMAP data at 1.4 GHz (Entekhabi et al., 2014) and AMSR2 data between 6 and 36 GHz (JAXA, 2013) have already been adopted as proxy for the observations that will be seen by CIMR (e.g., Kilic et al. (2018, 2019), Jiménez et al. (2021), Prigent and Jimenez (2021)). Table 1 summarizes the main characteristics of CIMR and ASCAT observations, as well as the SMAP and AMSR2 data used in this study. The spatial resolution of the CIMR observations from 6 to 36 GHz will be improved significantly, as compared to AMSR2, with expected benefits on the retrieved geophysical parameters, but this is not explored here. At 1.4 GHz, the spatial resolution of CIMR is coarser than the one of SMAP. In addition, SMAP and CIMR observations at 1.4 GHz have different incidence angles (40° for SMAP and 55° for CIMR). The differences in spatial resolution are not expected to significantly affect the statistical analysis of the co-variabilities of the multi-frequency observations. SMOS data are strongly impacted by RFI (Wigneron et al., 2021) and, as a consequence, were not used in this study. In addition, SMAP data are less noisy than the SMOS one due to their respective instrumental performance.

2.1. Close-to-CIMR observations

2.1.1. SMAP data

Since January 2015, the NASA SMAP mission observes the Earth at 1.4 GHz at both vertical (V) and horizontal (H) polarizations, from a Sun-synchronous 6 AM/6 PM orbit (Entekhabi et al., 2014). It has a 6 m real aperture antenna that provides a spatial resolution of 40 km. The observing incidence angle is 40°, with a 1000 km swath. Its orbit inclination angle of 98° allows the full coverage of the poles. We directly use the surface brightness temperatures T_B from L2 product (Meissner et al., 2018) provided by Remote Sensing System (<https://data.remss.com>).

Table 1

The main characteristics of the satellite observations used in this study. The combinations of the SMAP and AMSR2 selected channels mimic the CIMR instrument. The numbers in brackets indicate the CIMR characteristics, when they are different from the SMAP or AMSR2 ones.

Instrument	Frequency (GHz)	Polarization	Resolution (km)	Incidence angle
SMAP	1.4	V, H	40 (60)	40° (55°)
	6.9	V, H	48 (15)	55°
AMSR2	10.6	V, H	33 (15)	55°
	18.7	V, H	18 (5)	55°
	36.5	V, H	9 (5)	55°
ASCAT	5.2	VV	50	25–65°

[com/smap/SSS/V04.0/FINAL/L2C](https://smap.ssa.int/SSS/V04.0/FINAL/L2C) last access: 9 March 2022). These T_B are corrected for the galactic signal, and for the Faraday rotation.

2.1.2. AMSR2 data

AMSR2 is a radiometer on board the Japanese polar orbiting satellite GCOM-W, launched in May 2012. It provides observations at 55° incidence angles at 6.9, 7.3, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5, and 89 GHz, at both V and H polarizations, with spatial resolution from 48 km at 6.9 GHz to 4 km at 89 GHz. With an inclination angle of 88° , AMSR2 does not observe the Arctic above 88°N . Here, we analyze the frequencies common to the CIMR instrument (denoted 6, 10, 18, and 36 GHz hereinafter). The Level-1R brightness temperatures T_B at their native spatial resolution (Maeda et al., 2016) are obtained from the JAXA website (<https://gportal.jaxa.jp>, last access: 9 March 2022).

2.2. ASCAT data

The Advanced SCATterometer (ASCAT) is an operational European instrument on board the succession of EUMETSAT MetOp satellites (Gelsthorpe et al., 2000) and will be on the futur MetOp-SG satellites. It observes the Earth at 5.25 GHz in VV polarization. Two sets of three antennas measure the backscattering σ^0 in different directions, two of them perpendicularly to the satellite track and the four others at 45° , two forward and two backward, providing observations in two 500 km wide swaths on each side of the satellite ground track. Perpendicular antennas have their incidence angle varying from 25° to 53° , while forward and backward antennas have their incidence angle varying from 34° to 65° . The measurements have a 50 km spatial resolution, sampled every 25 km. Data from MetOp A and B satellites (EUMETSAT, 2014) used in this analysis are available on the Eumetsat Earth Observation Portal (<https://archive.eumetsat.int/usc/>, last access: 9 March 2022).

2.3. Data pre-processing and description

Data from SMAP, AMSR2, and ASCAT are extracted over the Arctic Ocean above 55°N , for a complete polar year from November 1, 2018, to October 31, 2019. Data are projected onto the same EaseGrid 2.0 at 12.5

km resolution (Brodzik et al., 2012). This 12.5 km spatial resolution is close to the 10 km spatial sampling of the AMSR2 observations, and to the spatial resolution at 36 GHz (Maeda et al., 2016). Within each grid cell, the SMAP and AMSR2 T_B are averaged on a 10-day period, for each frequency and polarization. Note that in summer 2019, SMAP underwent some instrumental issues causing data unavailability from June 19 to July 23: for the missing 10-day periods, a pixel-wise time linear interpolation is applied between the two nearest available 10-day data. For ASCAT, all backscattering coefficients σ^0 are collected within a 12.5 km pixel over the same 10-day periods, regardless of their incidence angle. Before averaging over the 10-day periods, swath σ^0 are linearly interpolated at 40° , as often performed for scatterometer processing (e.g., Frison and Mougin (1996)). For each 10-day period, a sea ice mask from OSI-SAF (Tonboe and Lavelle, 2017) is dilated by 25 km and applied over all data in order to center the analysis over the sea ice and avoid most of the open ocean but keep enough points to identify open water signature.

Fig. 1 shows the resulting T_B^V at 1.4, 6 and 36 GHz, for the vertical polarization, along with 5.2 GHz σ^0 , for the first 10-day periods of November 2018, and March 2019. Fig. 2 shows the resulting T_B^H for the same frequencies and the same periods. A large variability is observed, spatially and temporally, in all frequencies and modes. Some spatial patterns are particularly noticeable. At 1.4 and 6 GHz, the spatial variability of the signal is primarily driven by the contrast between the sea ice and the ocean signatures, with much lower T_B^V around the sea ice edges. For both 10-day periods shown in Figs. 1 and 2 (beginning of November and beginning of March) at different seasons, the spatial patterns of T_B^V at 36 GHz and σ^0 at 5 GHz show similarities, with low T_B^V corresponding to high σ^0 , despite the large frequency difference, whereas T_B at 6 GHz and σ^0 at 5 GHz do not share the same spatial behaviors. T_B^H present similar spatial and temporal behavior.

Fig. 3 shows the annual evolution of T_B^V and σ^0 averaged over 10 days over East Siberian sea (top panel) and North of Queen Elizabeth islands (bottom panel). The zone over the East Siberian sea is mainly covered by first-year sea ice, while north of the Queen Elizabeth islands, mostly multi-year sea ice is present. The two zones show very different T_B^V and σ^0 temporal patterns over the year. During the polar winter and spring, the T_B^V are rather stable for the two regions at all frequencies, but for the

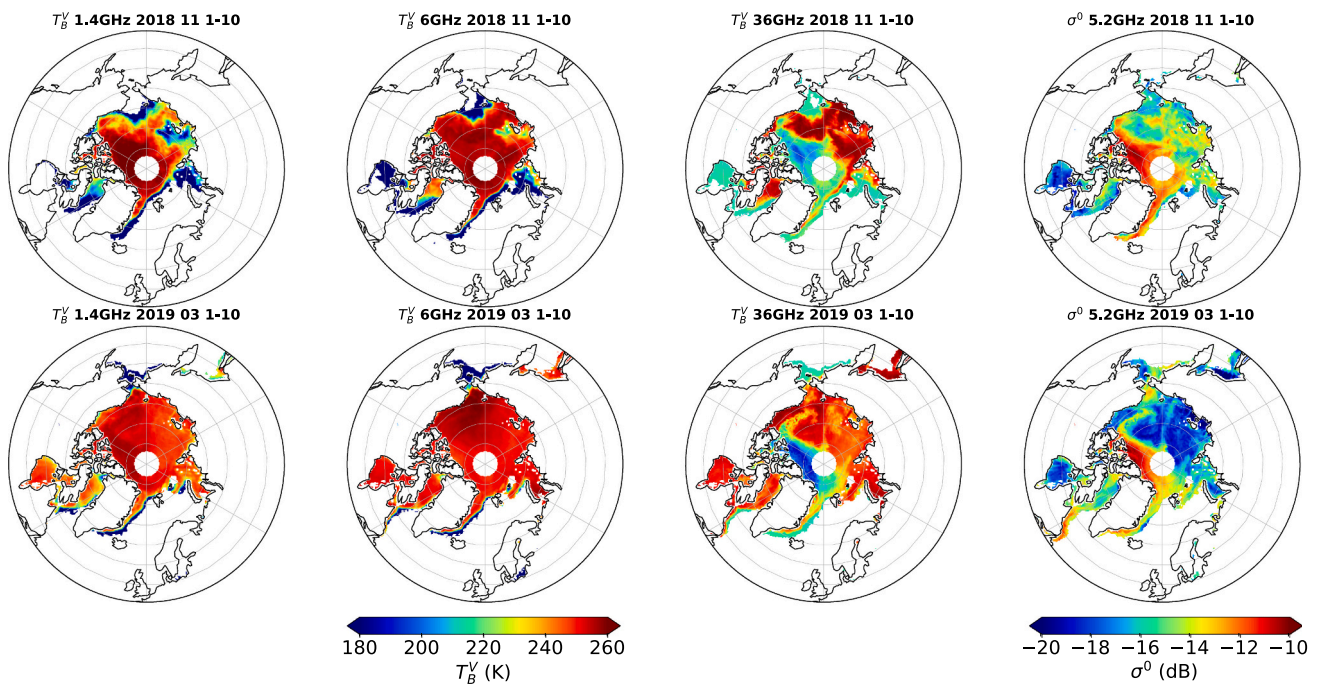


Fig. 1. Maps of the averaged T_B^V (at 1.4, 6 and 36 GHz) and σ^0 (at 5.2 GHz) in November 2018 (top row) and in March 2019 (bottom row). A dilated sea ice mask from OSI-SAF was applied on each map.

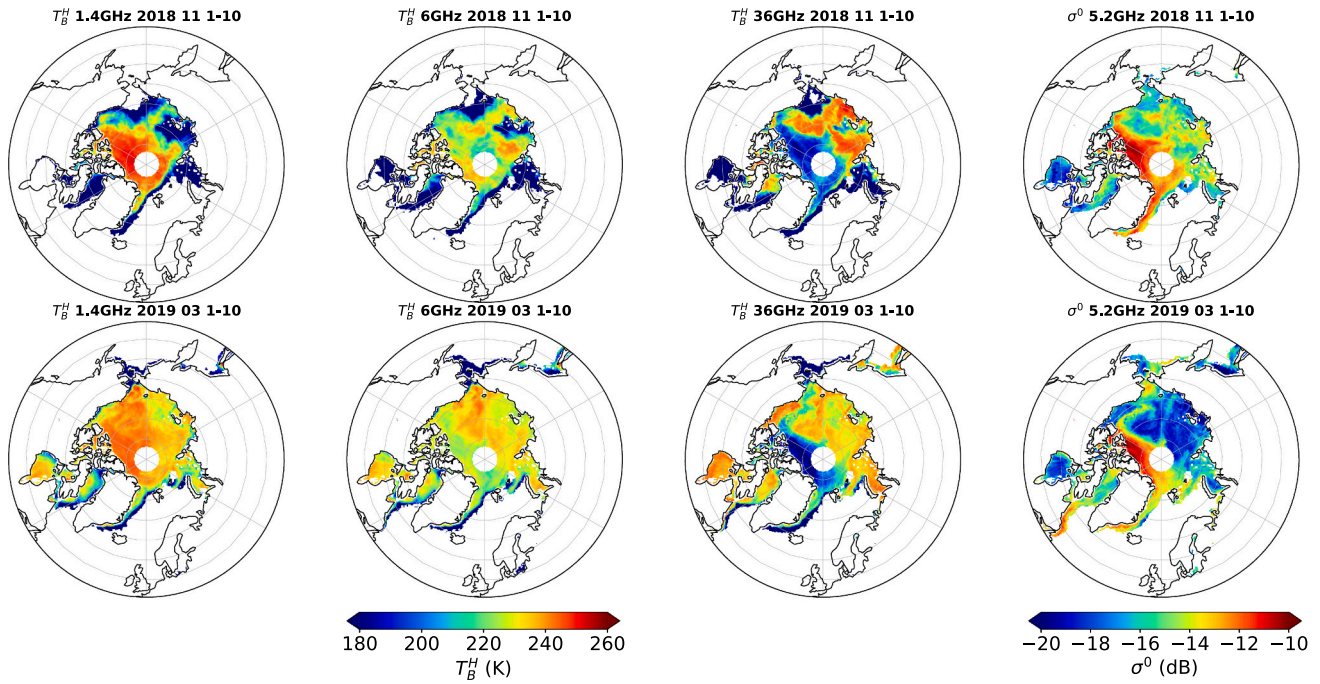


Fig. 2. Map of the averaged T_B^H (at 1.4, 6 and 36 GHz) and σ^0 (at 5.2 GHz) in November 2018 (top row) and in March 2019 (bottom row). A dilated sea ice mask from OSI-SAF was applied on each map.

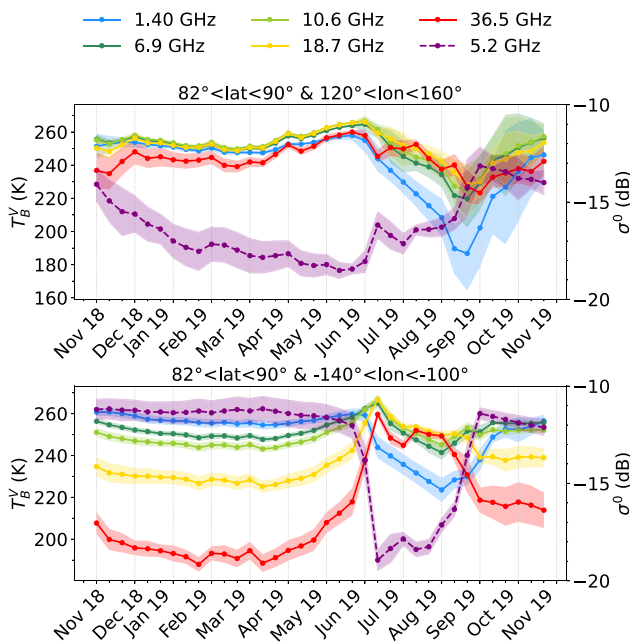


Fig. 3. Temporal evolution of T_B^V and σ^0 for two zones, East Siberian sea (top) and North of Queen Elizabeth islands (bottom) over a year (November 2018–October 2019), averaged every 10-days. Plus or minus one standard deviations are indicated by shaded areas around the mean values.

East Siberian sea (top panel) they are rather high (around 250 K) while the T_B^V are much lower at 18 and especially at 36 GHz over north of Queen Elizabeth islands (bottom panel). The T_B^V depressions observed at high frequencies in this region are likely related to strong scattering processes (Mätzler, 1994).

During summer, the two regions have similar T_B^V at 36 GHz, but at the end of August and in September, north of Queen Elizabeth islands, T_B^V at 36 GHz strongly decrease again. σ^0 in these two regions also exhibit

significantly different behaviors, and it can be noted that σ^0 variations seem anti-correlated with T_B^V at 36 GHz, despite the difference in frequencies. The linear interpolation adopted for the missing 1.4 GHz T_B is noticeable and matches with the evolution of the 6 GHz brightness temperatures on the same period. Figs. 1, 2, and 3 clearly evidence the complex spatial and temporal variability of the satellite observations, and their intricate co-variabilities.

3. Method

In the following, we conduct a systematic analysis of these multiple observations over a year, all over the Arctic sea ice. Pair-wise analysis is first conducted. Fig. 4 presents the linear correlation coefficients between passive microwave channels, as well as with the backscattering during a whole year period. It confirms the strong pair-wise correlations between the 6, 10, 18 GHz channels, and the lower correlation with the 36 GHz, as observed since the pioneer measurements. Indeed, the correlation matrix of Fig. 4 is similar to the correlation matrix of SMMR data in Rothrock et al. (1988).

The absolute value of the correlation between σ^0 at 5 GHz and T_B tends to increase with increasing frequency. Fig. 5 shows the scatterplot of σ^0 at 5 GHz versus T_B at 6 and 36 GHz. It clearly indicates the limited correlations between T_B and σ^0 at similar frequency around 5 GHz. However, for T_B at 36 GHz colder than 240 K, there is some anti-correlation between T_B and σ^0 at 5 GHz, despite the frequency difference, with decreasing T_B with increasing σ^0 , likely related to scattering mechanisms.

Extending these pair-wise comparisons to multi-dimensional satellite data space is then conducted. The objective is to extract the dominant spectral features, across frequencies and instruments, and to interpret them in terms of radiative transfer physics in the medium. Classification and Principal Component Analysis have already been applied to satellite microwave observations, for sea ice characterization (Rothrock et al., 1988; Wensnahan et al., 1993; Zhang et al., 2019) but does not help extracting all the spectral variability of the observations. Here we use a self-organizing classification of the multi-dimensional satellite observations, and an interpretation of the dominant spectral features with a state-of-the-art radiative transfer model.

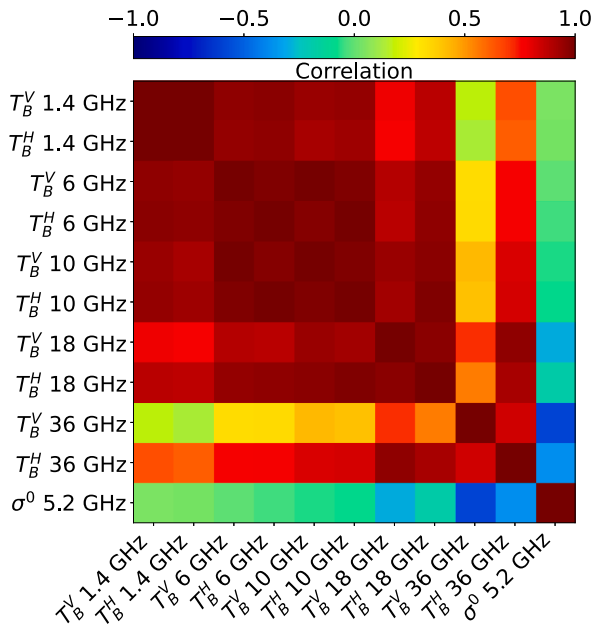


Fig. 4. Pair-wise correlation between the microwave observations, calculated over the whole year period, for pixels with SIC > 80% (as indicated by the OSI-SAF product).

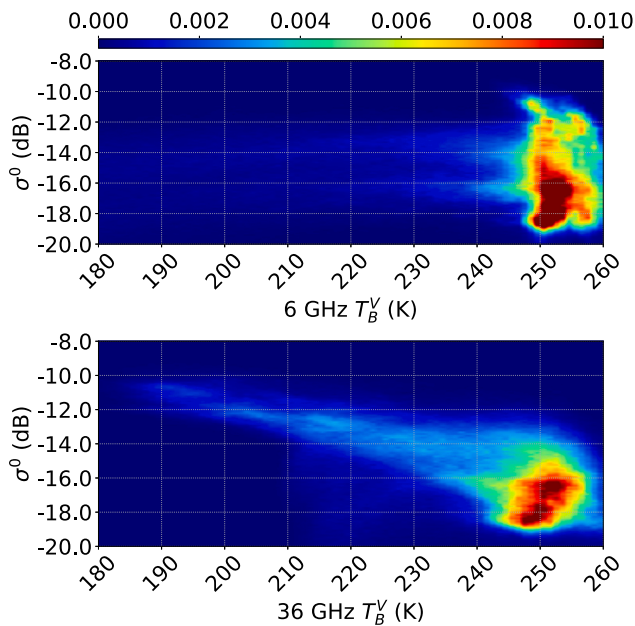


Fig. 5. Scatterplot of T_B^V at 6 GHz versus σ^0 at 5 GHz (top panel) and of T_B^V at 36 GHz versus σ^0 (bottom panel). The color indicates the percentage of population per bin.

3.1. Kohonen classification

A Kohonen classification (or self-organizing map) is applied (Kohonen, 1990). The classification scheme integrates the multi-dimensional dataset of the passive and active observations, and groups the observations into Clusters with similar features. The Kohonen classification is an unsupervised machine learning classification that preserves the spatial structure of the data in the feature space. As opposed to many classification techniques, it synthetically describes the statistical variability of

the dataset, but, in addition, this method ‘self-organizes’ the Clusters by imposing neighborhood requirements between the Clusters. It already proved efficient for synthetic analyses of multi-instrument satellite observations (Prigent et al., 2001, Munchak et al., 2020). Liu and Weisberg (2005), Liu et al. (2006), Liu and Weisberg (2011) documented the interest of the self-organizing methods for ocean applications, as compared to more conventional multi-variate analysis. The Kohonen classification is not optimized for the classification of any specific geophysical parameter. At each (k) iteration, the Kohonen classification assigns for each observation (X) the nearest Cluster (C_{k-1}^i), using the Manhattan distance (Aggarwal et al., 2001). After each assignment, the assigned Cluster (C_{k-1}^i) and its neighbors (C_{k-1}^{i-1} and C_{k-1}^{i+1}), named (C_{k-1}) hereafter, are modified with the following formula: $C_k = C_{k-1} + \alpha(X - C_{k-1})$ where C_k is the new Cluster, C_{k-1} is the old Cluster and α is a numerical value (here set to 0.005 by tries and errors). X and C are \mathbb{R}^n vectors where n is the dimension of the observations (here $n = 10$ channels for the 5 CIMR frequencies at V and H polarizations). All channels are normalized by their variance. A classification with 15 Clusters is adopted after several tests like the Silhouette method (Rousseeuw, 1987), so that for each class, at least one of the channels provide statistical discrimination, with the difference between two neighboring Clusters higher than the standard deviation of that channel. The training dataset for the Kohonen classification samples all the observations in the CIMR-like database, for all seasons all over the Arctic, in one multi-dimensional dataset (with the exception of July for which the original SMAP observations are missing).

3.2. Microwave radiative transfer model

3.2.1. SMRT description

The Cluster results are interpreted using the Snow Microwave Radiative Transfer (SMRT) model (Picard et al., 2018). This up-to-date radiative transfer model is tailored to handle snow and sea ice in a plane-parallel configuration, and it can simulate both passive and active microwave responses.

Current snow and sea ice radiative transfer models at microwave frequencies are based on a variety of physical approaches, with different levels of complexity. See Royer et al. (2017) for an inter-comparison of popular models, and a discussion on their key input parameters. SMRT can handle several scattering formulations, including the Improved Born Approximation (IBA) (Mätzler and Hüppi, 1989; Mätzler, 1998).

Different descriptions of the snow and sea ice microstructure can also be adopted in the SMRT simulations. The sticky hard sphere parameterization is selected in our study, for both snow and sea ice, with a prescribed sphere radius and a stickiness parameter that controls the likelihood that particles sticks to each other to form larger scatterers. For each snow and sea ice layer, the microstructure will be described, along with their permittivity, and the interface between the layers. The bottom substrate is the ocean.

SMRT simulations are run for the CIMR frequencies at V and H polarizations at 55° incidence angle using the IBA and the Discrete Ordinate and Eigenvalue solver (DORT) (Picard et al., 2013) as radiative transfer solver.

3.2.2. Description of the sea ice and snow media

SMRT considers sea ice and snow as stacks of horizontal planar layers characterized by different parameters.

Fig. 6 shows the different snow and sea ice layers used in the SMRT simulations, and Table 2 indicates values or value ranges of the parameters used in this study.

Sea ice is differently characterized in SMRT, whether it is first-year or multi-year ice, in agreement with their known respective physical properties. For both sea ice types, the temperature inside the sea ice layer is constant and set to 265 K, meaning that the potential effect of temperature gradient within the sea ice layer is not present in the simulations. For a first-year sea ice layer, pure ice with brine inclusions is

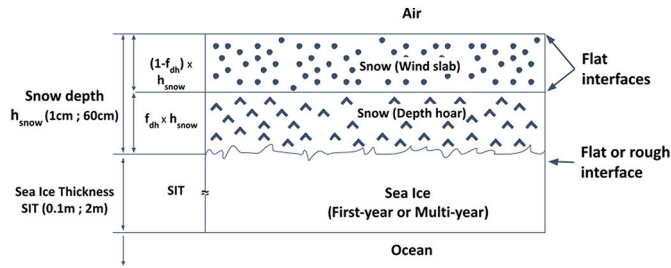


Fig. 6. Diagram of the layers of snow and sea ice simulated by SMRT. The snowpack is made of a basal depth hoar layer and a top wind slab layer. f_{dh} is the ratio of depth hoar height over the total snow depth. Underneath, there is a sea ice layer and below the ocean.

Table 2

Values or ranges used to describe the layers of snow, sea ice, and the ocean in SMRT.

Medium	Type	Parameter	Value
Snow	Wind slab	Temperature (K)	230–270
		Thickness (cm)	1–60
		Density (kg/m^3)	350
		Radius of scatterers (mm)	0.16
		Stickiness	0.18
	Depth hoar	Liquid water content (%)	0–10
		Temperature (K)	230–270
		Thickness (cm)	1–60
		Density (kg/m^3)	200
		Radius of scatterers (mm)	0.32
Superimposed Ice	First-year	Stickiness	0.1
		Liquid water content (%)	0
		Temperature (K)	230–270
		Thickness (cm)	0–20
		Density (kg/m^3)	850
	Multi-year	Radius of scatterers (mm)	1
		Stickiness	0.2
		Temperature (K)	265
		Thickness (m)	0.1–1
		Density (kg/m^3)	917
Sea ice	First-year	Salinity (PSU)	10
		Brine volume fraction	0.11
		Radius of scatterers (mm)	0.1
		Stickiness	0.2
		Temperature (K)	265
	Multi-year	Thickness (m)	1–2
		Density (kg/m^3)	850
		Salinity (PSU)	1.2
		Brine volume fraction	0.05
		Radius of scatterers (mm)	0.1
Ocean	Arctic	Stickiness	0.2
		Temperature (K)	272
		Salinity (PSU)	30
		Thickness (m)	∞

considered. The density is calculated from temperature and salinity. Salinity of first-year sea ice is about 10 PSU (Cox and Weeks, 1974; Campbell et al., 1978; Timco and Frederking, 1996) due to its formation process by freezing seawater. For a multi-year sea ice layer, the ice is considered as pure ice with inclusions of brine and air, and it is characterized by its salinity, density, thickness, and temperature. In this case, only air inclusions act as scatterers. The salinity of multi-year sea ice is much lower than that of first year sea ice, ~ 1.2 PSU (Cox and Weeks, 1974, Campbell et al., 1978, Timco and Frederking, 1996), mainly due to gravity drainage, flushing, and melting-freezing cycles (Untersteiner, 1968, Cox and Weeks, 1974, Griewank and Notz, 2015). The density of the multi-year ice is lower than the first-year one (Timco and Frederking, 1996), and the proportion of air bubbles defines the density of the medium. The density of multi-year is set to $850 \text{ kg}/\text{m}^3$ while the first-year has a $917 \text{ kg}/\text{m}^3$ density. The size and stickiness of scatterers have been set following previous studies (Campbell et al., 1978;

Perovich and Gow, 1996; Langlois et al., 2020). The size of scatterers refers to the radius of the individual modelled hard spheres that are then aggregated by stickiness. In the case of multi-year ice, the effective permittivity of saline ice is computed using the Polder Van Santen mixing formulas (Polder and van Santeen, 1946). Sea ice interface with snow or air has been simulated rough or flat. The multi-year sea ice surface is known to be rough (Onstott, 1992) due to compression and ridging (Nolin et al., 2002) and the complex melting-refreezing cycle it has undergone (Nolin et al., 2002). On the other hand, first-year sea ice surface is relatively smooth, except where ridging and cracking have occurred (Lindell and Long, 2016b). Thus, for multi-year ice, the ice/snow or ice/air interface is simulated as rough, using geometrical optics with a mean square slope set to 0.1, whereas it is supposed flat for first-year ice. Here, we seek to simulate roughness at centimeter scales, ignoring roughness caused by compression. Under the layer of sea ice, a semi-infinite layer of seawater is set to 272 K and 30 PSU, which are typical seawater parameters for the Arctic Ocean.

Sea ice is possibly covered with snow. A snow layer in the model is characterized by its density, temperature, thickness, liquid water content, and by the snow grain radius and stickiness. Salt in the snow is not considered. We consider a simple two layer representation of the Arctic snow pack, with a snow wind slab overlying a possible basal depth hoar layer (Sturm et al., 1995; Dominé et al., 2002). The snow wind slab is made of small snow rounded grains (Fierz et al., 2009) and has a density of $350 \text{ kg}/\text{m}^3$ (King et al., 2020). During winter in the Arctic, large depth hoar crystals can form at the base of the snow pack, due to the metamorphism under the strong temperature gradient between the warm base of the snowpack in contact with the sea ice, and the top of the snow pack in contact with the cold atmosphere (Akitaya, 1973; Sturm and Benson, 1997). The temperature gradient induces an upward water vapor flux, which is fed by the top of crystals. The rising water vapor condenses onto the base of snow crystals higher in the snowpack. This produces hollow striated crystals that frequently reach 10 mm in size. Such large crystals are simulated with a stickiness of 0.1 and a radius of 0.32 mm, depth hoar crystals have a specific surface area around $10 \text{ m}^2/\text{kg}$, which corresponds to an optical radius of 0.32 mm (Dominé et al., 2007). The density of the depth hoar layer is set to $200 \text{ kg}/\text{m}^3$ (Dominé et al., 2007). The snowpack is considered as dry for the analysis of the winter signatures. For the summer signatures, as air temperature raises and melting occurs, the snow is no longer dry, and the fraction of liquid water in the snow is tested from 0 to 10% of the total volume of ice and liquid water, to explore the effect of snow wetness.

Sea ice is also possibly covered with superimposed ice. Superimposed ice forms as water, which comes from snowmelt, freezes by contact with sea ice under 0°C (Kawamura et al., 2004). Superimposed ice is modeled as a single layer of pure ice with air inclusions acting as scatterers. Due to its formation process, the thickness of superimposed ice is limited to the snow water equivalent (SWE) of the melted snowpack. For typical snow depth of the Arctic snow pack, the SWE is such that the superimposed ice thickness is less than 20 cm (Warren et al., 1999) considering its density of $850 \text{ kg}/\text{m}^3$ (Cheng et al., 2003). The radius of the air inclusions is quite large, and it is fixed here at 1 mm (Dupont et al., 2014).

4. Classification results

For each Cluster resulting from the classification, Fig. 7 shows the mean T_B^V (top panel) and T_B^H (bottom panel), for each CIMR frequency, along with the T_B standard deviation within the Clusters for each polarization (shaded zones). The population percentage in each class is also indicated. As expected for a self-organizing classification, the variations are small from a Cluster to the next, and the transitions between T_B are smooth between the Clusters. A corresponding Cluster map is produced for each 10-day period, and Fig. 8 shows the resulting classification for the first 10-day period every other month, from November 2018 to September 2019. The maps show spatial and temporal

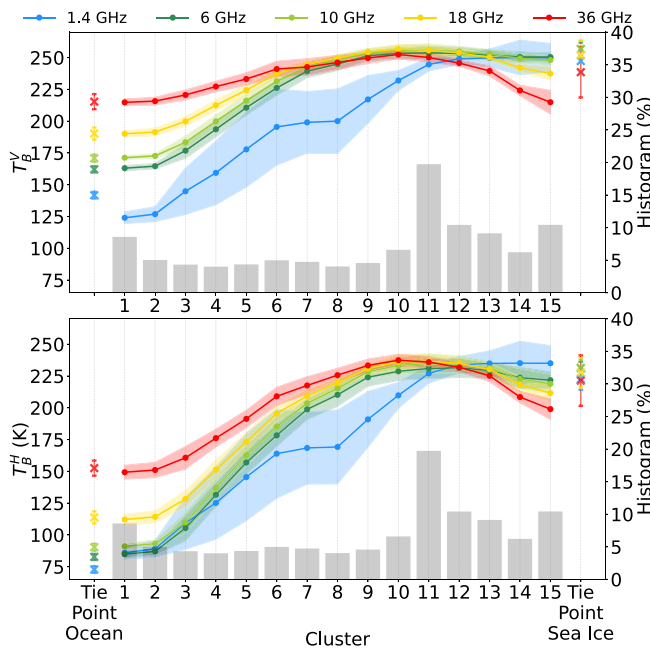


Fig. 7. For each Cluster of the Kohonen classification, the mean T_B^V (top panel) and T_B^H (bottom panel), along with their standard deviation (indicated by the shaded areas), for each close-to-CIMR channel. The population percentage in each class is also indicated by gray bars (with y-axis on the left side). On the left and right sides of the plots, the crosses represent the tie points of the Round Robin Dataset with their standard deviation, respectively for ocean (0% SIC left) and sea ice (100% SIC right), for all CIMR frequencies.

consistencies, although no spatial nor temporal information was provided as inputs to the classification.

A Round Robin Data Package (RRDP) has been developed for the

European Space Agency (ESA) sea ice Climate Change Initiative (CCI) project (Ivanova et al., 2015; Pedersen et al., 2017). It contains an extensive collection of collocated satellite microwave radiometer data from SMOS (1.4 GHz), AMSR-E and AMSR2 (6 to 89 GHz), at 0% and 100% SIC, from which ocean (0% SIC) and sea ice (100% SIC of first-year and multi-year) mean T_B ‘tie-points’ are extracted to help developing SIC algorithms (see Kilic et al. (2020) for an analysis of the RRDP). We use the RRDP data to associate each Cluster to actual conditions. The mean annual T_B ‘tie-points’ from 1.4 to 36 GHz are indicated in Fig. 7 for the Arctic, along with their standard deviations. The mean T_B for Cluster 1 is close to the ocean ‘tie-point’ (0% SIC), as described in the RRDP. Mean T_B from Cluster 1 are within the ‘tie-point’ plus or minus one standard deviation, for each frequency and polarization except the 1.4 GHz frequency because the T_B of the tie points is estimated at a greater angle of incidence: 45° (as interpolated from SMOS) instead of 40° (as observed by SMAP here). Over open ocean, the T_B^{V-H} difference increases with incidence angle, explaining why the ‘tie-point’ at vertical polarization is higher and the ‘tie-point’ at horizontal polarization is lower than the mean T_B at 1.4 GHz. Over 100% SIC, from Cluster 12 to 15, the T_B of the Clusters center are close to the 100% SIC ‘tie-point’ for all frequencies and all polarization is minimized.

From Clusters 1 to 7, all T_B (V and H) increase, from values that are typical of the open ocean to values characteristic of the sea ice (Comiso, 1986). SIC is increasing from 0% from Cluster 1 to ~100% for Cluster 7, with the high and low T_B related to the sea ice, and ocean respectively. The SIC algorithms are all based on this sea ice / ocean T_B contrast (Comiso, 1986, Comiso et al., 2003, Lavergne et al., 2019). Clusters 1 to 7 are essentially present at the edges of the sea ice on the maps (Fig. 8), where SIC typically ranges between 0 and ~100%. A plateau is reached in T_B at 1.4 GHz for Clusters 7 and 8, while the other T_B keep increasing. We can notice that T_B trends at 1.4, 6, and 10 GHz are rather parallel from Clusters 1 to 6, although the observations come from two different instruments with different incidence angles (SMAP at 40° and AMSR2 at 55°). For Clusters 1 to 6, the increase of T_B at 18 and 36 GHz is more limited than at the lower frequencies, and is clearly smaller at 36 than at

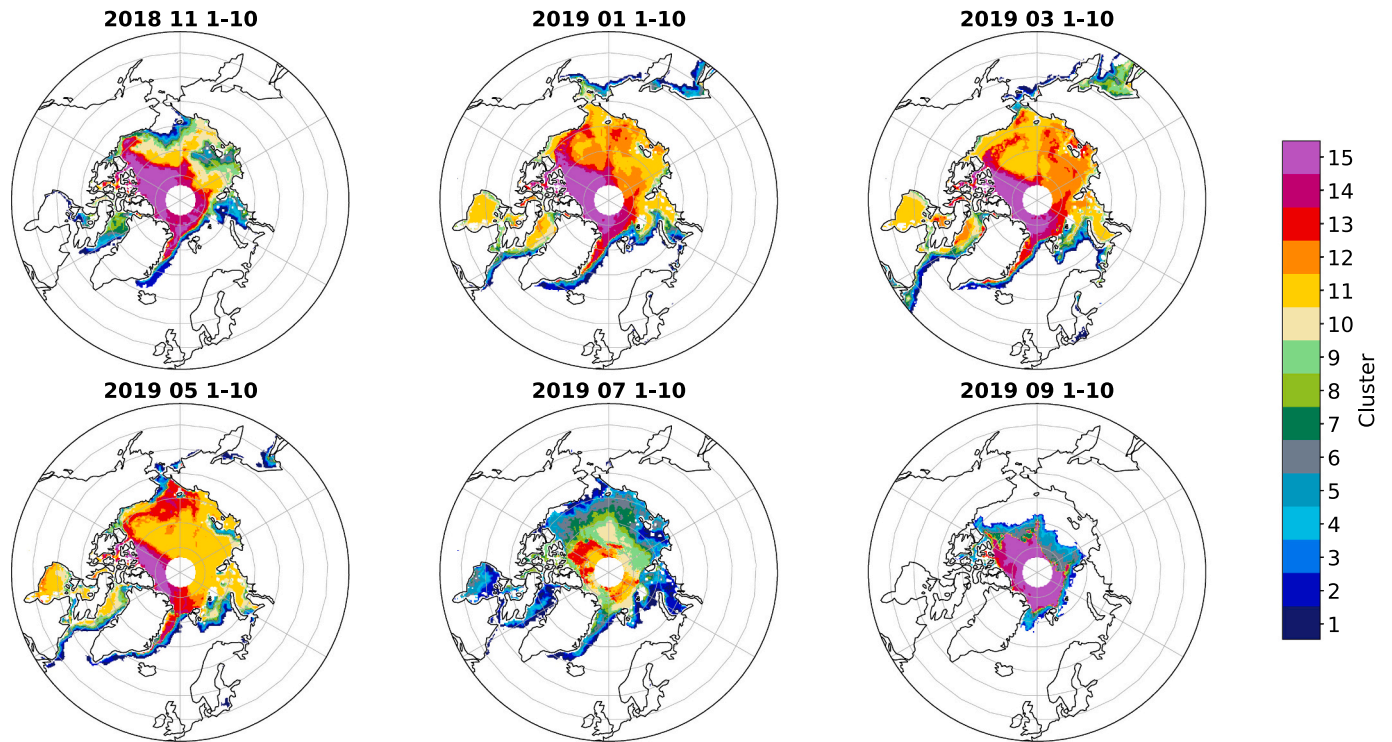


Fig. 8. Cluster maps resulting from the Kohonen classification applied to the CIMR-like observations, for the first 10 days of several months over the polar year 2018–2019. The corresponding sea ice mask is applied on each map.

18 GHz. The contrast between the ocean and sea ice signatures decreases with frequency, as already documented (Ivanova et al., 2015; Kilic et al., 2020), making SIC estimation more precise when using microwave frequencies around 6 GHz.

T_B at 6 and 10 GHz stay within the 100% SIC ‘tie-point’ plus or minus one standard deviation for all Clusters above 7, i.e., as soon as 100% SIC is reached, confirming their interest for precise SIC estimation. Cluster 7 is ambiguous with intermediate T_B signature at 6 GHz and a 1.4 GHz that can also be present during summer melt (for instance in July in Fig. 8).

From Clusters 8 to 10, T_B between 6 and 36 GHz stay within the 100% ‘tie-point’ plus or minus one standard deviation, whereas T_B at 1.4 GHz increases significantly. This is likely related to an increase of the ice thickness, with SIC~100%. Contrarily to higher frequencies, the penetration depth at 1.4 GHz into the sea ice is large enough to provide an information about the Sea Ice Thickness (Kaleschke et al., 2010, Ricker et al., 2017). Fig. 8 confirms this interpretation, with Clusters 8 to 11 corresponding to thin sea ice, for instance along the 165°W transect in the Beaufort Sea in November, with a South-North gradient related to thicker ice.

Passive microwave scattering signatures, represented by decreasing brightness temperatures with increasing frequencies (Mätzler, 1994), have widely been used to estimate snow depth or ice type, with potential ambiguities on the actual physical interpretation of the scattering signatures (Markus and Cavalieri, 1998; Walker et al., 2006; Brucker and Markus, 2013; Meier and Comiso, 2018; Ye et al., 2019). The spatial patterns during winter in Fig. 8 are similar to the spatial distribution of the snow depth from climatology (e.g., Warren et al. (1999)) or passive microwave snow depth product (e.g. see Fig. 7 in Rostosky et al. (2018)). There is a high linear correlation (0.84) between the classification results and the modified Warren 1999 climatology, where the snow depth values are halved on ice that corresponds to first-year ice (Kurtz and Farrell, 2011; Sallila et al., 2019). They are also similar to the multi-year sea ice patterns (e.g., Lee et al. (2017)). From Clusters 12 to 15, all the T_B at low frequencies are stable, while T_B at 36 GHz decreases strongly and to a lesser extent at 18 GHz. SIC is ~100% and the sea ice is most likely thick because T_B at 1.4 GHz are high.

The T_B standard deviation within each Cluster is almost constant for all Clusters and frequencies, between 6 and 36 GHz (~5 K). It is not the case at 1.4 GHz, especially from Cluster 3 to 9, where standard deviation reaches 15 K. This is likely due to the fact that the 1.4 GHz is not on the same instrument, has a coarser spatial resolution, and is sensitive to the thin sea ice thickness. With strongly correlated signatures from 6 to 36 GHz (see Fig. 4), the clustering tends to follow the average frequency behavior of the highly correlated channels and minimize the standard deviation of highly correlated channels within the Clusters. This may be reinforced by the fact that all frequencies between 6 and 36 GHz are acquired by the same instrument (AMSR2) with optimum space and time coincidences, whereas the 1.4 GHz radiometer is on another satellite platform. In addition, the maximum T_B contrast between the ocean and the thick sea ice is observed at 1.4 GHz, increasing the variability between 0 and 100% thick sea ice at this frequency.

Pair-wise indices such as the spectral gradient ratio ($GR = (T_B^V(18) - T_B^V(36))/(T_B^V(18) + T_B^V(36))$) and polarization ratio ($PR = (T_B^V(18) - T_B^H(18))/(T_B^V(18) + T_B^H(18))$) (Gloersen and Cavalieri, 1986) have been adopted to derive sea ice characteristics, including sea ice concentration (Markus and Cavalieri, 1998), or sea ice age (Lee et al., 2017). To establish a connection between our classification and the previous studies, the scatter plot of PR is presented in Fig. 9 at 18 GHz as a function of the GR between 18 and 36 GHz, similarly to Cavalieri (1994) or Ulaby and Long (2014). It is presented here, with the Cluster number as a color. Fig. 9 shows that observations with high positive GR (~0.075) and PR (~0.25) are classified as Cluster 1 and 2 which represent open water. Observation with a null GR and a low PR (~0.05) classified as Cluster 9, 10, 11 and 12 are associated with first-year sea ice and pixels with highly negative GR (~-0.075) and low PR (~0.05) classified as Cluster 14 and 15 represent multi-year sea ice (Ulaby and Long,

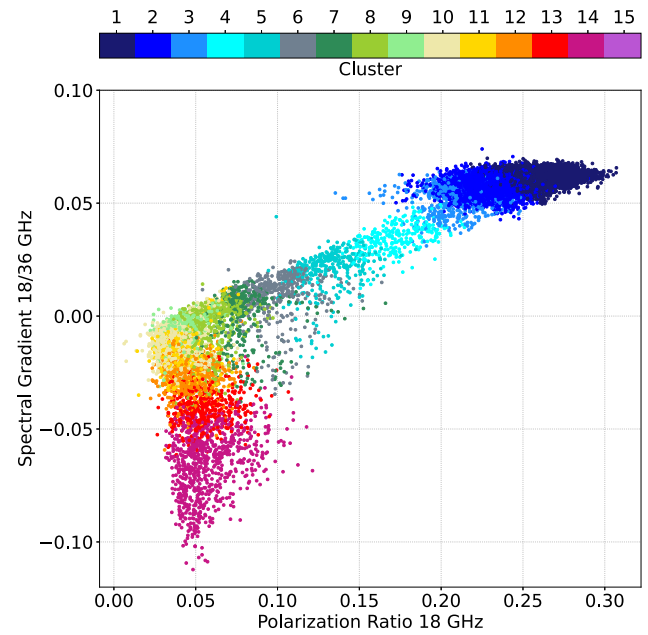


Fig. 9. Polarization Ratio (PR) at 18 GHz versus the spectral Gradient Ratio (GR) between 18 and 36 GHz (for the sake of visibility, only 1% random samples of the dataset are shown). Point colors indicate the Cluster numbers.

2014). The Cluster behaviors as well as their interpretation follow closely the findings from previous studies. In addition to these combined pair-wise analyses, the self-organizing classification provides the covariabilities in the multi-dimension space, not only pair-wise. In particular, Kohonen classification results can be explained consistently from one Cluster to the next with a realistic snow and sea ice characterization.

For each Cluster, the corresponding ASCAT mean σ^0 values are computed, along with their standard deviations (Fig. 10). The classification shows a slight increase in σ^0 from Clusters 1 to 6 then a slight decrease from Clusters 7 to 11, but exhibits a strong increase from Clusters 12 to 15. Over sea ice, ASCAT data are usually used to retrieve sea ice age (Figa-Saldaña et al., 2002; Walker et al., 2006; Lindell and Long, 2016a), with multi-year ice showing much stronger scattering than the first-year ice, essentially due to increased surface roughness. The decrease of T_B at 36 GHz revealed by Clusters 11 to 15 (Fig. 7), corresponds to increasing scattering. In Fig. 5, the linear part with low T_B at 36 GHz, between 180 and 240 K, and high σ^0 , between -10 dB and -16 dB, shows that the two phenomena are clearly correlated. Scattering effects are usually highly dependent on the frequency. With a large difference in frequency between the two scattering signals (with a ratio of ~6 between 5 GHz σ^0 and 36 GHz T_B), one may ask: are these scattering signatures related to the same physical phenomenon or are

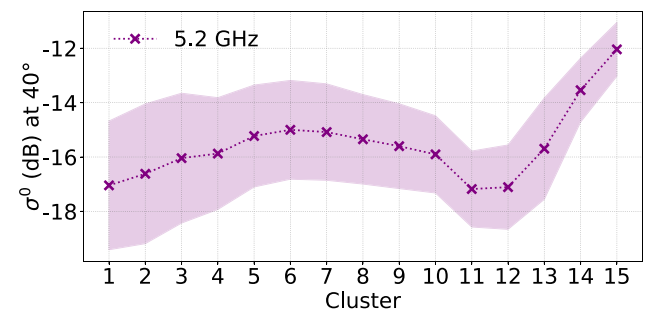


Fig. 10. The mean ASCAT σ^0 at 5.2 GHz and its standard deviation (\pm std. around the mean shown by the shaded area) for each Cluster from the Kohonen classification applied to close-to-CIMR observations.

they indirectly correlated?

5. Discussion and interpretation using radiative transfer modeling

In order to isolate the main geophysical parameters driving the multiple observations and their co-variabilities, simulations are performed with SMRT, for typical sea ice states, for both passive and active observations. Our analysis focuses on Clusters 8 to 15 since for Clusters 1 to 7, the signal variability is dominated by the dependency on the SIC. For a given SIC, T_B is expected to be a linear combination of the mean T_B observed over ocean (T_{Bocean}) and of the mean T_B observed over sea ice ($T_{Bseaice}$) (Kilic et al., 2018) as following:

$$T_B(SIC) = (1 - SIC) \times T_{Bocean} + SIC \times T_{Bseaice} \quad (1)$$

First, the winter signatures are studied, with simulations of the effect of the sea ice thickness, and analysis of the winter scattering processes. Then, the summer signatures are explored, during the melting period and then at the end of the summer, when unexpected early scattering is observed.

The main difficulty is to interpret the scattering signatures, across passive microwave observations at 18 and 36 GHz and for the scatterometer at 5 GHz. Both volume and surface scattering processes are known to be involved, and their partitioning is debated, depending on the environment and on the frequency (e.g., Lee et al. (2018)). Simulating surface and volume scattering simultaneously to reproduce the coincident observations is not trivial, and in radiative transfer models the surface scattering is treated separately from the volume scattering. Here we use the Geometrical Optics theory (Tsang et al., 2000) at the layer interfaces.

Our objective here is to explain the observed signatures in passive and active modes, as described by the Clusters around the year, with the help of the radiative transfer model and a simple but typical snow and ice representation. Quantitative retrieval of snow or ice properties is left to further work.

5.1. Winter signatures

5.1.1. Sensitivity to sea ice thickness (Clusters 8–11)

The response to changing Sea Ice Thickness (SIT) is simulated with SMRT. The simulations are performed for a one-layer first-year sea ice, with parameter values from Table 2. The thickness of the ice layer varies from 0.01 m to 0.8 m and the responses of all CIMR frequencies are shown in Fig. 11. Several values of the brine volume fraction have been tested with no significant impact on the simulated T_B . The simulations at 1.4 GHz (Fig. 11) evidence the effect of the SIT at this frequency, with increasing T_B for increasing SIT up to 50 cm, followed by a saturation for higher thickness, which limit the use of the 1.4 GHz observations to the retrieval of thin sea ice thickness, up to ~ 50 cm. This is in complete agreement with previous studies (Kaleschke et al., 2012; Ricker et al., 2014).

A weak sensitivity to the ice thickness is apparent at 6 GHz, but the saturation starts for even thinner ice from ~10 cm, precluding the use of this frequency for ice thickness retrieval. For higher frequencies than 6 GHz, no sensitivity to SIT is simulated, above a few millimeters. This result is in apparent contradiction with the sensitivity of the T_B to SIT established in Antarctica, at frequencies above 18 GHz. Tamura et al. (2007), Hwang et al. (2007), Nihashi and Ohshima (2015) derived polynya sea ice thickness up to 20 cm, using spectral gradient between 37 and 85 GHz or 19 and 85 GHz. However, it has been attributed (e.g., Hwang et al. (2007), Naoki et al. (2008)) to the correlation between salinity at the sea ice surface with thin ice thickness since the near-surface salinity decreases when the sea ice thickness increases, as a result of brine drainage, which is not taken into account in our simulations. As a consequence, the changes in the near-surface brine characteristics is expected to be the main contributor to the observed SIT and

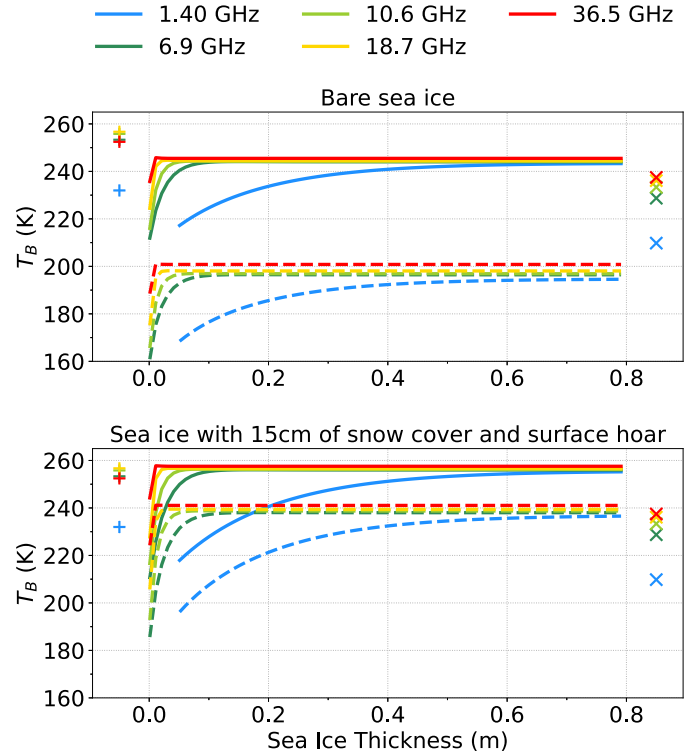


Fig. 11. Effect of the Sea Ice Thickness (SIT) on T_B^V (solid lines) and T_B^H (dashed lines), simulated by SMRT for the CIMR frequencies. Mean T_B for Cluster 9 at V and H polarizations are respectively marked as '+' and 'x' on both sides for a better readability. Top panel represents bare first-year sea ice, bottom panel represents first-year sea ice with a 15 cm snow cover under a surface hoar layer.

T_B relationship, not the direct relationship between SIT and T_B at the higher frequencies. We tested the sensitivity to the brine and found that the role of the brine was also very limited, at these high frequencies. The mixed effect of the sea ice concentration and sea ice thickness in these studies (e.g., Naoki et al. (2008)) could be questioned to explain the observed sensitivity of the 36 and even 85 GHz to the thin sea ice thickness.

At H polarization, Figure 11 (top panel) shows T_B^H lower than typical observations, especially for bare sea ice. The difference of ~ 50 K between V and H polarizations for bare ice is reduced to ~ 40 K for sea ice with a snow cover of 15 cm, which is close to the mean snow depth observed on first-year sea ice (Kurtz and Farrell, 2011). This difference could be further reduced to ~ 20 K, adding a few centimeters of low-density snow (~ 150 kg/m³) above the upper snow layer (not shown here) or adding roughness at larger scale (Shi et al., 2006). With more roughness added, the resulting polarization difference $T_B^V - T_B^H$ tends to follow the behavior highlighted in (Heygster et al., 2014), i.e., less and less polarization difference with increasing thickness. Snow with such a density is typical of surface hoar or frost flowers that could be found on new sea ice (Kaleschke and Heygster, 2004; Alvarez-Aviles et al., 2008). Adding such a low density layer upon sea ice (with its density of 917 kg/m³) acts as an impedance matching layer by smoothing the transition from sea ice (high permittivity / impedance) to air (low permittivity / impedance) (Chopra and Reddy, 1986). It is known that consistent simultaneous simulation of V and H polarizations is difficult, and studies are often limited to the simulation of one polarization (e.g., Pan et al. (2015), Burgard et al. (2020b)). Adding more snow layers with gradual densities would further improve the impedance matching and would reduce the polarization difference. Despite, a better agreement with the observations (Fig. 11, bottom panel, with Cluster 9 T_B^V and T_B^H indicated on the figure and close to the simulation), the reality of these layers is not demonstrated by in-situ observations yet.

T_B^V at 6 GHz being the most efficient to distinguish sea ice from open water (see Ivanova et al. (2014), Kilic et al. (2019)), from Cluster 8, the T_B^V is less than one standard deviation from the 100% SIC tie point. So these pixels are considered as $\sim 100\%$ SIC but with a T_B^V at 1.4 GHz between sea ice and open water tie point. Knowing that the 1.4 GHz is sensitive to sea ice thickness (Kaleschke et al., 2010) and using results of SMRT (Fig. 11) where thin sea ice has nearly the same T_B^V as Clusters between 8 and 11, the increasing SIT is observable from Cluster 8 to 11 in the classification results.

5.1.2. Sensitivity to scattering (Clusters 12–15)

A strong decrease of T_B with increasing frequency is a sign of scattering process in the radiative transfer. Strong scattering is observed during the polar winter, for instance north of Greenland or north of Queen Elizabeth islands, where thick multi-year sea ice is located (Figs. 1, 2, 3, 8). It corresponds to Cluster 12 to 15, mainly characterized by a decrease of T_B at 36 GHz (and to a lesser extent at 18 GHz), and an increase of σ^0 at 5 GHz.

First, a 2 m layer of multi-year sea ice is simulated, on top of which a snow layer is added, with properties corresponding to a wind slab with small rounded grains. The maximal snow depth simulated is 60 cm, which is close to the maximum observed during field campaigns (Warren et al., 1999). While the observations show up to ~ 80 K T_B^V decrease, limited T_B^V decrease is calculated at 36 GHz (Fig. 12, top panel): only ~ 20 K T_B^V decrease is simulated even for a thick snow layer of 60 cm. The small snow grains (modelled with a radius of ~ 0.16 mm and a stickiness of 0.18) are not large enough to significantly scatter 36 GHz radiation. To re-conciliate the simulations with the observation, a depth hoar layer with larger crystals (modelled with radius ~ 0.32 mm and stickiness of 0.10) is thus added in the simulations, below the wind slab (Table 2). The proportion of depth hoar (40%) used in the simulation is typical of Arctic sea ice (King et al., 2020). Adding the depth hoar layer makes it possible to simulate the T_B^V depression at 18 and 36 GHz

(Fig. 12, bottom panel), as observed by satellite. For an average snow depth of ~ 34 cm in the Arctic on multi-year sea ice (Warren et al., 1999; Kurtz and Farrell, 2011), the simulated T_B depressions at 18 and 36 GHz are of the same order as observed in Cluster 15. During the winter, the snow grain sizes tend to increase through metamorphism, causing increasing scattering at high frequencies. This scattering can seriously affect the retrieval of snow depth, over sea ice as well as over land (Josberger and Mognard, 2002; Cordisco, 2005).

All simulations in Fig. 12 were run with a flat (solid line) and with a rough (dash-dotted line) sea ice / snow interface passive microwave results are superposed. Some differences only appear for the active mode (right y-axis on Fig. 12). With a rough ice/snow interface, the back-scattered signal σ^0 is ~ -10 dB, independent of the thickness of the snow cover and its composition (Fig. 12). Observations of σ^0 between Clusters 12 and 15 show a strong increasing of about 5 dB, from -17 to -12 dB, suggesting an increasing surface roughness (Fig. 10). The independence of σ^0 simulations from snow depth and snow microstructure (Fig. 12 both panels) clearly indicates that the modelled scatterometer is mainly sensitive to the surface or interface roughness, not to the volume scattering by snow. This result is consistent with previous studies (Kim et al., 1984; Barber et al., 1998). Note that the lower bound of the y-axis in Fig. 12 is set to -30 dB, to account for the detection level of the current scatterometers. Values of backscatter given back by SMRT are not shown if they are below the detection level of ASCAT (case of solid line in Fig. 12 top panel).

Contrary to first-year ice, multi-year sea ice has undergone melting and refreezing cycles, along with compaction and rafting (Nolin et al., 2002) which creates local roughness. This surface roughness is detected by the scatterometer at 5 GHz on Clusters 12 to 15 (see Fig. 10). Given depth hoar condition of formation, it can only be found over multi-year sea ice. Indeed, depth hoars form by snow metamorphism when a layer of snow is subject to a strong and sustained temperature gradient (Akitaya, 1973). Snow precipitation over the Arctic mostly occurs in early autumn (September to October) (Warren et al., 1999, Kurtz and Farrell, 2011) when first-year ice is not yet formed, which explain why depth hoar is much more present upon multi-year sea ice.

The 36 GHz passive microwave signatures and the 5 GHz backscattering signatures are anti-correlated in space and time when strong scattering is observed (see for instance north of Greenland in Fig. 1, or north of Queen Elizabeth islands in Fig. 3 bottom panel, or Fig. 5 bottom panel). However, these scattering signals are likely of different origins, volume scattering at 36 GHz and rough surface scattering at 5 GHz (see Fig. 12). The anti-correlation is probably explained by the fact that depth hoar is more often present on multi-year sea ice, which also has a rougher sea ice / snow interface.

Scattering of the passive microwaves at 18 and 36 GHz is likely due to large crystal snow grain, such as depth hoar, in the snow layer over multi-year ice. This scattering signature is commonly used to classify the sea ice type (Aaboe and Down, 2021, Ye et al., 2019), although the 18 and 36 GHz T_B are not directly sensitive to the sea ice type itself. Similarly, the scattering of the passive microwaves at 18 and 36 GHz is also analyzed to estimate the snow depth over sea ice (Rostosky et al., 2018). Here again, our forward modeling suggests that the scattering signals are not directly related to the snow depth, but to the scattering by depth hoar in the snow layer that can be related to the snow depth.

5.2. Summer signatures

5.2.1. Sensitivity to snow melt

From early to mid-summer, the scattering effect observed over north of Greenland during winter disappears (Haas, 2001), both on passive and active observations. With the scattering effect no longer present at high frequencies, the T_B^V difference between 1.4 and 36 GHz is reduced from ~ 60 K to ~ 20 K (Fig. 3 bottom panel). This is due to the partial melting of the snow pack caused by the increasing surface temperatures. As a consequence, the dielectric property of the surface layer abruptly

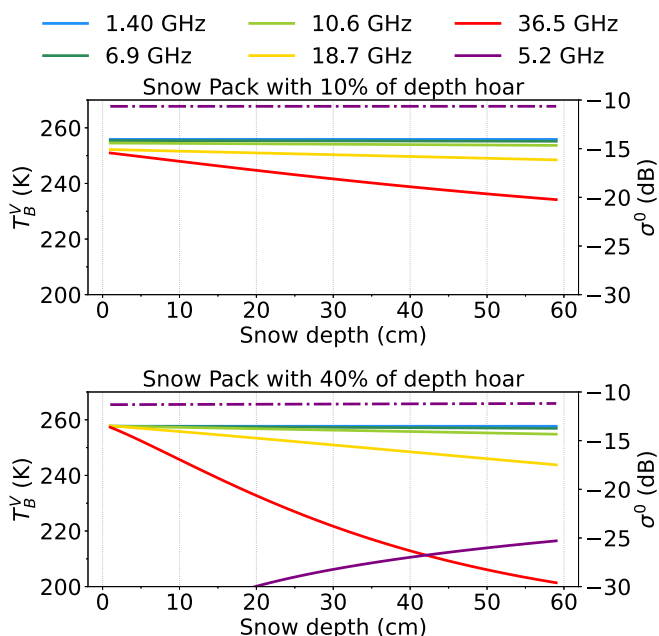


Fig. 12. Effect of the snow depth and its microstructure simulated by SMRT, on the T_B at CIMR frequencies (left y-axis) as well as on the σ^0 at 5 GHz (right y-axis). Top: for a dry snow pack with limited depth hoar (10% of the total snow layer). Bottom: for a dry snow pack with a large depth hoar layer (40% of the total snow layer). The simulations are performed with a flat (solid line) and a rough (dashed line) sea ice snow interface. Invisible dashed lines are superposed to solid lines.

changes with the presence of liquid water in the snow cover (Comiso and Kwok, 1996). The main effect is an increase of the absorption by the top layer, which raises the emissivity and limits the impact of the signal coming from beneath. Fig. 13 shows the effect of wetness for the same proportion of depth hoar and wind slab inside the snow pack as in Fig. 12 but for a snow depth fixed at 35 cm. At 18 and 36 GHz, the scattering effects of the depth hoar on the T_B is masked by the presence of wet snow above, even for wetness content as low as 1%. For the scatterometer, the presence of snow wetness strongly decreases σ^0 (Tedesco, 2007) due to the absorption of the incident wave.

Snow melt can create melt ponds if a significant part of the snowpack melts, and the ponds are expected to be associated to low T_B .

5.2.2. Sensitivity to scattering (Clusters 12–15)

After the snowmelt period near the end of August, for different regions including north of Queen Elizabeth islands (Fig. 3 bottom panel), a T_B decrease of ~ 30 K at 36 GHz can be observed, which is a sign of scattering. Snow cover being usually melted, the scattering signal is unlikely resulting from the presence of depth hoar as in winter. This scattering signal could instead be explained by the presence of superimposed ice. Superimposed ice is created when water from snowmelt percolates down the snow cover and refreezes by contact with the sea ice (Kawamura et al., 2004; Granskog et al., 2006). Superimposed ice is therefore different from freezing sea ice. It contains large air inclusions (~ 1 mm radius) that act as efficient scatterers at 18 and 36 GHz. Fig. 14 shows T_B^V and σ^0 as a function of the thickness of superimposed ice. σ^0 exhibits the same pattern as the backscatter over depth hoar, i.e., the sensitivity to surface roughness governs the backscatter signal. T_B depression due to the scattering effect of superimposed ice is of the same magnitude as the depth hoar scattering effect. With similar scattering at 18 and 36 GHz, the Kohonen classification groups these two signals (due to depth hoar or superimposed ice) inside the same Cluster (Cluster 15), and a significant proportion of Cluster 15 is seen in the beginning of September (Fig. 8 bottom right panel). The global presence of superimposed ice over the sea ice during late summer is hardly documented, as most studies focused on the regional-scale (Cheng et al., 2003; Kawamura et al., 2004; Granskog et al., 2006; Wang et al., 2015). The presence of scattering seems to be related to superimposed ice, which is wide spread throughout the Arctic at the end of summer.

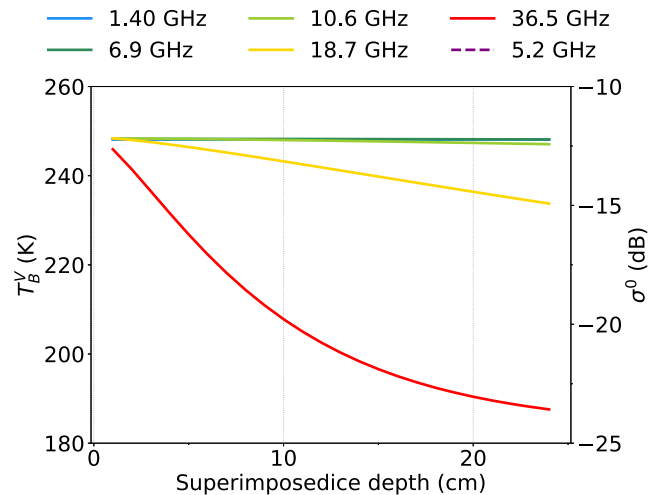


Fig. 14. Effect of the superimposed ice simulated by SMRT, on the T_B^V at CIMR frequencies (left y-axis) as well as on the σ^0 at 5 GHz (right y-axis).

5.3. Synthesis

Clusters 1 to 7 are mostly sensitive to the SIC, with T_B and SIC positively correlated. From Cluster 8, the T_B^V at 6 GHz is less than one standard deviation from the 100% SIC 'tie point', which suggests that these Clusters represent pixels with a near 100% SIC. The T_B variations in the next Clusters are therefore due to another source of geophysical variability. Fig. 15 presents a zoom on the mean T_B values for Clusters 8 to 15, for both polarizations at CIMR frequencies. SMRT simulations for sea ice and snow conditions representative of each Cluster have been added, to illustrate the reasonable agreement obtained with the simulations for all Clusters. We do not intend here to perfectly match the observations, but to show that our physical interpretations offer a

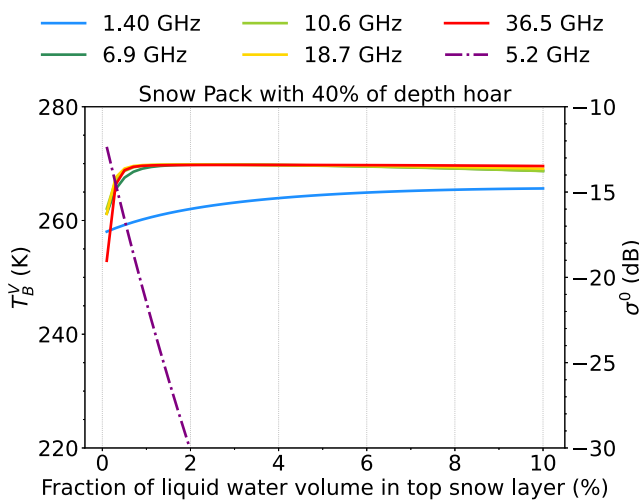


Fig. 13. Effect of presence of liquid water content inside the top snow layer simulated by SMRT, on the T_B^V at CIMR frequencies (left y-axis) as well as on the σ^0 at 5 GHz (right y-axis). Snow cover is 35 cm deep with 40% of basal depth hoar and 60% of wind slab.

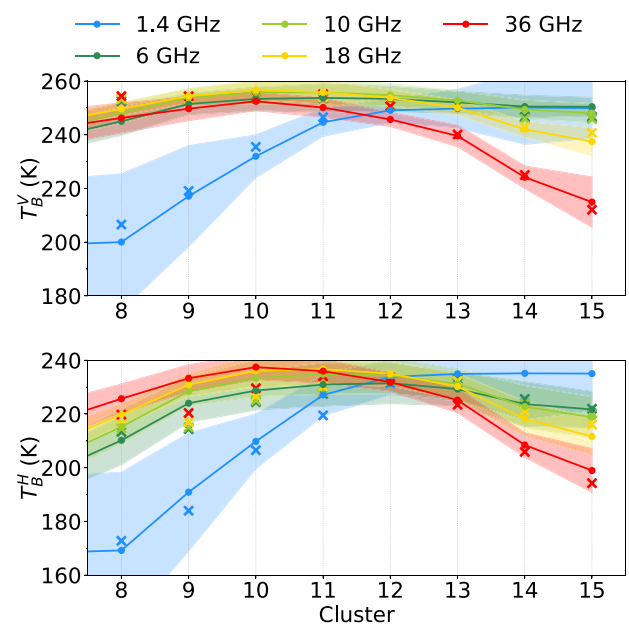


Fig. 15. For each Cluster above Cluster 7 of the Kohonen classification, the T_B^V (top panel) and T_B^H (bottom panel), along with their standard deviation (\pm std. around the mean, as indicated by the shaded areas), for each close-to-CIMR channel. Crosses represent simulated Cluster by SMRT for all CIMR frequencies and polarizations.

reasonable explanation of the co-variabilities.

Clusters 8 to 11 represent increasing sea ice thickness, with strongly increasing T_B at 1.4 GHz, whereas the other frequencies are not changing much. Cluster 12 shows very similar T_B for all frequencies (both at V and H polarizations), with relatively small standard deviation compared to the other Clusters. It is well simulated by SMRT for all frequencies and polarizations. From Cluster 12 to 15, scattering at 18 and 36 GHz increases. In winter, these Clusters are mainly located north of Greenland (Fig. 8): they are likely due to depth hoar over multi-year ice and their extent increases from October to May, and then decreases until disappearing in summer. At the end of the summer, Clusters 12 to 15 are also observed, for instance north of Queen Elizabeth islands, and are likely related to superimposed ice on multi-year ice.

For each Cluster, T_B at V and H polarizations are simultaneously simulated reasonably well, despite the general difficulty to simulate the H polarization (Pan et al., 2015), and despite the difficulty to simultaneously simulate multifrequencies (Burgard et al., 2020a, 2020b).

6. Conclusion

Diverse microwave satellite observations are available over the Arctic sea-ice, and new dedicated instruments are planned in the future, such as CIMR. An optimal exploitation of these microwave observations is expected, which requires a finer understanding of how the microwave signals co-vary throughout frequencies, polarizations, and acquisition modes. To this end, we analyzed the co-variabilities of radiometric observations from 1.4 to 36 GHz, along with scatterometer observations at 5 GHz (Figs. 4 and 5).

A self-organizing classification has been applied to a full year of collocated SMAP, AMSR2, and ASCAT observations, averaged over 10 days on a 12.5 km EASEGRID 2.0, over the Arctic. The Kohonen classification has highlighted several specific behaviors from the observation co-variabilities: increasing T_B at all frequencies for increasing SIC (Fig. 3 top panel), increasing T_B at 1.4 GHz for increasing SIT (Fig. 11) and decreasing T_B at 18 and 36 GHz with increasing scattering (Figs. 12). With the help of SMRT, a state-of-the-art radiative transfer model, realistic simulations of the mean Cluster behavior have been obtained (Fig. 15), with consistent physical interpretations of the microwave signals, across frequencies and modes. With the SMRT capacity to simulate both passive and active radiative transfers, we showed that the behaviors highlighted by the classification are consistent with a physically realistic interpretation, with SMRT simulations in reasonable agreement for both H and V polarizations. Mean winter and summer signatures have been described and simulated with reasonable agreements with the observations, offering a year around interpretation of the complex sea ice and snow microwave signals.

Our analysis underlined the role of the depth hoar over multi-year ice, for the interpretation of the scattering signals in winter. We showed that the link between the 18 and 36 GHz scattering and the snow depth or ice type is indirect, and likely related to the presence of depth hoar in the snowpack over multi-year ice. Note that this scattering effect is commonly used to estimate the snow depth or the sea ice type during winter. At the end of the summer season, scattering signatures also appear: they are likely not related to the depth hoar at that time of the year, but to the presence of superimposed ice with trapped air bubbles playing the role of strong scatterers.

Use of the recent developments of SMRT for altimetric simulations (Sandells et al., 2021) is planned in the near future, to extend this study to the analysis of the synergy with the altimetric signals. This study showed that a realistic characterization of the sea ice and its snow cover can explain the multiple microwave signatures observed over the Arctic Ocean during different seasons, while most of current studies only focus on specific time window on a regional scales. This characterization will benefit from future advances in SMRT development, as well as the improved observations of future satellite missions.

CRediT authorship contribution statement

Clément Soriot: Conceptualization, Investigation, Formal analysis, Data curation, Software, Visualization, Writing – original draft. **Ghislain Picard:** Conceptualization, Methodology, Software, Writing – review & editing. **Catherine Prigent:** Conceptualization, Investigation, Methodology, Software, Supervision, Writing – review & editing. **Frédéric Frappart:** Conceptualization, Data curation, Resources, Writing – review & editing. **Florent Domine:** Resources, Writing – review & editing.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

Clément Soriot is funded through a CNES and Estellus doctoral fellowship.

The work has been partly supported by the CNES TOSCA contract CIMR_SEAICE (4500069758). The European Space Agency is funding the development of the SMRT model (“Microstructural Origin of Electromagnetic Signatures in Microwave Remote Sensing of Snow” project n° 4000112698/14/NL/LvH).

We are very grateful to the three reviewers (Joshua King and two other anonymous reviewers) and the editor for their time and attention dedicated to the manuscript and for their constructive remarks.

References

- Aaboe, Signe, Down, Emily Jane, 2021. Product User Manual for the Global Sea-Ice Edge and Type Product. Technical report.
- Aggarwal, Charu C., Hinneburg, Alexander, Keim, Daniel A., 2001. On the surprising behavior of distance metrics in high dimensional space. In: Goos, Gerhard, Hartmanis, Juris, van Leeuwen, Jan, Van den Bussche, Jan, Vianu, Victor (Eds.), *Database Theory — ICDT 2001*, volume 1973, pages 420–434. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. ISBN 978-3-540-41456-8 978-3-540-44503-6.
- Aires, Filipe, 2011. Measure and exploitation of multisensor and multiwavelength synergy for remote sensing: 1. Theoretical considerations. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 116 (D2) <https://doi.org/10.1029/2010JD014701>. ISSN 2156-2202.
- Akitaya, Eizi, 1973. Studies on Depth Hoar. *The Institute of Low Temperature Science.*
- Alvarez-Aviles, Laura, Simpson, William R., Douglas, Thomas A., Sturm, Matthew, Perovich, Donald, Domine, Florent, November 2008. Frost flower chemical composition during growth and its implications for aerosol production and bromine activation. *J. Geophys. Res.* 113 (D21) <https://doi.org/10.1029/2008JD010277>. D21304. ISSN 0148-0227.
- Barber, David G., Fung, A.K., Grenfell, Thomas C., Nghiem, S.V., Onstott, R.G., Lytle, V.I., Perovich, D.K., Gow, A.J., September 1998. The role of snow on microwave emission and scattering over first-year sea ice. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 36 (5), 1750–1763. <https://doi.org/10.1109/36.718643>. ISSN 01962892.
- Brodzik, Mary J., Billingsley, Brendan, Haran, Terry, Raup, Bruce, Savoie, Matthew H., June 2012. EASE-Grid 2.0: Incremental but Significant Improvements for Earth-Gridded Data Sets. *ISPRS Int. J. Geo Inf.* 1 (1), 32–45. <https://doi.org/10.3390/ijgi1010032>.
- Brucker, Ludovic, Markus, Thorsten, 2013. Arctic-scale assessment of satellite passive microwave-derived snow depth on sea ice using Operation IceBridge airborne data. *J. Geophys. Res. Oceans* 118 (6), 2892–2905. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20228>. ISSN 2169-9291.
- Burgard, Clara, Notz, Dirk, Pedersen, Leif T., Tonboe, Rasmus T., 2020a. The Arctic Ocean Observation Operator for 6.9 GHz (ARC30) – Part 1: how to obtain sea ice brightness temperatures at 6.9 GHz from climate model output. *Cryosphere* 18. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2369-2020>.
- Burgard, Clara, Notz, Dirk, Pedersen, Leif T., Tonboe, Rasmus T., 2020b. The Arctic Ocean Observation Operator for 6.9 GHz (ARC30) – Part 2: development and evaluation. *Cryosphere* 14 (7), 2387–2407. ISSN 1994-0424. July. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2387-2020>.
- Campbell, W.J., Wayenberg, J., Ramseyer, J.B., Ramseier, R.O., Vant, M.R., Weaver, R., Redmond, A., Arsenaul, L., Gloersen, P., Zwally, H.J., Wilheit, T.T., Chang, T.C., Hall, D., Gray, L., Meeks, D.C., Bryan, M.L., Barath, F.T., Elachi, C., Leberl, F., Farr, T., 1978. Microwave remote sensing of sea ice in the AIDJEX Main Experiment. *Bound.-Layer Meteorol.* 13 (1), 309–337. ISSN 1573-1472. January. <https://doi.org/10.1007/BF00913880>.

- Cavaleri, Donald J., 1994. A microwave technique for mapping thin sea ice. *J. Geophys. Res. Oceans* 99 (C6), 12561–12572. <https://doi.org/10.1029/94JC00707>. ISSN 2156-2202.
- Cheng, Bin, Launianen, Jouko, Vihma, Timo, 2003. Modelling of superimposed ice formation and sub-surface melting in the Baltic Sea. *Geophys. Soc. Finland* 20.
- Chopra, K.L., Reddy, G.B., July 1986. Optically selective coatings. *Pramana* 27 (1–2), 193–217. <https://doi.org/10.1007/BF02846338>. ISSN 0304-4289, 0973-7111.
- Comiso, Josefino C., Kwok, Ron, 1996. Surface and radiative characteristics of the summer Arctic sea ice cover from multisensor satellite observations. *J. Geophys. Res. Oceans* 101 (C12), 28397–28416. <https://doi.org/10.1029/96JC02816>. ISSN 2156-2202.
- Comiso, Josefino C., Cavaleri, Donald J., Parkinson, Claire L., Gloersen, Per, June 1997. Passive microwave algorithms for sea ice concentration: a comparison of two techniques. *Remote Sens. Environ.* 60 (3), 357–384. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00220-9](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00220-9). ISSN 0034-4257. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425796002209>.
- Comiso, Josefino C., Cavaleri, Donald J., Markus, T., February 2003. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 41 (2), 243–252. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.808317>. ISSN 1558-0644.
- Cordisco, Emmanuel, November 2005. *Etude de la synergie des observations satellites pour la caractérisation du manteau neigeux*. phdthesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00089376>.
- Cox, G.F.N., Weeks, W.F., 1974. Salinity variations in sea ice. *J. Glaciol.* 13 (67), 109–120. <https://doi.org/10.3189/S0022143000023418>. ISSN 0022-1430, 1727-5652.
- Dai, Aiguo, Luo, Dehai, Song, Miron, Liu, Jiping, December 2019. Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂. *Nat. Commun.* 10 (1), 121. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>. ISSN 2041-1723.
- Dominé, Florent, Cabanes, Axel, Legagneux, Loïc, May 2002. Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near Alert during the ALERT 2000 campaign. *Atmos. Environ.* 36 (15–16), 2753–2765. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(02\)00108-5](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(02)00108-5). ISSN 13522310.
- Dominé, Florent, Taillandier, A.-S., Simpson, W.R., June 2007. A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution. *J. Geophys. Res.* 112 (F2) <https://doi.org/10.1029/2006JF000512>. F02031. ISSN 0148-0227.
- Donlon, Craig, 2020. CIMR Mission Requirements Document v3 | cimr.eu. Technical Report 4. URL: https://cimr.eu/mrd_v3.
- Dupont, Florent, Picard, Ghislain, Royer, Alain, Fily, Michel, Roy, Alexandre, Langlois, Alexandre, Champollion, Nicolas, October 2014. Modeling the microwave emission of bubbly ice: applications to blue ice and superimposed ice in the Antarctic and Arctic. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 52 (10), 6639–6651. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2299829>. ISSN 0196-2892, 1558-0644.
- England, Mark, Polvani, Lorenzo, Sun, Lantao, August 2018. Contrasting the Antarctic and Arctic atmospheric responses to projected sea ice loss in the late twenty-first century. *J. Clim.* 31 (16), 6353–6370. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0666.1>. ISSN 0894-8755, 1520-0442.
- Entekhabi, Dara, Yuech, Simon, De Lannoy, Gabrielle, 2014. *SMAP Handbook*. JPL Publication.
- EUMETSAT, 2014. ASCAT Level 1 SZO Climate Data Record Release 2 - Metop. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites. https://doi.org/10.15770/EUM_SEC_CLM_0042.
- Fetterer, Florence M., Drinkwater, Mark R., Jezek, Kenneth C., Laxon, Seymour W.C., Onstott, Robert G., Ulander, Lars M.H., 1992. Sea ice altimetry. In: Carsey, Frank D. (Ed.), *Geophysical Monograph Series*, 68. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 111–135. <https://doi.org/10.1029/GM068p0111>. ISBN 978-0-87590-033-9.
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K., Sokratov, S.A., 2009. *The International classification for seasonal snow on the ground*. Technical report.
- Figa-Saldaña, J., Wilson, J.J.W., Attema, E., Gelsthorpe, R., Drinkwater, M.R., Stoffelen, A., January 2002. The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers. *Can. J. Remote. Sens.* 28 (3), 404–412. <https://doi.org/10.5589/m02-035>. ISSN 0703-8992.
- Font, Jordi, Camps, Adriano, Borges, Andrés, Martín-Neira, Manuel, Boutin, Jacqueline, Reul, Nicolas, Kerr, Yann H., Hahne, Achim, Mecklenburg, Susanne, May 2010. SMOS: the challenging sea surface salinity measurement from space. *Proc. IEEE* 98 (5), 649–665. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2009.2033096>. ISSN 0018-9219, 1558-2256.
- Frison, P.-L., Mougin, E., March 1996. Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 34 (2), 550–560. <https://doi.org/10.1109/36.485131>. ISSN 1558-0644.
- Gelsthorpe, R.V., Schied, E., Wilson, J.J.W., 2000. ASCAT – Metop’s Advanced Scatterometer. Technical report.
- Gloersen, P., Cavaleri, Donald J., 1986. Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances. *J. Geophys. Res. Oceans* 91 (C3), 3913–3919. <https://doi.org/10.1029/JC091iC03p03913>. ISSN 2156-2202.
- Granskog, Mats, Vihma, Timo, Pirazzini, Roberta, Cheng, Bin, May 2006. Superimposed ice formation and surface fluxes on sea ice during the spring melt-freeze period in the Baltic Sea. *J. Glaciol.* 52, 119–127. <https://doi.org/10.3189/172756506781828971>.
- Griewank, P.J., Notz, D., February 2015. A 1-D modelling study of Arctic sea-ice salinity. *Cryosphere* 9 (1), 305–329. <https://doi.org/10.5194/tc-9-305-2015>. ISSN 1994-0424.
- Haas, Christian, 2001. The seasonal cycle of ERS scatterometer signatures over perennial Antarctic sea ice and associated surface ice properties and processes. *Ann. Glaciol.* 33, 69–73. <https://doi.org/10.3189/172756401781818301>. ISSN 0260-3055, 1727-5644.
- Heygster, Georg, Huntemann, Marcus, Ivanova, Natalia, Saldo, Roberto, Pedersen, Leif Toudal, 2014. Response of passive microwave sea ice concentration algorithms to thin ice. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. Synopsium IGARSS*. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2014.6947266>.
- Hwang, Byong Jun, Ehn, Jens K., Barber, David G., Galley, Ryan, Grenfell, Thomas C., 2007. Investigations of newly formed sea ice in the Cape Bathurst polynya: 2. Microwave emission. *J. Geophys. Res. Oceans* 112 (C5). <https://doi.org/10.1029/2006JC003703>. ISSN 2156-2202.
- Ivanova, Natalia, Johannessen, Ola M., Pedersen, Leif Toudal, Tonboe, Rasmus T., November 2014. Retrieval of Arctic Sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: a comparison of eleven sea ice concentration algorithms. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 52 (11), 7233–7246. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2310136>. ISSN 1558-0644.
- Ivanova, Natalia, Pedersen, Leif Toudal, Tonboe, Rasmus T., Kern, Stefan, Heygster, Georg, Lavergne, Thomas, Sørensen, Atle Macdonald, Saldo, Roberto, Dybkjær, Gorm, Brucker, L., Shokr, Mohammed, 2015. Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: an optimal algorithm and challenges. *Cryosphere*. <https://doi.org/10.5194/tcd-9-1269-2015>.
- JAXA, 2013. Data users’ manual for the advanced microwave scanning radiometer 2 (AMSR2) onboard the global change observation mission 1st—water “SHIZUKU”(GCOM-W1). Technical report. URL: https://suzaku.eorc.jaxa.jp/GCOM_W/data/doc/amr2_data_user_guide.pdf.
- Jiménez, Carlos, Tenerelli, Joseph, Prigent, Catherine, Kilic, Lise, Lavergne, Thomas, Skarpalezos, Sotirios, Hoeyer, Jacob L., Reul, Nicolas, Donlon, Craig, 2021. Ocean and Sea Ice Retrievals from an End-to-End Simulation of the Copernicus Imaging Microwave Radiometer (CIMR) 1.4 to 36.5 GHz Measurements. *J. Geophys. Res. Oceans*, n/a0 (n/a). <https://doi.org/10.1029/2021JC017610> e2021JC017610. ISSN 2169-9291.
- Josberger, Edward G., Mognard, Nelly M., 2002. A passive microwave snow depth algorithm with a proxy for snow metamorphism. *Hydrol. Process.* 16 (8), 1557–1568. <https://doi.org/10.1002/hyp.1020>. ISSN 1099-1085.
- Comiso, Josefino C., 1986. Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *J. Geophys. Res. Oceans* 91 (C1), 975–994. <https://doi.org/10.1029/JC091iC01p0975>. ISSN 2156-2202.
- Kaleschke, Lars, Heygster, Georg, 2004. Towards multi-sensor microwave remote sensing of frost flowers on sea ice. *Ann. Glaciol.* 39, 219–222. <https://doi.org/10.3189/172756404781814267>. ISSN 0260-3055, 1727-5644.
- Kaleschke, Lars, Maaß, N., Haas, C., Hendricks, S., Heygster, Georg, Tonboe, Rasmus T., December 2010. A sea-ice thickness retrieval model for 1.4 GHz radiometry and application to airborne measurements over low salinity sea-ice. *Cryosphere* 4 (4), 583–592. <https://doi.org/10.5194/tc-4-583-2010>. ISSN 1994-0424.
- Kaleschke, Lars, Tian-Kunze, X., Maaß, N., Mäkynen, M., Drusch, M., 2012. Sea ice thickness retrieval from SMOS brightness temperatures during the Arctic freeze-up period. *Geophys. Res. Lett.* 39 (5) <https://doi.org/10.1029/2012GL050916>. ISSN 1944-8007.
- Kawamura, Toshiyuki, Jeffries, Martin O., Tison, Jean-Louis, Krouse, H. Roy, 2004. Superimposed-ice formation in summer on Ross Sea pack-ice floes. *Ann. Glaciol.* 39, 563–568. <https://doi.org/10.3189/172756404781814168>. ISSN 0260-3055, 1727-5644.
- Kilic, Lise, Prigent, Catherine, Aires, Filipe, Boutin, Jacqueline, Heygster, Georg, Tonboe, Rasmus T., Roquet, Hervé, Jimenez, Carlos, Donlon, Craig, 2018. Expected performances of the copernicus imaging microwave radiometer (CIMR) for an all-weather and high spatial resolution estimation of ocean and sea ice parameters. *J. Geophys. Res. Oceans* 123 (10), 7564–7580. <https://doi.org/10.1029/2018JC014408>. ISSN 2169-9291.
- Kilic, Lise, Tonboe, Rasmus Tage, Prigent, Catherine, Heygster, Georg, April 2019. Estimating the snow depth, the snow–ice interface temperature, and the effective temperature of Arctic sea ice using Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 and ice mass balance buoy data. *Cryosphere* 13 (4), 1283–1296. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1283-2019>. ISSN 1994-0416.
- Kilic, Lise, Prigent, Catherine, Aires, Filipe, Heygster, Georg, Pellet, Victor, Jimenez, Carlos, January 2020. Ice concentration retrieval from the analysis of microwaves: a new methodology designed for the copernicus imaging microwave radiometer. *Remote Sens.* 12 (7), 1060. <https://doi.org/10.3390/rs12071060>.
- Kim, Young-Soo, Onstott, R., Moore, R., December 1984. Effect of a snow cover on microwave backscatter from sea ice. *IEEE J. Ocean. Eng.* 9 (5), 383–388. <https://doi.org/10.1109/JOE.1984.1145649>. ISSN 1558-1691.
- King, Joshua, Howell, Stephen, Brady, Mike, Toose, Peter, Derksen, Chris, Haas, Christian, Beckers, Justin, December 2020. Local-scale variability of snow density on Arctic sea ice. *Cryosphere* 14 (12), 4323–4339. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4323-2020>. ISSN 1994-0416.
- Kohonen, Teuvo, 1990. *The self-organizing map*. In: *Proceedings of the IEEE*, pp. 1464–1480.
- Kurtz, Nathan T., Farrell, Sinead L., 2011. Large-scale surveys of snow depth on Arctic sea ice from Operation IceBridge. *Geophys. Res. Lett.* 38 (20) <https://doi.org/10.1029/2011GL049216>. ISSN 1944-8007.
- Langlois, Alexandre, Royer, Alain, Montpetit, Benoit, Roy, Alexandre, Durocher, Martin, 2020. Presenting snow grain size and shape distributions in northern Canada using a new photographic device allowing 2D and 3D representation of snow grains. *Front. Earth Sci.* 7, 347. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00347>. ISSN 2296-6463.
- Lavergne, Thomas, Sørensen, Atle Macdonald, Kern, Stefan, Tonboe, Rasmus, Notz, Dirk, Aaboe, Signe, Bell, Louisa, Dybkjær, Gorm, Eastwood, Steinar, Gabarro, Carolina,

- Heygster, Georg, Killie, Mari Anne, Kreiner, Matilde Brandt, Lavelle, John, Saldo, Roberto, Sandven, Stein, Pedersen, Leif Toudal, 2019. Version 2 of the EUMETSAT OSI SAF and ESA CCI sea-ice concentration climate data records. *Cryosphere* 13 (1), 49–78. <https://doi.org/10.5194/tc-13-49-2019>. ISSN 1994-0416.
- Le Vine, D., Lagerloef, G., Yueh, S., Pellerano, F., Dinnat, E., Wentz, F., July 2006. Aquarius mission technical overview. In: 2006 IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing, pp. 1678–1680. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2006.434>.
- Lee, Sang-Moo, Sohn, Byung-Ju, Kim, Seong-Joong, 2017. Differentiating between first-year and multiyear sea ice in the Arctic using microwave-retrieved ice emissivities. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 122 (10), 5097–5112. <https://doi.org/10.1002/2016JD026275>. ISSN 2169-8996.
- Lee, Sang-Moo, Sohn, Byung-Ju, Shi, Hoyeon, 2018. Impact of ice surface and volume scatterings on the microwave sea ice apparent emissivity. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 123 (17), 9220–9237. <https://doi.org/10.1029/2018JD028688>. ISSN 2169-8996.
- Lindell, David B., Long, David G., 2016a. Multiyear arctic ice classification using ASCAT and SSMIS. *Remote Sens.* 8 (4), 294. April. <https://doi.org/10.3390/rs8040294>.
- Lindell, David B., Long, David G., 2016b. Multiyear Arctic sea ice classification using OSCAT and QuikSCAT. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 54 (1), 167–175. ISSN 1558-0644. January. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2452215>.
- Liu, Yonggang, Weisberg, Robert H., 2005. Patterns of ocean current variability on the West Florida Shelf using the self-organizing map. *J. Geophys. Res. Oceans* 110 (C6). <https://doi.org/10.1029/2004JC002786>. ISSN 2156–2202.
- Liu, Yonggang, Weisberg, Robert H., January 2011. A review of self-organizing map applications in meteorology and oceanography. In: Mwasiagi, Josphat Igadwa (Ed.), *Self Organizing Maps: Applications and Novel Algorithm Design*. BoD – Books on Demand. ISBN 978-953-307-546-4.
- Liu, Yonggang, Weisberg, Robert H., Mooers, Christopher N.K., 2006. Performance evaluation of the self-organizing map for feature extraction. *J. Geophys. Res. Oceans* 111 (C5). <https://doi.org/10.1029/2005JC003117>. ISSN 2156-2202.
- Maeda, Takashi, Taniguchi, Yuji, Imaoka, Keiji, February 2016. GCOM-W1 AMSR2 Level 1R product: dataset of brightness temperature modified using the antenna pattern matching technique. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 54 (2), 770–782. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2465170>. ISSN 1558-0644.
- Markus, Thorsten, Cavalieri, Donald J., 1998. Snow depth distribution over sea ice in the southern ocean from satellite passive microwave data. *Antarctic Sea Ice: Phys. Process. Interact. Variability* 19–39. <https://doi.org/10.1029/AR074p0019>.
- Markus, T., Cavalieri, D.J., Gasiewski, A.J., Klein, M., Maslanik, J.A., Powell, D.C., Stankov, B.B., Stroeve, J.C., Sturm, M., November 2006. Microwave signatures of snow on sea ice: observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (11), 3081–3090. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.883134>. ISSN 0196-2892.
- Mätzler, C., March 1994. Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorol. Atmos. Phys.* 540 (1), 241–260. <https://doi.org/10.1007/BF01030063>. ISSN 1436-5065.
- Mätzler, Christian, June 1998. Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium. *J. Appl. Phys.* 83 (11), 6111–6117. <https://doi.org/10.1063/1.367496>. ISSN 0021-8979.
- Mätzler, Christian, Hüppi, Rudolf, January 1989. Review of signature studies for microwave remote sensing of snowpacks. *Adv. Space Res.* 9 (1), 253–265. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(89\)90493-6](https://doi.org/10.1016/0273-1177(89)90493-6). ISSN 0273-1177.
- Meier, Walter N., Comiso, Josefino C., 2018. AMSR-E/AMSR2 Unified L3 Daily 12.5 km Brightness Temperatures, Sea Ice Concentration, Motion & Snow Depth Polar Grids, Version 1. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed archive Center. <https://doi.org/10.5067/RA1MLJOYPK3P>.
- Meissner, Thomas, Wentz, Frank J., Le Vine, David M., July 2018. The salinity retrieval algorithms for the NASA Aquarius Version 5 and SMAP Version 3 releases. *Remote Sens.* 10 (7), 1121. <https://doi.org/10.3390/rs10071121>.
- Meredith, Michael, Sommerkorn, Martin, Cassotta, Sandra, Derksen, Chris, Ekaykin, Alexey, Hollowed, Anne, Kofinas, Gary, Mackintosh, Andrew, Melbourne-Thomas, Jessica, Muelbert, Monica, Ottersen, Geir, Pritchard, Hamish, Schuur, A.G., September 2019. Chapter 3: Polar Regions. *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*.
- Munchak, Joseph S., Ringerud, Sarah, Brucker, Ludovic, You, Yalei, de Gelis, Iris, Prigent, Catherine, September 2020. An active–passive microwave land surface database from GPM. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 58 (9), 6224–6242. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.2975477>. ISSN 1558-0644.
- Naoki, Kazuhiro, Ukita, Jinro, Nishio, Fumihiko, Nakayama, Masashige, Comiso, Josefino C., Gasiewski, Al, 2008. Thin sea ice thickness as inferred from passive microwave and in situ observations. *J. Geophys. Res. Oceans* 113 (C2). <https://doi.org/10.1029/2007JC004270>. ISSN 2156-2202.
- Nihashi, Sohey, Ohshima, Kay I., May 2015. Circumpolar mapping of antarctic coastal polynyas and landfast sea ice: relationship and variability. *J. Clim.* 28 (9), 3650–3670. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00369.1>. ISSN 0894–8755, 1520–0442.
- Nolin, A.W., Fetterer, F.M., Scambos, T.A., July 2002. Surface roughness characterizations of sea ice and ice sheets: case studies with MISR data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 40 (7), 1605–1615. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.801581>. ISSN 0196-2892.
- Onarheim, Ingrid H., Eldevik, Tor, Smedsrud, Lars H., Stroeve, Julianne C., June 2018. Seasonal and regional manifestation of Arctic Sea Ice Loss. *J. Clim.* 31 (12), 4917–4932. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0427.1>. ISSN 0894–8755, 1520–0442.
- Onstott, Robert G., April 1992. SAR and Scatterometer Signatures of Sea Ice. In: Carsey, Frank D. (Ed.), *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*. American Geophysical Union. ISBN 978-0-87590-033-9.
- Pan, Jinmei, Durand, Michael, Sandells, Melody, Lemmetyinen, Juha, Kim, Edward, Pulliainen, Jouni, Kontu, Anna, Derksen, Chris, November 2015. Differences between the HUT snow emission model and MEMLS and their effects on brightness temperature simulation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1–19. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2493505>.
- Pedersen, Leif Toudal, Saldo, Roberto, Ivanova, Natalia, Kern, Stefan, Heygster, Georg, Tonboe, Rasmus Tage, Huntemann, Marcus, Ozsoy, Burcu, Arduhin, Fanny, Kaleschke, Lars, 2017. Round Robin Data Package. <https://doi.org/10.6084/m9.fig>.
- Perovich, Donald K., Gow, Anthony J., 1996. A quantitative description of sea ice inclusions. *J. Geophys. Res. Oceans* 101 (C8), 18327–18343. <https://doi.org/10.1029/96JC01688>. ISSN 2156-2202.
- Picard, G., Brucker, L., Roy, A., Dupont, F., Fily, M., Royer, A., Harlow, C., July 2013. Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the Dense Media Radiative transfer theory: the DMRT-ML model. *Geosci. Model Dev.* 6 (4), 1061–1078. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-1061-2013>. ISSN 1991-9603.
- Picard, Ghislain, Sandells, Melody, Löwe, Henning, July 2018. SMRT: an active–passive microwave radiative transfer model for snow with multiple microstructure and scattering formulations (v1.0). *Geosci. Model Dev.* 11 (7), 2763–2788. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2763-2018>. ISSN 1991-9603.
- Polder, D., van Santee, J.H., August 1946. The effective permeability of mixtures of solids. *Physica* 12 (5), 257–271. [https://doi.org/10.1016/S0031-8914\(46\)80066-1](https://doi.org/10.1016/S0031-8914(46)80066-1). ISSN 0031-8914.
- Prigent, Catherine, Jimenez, Carlos, May 2021. An evaluation of the synergy of satellite passive microwave observations between 1.4 and 36 GHz, for vegetation characterization over the Tropics. *Remote Sens. Environ.* 257, 112346. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112346>. ISSN 0034-4257.
- Prigent, Catherine, Aires, Filipe, Rossow, William, Matthews, Elaine, 2001. Joint characterization of vegetation by satellite observations from visible to microwave wavelengths: a sensitivity analysis. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 106 (D18), 20665–20685. <https://doi.org/10.1029/2000JD900801>. ISSN 2156-2202.
- Prigent, Catherine, Kilic, Lise, Aires, Filipe, Pellet, Victor, Jimenez, Carlos, January 2020. Ice concentration retrieval from the analysis of microwaves: evaluation of a new methodology optimized for the copernicus imaging microwave radiometer. *Remote Sens.* 12 (10), 1594. <https://doi.org/10.3390/rs12101594>. ISSN 2072-4292.
- Ricker, Robert, Hendricks, Stefan, Helm, Veit, Skourup, Henriette, Davidson, Malcom, August 2014. Sensitivity of CryoSat-2 Arctic sea-ice freeboard and thickness on radar-waveform interpretation. *Cryosphere* 8 (4), 1607–1622. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1607-2014>.
- Ricker, Robert, Hendricks, Stefan, Kaleschke, Lars, Tian-Kunze, Xiangshan, King, Jennifer, Haas, Christian, July 2017. A weekly Arctic sea-ice thickness data record from merged CryoSat-2 and SMOS satellite data. *Cryosphere* 11 (4), 1607–1623. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1607-2017>. ISSN 1994-0416.
- Rostovsky, Philip, Spreen, Gunnar, Farrell, Sinead L., Frost, Torben, Heygster, Georg, Melsheimer, Christian, 2018. Snow depth retrieval on arctic sea ice from passive microwave radiometers—improvements and extensions to multiyear ice using lower frequencies. *J. Geophys. Res. Oceans* 123 (10), 7120–7138. <https://doi.org/10.1029/2018JC014028>. ISSN 2169-9291.
- Rothrock, D.A., Thomas, Donald R., Thorndike, Alan S., 1988. Principal component analysis of satellite passive microwave data over sea ice. *J. Geophys. Res. Oceans* 93 (C3), 2321–2332. <https://doi.org/10.1029/JC093iC03p02321>. ISSN 2156-2202.
- Rousseuw, Peter J., November 1987. Silhouettes: a graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. *J. Comput. Appl. Math.* 20, 53–65. [https://doi.org/10.1016/0377-0427\(87\)90125-7](https://doi.org/10.1016/0377-0427(87)90125-7). ISSN 0377-0427.
- Royer, Alain, Roy, Alexandre, Montpetit, Benoit, Saint-Jean-Rondeau, Olivier, Picard, Ghislain, Brucker, Ludovic, Langlois, Alexandre, March 2017. Comparison of commonly-used microwave radiative transfer models for snow remote sensing. *Remote Sens. Environ.* 190, 247–259. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.12.020>. ISSN 00344257.
- Sallia, Heidi, Farrell, Sinead Louise, McCurry, Joshua, Rinne, Eero, April 2019. Assessment of contemporary satellite sea ice thickness products for Arctic sea ice. *Cryosphere* 13 (4), 1187–1213. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1187-2019>. ISSN 1994-0424.
- Sandells, M., Picard, G., Löwe, H., Maaß, N., Winstrup, M., Brucker, L., Leduc-Leballeur, M., Larue, F., Aublanc, J., Thibaut, P., Murfitt, J., July 2021. Community development of the snow microwave radiative transfer model for passive, active and altimetry observations of the cryosphere. In: 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS, pp. 852–855. <https://doi.org/10.1109/IGARSS47720.2021.9553580>.
- Scarlata, Raul Cristian, Spreen, Gunnar, Heygster, Georg, Huntemann, Marcus, Pațilea, Cătălin, Pedersen, Leif Toudal, Saldo, Roberto, 2020. Sea ice and atmospheric parameter retrieval from satellite microwave radiometers: synergy of AMSR2 and SMOS compared with the CIMR candidate mission. *J. Geophys. Res. Oceans* 125 (3). <https://doi.org/10.1029/2019JC015749>. e2019JC015749. ISSN 2169-9291.
- Shi, Jiancheng, Jiang, Lingmei, Zhang, Lixin, Chen, Kun-Shan, Wigneron, Jean-Pierre, Chanzy, A., January 2006. A parameterized multifrequency-polarization surface emission model. *Geosci. Remote Sens. IEEE Trans.* 43, 2831–2841. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2005.857902>.
- Stroeve, Julianne, Notz, Dirk, September 2018. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environ. Res. Lett.* 13 (10), 103001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>. ISSN 1748-9326.
- Sturm, Matthew, Benson, Carl, January 1997. Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *J. Glaciol.* 43, 42–59. <https://doi.org/10.3189/s0022143000002793>.

- Sturm, Matthew, Massom, Robert A., 2017. Snow in the sea ice system: friend or foe? In: Dieckmann, Gerhard S., Thomas, David N. (Eds.), *Sea Ice*. John Wiley & Sons, March, ISBN 978-1-118-77838-8.
- Sturm, Matthew, Holmgren, Jon, Liston, Glen E., May 1995. A seasonal snow cover classification system for local to global applications. *J. Clim.* 8 (5), 1261–1283. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2). ISSN 0894-8755, 1520-0442.
- Tamura, Takeshi, Ohshima, Kay I., Markus, Thorsten, Cavalieri, Donald J., Nihashi, Sohey, Hirasawa, Naohiko, October 2007. Estimation of thin ice thickness and detection of fast ice from SSM/I data in the Antarctic Ocean. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 24 (10), 1757–1772. <https://doi.org/10.1175/JTECH2113.1>. ISSN 1520-0426, 0739-0572.
- Tedesco, Marco, 2007. Snowmelt detection over the Greenland ice sheet from SSM/I brightness temperature daily variations. *Geophys. Res. Lett.* 34 (2) <https://doi.org/10.1029/2006GL028466>. ISSN 1944-8007.
- Timco, G.W., Frederking, R.M.W., January 1996. A review of sea ice density. *Cold Reg. Sci. Technol.* 24 (1), 1–6. [https://doi.org/10.1016/0165-232X\(95\)00007-X](https://doi.org/10.1016/0165-232X(95)00007-X). ISSN 0165-232X.
- Tonboe, Rasmus T., Lavelle, John, Pfeiffer, R. Helge, Howe, Eva, 2017. Product User Manual for OSI SAF Global Sea Ice Concentration. Technical report, EUMETSAT. URL: http://osisaf.met.no/docs/osisaf_cdop3_ss2_pum_ice-conc_vlp5.pdf.
- Tsang, Leung, Kong, Jin Au, Ding, Kung-Hau, July 2000. Scattering of electromagnetic waves. In: *Theories and Applications*. John Wiley & Sons, Inc., New York, USA <https://doi.org/10.1002/0471224286>. ISBN 978-0-471-22428-0 978-0-471-38799-2. URL.
- Ulaby, Fawwaz, Long, David G., 2014. *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*. The University of Michigan Press. ISBN 978-0-472-11935-6.
- Untersteiner, Norbert, 1968. Natural desalination and equilibrium salinity profile of perennial sea ice. *J. Geophys. Res.* 73 (4), 1251. –1257, 1968. ISSN 2156-2202. <https://doi.org/10.1029/JB073i004p01251>.
- Walker, Nicholas P., Partington, Kim C., Van Woert, Michael L., Street, Towanda L.T., December 2006. Arctic Sea Ice type and concentration mapping using passive and active microwave sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (12), 3574–3584. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.881116>. ISSN 0196-2892.
- Wang, Caixin, Cheng, Bin, Wang, Keguang, Gerland, Sebastian, Pavlova, Olga, January 2015. Modelling snow ice and superimposed ice on landfast sea ice in Kongsfjorden, Svalbard. *Polar Res.* 34 (1), 20828. <https://doi.org/10.3402/polar.v34.20828>. ISSN 1751-8369.
- Warren, Stephen G., Rigor, Ignatius G., Untersteiner, Norbert, Radionov, Vladimir F., Bryazgin, Nikolay N., Aleksandrov, Yevgeniy I., 1999. Snow depth on Arctic sea ice. *J. Clim.* 12, 16.
- Wensnahan, Mark, Maykut, Gary A., Grenfell, Thomas C., Winebrenner, Dale P., 1993. Passive microwave remote sensing of thin sea ice using principal component analysis. *J. Geophys. Res. Oceans* 98 (C7), 12453–12468. <https://doi.org/10.1029/93JC00939>. ISSN 2156-2202.
- Wigneron, Jean-Pierre, Li, Xiaojun, Frappart, Frédéric, Fan, Lei, Al-Yaari, Amen, De Lannoy, Gabrielle, Liu, Xiangzhuo, Wang, Mengjia, Le Masson, Erwan, Moisy, Christophe, March 2021. SMOS-IC data record of soil moisture and L-VOD: historical development, applications and perspectives. *Remote Sens. Environ.* 254, 112238. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112238>. ISSN 0034-4257.
- Ye, Yufang, Shokr, Mohammed, Aaboe, Signe, Aldenhoff, Wiebke, Eriksson, Leif E.B., Heygster, Georg, Melsheimer, Christian, Girard-Arduin, Fanny, November 2019. Inter-comparison and evaluation of sea ice type concentration algorithms. preprint, Sea Ice/Remote Sensing. URL: <https://tc.copernicus.org/preprints/tc-2019-200/>.
- Zhang, Zhilun, Yu, Yining, Li, Xinqing, Hui, Fengming, Cheng, Xiao, Chen, Zhuoqi, August 2019. Arctic sea ice classification using microwave scatterometer and radiometer data during 2002–2017. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 57 (8), 5319–5328. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2019.2898872>. ISSN 1558-0644.


Earth and Space Science



RESEARCH ARTICLE

10.1029/2022EA002542

Arctic Sea Ice Thickness Estimation From Passive Microwave Satellite Observations Between 1.4 and 36 GHz

Clément Soriot¹ , Catherine Prigent^{1,2}, Carlos Jimenez^{1,2}, and Frédéric Frappart³

¹LERMA, Paris Observatory, CNRS, PSL, Paris, France, ²Estellus, Paris, France, ³ISPA, INRAE/Bordeaux Sciences Agro, Bordeaux, France

Key Points:

- High correlation is evidenced over the Arctic between passive microwave (PMW) satellite signatures and sea ice thickness (SIT) derived from lidar and radar altimeters
- A Neural Network inversion is developed to mimic lidar-derived SIT, with PMW observations
- SIT estimates from passive microwaves show good performances when compared to other satellite or modeled SIT, and to campaign measurements

Supporting Information:

Supporting Information may be found in the online version of this article.

Correspondence to:

C. Soriot,
clement.soriot@observatoiredeparis.
psl.eu

Citation:

Soriot, C., Prigent, C., Jimenez, C., & Frappart, F. (2023). Arctic sea ice thickness estimation from passive microwave satellite observations between 1.4 and 36 GHz. *Earth and Space Science*, 10, e2022EA002542. <https://doi.org/10.1029/2022EA002542>

Received 4 AUG 2022

Accepted 9 NOV 2022

Author Contributions:

Conceptualization: Clément Soriot
Investigation: Clément Soriot, Catherine Prigent
Methodology: Catherine Prigent, Carlos Jimenez
Supervision: Catherine Prigent, Frédéric Frappart
Validation: Clément Soriot, Carlos Jimenez
Visualization: Clément Soriot
Writing – original draft: Clément Soriot

Abstract Arctic sea ice thickness (SIT) has been mostly retrieved from lidar and radar altimeters since the 2000s. However, the repeatability of altimeters and their spatial coverage limit SIT estimates spatially and temporally. On the other hand, the passive microwave (PMW) radiometers have daily basin-scale coverage of the Arctic. In this study, we propose a SIT retrieval from PMW observations, derived from a statistical inversion technique. It is based on the evidence of high correlations between PMW observations and existing altimetric satellite-derived SIT, especially at 36 GHz. Lidar ICESat-2 SIT products are used to train a neural network with multiple combinations of brightness temperatures between 1.4 and 36 GHz as inputs over the 2018–2019 time period. The PMW retrieved SIT can mimic the lidar SIT product over the full winter over the Arctic, with a correlation of 0.85, and a root mean square difference (RMSD) of 0.54 cm. Results are also compared with the SIT product CS2SMOS (CryoSat-2 and Soil Moisture Ocean Salinity merged product), with SIT from a coupled ice/ocean reanalysis model and with the Operation IceBridge QuickLook airborne SIT measurements. The PMW SIT retrieval with all frequencies from 1.4 to 36 GHz shows a correlation of 0.72 and a RMSD of 57 cm when compared to OIB-QL measurements, for large SIT (mostly above 3 m), under multi-year ice environments. The PMW SIT retrieval using only 18 and 36 GHz has similar performances and could allow the calculation of long time series, these microwave frequencies being available from satellites since the 1980s.

Plain Language Summary Arctic sea ice thickness (SIT) has been estimated from satellite radar and lidar altimeters since the 2000s. However, the altimeter spatial coverage and their repeatability limit the SIT estimates, spatially and temporally. On the other hand, satellite passive microwave (PMW) radiometers have daily basin-scale coverage of the Arctic. In this study, we estimate SIT from PMW observations, with a statistical inversion technique. It is based on the evidence of a high absolute correlation between existing altimetric satellite-derived SIT, and PMW observations, especially at 36 GHz. Lidar SIT products are used to train a neural network with multiple combinations of PMW observations between 1.4 and 36 GHz as inputs, over the 2018–2019 time period. Results are compared with other satellite and model derived SIT, as well as with airborne campaign measurements. The new PMW SIT retrieval with all frequencies from 1.4 to 36 GHz shows good performance, even for large SIT, under multi-year ice environments. The SIT retrieval using only 18 and 36 GHz also has satisfactory performances, allowing the development of long time series, these two microwave frequencies being available from satellites since the 1980s.

1. Introduction

Over the last decades, the Arctic region has experienced climate changes at magnitudes and rates higher than most regions in the world (IPCC report, 2019) leading to a large decrease in sea ice extent (SIE) and thickness (SIT) (Pörtner et al., 2019). Sea ice regulates the energy and mass exchange between the atmosphere and the underlying ocean in the polar regions, and the observed sea ice loss over the last ~40 years contributed to the warming amplification in the boreal region (e.g., Dai et al., 2019; Serreze & Barry, 2011).

The SIE has been extensively monitored from passive microwave (PMW) satellite observations since the late 70s (e.g., Comiso, 1986), and its decline has been evidenced (e.g., Kwok, 2018; Stroeve et al., 2012). Large-scale satellite estimation of the SIT, the other necessary parameter to estimate the sea ice volume, is more recent, with the advent of the laser altimeter missions (Ice, Cloud and Land Elevation Satellite (ICESat and ICESat-2) (Abdalati et al., 2010; Schutz et al., 2005)), and radar altimeter missions (e.g., ERS 1 and 2 (S. Laxon et al., 2003), ENVISAT (Connor et al., 2009) or CryoSat-2 (CS2) (S. W. Laxon et al., 2013; Wingham et al., 1986), see Abdalla et al. (2021)

© 2022 The Authors.

This is an open access article under the terms of the [Creative Commons Attribution-NonCommercial License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/), which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited and is not used for commercial purposes.

Writing – review & editing: Clément Soriot, Frédéric Frappart

for a review). Because of their nadir geometry, the repeatability of altimeters and their spatial coverage limit SIT estimates spatially and temporally. Both altimetry techniques (laser and radar) estimate a freeboard, that is, the thickness of the layer protruding above the water level: for the laser altimeters, this layer includes the snow cover and for the low frequency radar, the signal is expected to penetrate the snow layer and reach the sea ice surface. The freeboard estimate is the difference between a measurement above sea ice and another one over open ocean or a lead. The estimation of the total SIT, including the submerged draft sea ice part, always assumes hydrostatic equilibrium, and an estimation of the snow loading over the sea ice. As a consequence, assumptions have to be made, first on the snow depth and density, often using climatologies (Warren et al., 1999), but also satellite estimates or modeling, and second on the ice and water densities. Long time series of publicly available SIT products include the ICESat-2 monthly winter product from Petty et al. (2020) or the CS2 winter product from Tilling et al. (2018). The sensitivity of the radar altimeter is expected to decrease for low SIT. On the contrary, passive microwaves at L-Band (1.4 GHz), from the Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS, Font et al. (2010)) or the Soil Moisture Active Passive (SMAP, Entekhabi et al. (2010)) missions, have shown sensitivity to thin SIT. The merging of CS2 and SMOS SIT products has led to an improved product (CS2SMOS) covering the full range of SIT, over winter (Ricker et al., 2014).

Satellite-based SIT estimates have been evaluated and compared. Wang et al. (2016) include ICESat-2, CS2, and SMOS products in their comparison against aircraft and model estimates. Sallila et al. (2019) essentially concentrate on the differences between radar altimeter products derived from CS2. In addition to the intrinsic limitations of the different satellite sensors, estimations of SIT are based on several and different assumptions on the snow load and the geophysical parameters of the sea ice, which leads to differences between SIT products (Petty et al., 2020; Wang et al., 2016), even when using the same instrument (Sallila et al., 2019).

Satellite PMW observations have been extensively exploited to estimate Sea Ice Concentration (SIC and the related SIE), sea ice type, as well as snow depth over sea ice, mainly from 18 to 36 GHz measurements from imagers such as the Advanced Microwave Scanning Radiometers or the Special Sensor Microwave/Imagers (SSM/I) (Comiso, 1995; Comiso et al., 2003; Lavergne et al., 2019; Markus & Cavalieri, 2009; Walker et al., 2006). Thin SIT is also now routinely estimated from passive microwaves at 1.4 GHz (Kaleschke et al., 2016). Efforts are also conducted to estimate thin SIT with higher frequencies (18 and 36 GHz) (e.g., Yoshizawa et al., 2018 or Kashiwase et al., 2021). However, evaluation of the potential of the PMW observations to estimate the SIT for the full thickness range has not triggered yet much efforts, as PMW observations are not expected to penetrate the ice for more than 50 cm, and to be directly sensitive to the thicker sea ice, especially at high frequency (Heygster et al., 2014). Nevertheless, we observed unexpected systematic high correlation at basin-scale between PMW observations and existing SIT, during the full winter (see sections below). Recently, Lee et al. (2021) proposed an estimation of the SIT in the Arctic, from the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2, Imaoka et al. (2012)) frequencies between 6 and 36 GHz, based on the assumed proportionality between the scattering optical thickness at these frequencies within the freeboard and the physical thickness of the freeboard, and a realistic snow depth on sea ice. The relationship between the optical thickness and the ice freeboard is derived from a linear fit with ice freeboard from CS2. Chi and Kim (2021) suggested a complex NN method to mimic the CryoSat-2 SIT retrievals, with AMSR2 observations.

Here, we also propose to directly exploit the statistical relationships observed between the PMW observations and the existing large-scale SIT estimates, to derive SIT using a machine-learning approach. The motivation is twofold: first to develop a method to produce a robust long-time record of sub-monthly SIT with almost full coverage of the Arctic basin, second to prepare for the exploitation of the Copernicus Imaging Microwave Radiometer (CIMR) mission. Copernicus Imaging Microwave Radiometer (Donlon, 2020; Kilic et al., 2018) is a Copernicus High Priority Expansion Mission designed to monitor the poles. It will observe from 1.4 to 36 GHz, with a large ~8 m antenna to reach 5 km spatial resolution at 18 and 36 GHz. The Copernicus Polar Ice and Snow Topography Altimeter, CRISTAL, another Copernicus High Priority Expansion Mission, will also measure the SIT, overlying snow depth and ice sheet elevations, owing to a dual frequency altimeter operating at Ku (13.5 GHz) and Ka (36.5 GHz) bands, and synergies between these two CIMR and CRISTAL are encouraged.

A database with observations at CIMR frequencies is built, merging the SMAP observations at 1.4 GHz and the AMSR2 ones at 6, 10, 18, and 36 GHz, to characterize sea ice and snow (Soriot et al., 2022). The statistical analysis between the PMW measurements and the SIT estimates are conducted for the ICESat-2 SIT (Petty et al., 2022), for the CS2SMOS SIT (Ricker et al., 2017), and for Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO) (Madec & Team, 2008; Rousset et al., 2015) modeled SIT. The data and methodology are described

respectively in Sections 2 and 3. The machine-learning algorithm is trained on the ICESat-2 SIT. The results and their evaluations are presented in Section 4. Section 5 concludes this study.

2. Data

SMAP and AMSR2 provide brightness temperatures (T_B) from 1.4 GHz (L band) to 89.0 GHz (W band) that include the frequency range (1.4–36.5 GHz, from L to Ka bands) that will be observed by CIMR. The satellite-derived SIT are extracted from laser altimetry (ICESat-2) or from a combination of radar altimetry and low frequency PMW observations (CS2SMOS). The SIT from the NEMO model is also used. Comparisons are conducted with the IceBridge-QL aircraft campaign measurements (Kurtz, Richter-Menge et al., 2013).

All large-scale datasets are extracted over the Arctic Ocean above 55°N, for a complete polar year from 1 November 2018, to 31 October 2019. Data are projected onto the same EaseGrid 2.0 at ~12.5 km (Brodzik et al., 2012). The sea ice mask from Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility (OSI-SAF) is adopted (Tonboe et al., 2017).

2.1. Passive Microwave Satellite Observations

2.1.1. SMAP

Since January 2015, the NASA SMAP mission observes the Earth at 1.4 GHz at both vertical (V) and horizontal (H) polarizations, from a Sun-synchronous 6 a.m./6 p.m. orbit (Entekhabi et al., 2014). It has a 6 m real aperture antenna that provides a spatial resolution of 40 km. The observing incidence angle is 40°, with a 1,000 km swath. Its orbit inclination angle of 98° allows the full coverage of the poles.

We use the daily surface T_B at 25 km spatial resolution from L2 product (Meissner et al., 2018) provided by Remote Sensing System (<https://data.remss.com/smap/SSS/V05.0/FINAL/L2C> last access: 9 March 2022). These T_B are corrected for the extra-terrestrial signal, and for the Faraday rotation.

2.1.2. AMSR2

AMSR2 is a radiometer on board the Japanese polar orbiting satellite GCOM-W, launched in May 2012. It provides observations at 55° incidence angles at 6.9, 7.3, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5, and 89 GHz, at both V and H polarizations, with spatial resolution from 48 km at 6.9 GHz to 4 km at 89 GHz. With an inclination angle of 98.2°, AMSR2 does not observe the Arctic above 88°N. Here, we analyze the frequencies common to the CIMR instrument (noted 6, 10, 18, and 36 GHz hereafter). The Level-1R daily T_B at their native spatial resolution (Maeda et al., 2016) are obtained from the JAXA website (<https://gportal.jaxa.jp>, last access: 9 March 2022).

The EaseGrid 2.0 12.5 km spatial resolution is close to the 10 km spatial sampling of the AMSR2 observations, and to the spatial resolution at 36 GHz (Maeda et al., 2016). Within each grid cell, the SMAP and AMSR2 T_B are averaged on a ~10-day period (depending on the month, the last 10-day period in the month can be slightly longer or shorter), for each frequency, and polarization.

2.2. Satellite-Derived Sea Ice Thickness Over the Arctic

2.2.1. ICESat-2 SIT

The ICESat-2 L4 monthly SIT product (Petty et al., 2022) is available from <https://nsidc.org/data/IS2SITMOGR4> (last access: 19 April 2022), on a 25 km grid, over the winter. It is based on the laser measurement of the total height of the freeboard (the thickness of the emerged sea ice layer plus the snow cover layer) if SIC is >50%, if height samples are at least 25 km off the coast, and under cloud-free conditions. Hydrostatic equilibrium is assumed for estimating the total SIT from the measured freeboard. Estimates of the snow depth as well as the snow, ice, and water densities are also required. The snow depth and density are simulated from the NASA Eulerian Snow on Sea Ice Model (NESOSIM v1.0) (Petty et al., 2018), modified with an empirical linear piecewise function to increase the initial model spatial resolution (Petty et al., 2020). The monthly data set has been duplicated for each of the three 10-day periods for each month. In addition, the data have been duplicated to fill the 12.5 km grid.

2.2.2. CS2SMOS SIT

The CS2SMOS SIT product combines the CS2 radar altimeter estimates (Hendricks et al., 2016; Ricker et al., 2014) with the PMW SMOS observations (Kaleschke et al., 2016; Tian-Kunze et al., 2014). The data can

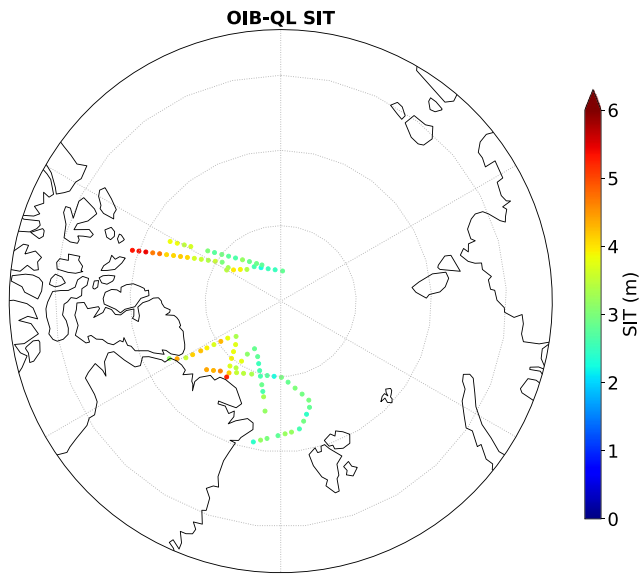


Figure 1. Sea Ice Thickness (SIT) as estimated from the Operation IceBridge QuickLook (OIB-QL) campaign data available for this study, in April 2019.

be found at <https://smos-diss.eo.esa.int> (last access: 19 April 2022). While CS2 lacks the capability to observe thin ice, SMOS retrievals are restricted to ice regimes thinner than ~ 1 m (Ricker et al., 2017).

Unlike ICESat-2, CS2 is considered to measure the ice-only freeboard, as the radar frequency (Ku-band at 13 GHz) is expected to penetrate the snow layer and reach the ice surface. Calculation of the total SIT relies on the hydrostatic equilibrium, with an estimate of the snow loading along with a snow, ice, and water density estimation. The CS2 SIT uses the snow climatology from Warren et al. (1999) for the snow depth and density. The original Warren climatological snow depth is reduced by 50% over first-year sea ice (Kurtz & Farrell, 2011), where discrimination between first-year and multi-year sea ice type is provided by the satellite-derived OSI-SAF product (Aaboe & Down, 2021). The method to retrieve the thin ice SIT from SMOS T_B at 1.4 GHz is based on a thermodynamic sea-ice model and a one-ice-layer radiative transfer model (Tian-Kunze et al., 2014).

An optimal interpolation scheme is developed to merge the CS2 and SMOS SIT estimates. It is applied to weekly CS2 and SMOS SIT estimates, allowing the estimation of the full SIT range. The product is available from mid-October to mid-April, on a 25 km grid. It is a weekly product available on a daily-basis. All the available observations acquired during this 10-day time-period are averaged for comparison with the other products. The values are duplicated to fill the common 12.5 km EASE grid.

2.3. NEMO Simulations

The NEMO model is a state-of-the-art modeling framework for research activities and forecasting services in ocean and climate sciences (Madec & Team, 2008). It uses the Louvain-La-Neuve Sea Ice Model 3.6 (LIM3.6) (Rousset et al., 2015).

In this study, the global high-resolution monitoring and forecasting system PSY4V3R1 (Gasparin et al., 2018) is adopted. It is based on version 3.1 of the NEMO/LIM model, which assimilates satellite SIC from the EUMETSAT/OSI-SAF. The PSY4V3R1 NEMO/LIM model provides a daily SIT estimation at $1/12^\circ$ resolution that is averaged on the common 12.5 km EASE grid 2.0, for each 10-day periods. In the following, the PSY4V3R1 NEMO/LIM SIT outputs will be abbreviated by NEMO SIT.

2.4. Sea Ice Thickness Measurement Campaigns

The Unified SIT Climate Data Record (Lindsay & Schweiger, 2013) aggregates all types of measurements of SIT from airplane and submarines operations, from 1947 to current time. In our time window (2018–2019), only the Operation IceBridge QuickLook (OIB-QL) data are available, and only at the end of the winter season (Kurtz, Farrell, et al., 2013). The measurements are provided by two instruments: first a 520 nm wavelength laser altimeter, the Airborne Topographic Mapper; second a nadir-looking frequency-modulated continuous-wave radar, the CReSIS snow radar. The SIT and its uncertainty are estimated from these two instruments, as explained in Kurtz, Farrell, et al. (2013).

In April 2019, 125,655 initial points have been measured and grouped to form 88 50-km clusters (Kurtz et al., 2012). Over the resulting 88 clusters collected by the OIB-QL campaign during this period, 78 are south of 88.5° and are collocated with the previously described datasets. The mean SIT value and its associated SIT uncertainty is provided for each cluster, and the mean SIT values are located on a map (Figure 1).

The 2018 OIB-Q data have also been extracted. It contains 200 clusters, acquired in April, and located in the same regions as for April 2019, with similar SIT distribution.

3. Method

3.1. Initial Analysis of the Data

Figure 2 shows, for the second 10-day period of November, January, and March, respectively, the SIT from ICESat-2, CS2SMOS, and NEMO as well as the V-polarized brightness temperature T_B^V at 1.4 GHz (SMAP) and

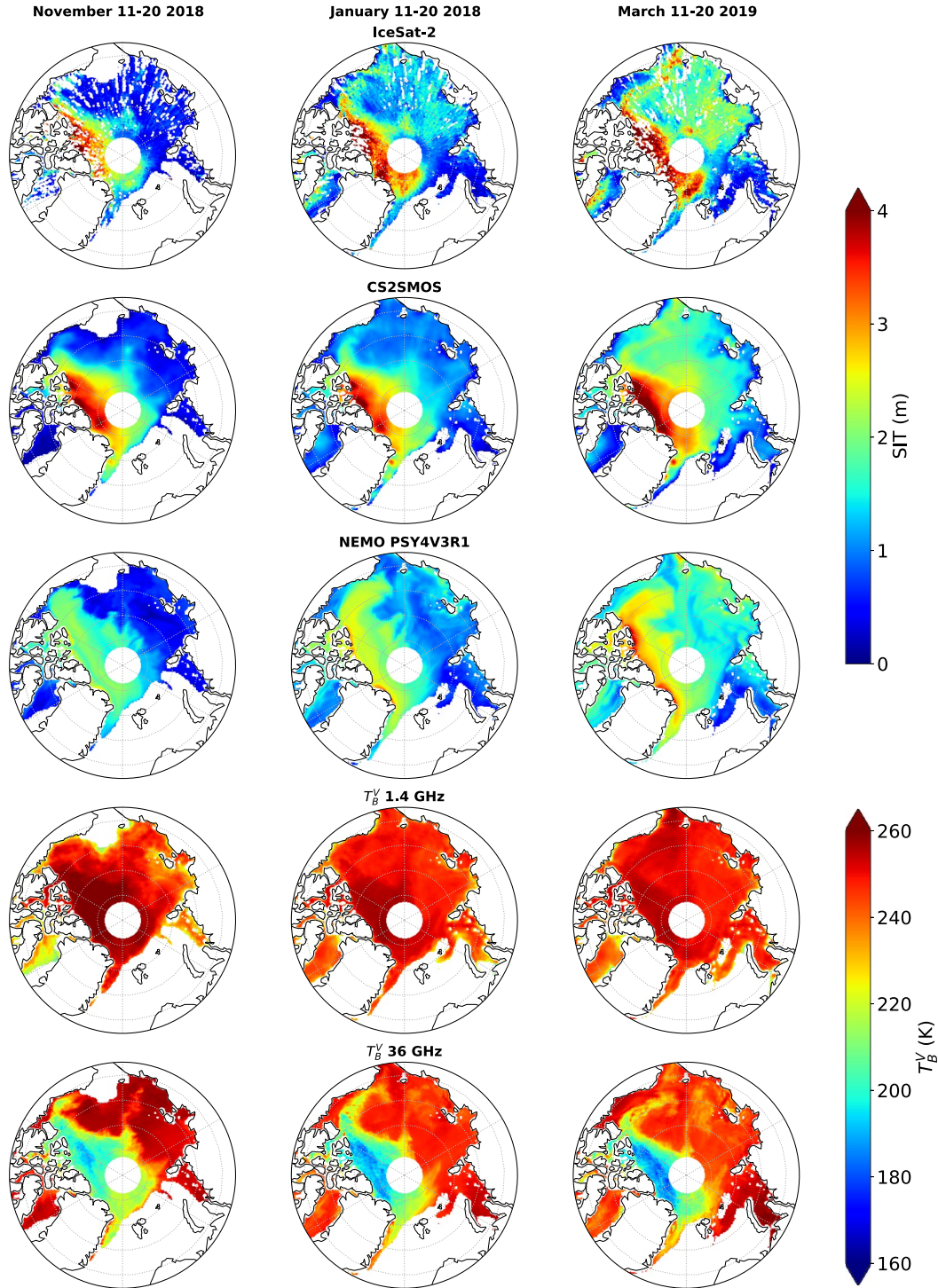


Figure 2. From top to bottom: ICESat-2 SIT, CS2SMOS SIT, NEMO SIT, SMAP T_B^V 1.4 GHz and AMSR2 T_B^V 36 GHz, for three 10-day winter periods (from left to right, the second 10-days periods in November 2018 January 2019, and March 2019), when SIC is above 0.8 (as provided by OSI-SAF estimates).

36 GHz (AMSR2), when the OSI-SAF SIC is above 0.8. SIT products from ICESat-2, CS2SMOS, and NEMO show similar broad spatial patterns, although NEMO exhibits significantly lower SIT north of Greenland and the Queen Elizabeth Islands than the satellite estimates. NEMO underestimates the large SIT compared to the other products, and CS2SMOS tends to show lower SIT than ICESAT-2 for these large SIT values as well. In these regions of high SIT, the sea ice emissivity at 1.4 GHz is high, and that translates in the maps into high T_B^V (>240 K), with a decrease of T_B^V in areas where sea ice is likely thin and transparent enough for the underneath ocean to contribute to the signal with its low emissivity. The T_B^V maps at 36 GHz exhibit spatial patterns negatively correlated with the SIT from the satellites, with a significant decrease of the T_B^V with increasing SIT.

To quantify these spatial relationships, Figure 3 presents the linear correlation between the SIT from ICESat-2, CS2SMOS, and NEMO, as well as the correlation between the ICESat-2 SIT and T_B^V as a function of time during winter, for selected microwave channels. While the 1.4 GHz T_B^V shows limited correlation with the SIT and the 6 GHz T_B^V shows almost no correlation, there is a strong anti-correlation between the ICESat-2 SIT and T_B^V , at 18 and 36 GHz.

High negative correlation between T_B^V at 18 and 36 GHz and the other SIT products (CS2SMOS and NEMO) is also observed (not shown), with particularly high negative correlation between CS2SMOS and T_B^V at 18 and 36 GHz (above 0.9 in absolute value during the full winter). The spatial linear correlations have also been calculated for two SIT ranges, with a threshold at 0.7 m (not shown). For thin ice below 0.7 m, the correlation between T_B^V at 1.4 GHz and the CS2SMOS SIT is higher than with the other SIT products (ICESat-2 and NEMO). This behavior can be related to the use of T_B at 1.4 GHz in the CS2SMOS product, for its expected sensitivity to the thin ice thickness.

The physical interpretation of this anti-correlation between the T_B^V at higher frequencies and the SIT is not straightforward. Whereas some of these anti-correlations could partly be related by the temperature profile in the snow/ice system, these frequencies are not expected to sound within the snow and sea ice. A strong decrease of T_B with increasing frequency is a sign of scattering processes in the radiative transfer (Ulaby & Long, 2014). In these regions of low T_B at 18 and 36 GHz, the microwave signal is likely scattered, within the snow pack (volume scattering due to the formation of depth hoar for instance), at the snow surface and snow/sea ice interface (scattering over rough surfaces), and possibly within the sea ice (volume scattering in the desanitized multi-year sea ice). The microwave scattering signatures have been analyzed recently, using a state-of-the-art radiative transfer model to explore the co-variability of the microwave observations (passive and active) (Soriot et al., 2022). This study underlined the complexity of the scattering responses, and the difficulty to propose consistent and quantified explanations for all signatures, across frequencies. The regions with large scattering at 18 and 36 GHz also correspond to multi-year ice areas, where snow accumulates, where rafting and ridging occur, and where the sea ice has a low salinity. This scattering signal at 18 and 36 GHz has already been exploited to classify the sea ice types (e.g., Comiso, 1990; Lee et al., 2017). The relationship between T_B and SIT is likely indirect, but it is strong and, as a consequence, it can potentially be exploited for SIT estimation. Given the complexity of emission and scattering processes within the sea ice and snow pack, capitalizing on indirect relationships is already commonly done and these frequencies (namely 18 and 36 GHz) have been extensively used to estimate snow depth over sea ice as well as sea ice type, without a robust and clear physical explanation of the link between the observations and the snow and ice parameters of interest (see for instance Rostosky et al., 2018).

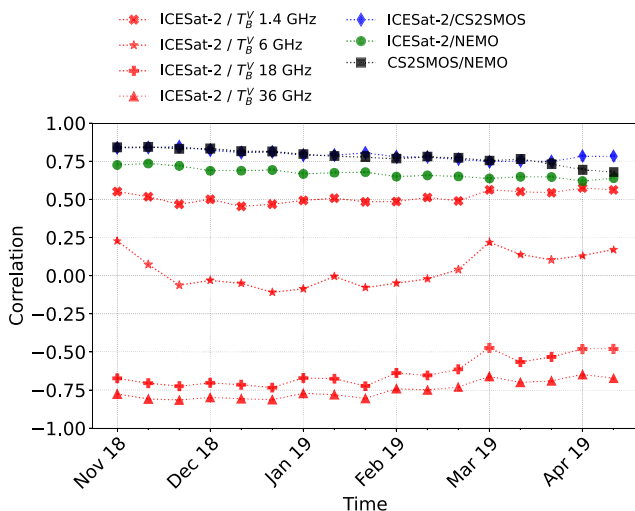


Figure 3. Spatial linear correlation among SIT and between ICESat-2 SIT and selected T_B (1.4, 6, 18, 36 GHz), as a function of time during winter in the Arctic, when SIC is above 0.8 (as provided by OSI-SAF estimates).

3.2. Statistical Inversion

Given the statistical relationships observed between T_B and SIT, a statistical inversion is tested, based on NN techniques. NNs have already been widely used in satellite remote sensing for the retrieval of a large number of geophysical parameters, including sea ice variables (Braakmann-Folgmann & Donlon, 2019; Chi & Kim, 2021; Rösel et al., 2012). Here we adopt a specific NN architecture called Multi Layered Perceptron (MLP) (Rumelhart et al., 1985). The MLP is appropriate to approximate multivariate non-linear mappings (Aires et al., 2002; Cybenko, 1989; Krasnopolsky, 2007), and will be applied here to build the statistical model reproducing the mapping

between brightness temperatures and SIT. The MLP will contain a first layer with as many input neurons as microwave channels used in the retrieval, followed by a hidden layer with hyperbolic tangent sigmoid activation functions, and an output layer with a linear activation function and one node outputting the retrieved SIT. This NN architecture can be represented by a function:

$$y = a_0 + \sum_{j=1}^k a_j \cdot \tanh \left(b_{j0} + \sum_{i=1}^n b_{ji} \cdot x_i \right); \quad (1)$$

where x_i are components of the NN input vector, y is the single NN output, a and b are the matrices of the fitting parameters, that is, the NN weights and biases, n is the number of inputs, k is the number of nodes in the hidden layer, and \tanh is the hyperbolic tangent sigmoid activation function. The parameters a and b are determined during the training phase using a database of T_B and corresponding SIT, together with the training algorithm of Foresee and Hagan (1997). To decide on the k number of nodes, NNs with increasing k are tested till the NN prediction error stabilizes, an indication that no further improvements on the NN prediction can be gained by making the NN more complex. To avoid spatial or temporal overfitting and increase the robustness of the retrieval, only a random third of the database is used for the training, as in Rodríguez-Fernández et al. (2019), and an early-stop validation technique is applied during the training (Prechelt, 2012).

The NN is trained on the ICESat-2 SIT, to prevent the inbreeding with the PMW T_B inputs if using CS2SMOS. The ICESat-2 SIT is expected to be independent of PMW observations (Petty et al., 2020) and is retrieved from a different frequency domain (visible vs. microwave) (Abdalati et al., 2010). Indeed, the CS2SMOS product is constructed with T_B at 1.4 GHz from SMOS (Ricker et al., 2017), and the NEMO model assimilates OSI-SAF SIC which is based on microwave T_B . However, similar exercise could be performed with a NN trained on CS2SMOS or NEMO. In order to minimize the SIC influence, the NN is trained on pixels with SIC > 0.8, as estimated from OSI-SAF.

Several combinations of brightness temperatures have been tested as inputs to the NN and the results are compared with the SIT estimates from CS2SMOS, NEMO, and OIB-QL. Among the tested T_B combinations, two are particularly interesting for further studies: the combination of all CIMR frequencies (1.4, 6, 10, 18, and 36 GHz at both V and H polarizations) to showcase the future capability of CIMR to estimate SIT, and the combination of only 18 and 36 GHz V and H channels, to facilitate the production of long time series of SIT (because of the availability of long-time records of these observations, with SSM/I, its successor SSMIS, and possibly its ancestor, the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR)).

4. Results and Discussion

4.1. Global Arctic Results Over the Winter

First, a NN inversion is trained on a subset of the ICESat-2 SIT product, using all the frequencies from the CIMR-like database, from 1.4 to 36 GHz (named PMW_{CIMR} hereinafter). Over the Arctic winter, the linear correlation between the retrieved SIT and the ICESat-2 product is 0.85, with a root mean square difference (RMSD) of 0.54 m.

Figure 4 shows some statistical analyses comparing the different SIT products, including the PMW_{CIMR} retrieval: the spatial linear correlation between the different SIT products as a function of the time (top panel), the RMSD between the different products and the PMW_{CIMR} retrieval as a function of

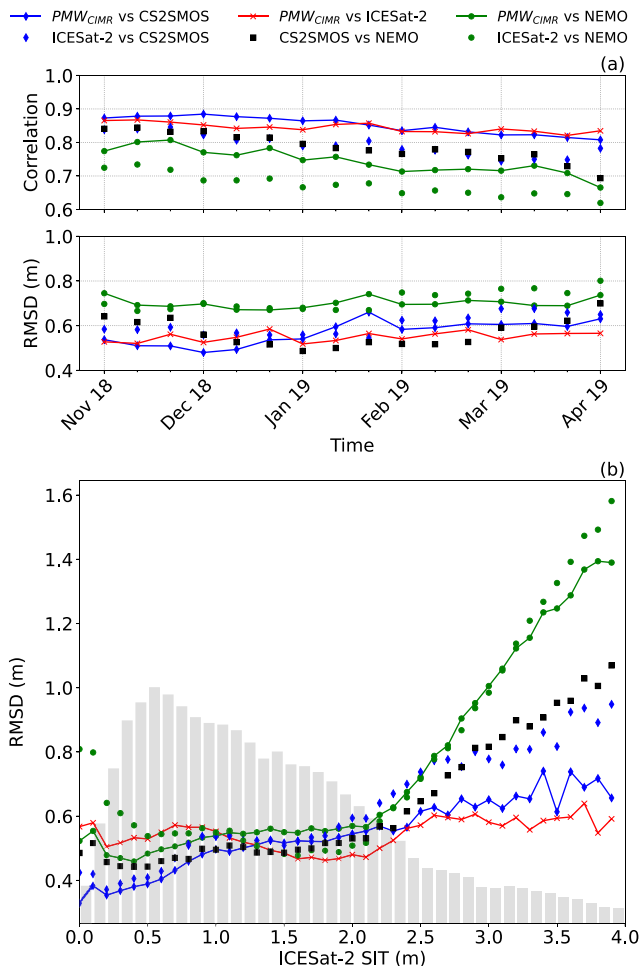


Figure 4. Statistics for inter-product differences, including the PMW_{CIMR} retrieval. Top: Spatial linear correlation (R) between PMW_{CIMR} estimates as a function of time in the winter. Middle: RMSD in m between the variables, also as a function of time in the winter. Bottom: the RMSD between the SIT estimates, as a function of the ICESat-2 SIT (with the ICESat-2 SIT distribution indicated in grey shades).

time (middle panel), or as a function of the ICESat-2 SIT (bottom panel). The normalized distribution of the ICESat-2 SIT is also shown in gray shades on the bottom panel.

The general agreement between the satellite products ICESat-2 and CS2SMOS is better (both in terms of spatial correlation and RMSD) than between the satellite products and the NEMO SIT estimates (Figure 4 top panels), as already expected from Figure 2. The agreements are rather stable during the winter, with a slight degradation (decreased correlation and increased RMSD) at the end of the winter season (Figure 4 two top panels). The PMW_{CIMR} retrieval shows better spatial correlation and smaller RMSD with all SIT products at each time step (Figure 4 two top panels, symbols with solid lines), as compared to the correlation and RMSD between the ICESat-2 original product and the other SIT products (Figure 4 two top panels, symbols without solid lines). Note that the spatial correlation between PMW_{CIMR} and CS2SMOS SIT is even higher than the correlation between PMW_{CIMR} SIT and the original ICESat-2 SIT used to train it, meaning that the PMW_{CIMR} retrieval adds to the agreement between the existing SIT estimates.

The RMSD between products tend to significantly increase between most products, for SIT above ~ 2 m (Figure 4 bottom panel). The SIT population above 2 m is rather limited for all SIT products (the ICESat-2 SIT distribution is indicated in gray shades on Figure 4). For the full SIT range, and especially for the lower and higher SIT, the RMSD between the PMW_{CIMR} retrieval and the other products decreases (symbols with solid lines on Figure 4 bottom panel) as compared to the initial RMSD between ICESat-2 and the other products (symbols without solid lines on the same panel).

Figure 5 shows the maps of the PMW_{CIMR} SIT and the difference between its estimates and the ICESat-2-based SIT estimates for three different 10-day winter periods (11/2018, 01/2019, and 04/2019) not used in the NN training. The maps of the ICESat-2 SIT were already shown (Figure 2). The PMW_{CIMR} SIT maps show the same general patterns as seen in Figure 2, with high SIT north of Greenland and in the Canada Basin, with an increase of the SIT over the winter in the Chukchi Sea. Noticeable differences between PMW_{CIMR} and ICESat-2 SIT are located along the east coast of Greenland, especially in January, where PMW_{CIMR} exhibits higher SIT values than ICESat-2. In this region, note that both CS2SMOS and NEMO have SIT larger than the initial ICESat-2, and closer to the PMW_{CIMR} retrieval (Figure 2). North of the islands of Franz Joseph Land, especially in March, the PMW_{CIMR} predicts higher SIT than ICESAT-2, where also both CS2SMOS and NEMO have higher SIT than

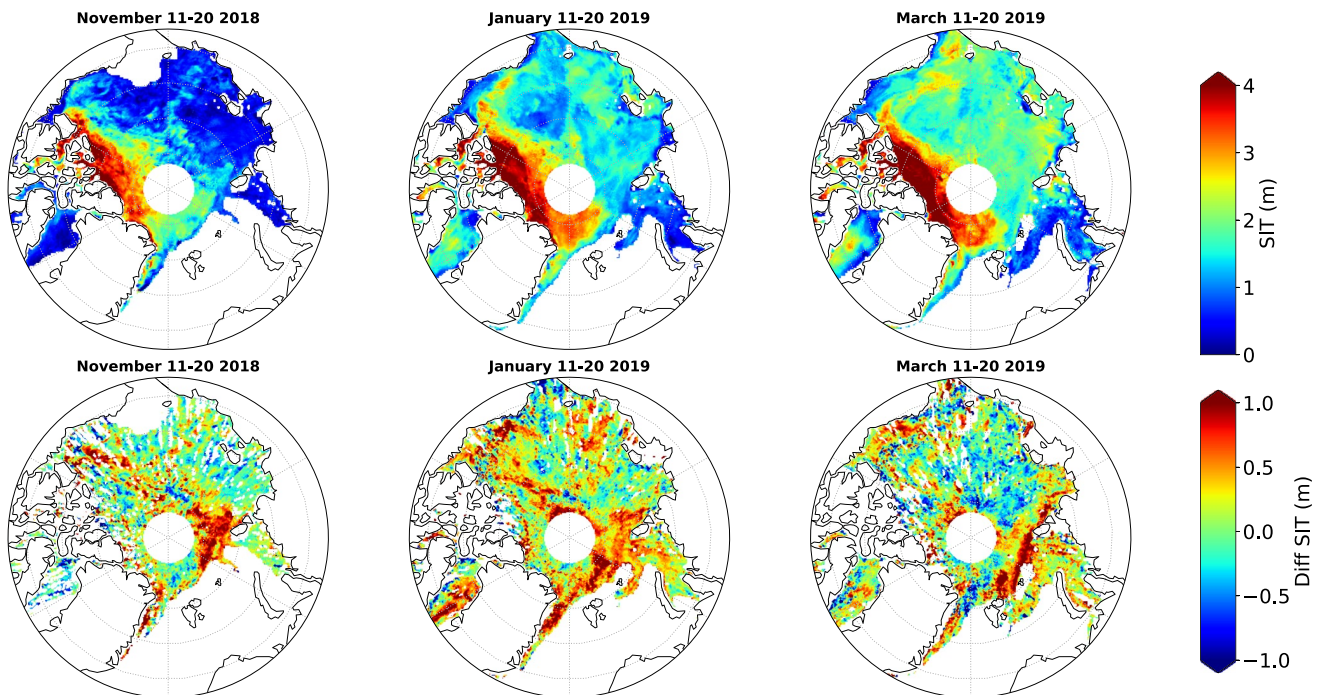


Figure 5. From top to bottom: maps of PMW_{CIMR} SIT, and PMW_{CIMR} SIT minus ICESat-2 SIT, for the PMW_{CIMR} retrieval. For 10-days periods in November 2018 (left), January 2019 (center), and April 2019 (right).

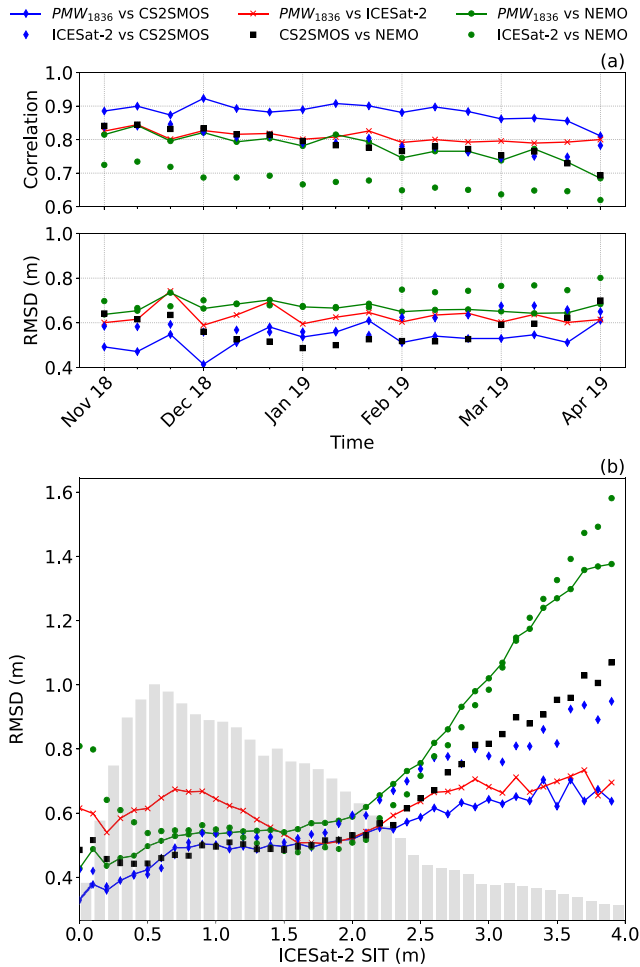


Figure 6. Same as Figure 4, but using the PMW_{1836} retrieval instead of PMW_{CIMR} .

at Ku (13 GHz) and Ka (35 GHz) frequencies. Garnier et al. (2021) already tested this possibility for snow depth and SIT retrievals with encouraging results, using two different altimetric missions, CS2 at 13 GHz and SARAL/AltiKa at 35 GHz (Verron et al., 2015). With SARAL/AltiKa limited to 82°N (thus excluding most of the multi-year ice), we did not consider this product in the current comparison.

Table 1
Spatio-Temporal Correlation Between the Different Satellite-Based SIT Products, Including PMW_{CIMR} and PMW_{1836} for Different Sea Ice Thickness Ranges

	0–1 m	1–2 m	+2 m
ICESat-2/CS2SMOS	0.46	0.33	0.56
ICESat-2/ PMW_{CIMR}	0.44	0.39	0.71
ICESat-2/ PMW_{1836}	0.45	0.33	0.63
CS2SMOS/ PMW_{CIMR}	0.65	0.57	0.77
CS2SMOS/ PMW_{1836}	0.69	0.66	0.80

Note. The SIT from ICESat-2 is used as reference, to sort the SIT ranges.

ICESat-2. On the contrary, PMW_{CIMR} shows thinner SIT than ICESat-2, in the Bering Strait in January.

The SIT retrieval has also been tested using less frequencies in the training of the NN. Suppressing only the 1.4 GHz channels in the NN does not change much the results (not shown): the correlation with ICESat-2 over the full winter decreases from 0.85 to 0.83, and the RMSD increases from 0.54 to 0.57 m. It tends to slightly degrade the retrieval of small SIT (<1 m), as compared to the original ICESAT-2 SIT (RMSD from 0.57 to 0.58 m), and to the CS2SMOS SIT (RMSD from 0.42 to 0.45 m), as expected.

Tests are then performed using only the 18 and 36 GHz channels (both V and H polarizations), named PMW_{1836} hereinafter. With this combination, longer SIT time series could be produced, using previous radiometers such as SSM/I (launched in 1987), its successors SSMIS, or even SMMR (launched in 1978) that all include the 18 and 36 GHz channels. The results are presented in Figure 6. The correlation between PMW_{1836} and ICESat-2 SIT decreases over the full winter (from 0.85 with all channels to 0.80 using only 18 and 36 GHz channels), and the RMSD increases (from 0.54 to 0.62 m), suggesting that the retrieval using only two frequencies would slightly degrade the SIT results compared to the use of all the frequencies available on CIMR, at least when considering ICESat-2 as the reference.

However, surprisingly, compared to CS2SMOS, the correlation and the RMSD do not change much when using all frequencies or 18 and 36 GHz only, with even a slight increase of the correlation (from 0.85 with the CIMR frequencies to 0.88 with only the 18 and 36 GHz channels) and a decrease of the RMSD when suppressing all the lower frequencies (from 0.58 m with the CIMR frequencies to 0.54 m with only the 18 and 36 GHz). An explanation could be related to the use of the PMW_{1836} retrieval, for adjusting the snow depth. Indeed, the CS2 altimeter data processing involves passive microwaves T_B at 18 and 36 GHz to modify the original Warren (Warren et al., 1999) snow depth climatology, following the Kurtz and Farrell (2011) method. To overcome the need for external snow depth information, future altimeters such as CRISTAL (Kern et al., 2020) will be equipped with dual-frequency radar altimeters, with the snow depth estimation being derived from the difference between the signals

To further explore the skills of the PMW retrievals, Table 1 shows the spatio-temporal Pearson correlation between the different SIT products, for three SIT ranges: 0–1 m, 1–2 m, and >2 m. The SIT ranges are based on the ICESat-2 product. The correlations between PMW_{CIMR} or PMW_{1836} and ICESat-2 SIT products are similar to the correlations between the two official ICESat-2 and CS2SMOS products, for all SIT ranges. Note that for each SIT range, the correlation between PMW_{CIMR} or PMW_{1836} and CS2SMOS is significantly higher than the correlation between ICESat-2 and CS2SMOS SIT.

The methodology and its results described here differs from what have been done before (Chi & Kim, 2021) in several ways. First, in preparation for the CIMR mission, we use only the channels that will be available on that mission (1.4, 6, 10, 18, and 36 GHz). Second, we train our NN on a data set

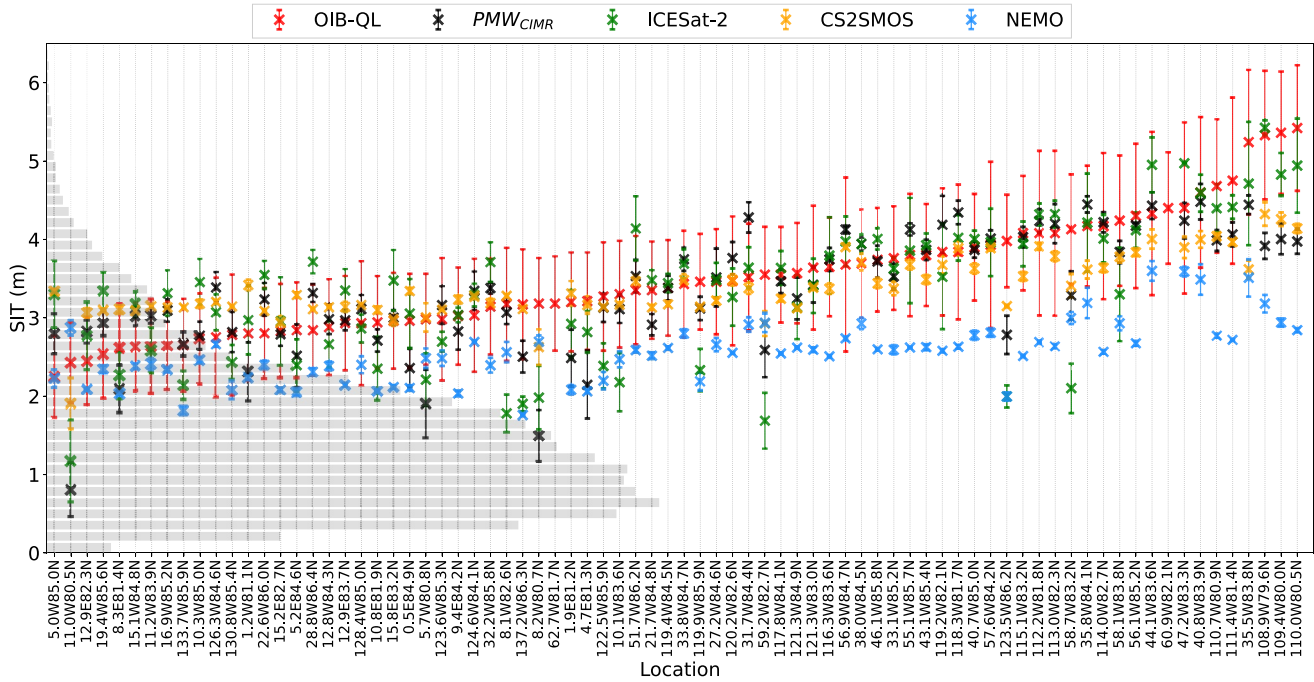


Figure 7. Comparison of SIT measurements from OIB-QL (red), PMW_{CIMR} retrieval (black), ICESat-2 (green), CS2SMOS (orange) and NEMO (blue) products. The error bars represent the mean SIT uncertainty for OIB-QL measurements and one standard deviation for the other SIT estimations. The normalized distribution of the ICESat-2 SIT is shown in gray shades on the left y-axis.

that is completely independent of the microwave observations (ICESat-2). Finally, we use a simple yet robust and efficient NN architecture (MLP) that is already used for other geophysical retrievals (Jimenez et al., 2009; Prigent & Jimenez, 2021), and that is sufficient for this kind of problem. We tested different NN structures, and complexifying the initial NN was clearly not necessary.

4.2. Evaluation With the OIB-QL Campaign Measurements

The PMW_{CIMR} estimates are now evaluated with the OIB-QL campaign measurements in April 2019. Figure 7 shows the results of the comparison between the OIB-QL SIT measurements with the satellite and model retrievals, including the NN retrieval PMW_{CIMR} using all the frequencies from 1.4 to 36 GHz. The clusters were organized by increasing OIB-QL SIT measurement, and their location is provided for each cluster. For each OIB-QL cluster, the mean OIB-QL SIT is shown with its associated uncertainty (red crosses and error bars). For the same clusters, the mean SIT retrieved (crosses) and their associated standard deviation (error bars) are shown for PMW_{CIMR} in black, ICESat-2 in green, CS2SMOS in orange and the NEMO model in blue. The normalized distribution of the ICESat-2 SIT is also shown in gray shades.

Table 2
Bias, Standard Deviation, Root-Mean-Square Difference, Relative Root-Mean-Square Difference, and Pearson Correlation Coefficient Between the OIB-QL SIT and the Other SIT Retrievals for the Polar Winter 2018–2019

	Mean Difference (m)	STD (m)	RMSD (m)	Relative RMSD (%)	<i>R</i>
PMW_{CIMR}	0.16	0.55	0.57	17	0.72
PMW_{1836}	0.28	0.55	0.61	18	0.74
IS2	0.17	0.64	0.66	20	0.69
CS2SMOS	0.11	0.47	0.49	14	0.80
NEMO	0.94	0.54	1.09	28	0.69

The range of SIT measured by the OIB-QL campaign shows that most of the observed sea ice is multi-year, with the OIB-QL values in the high tail of the distribution of the ICESat-2 SIT. The mean SIT measured by the OIB-QL campaign is 3.4 m with a standard deviation of 0.72 m. CS2SMOS and NEMO show small range of SIT, which can be explained by the fact that these products are spatially smooth (see Figure 2), with consequently limited variations over a flight. The NEMO model tends to systematically underestimate the SIT, compared to the measurements campaign, as well as compared to the satellite retrievals.

Table 2 presents statistics between the OIB-QL SIT and the others SIT retrievals (including PMW_{1836}). PMW_{CIMR} shows rather good agreement with

Table 3

Bias, Standard Deviation, Root-Mean-Square Difference, Relative Root-Mean-Square Difference, and Pearson Correlation Coefficient Between the OIB-QL SIT and the Other SIT Retrievals for the Polar Winter 2017–2018

	Mean Difference (m)	STD (m)	RMSD (m)	Relative RMSD (%)	<i>R</i>
PMW _{CIMR}	−0.08	0.49	0.50	27	0.78
PMW ₁₈₃₆	−0.17	0.56	0.59	34	0.69
CS2SMOS	0.04	0.49	0.49	24	0.76

the OIB-QL measurements with linear correlations of 0.72, a bias of 16 cm, and a RMSD of 57 cm. The differences between PMW_{CIMR} and PMW₁₈₃₆ results are rather limited, considering that 10 channels are used in the first algorithm and only 4 in the second. The CS2SMOS SIT product shows the best agreements with OIB-QL measurements with low mean bias of 11 cm, a RMSD of 49 cm, and a high correlation of 0.8. The PMW_{CIMR} SIT performs slightly better than the ICESat-2 product. NEMO tends to underestimate the OIB-QL values, with a mean bias nearly three times higher than the next worst result (PMW₁₈₃₆), and a RMSD almost two times larger than the other products.

The SIT distribution of the OIB-QL mission is heavily weighted toward very high SIT values (mainly above 3 m) representing mostly multi-year ice. That does not correspond to the whole Arctic SIT distribution, where first-year ice with lower SIT are dominating (see the gray shades in Figure 4). The conclusions drawn from the OIB-QL based evaluation cannot be extended to the validity and quality of the estimates for low SIT. Note that in the SIT range measured by the OIB-QL campaign (mainly above 3 m), the PMW retrieval errors with respect to the other satellite products (ICESat-2 or CS2SMOS) were expected to have RMSD ~0.6 m (see Figures 4 and 6). The whole Arctic basin having more thin ice where PMW_{CIMR} is expected to perform well (see Figure 4), scores might even be better than Table 2 indicates.

In order to further evaluate the algorithms for another winter not used in the training, the OIB-QL SIT acquired during the polar winter 2017–2018 have been compared to the PWM retrievals, as well as with the CS2SMOS estimates (note that ICESat-2 was not launched yet). The statistics are presented in Table 3. The results show very similar performances for that winter than for the 2018–2019 winter, showing the robustness of our retrievals to the inter-annual variability. With the Operation IceBridge (OIB) measurements targeting the same region and the same period of the year for all years, the SIT distribution from these measurements is similar over the available years.

5. Conclusion

A simple and yet efficient statistical approach is developed to estimate the SIT from PMW T_B between 1.4 and 36 GHz. It is based on the evidence of high absolute correlations between the observed PMW brightness temperatures (especially at 36 GHz) and existing available satellite-derived SIT products. The 1.4–36 GHz frequency range will be covered by the future CIMR mission to be launched by the end of the 2020s. Using a combination of SMAP and AMSR2 observations, a NN inversion is trained on a subset of ICESat-2 SIT product derived from independent laser-altimeter measurements, and the PMW SIT is estimated over the Arctic for a full winter season.

The resulting PMW SIT using all CIMR frequencies shows a significant correlation with the ICESat-2 SIT data during the whole Arctic winter (0.85 on average, Figure 4) and an identical spatio-temporal correlation with the CS2SMOS SIT product (0.85). The PMW inversion using only the 18 and 36 GHz frequencies also performs satisfactorily, over the full SIT range, but with slightly lower correlation (Figure 6). That will make it possible to calculate long time series of SIT from former PMW imagers such as SSM/I and SSMIS back to the end of the 80s, or even from SMMR, launched in 1978, with all these instruments being equipped with radiometers at 18 and 36 GHz, at both V and H polarizations. Note that there are on-going efforts to inter-calibrate all these microwave imagers for climate purposes, and this SIT estimation could benefit from this very long record of high quality T_B at 18 and 36 GHz (Fennig et al., 2020).

The PMW retrievals were compared to OIB-QL measurement campaigns performed in 2018 and 2019. Both PMW retrievals (with all frequencies and with 18 and 36 GHz only) show encouraging performances, comparable to the results obtained with the current ICESat-2 or CS2SMOS SIT products, at least for the SIT range covered by the OIB-QL measurements (mainly above 3 m).

Several satellite-based SIT exist, each with limitations due to their operating frequency or their algorithm assumptions. The CS2SMOS and ICESat-2 SIT products both require a characterization of the snow cover (snow depth and snow density). The use of dual frequency (Ku/Ka) radar altimeters (as in Kwok et al. (2020) or Garnier et al. (2021)) can help reduce the uncertainties related to the snow depth, and the future CRISTAL mission, to be

launched approximately at the same time as CIMR, will be equipped with this dual frequency capability (Kern et al., 2020). The PMW SIT retrieval proposed here is based on a pragmatic approach. It does not require any ancillary information. It is easy to apply on past, current, or future observations, providing close-to panarctic coverage, sub-monthly, over long time records.

Data Availability Statement

The SMAP brightness temperatures used for mimicking the 1.4 GHz CIMR channel in the study are available at www.remss.com. The AMSR2 brightness temperatures used for mimicking the other CIMR channels in the study are provided by Japan Aerospace Exploration Agency available at <https://gportal.jaxa.jp/>. The ICESat-2 L4 monthly SIT product used in this study is provided by the National Snow and Ice Data Center, available at <https://nsidc.org/data/is2sitmogr4/versions/2> (last access 19 April 2022) (Petty et al., 2022). The production of the merged CryoSat-SMOS SIT data, used in this study, was funded by the ESA project SMOS & CryoSat-2 Sea Ice Data Product Processing and Dissemination Service, and data from 19 April 2022 (Ricker et al., 2017). The NEMO PSY4V3R1 SIT data used in this study is provided by MERCATOR and available at <https://datastore.cls.fr/catalogues/mercator-model-psy4v3-velocity-112/>. The Operation Ice Bridge QuickLook (Kurtz, Richter-Menge et al., 2013) data used in this study is provided by the National Snow and Ice Data Center and available at http://psc.apl.uw.edu/sea_ice_cdr/Sources/IceBridge-QL.html (last access 19 April 2022). The CIMR-like database construct with the mentioned instrument can be found on the Figshare website with the following <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.21494100>.

Acknowledgments

Clément Soriot is funded through a CNES and Estellus doctoral fellowship. The work has been partly supported by the CNES TOSCA contract CIMR_SEAICE (4500069758). This work has been partly supported by the PNTS, project n° PNTS-2020-05. We acknowledge Camille Lique, Ghislain Picard, Gilles Garric, and Martin Vancoppenolle for inspiring discussions. We thank the editor and two reviewers for valuable comments and suggestions.

References

Aaboe, S., & Down, E. J. (2021). Product user manual for the global sea-ice edge and type product (Tech. Rep.).

Abdalati, W., Zwally, H. J., Bindschadler, R., Csatho, B., Farrell, S. L., Fricker, H. A., et al. (2010). The ICESat-2 laser altimetry mission. *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 735–751. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2009.2034765>

Abdalla, S., Abdeh Kolahchi, A., Ablain, M., Adusumilli, S., Aich Bhowmick, S., Alou-Font, E., et al. (2021). Altimetry for the future: Building on 25 years of progress. *Advances in Space Research*, 68(2), 319–363. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.022>

Aires, F., Chédin, A., Scott, N. A., & Rossow, W. B. (2002). A regularized neural net approach for retrieval of atmospheric and surface temperatures with the IASI instrument. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 41(2), 144–159. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2002\)041<0144:arnnaf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<0144:arnnaf>2.0.co;2)

Braakmann-Folgmann, A., & Donlon, C. (2019). Estimating snow depth on Arctic sea ice using satellite microwave radiometry and a neural network. *The Cryosphere*, 13(9), 2421–2438. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2421-2019>

Brodzik, M. J., Billingsley, B., Haran, T., Raup, B., & Savoie, M. H. (2012). EASE-Grid 2.0: Incremental but significant improvements for earth-gridded data sets. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 1(1), 32–45. <https://doi.org/10.3390/ijgi1010032>

Chi, J., & Kim, H.-C. (2021). Retrieval of daily sea ice thickness from AMSR2 passive microwave data using ensemble convolutional neural networks. *GIScience and Remote Sensing*, 58(6), 812–830. <https://doi.org/10.1080/15481603.2021.1943213>

Comiso, J. C. (1986). Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *Journal of Geophysical Research*, 91(C1), 975–994. <https://doi.org/10.1029/JC091iC01p00975>

Comiso, J. C. (1990). Arctic multiyear ice classification and summer ice cover using passive microwave satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 95(C8), 13411–13422. <https://doi.org/10.1029/JC095iC08p13411>

Comiso, J. C. (1995). SSM/I sea ice concentrations using the bootstrap algorithm (Vol. 53).

Comiso, J. C., Cavalieri, D. J., & Markus, T. (2003). Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2), 243–252. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.808317>

Connor, L. N., Laxon, S. W., Ridout, A. L., Krabill, W. B., & McAdoo, D. C. (2009). Comparison of Envisat radar and airborne laser altimeter measurements over Arctic sea ice. *Remote Sensing of Environment*, 113(3), 563–570. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.10.015>

Cybenko, G. (1989). Approximation by superpositions of a sigmoidal function. *Mathematics of Control, Signals and Systems*, 2(4), 303–314. <https://doi.org/10.1007/BF02551274>

Dai, A., Luo, D., Song, M., & Liu, J. (2019). Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂. *Nature Communications*, 10(1), 121. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>

Donlon, C. (2020). CIMR mission requirements document v3 lcimr.eu (Tech. Rep. No. 4). Retrieved from https://cimr.eu/mrd_v3

Entekhabi, D., Njoku, E. G., O'Neill, P. E., Kellogg, K. H., Crow, W. T., Edelstein, W. N., et al. (2010). The soil moisture active passive (SMAP) mission. *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 704–716. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043918>

Entekhabi, D., Yuech, S., & De Lannoy, G. (2014). *SMAP handbook*. JPL Publication.

Fennig, K., Schröder, M., Andersson, A., & Hollmann, R. (2020). A fundamental climate data record of SMMR, SSM/I, and SSMIS brightness temperatures. *Earth System Science Data*, 12(1), 647–681. <https://doi.org/10.5194/essd-12-647-2020>

Font, J., Camps, A., Borges, A., Martín-Neira, M., Boutin, J., Reul, N., et al. (2010). SMOS: The challenging sea surface salinity measurement from space. *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 649–665. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2009.2033096>

Foresee, F. D., & Hagan, M. T. (1997). Gauss-Newton approximation to Bayesian regularization. In *Proceedings of the 1997 international joint conference on neural networks* (pp. 1930–1935).

Garnier, F., Fleury, S., Garric, G., Bouffard, J., Tsamados, M., Laforge, A., et al. (2021). Advances in altimetric snow depth estimates using bi-frequency SARAL and CryoSat-2 Ka–Ku measurements. *The Cryosphere*, 15(12), 5483–5512. <https://doi.org/10.5194/tc-15-5483-2021>

Gasparin, F., Greiner, E., Lellouche, J.-M., Legalloudec, O., Garric, G., Drillet, Y., et al. (2018). A large-scale view of oceanic variability from 2007 to 2015 in the global high resolution monitoring and forecasting system at Mercator Océan. *Journal of Marine Systems*, 187, 260–276. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.06.015>

- Hendricks, S., Ricker, R., & Helm, V. (2016). User guide—AWI CryoSat-2 sea ice thickness data product (v1.2). Retrieved from https://epic.awi.de/id/eprint/41242/1/AWI_cryosat2_user_guide_v1_2_july2016.pdf
- Heygster, G., Huntemann, M., Ivanova, N., Saldo, R., & Pedersen, L. T. (2014). Response of passive microwave sea ice concentration algorithms to thin ice. In *2014 IEEE geoscience and remote sensing symposium* (pp. 3618–3621). IEEE. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2014.6947266>
- Imaoka, K., Maeda, T., Kachi, M., Kasahara, M., Ito, N., & Nakagawa, K. (2012). Status of AMSR2 instrument on GCOM-W1. In *Earth observing missions and sensors: Development, implementation, and characterization II* (Vol. 8528, pp. 201–206). SPIE.
- Jiménez, C., Prigent, C., & Aires, F. (2009). Toward an estimation of global land surface heat fluxes from multisatellite observations. *Journal of Geophysical Research*, *114*(D6). <https://doi.org/10.1029/2008jd011392>
- Kaleschke, L., Tian-Kunze, X., Maaß, N., Beitsch, A., Wernecke, A., Miernecki, M., et al. (2016). SMOS sea ice product: Operational application and validation in the Barents Sea marginal ice zone. *Remote Sensing of Environment*, *180*, 264–273. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.03.009>
- Kashiwase, H., Ohshima, K. I., Nakata, K., & Tamura, T. (2021). Improved SSM/I thin ice algorithm with ice type discrimination in coastal polynyas. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *38*(4), 823–835. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-20-0145.1>
- Kern, M., Cullen, R., Berruti, B., Bouffard, J., Casal, T., Drinkwater, M. R., et al. (2020). The Copernicus polar ice and snow topography altimeter (CRISTAL) high-priority candidate mission. *The Cryosphere*, *14*(7), 2235–2251. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2235-2020>
- Kilic, L., Prigent, C., Aires, F., Boutin, J., Heygster, G., Tonboe, R. T., et al. (2018). Expected performances of the Copernicus imaging microwave radiometer (CIMR) for an all-weather and high spatial resolution estimation of ocean and sea ice parameters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *123*(10), 7564–7580. <https://doi.org/10.1029/2018JC014408>
- Krasnopolsky, V. M. (2007). Neural network emulations for complex multidimensional geophysical mappings: Applications of neural network techniques to atmospheric and oceanic satellite retrievals and numerical modeling. *Reviews of Geophysics*, *45*(3), RG3009. <https://doi.org/10.1029/2006RG000200>
- Kurtz, N. T., & Farrell, S. L. (2011). Large-scale surveys of snow depth on Arctic sea ice from Operation IceBridge. *Geophysical Research Letters*, *38*(20), L20505. <https://doi.org/10.1029/2011JGL049216>
- Kurtz, N. T., Farrell, S. L., Studinger, M., Galin, N., Harbeck, J. P., Lindsay, R., et al. (2013). Sea ice thickness, freeboard, and snow depth products from Operation IceBridge airborne data. *The Cryosphere*, *7*(4), 1035–1056. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1035-2013>
- Kurtz, N. T., Richter-Menge, J., Farrell, S., Studinger, M., Paden, J., Sonntag, J., & Yungel, J. (2013). IceBridge airborne survey data support arctic sea ice predictions. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *94*(4), 41. <https://doi.org/10.1002/2013EO040001>
- Kurtz, N. T., Studinger, M., Harbeck, J., Onana, V.-D.-P., & Farrell, S. (2012). *IceBridge sea ice freeboard, snow depth, and thickness*. NASA Distributed Active Archive Center at the National Snow and Ice Data Center. Retrieved from <http://nsidc.org/data/idsi2.html>
- Kwok, R. (2018). Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: Losses and coupled variability (1958–2018). *Environmental Research Letters*, *13*(10), 105005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aae3ec>
- Kwok, R., Kacimi, S., Webster, M. A., Kurtz, N. T., & Petty, A. A. (2020). Arctic snow depth and sea ice thickness from ICESat-2 and CryoSat-2 freeboards: A first examination. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *125*(3), e2019JC016008. <https://doi.org/10.1029/2019JC016008>
- Laverne, T., Sørensen, A. M., Kern, S., Tonboe, R., Notz, D., Aaboe, S., et al. (2019). Version 2 of the EUMETSAT OSI SAF and ESA CCI sea-ice concentration climate data records. *The Cryosphere*, *13*(1), 49–78. <https://doi.org/10.5194/tc-13-49-2019>
- Laxon, S., Peacock, N., & Smith, D. (2003). High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region. *Nature*, *425*(6961), 947–950. <https://doi.org/10.1038/nature02050>
- Laxon, S. W., Giles, K. A., Ridout, A. L., Wingham, D. J., Willatt, R., Cullen, R., et al. (2013). CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume. *Geophysical Research Letters*, *40*(4), 732–737. <https://doi.org/10.1002/grl.50193>
- Lee, S.-M., Meier, W. N., Sohn, B.-J., Shi, H., & Gasiewski, A. J. (2021). Estimation of Arctic Basin-Scale Sea Ice thickness from satellite passive microwave measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *59*(7), 5841–5850. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.3026949>
- Lee, S.-M., Sohn, B.-J., & Kim, S.-J. (2017). Differentiating between first-year and multiyear sea ice in the Arctic using microwave-retrieved ice emissivities. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *122*(10), 5097–5112. <https://doi.org/10.1002/2016JD026275>
- Lindsay, R., & Schweiger, A. (2013). Unified sea ice thickness climate data record 1947 onward, version 1. <https://doi.org/10.7265/N5D50JXV>
- Madec, G., & Team, N. (2008). *NEMO ocean engine. Note du Pole de modelisation* (p. 396). Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL).
- Maeda, T., Taniguchi, Y., & Imaoka, K. (2016). GCOM-W1 AMSR2 level 1R product: Dataset of brightness temperature modified using the antenna pattern matching technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *54*(2), 770–782. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2465170>
- Markus, T., & Cavalieri, D. J. (2009). The AMSR-E NT2 sea ice concentration algorithm: Its basis and implementation. *Journal of The Remote Sensing Society of Japan*, *29*(1), 216–225. <https://doi.org/10.11440/rssj.29.216>
- Meissner, T., Wentz, F. J., & Le Vine, D. M. (2018). The salinity retrieval algorithms for the NASA aquarius version 5 and SMAP version 3 releases. *Remote Sensing*, *10*(7), 1121. <https://doi.org/10.3390/rs10071121>
- Petty, A. A., Kurtz, N. T., Kwok, R., Markus, T., & Neumann, T. A. (2020). Winter Arctic sea ice thickness from ICESat-2 freeboards. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *125*(5), e2019JC015764. <https://doi.org/10.1029/2019JC015764>
- Petty, A. A., Kurtz, N. T., Kwok, R., Markus, T., Neumann, T. A., & Keeney, N. (2022). *ICESat-2 L4 monthly gridded sea ice thickness, version 2*. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/10.5067/OE8BDP5SKU30Q>
- Petty, A. A., Webster, M., Boisvert, L., & Markus, T. (2018). The NASA Eulerian snow on sea ice model (NESOSIM) v1.0: Initial model development and analysis. *Geoscientific Model Development*, *11*(11), 4577–4602. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-4577-2018>
- Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., & Weyer, N. (2019). The ocean and cryosphere in a changing climate. In *IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*.
- Prechelt, L. (2012). Early stopping—But when? In G. Montavon, G. B. Orr, & K.-R. Müller (Eds.), *Neural networks: Tricks of the trade* (2nd ed., pp. 53–67). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-35289-8_5
- Prigent, C., & Jimenez, C. (2021). An evaluation of the synergy of satellite passive microwave observations between 1.4 and 36 GHz, for vegetation characterization over the Tropics. *Remote Sensing of Environment*, *257*, 112346. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112346>
- Ricker, R., Hendricks, S., Helm, V., Skourup, H., & Davidson, M. (2014). Sensitivity of CryoSat-2 Arctic sea-ice freeboard and thickness on radar-waveform interpretation. *The Cryosphere*, *8*(4), 1607–1622. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1607-2014>
- Ricker, R., Hendricks, S., Kaleschke, L., Tian-Kunze, X., King, J., & Haas, C. (2017). A weekly Arctic sea-ice thickness data record from merged CryoSat-2 and SMOS satellite data. *The Cryosphere*, *11*(4), 1607–1623. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1607-2017>
- Rodríguez-Fernández, N., de Rosnay, P., Albergel, C., Richaume, P., Aires, F., Prigent, C., & Kerr, Y. (2019). SMOS neural network soil moisture data assimilation in a land surface model and atmospheric impact. *Remote Sensing*, *11*(11), 1334. <https://doi.org/10.3390/rs11111334>
- Rösler, A., Kaleschke, L., & Birnbaum, G. (2012). Melt ponds on Arctic sea ice determined from MODIS satellite data using an artificial neural network. *The Cryosphere*, *6*(2), 431–446. <https://doi.org/10.5194/tc-6-431-2012>

- Rostovsky, P., Spreen, G., Farrell, S. L., Frost, T., Heygster, G., & Melsheimer, C. (2018). Snow depth retrieval on Arctic sea ice from passive microwave radiometers—Improvements and extensions to multiyear ice using lower frequencies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *123*(10), 7120–7138. <https://doi.org/10.1029/2018JC014028>
- Rousset, C., Vancoppenolle, M., Madec, G., Fichefet, T., Flavoni, S., Barthélemy, A., et al. (2015). The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6: Global and regional capabilities. *Geoscientific Model Development*, *8*(10), 2991–3005. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2991-2015>
- Rumelhart, D. E., Hinton, G. E., & Williams, R. J. (1985). Learning internal representations by error propagation. Retrieved from <https://apps.dtic.mil/sti/citations/ADA164453>
- Sallila, H., Farrell, S. L., McCurry, J., & Rinne, E. (2019). Assessment of contemporary satellite sea ice thickness products for Arctic sea ice. *The Cryosphere*, *13*(4), 1187–1213. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1187-2019>
- Schutz, B. E., Zwally, H. J., Shuman, C. A., Hancock, D., & DiMarzio, J. P. (2005). Overview of the ICESat mission. *Geophysical Research Letters*, *32*(21), L21S01. <https://doi.org/10.1029/2005GL024009>
- Serreze, M. C., & Barry, R. G. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change*, *77*(1), 85–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>
- Soriot, C., Picard, G., Prigent, C., Frappart, F., & Domine, F. (2022). Year-round sea ice and snow characterization from combined passive and active microwave observations and radiative transfer modeling. *Remote Sensing of Environment*, *278*, 113061. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113061>
- Stroeve, J. C., Serreze, M. C., Holland, M. M., Kay, J. E., Malanik, J., & Barrett, A. P. (2012). The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis. *Climatic Change*, *110*(3–4), 1005–1027. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>
- Tian-Kunze, X., Kaleschke, L., Maaß, N., Mäkynen, M., Serra, N., Drusch, M., & Krumpfen, T. (2014). SMOS-derived thin sea ice thickness: Algorithm baseline, product specifications and initial verification. *The Cryosphere*, *8*(3), 997–1018. <https://doi.org/10.5194/tc-8-997-2014>
- Tilling, R. L., Ridout, A., & Shepherd, A. (2018). Estimating Arctic sea ice thickness and volume using CryoSat-2 radar altimeter data. *Advances in Space Research*, *62*(6), 1203–1225. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.10.051>
- Tonboe, R. T., Lavelle, J., Pfeiffer, R.-H., & Howe, E. (2017). Product user manual for OSI SAF global sea ice concentration (Tech. Rep.). EUMETSAT. Retrieved from http://osisaf.met.no/docs/osisaf_cdop3_ss2_pum_ice-conc_v1p5.pdf
- Ulaby, F., & Long, D. G. (2014). *Microwave radar and radiometric remote sensing*. The University of Michigan Press.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., et al. (2015). The SARAL/AltiKa altimetry satellite mission. *Marine Geodesy*, *38*(1), 2–21. <https://doi.org/10.1080/01490419.2014.1000471>
- Walker, N. P., Partington, K. C., Van Woert, M. L., & Street, T. L. T. (2006). Arctic sea ice type and concentration mapping using passive and active microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *44*(12), 3574–3584. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.881116>
- Wang, X., Key, J., Kwok, R., & Zhang, J. (2016). Comparison of Arctic sea ice thickness from satellites, aircraft, and PIOMAS data. *Remote Sensing*, *8*(9), 713. <https://doi.org/10.3390/rs8090713>
- Warren, S. G., Rigor, I. G., Untersteiner, N., Radionov, V. F., Bryazgin, N. N., Aleksandrov, Y. I., & Colony, R. (1999). Snow depth on Arctic sea ice. *Journal of Climate*, *12*(6), 16–1829. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1814:sdoasi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1814:sdoasi>2.0.co;2)
- Wingham, D., Rapley, C., & Griffiths, H. (1986). New techniques in satellite altimeter tracking systems. *Proceedings of IGARSS*, *86*, 1339–1344.
- Yoshizawa, E., Shimada, K., & Cho, K. H. (2018). Algorithm for flat first-year ice draft using AMSR2 data in the Arctic Ocean. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *35*(11), 2147–2157. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0034.1>

Bibliographie

Aaboe, Signe and Emily Jane Down (2021). *Product User Manual for the Global Sea-Ice Edge and Type Product*. en. Tech. rep., p. 36.

Abdalati, Waleed et al. (May 2010). ‘The ICESat-2 Laser Altimetry Mission’. In: *Proceedings of the IEEE* 98.5. Conference Name: Proceedings of the IEEE, pp. 735–751. ISSN: 1558-2256. DOI: [10.1109/JPROC.2009.2034765](https://doi.org/10.1109/JPROC.2009.2034765).

Abdalla, Saleh et al. (July 2021). ‘Altimetry for the future: Building on 25 years of progress’. en. In: *Advances in Space Research. 25 Years of Progress in Radar Altimetry* 68.2, pp. 319–363. ISSN: 0273-1177. DOI: [10.1016/j.asr.2021.01.022](https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.022).

Aggarwal, Charu C., Alexander Hinneburg and Daniel A. Keim (2001). ‘On the Surprising Behavior of Distance Metrics in High Dimensional Space’. en. In: *Database Theory — ICDT 2001*. Ed. by Gerhard Goos et al. Vol. 1973. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 420–434. ISBN: 978-3-540-41456-8 978-3-540-44503-6.

Aires, Filipe (Jan. 1999). ‘Problèmes inverses et réseaux de neurones : application à l’interféromètre haute résolution IASI et à l’analyse de séries temporelles’. These de doctorat. Paris 9.

— (2011). ‘Measure and exploitation of multisensor and multiwavelength synergy for remote sensing: 1. Theoretical considerations’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116.D2. ISSN: 2156-2202. DOI: <https://doi.org/10.1029/2010JD014701>.

Aires, Filipe et al. (Feb. 2002). ‘A Regularized Neural Net Approach for Retrieval of Atmospheric and Surface Temperatures with the IASI Instrument’. EN. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 41.2. Publisher: American Meteorological Society Section: Journal of Applied Meteorology and Climatology, pp. 144–159. ISSN: 1520-0450, 0894-8763. DOI: [10.1175/1520-0450\(2002\)041<0144:ARNNAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<0144:ARNNAF>2.0.CO;2).

Akitaya, Eizi (1973). ‘Studies on Depth Hoar’. In: *The Institute of Low Temperature Science*.

Allison, Ian and Anthony Worby (1994). ‘Seasonal changes of sea-ice characteristics off East Antarctica’. en. In: *Annals of Glaciology* 20. Publisher: Cambridge University Press, pp. 195–201. ISSN: 0260-3055, 1727-5644. DOI: [10.3189/1994AoS20-1-195-201](https://doi.org/10.3189/1994AoS20-1-195-201).

Alvarez-Aviles, Laura et al. (Nov. 2008). ‘Frost flower chemical composition during growth and its implications for aerosol production and bromine activation’. en. In: *Journal of Geophysical Research* 113.D21, p. D21304. ISSN: 0148-0227. DOI: [10.1029/2008JD010277](https://doi.org/10.1029/2008JD010277).

- Arduini, Gabriele et al. (2022). ‘On the Importance of Representing Snow Over Sea-Ice for Simulating the Arctic Boundary Layer’. en. In: *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 14.7, e2021MS002777. ISSN: 1942-2466. DOI: [10.1029/2021MS002777](https://doi.org/10.1029/2021MS002777).
- Arrigo, Kevin R. et al. (Apr. 1997). ‘Primary Production in Antarctic Sea Ice’. In: *Science* 276.5311, pp. 394–397. DOI: [10.1126/science.276.5311.394](https://doi.org/10.1126/science.276.5311.394).
- Assur, A. (1960). *Composition of Sea Ice and Its Tensile Strength*. en. Google-Books-ID: syAIAQAIAAJ. U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment.
- Bailey, Hannah et al. (May 2021). ‘Arctic sea-ice loss fuels extreme European snowfall’. en. In: *Nature Geoscience* 14.5. Number: 5 Publisher: Nature Publishing Group, pp. 283–288. ISSN: 1752-0908. DOI: [10.1038/s41561-021-00719-y](https://doi.org/10.1038/s41561-021-00719-y).
- Balan-Sarajini, Beena et al. (Jan. 2021). ‘Year-round impact of winter sea ice thickness observations on seasonal forecasts’. English. In: *The Cryosphere* 15.1. Publisher: Copernicus GmbH, pp. 325–344. ISSN: 1994-0416. DOI: [10.5194/tc-15-325-2021](https://doi.org/10.5194/tc-15-325-2021).
- Bamber, J. L. (Mar. 1994). ‘Ice sheet altimeter processing scheme’. en. In: *International Journal of Remote Sensing* 15.4, pp. 925–938. ISSN: 0143-1161, 1366-5901. DOI: [10.1080/01431169408954125](https://doi.org/10.1080/01431169408954125).
- Barber, D. G., S. P. Reddan and E. F. LeDrew (1995). ‘Statistical characterization of the geophysical and electrical properties of snow on Landfast first-year sea ice’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100.C2, pp. 2673–2686. ISSN: 2156-2202. DOI: <https://doi.org/10.1029/94JC02200>.
- Barber, David G., A.K. Fung et al. (Sept. 1998). ‘The role of snow on microwave emission and scattering over first-year sea ice’. en. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36.5, pp. 1750–1763. ISSN: 01962892. DOI: [10.1109/36.718643](https://doi.org/10.1109/36.718643).
- Beaven, S. G. et al. (Mar. 1995). ‘Laboratory measurements of radar backscatter from bare and snow-covered saline ice sheets’. en. In: *International Journal of Remote Sensing* 16.5, pp. 851–876. ISSN: 0143-1161, 1366-5901. DOI: [10.1080/01431169508954448](https://doi.org/10.1080/01431169508954448).
- Becker, François and Zhao-Liang Li (Jan. 1995). ‘Surface temperature and emissivity at various scales: Definition, measurement and related problems’. In: *Remote Sensing Reviews* 12.3-4, pp. 225–253. ISSN: 0275-7257. DOI: [10.1080/02757259509532286](https://doi.org/10.1080/02757259509532286).
- Berg, Wesley et al. (Mar. 2013). ‘Improved Geolocation and Earth Incidence Angle Information for a Fundamental Climate Data Record of the SSM/I Sensors’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 51.3. Conference Name: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, pp. 1504–1513. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2012.2199761](https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2199761).
- Blanchard-Wrigglesworth, E. et al. (2018). ‘Reconstruction of Snow on Arctic Sea Ice’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123.5, pp. 3588–3602. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1002/2017JC013364](https://doi.org/10.1002/2017JC013364).

- Bocquet, Marion et al. (July 2022). ‘Arctic sea ice radar freeboard retrieval from ERS-2 using altimetry: Toward sea ice thickness observation from 1995 to 2021’. English. In: *EGUsphere*. Publisher: Copernicus GmbH, pp. 1–33. DOI: [10.5194/egusphere-2022-214](https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-214).
- Bonnefoy, Léa (Sept. 2020). ‘Emission thermique micro-ondes des lunes glacées de Saturne’. These de doctorat. Université Paris sciences et lettres.
- Borys, Randolph D., Edward E. Hindman and Paul J. DeMott (Oct. 1988). ‘The chemical fractionation of atmospheric aerosol as a result of snow crystal formation and growth’. en. In: *Journal of Atmospheric Chemistry* 7.3, pp. 213–239. ISSN: 1573-0662. DOI: [10.1007/BF00130931](https://doi.org/10.1007/BF00130931).
- Bouffard, Jerome et al. (Sept. 2018). ‘CryoSat instrument performance and ice product quality status’. en. In: *Advances in Space Research*. The CryoSat Satellite Altimetry Mission: Eight Years of Scientific Exploitation 62.6, pp. 1526–1548. ISSN: 0273-1177. DOI: [10.1016/j.asr.2017.11.024](https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.11.024).
- Boy, François et al. (Jan. 2017). ‘CryoSat-2 SAR-Mode Over Oceans: Processing Methods, Global Assessment, and Benefits’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55.1. Conference Name: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, pp. 148–158. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2016.2601958](https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2601958).
- Boyer, Timothy P. et al. (2005). ‘Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955–1998’. en. In: *Geophysical Research Letters* 32.1. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2004GL021791](https://doi.org/10.1029/2004GL021791).
- Braakmann-Folgmann, Anne and Craig Donlon (Sept. 2019). ‘Estimating snow depth on Arctic sea ice using satellite microwave radiometry and a neural network’. English. In: *The Cryosphere* 13.9. Publisher: Copernicus GmbH, pp. 2421–2438. ISSN: 1994-0416. DOI: [10.5194/tc-13-2421-2019](https://doi.org/10.5194/tc-13-2421-2019).
- Brandt, Richard and Stephen Warren (Jan. 1993). ‘Solar-heating rates and temperature profiles in Antarctic snow and ice’. In: *Journal of Glaciology - J GLACIOLOGY* 39, pp. 99–110. DOI: [10.1017/S0022143000015756](https://doi.org/10.1017/S0022143000015756).
- Brodzik, Mary J. et al. (June 2012). ‘EASE-Grid 2.0: Incremental but Significant Improvements for Earth-Gridded Data Sets’. en. In: *ISPRS International Journal of Geo-Information* 1.1, pp. 32–45. DOI: [10.3390/ijgi1010032](https://doi.org/10.3390/ijgi1010032).
- Brucker, Ludovic and Thorsten Markus (2013). ‘Arctic-scale assessment of satellite passive microwave-derived snow depth on sea ice using Operation IceBridge airborne data’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118.6, pp. 2892–2905. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1002/jgrc.20228](https://doi.org/10.1002/jgrc.20228).
- Brun, E et al. (Jan. 1989). ‘An Energy and Mass Model of Snow Cover Suitable for Operational Avalanche Forecasting’. In: *J. Glaciol.* 35, p. 333. DOI: [10.1017/S0022143000009254](https://doi.org/10.1017/S0022143000009254).
- Burgard, Clara et al. (2020). ‘The Arctic Ocean Observation Operator for 6.9 GHz (ARC3O) – Part 1: How to obtain sea ice brightness temperatures at 6.9 GHz from climate model output’. en. In: *The Cryosphere*, p. 18. DOI: doi.org/10.5194/tc-14-2369-2020.

- Campbell, W. J. et al. (Jan. 1978). ‘Microwave remote sensing of sea ice in the AIDJEX Main Experiment’. en. In: *Boundary-Layer Meteorology* 13.1, pp. 309–337. ISSN: 1573-1472. DOI: [10.1007/BF00913880](https://doi.org/10.1007/BF00913880).
- Cavaliere, D. J., P. Gloersen and W. J. Campbell (1984). ‘Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 89.D4, pp. 5355–5369. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/JD089iD04p05355](https://doi.org/10.1029/JD089iD04p05355).
- Cavaliere, Donald J. (1994). ‘A microwave technique for mapping thin sea ice’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99.C6, pp. 12561–12572. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/94JC00707](https://doi.org/10.1029/94JC00707).
- Cazenave, A. and R. S. Nerem (2004). ‘Present-day sea level change: Observations and causes’. en. In: *Reviews of Geophysics* 42.3. ISSN: 1944-9208. DOI: [10.1029/2003RG000139](https://doi.org/10.1029/2003RG000139).
- Cazenave, A. and William Llovel (Jan. 2010). ‘Contemporary Sea Level Rise’. en. In: *Annual Review of Marine Science* 2.1, pp. 145–173. ISSN: 1941-1405, 1941-0611. DOI: [10.1146/annurev-marine-120308-081105](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120308-081105).
- Chang, Wenmo et al. (Sept. 2014). ‘Dense Media Radiative Transfer Applied to SnowScat and SnowSAR’. In: *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 7.9, pp. 3811–3825. ISSN: 2151-1535. DOI: [10.1109/JSTARS.2014.2343519](https://doi.org/10.1109/JSTARS.2014.2343519).
- Chelton, Dudley B. et al. (2001). ‘Chapter 1 Satellite Altimetry’. en. In: *International Geophysics*. Vol. 69. Elsevier, pp. 1–ii. ISBN: 978-0-12-269545-2. DOI: [10.1016/S0074-6142\(01\)80146-7](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80146-7).
- Cheng, Bin, Jouko Launianen and Timo Vihma (2003). ‘Modelling of Superimposed Ice Formation and Sub-Surface Melting in the Baltic Sea’. en. In: *Geophysical Society of Finland*, p. 20.
- Chi, Junhwa and Hyun-Cheol Kim (2021). ‘Retrieval of daily sea ice thickness from AMSR2 passive microwave data using ensemble convolutional neural networks’. In: *GIScience & Remote Sensing* 58.6, pp. 812–830. ISSN: 1548-1603. DOI: [10.1080/15481603.2021.1943213](https://doi.org/10.1080/15481603.2021.1943213).
- Chopra, K L and G B Reddy (July 1986). ‘Optically selective coatings’. en. In: *Pramana* 27.1-2, pp. 193–217. ISSN: 0304-4289, 0973-7111. DOI: [10.1007/BF02846338](https://doi.org/10.1007/BF02846338).
- Cohen, Judah et al. (Sept. 2014). ‘Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather’. en. In: *Nature Geoscience* 7.9. Number: 9 Publisher: Nature Publishing Group, pp. 627–637. ISSN: 1752-0908. DOI: [10.1038/ngeo2234](https://doi.org/10.1038/ngeo2234).
- Comiso, Josefino C. (1983). ‘Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 88.C12, pp. 7686–7704. ISSN: 2156-2202. DOI: <https://doi.org/10.1029/JC088iC12p07686>.
- (1986). ‘Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 91.C1, pp. 975–994. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/JC091iC01p00975](https://doi.org/10.1029/JC091iC01p00975).

- (1995). *SSM/I Sea Ice Concentrations Using the Bootstrap Algorithm*. en. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center.
- Comiso, Josefino C., Donald J. Cavalieri and T. Markus (Feb. 2003). ‘Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41.2, pp. 243–252. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2002.808317](https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.808317).
- Comiso, Josefino C., Donald J. Cavalieri, Claire L. Parkinson et al. (June 1997). ‘Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 60.3, pp. 357–384. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/S0034-4257\(96\)00220-9](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00220-9).
- Comiso, Josefino C. and Ron Kwok (1996). ‘Surface and radiative characteristics of the summer Arctic sea ice cover from multisensor satellite observations’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 101.C12, pp. 28397–28416. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/96JC02816](https://doi.org/10.1029/96JC02816).
- Comiso, Josefino C., Walter N. Meier and Robert Gersten (2017). ‘Variability and trends in the Arctic Sea ice cover: Results from different techniques’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122.8, pp. 6883–6900. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1002/2017JC012768](https://doi.org/10.1002/2017JC012768).
- Cordisco, Emmanuel (Nov. 2005). ‘Etude de la synergie des observations satellites pour la caractérisation du manteau neigeux’. fr. PhD thesis. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Cox, G. F. N. and W. F. Weeks (1974). ‘Salinity Variations in Sea Ice’. en. In: *Journal of Glaciology* 13.67. Publisher: Cambridge University Press, pp. 109–120. ISSN: 0022-1430, 1727-5652. DOI: [10.3189/S0022143000023418](https://doi.org/10.3189/S0022143000023418).
- Cybenko, G. (Dec. 1989). ‘Approximation by superpositions of a sigmoidal function’. en. In: *Mathematics of Control, Signals and Systems* 2.4, pp. 303–314. ISSN: 1435-568X. DOI: [10.1007/BF02551274](https://doi.org/10.1007/BF02551274).
- Dai, Aiguo et al. (Dec. 2019). ‘Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂’. en. In: *Nature Communications* 10.1, p. 121. ISSN: 2041-1723. DOI: [10.1038/s41467-018-07954-9](https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9).
- Davis, C.H. (July 1993). ‘A surface and volume scattering retracking algorithm for ice sheet satellite altimetry’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 31.4. Conference Name: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, pp. 811–818. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/36.239903](https://doi.org/10.1109/36.239903).
- Davis, Curt H. and Richard K. Moore (1993). ‘A combined surface-and volume-scattering model for ice-sheet radar altimetry’. en. In: *Journal of Glaciology* 39.133. Publisher: Cambridge University Press, pp. 675–686. ISSN: 0022-1430, 1727-5652. DOI: [10.3189/S0022143000016579](https://doi.org/10.3189/S0022143000016579).
- Descartes, René (1637). *La Dioptrique*.
- Dominé, Florent, Axel Cabanes and Loic Legagneux (May 2002). ‘Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near Alert during the ALERT 2000 campaign’. en. In: *Atmospheric Environment* 36.15-16, pp. 2753–2765. ISSN: 13522310. DOI: [10.1016/S1352-2310\(02\)00108-5](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(02)00108-5).

- Dominé, Florent, A.-S. Taillandier and W. R. Simpson (June 2007). ‘A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution’. en. In: *Journal of Geophysical Research* 112.F2, F02031. ISSN: 0148-0227. DOI: [10.1029/2006JF000512](https://doi.org/10.1029/2006JF000512).
- Donlon, C. et al. (July 2012). ‘The Sentinel-3 Mission: Overview and status’. In: *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. ISSN: 2153-7003, pp. 1711–1714. DOI: [10.1109/IGARSS.2012.6351194](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2012.6351194).
- Donlon, Craig (2020). *CIMR Mission Requirements Document v3* | *cimr.eu*. Tech. rep. 4.
- Drinkwater, Mark R. (1991). ‘Ku band airborne radar altimeter observations of marginal sea ice during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 96.C3, pp. 4555–4572. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/90JC01954](https://doi.org/10.1029/90JC01954).
- Drinkwater, Mark R. and G. B. Crocker (1988). ‘Modelling Changes in Scattering Properties of the Dielectric and Young Snow-Covered Sea Ice at GHz Requencies’. en. In: *Journal of Glaciology* 34.118. Publisher: Cambridge University Press, pp. 274–282. ISSN: 0022-1430, 1727-5652. DOI: [10.3189/S0022143000007012](https://doi.org/10.3189/S0022143000007012).
- Dupont, Florent et al. (Oct. 2014). ‘Modeling the Microwave Emission of Bubbly Ice: Applications to Blue Ice and Superimposed Ice in the Antarctic and Arctic’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 52.10, pp. 6639–6651. ISSN: 0196-2892, 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2014.2299829](https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2299829).
- Eayrs, Clare et al. (July 2021). ‘Rapid decline in Antarctic sea ice in recent years hints at future change’. en. In: *Nature Geoscience* 14.7. Number: 7 Publisher: Nature Publishing Group, pp. 460–464. ISSN: 1752-0908. DOI: [10.1038/s41561-021-00768-3](https://doi.org/10.1038/s41561-021-00768-3).
- Eicken, H. et al. (2002). ‘Tracer studies of pathways and rates of meltwater transport through Arctic summer sea ice’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 107.C10, SHE 22–1–SHE 22–20. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2000JC000583](https://doi.org/10.1029/2000JC000583).
- England, Mark, Lorenzo Polvani and Lantao Sun (Aug. 2018). ‘Contrasting the Antarctic and Arctic Atmospheric Responses to Projected Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century’. EN. In: *Journal of Climate* 31.16, pp. 6353–6370. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: [10.1175/JCLI-D-17-0666.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0666.1).
- Entekhabi, Dara, Eni G. Njoku et al. (May 2010). ‘The Soil Moisture Active Passive (SMAP) Mission’. en. In: *Proceedings of the IEEE* 98.5, pp. 704–716. ISSN: 0018-9219, 1558-2256. DOI: [10.1109/JPROC.2010.2043918](https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043918).
- Entekhabi, Dara, Simon Yuech and Gabrielle De Lannoy (2014). ‘SMAP Handbook’. In: *JPL Publication*.
- Fetterer, Florence M. et al. (1992). ‘Sea ice altimetry’. en. In: *Geophysical Monograph Series*. Vol. 68. Washington, D. C.: American Geophysical Union, pp. 111–135. ISBN: 978-0-87590-033-9. DOI: [10.1029/GM068p0111](https://doi.org/10.1029/GM068p0111).
- Fichefet, T. and M. A. Morales Maqueda (1997). ‘Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102.C6.

- _eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/97JC00480>, pp. 12609–12646. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/97JC00480](https://doi.org/10.1029/97JC00480).
- Fierz, C. et al. (2009). *The International classification for seasonal snow on the ground*. Tech. rep.
- Figa-Saldaña, J. et al. (Jan. 2002). ‘The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers’. In: *Canadian Journal of Remote Sensing* 28.3, pp. 404–412. ISSN: 0703-8992. DOI: [10.5589/m02-035](https://doi.org/10.5589/m02-035).
- Fletcher, Karen (2012). *Sentinel-3: ESA’s global land and ocean mission for GMES operational services*. ESA Communications.
- Font, Jordi et al. (May 2010). ‘SMOS: The Challenging Sea Surface Salinity Measurement From Space’. en. In: *Proceedings of the IEEE* 98.5, pp. 649–665. ISSN: 0018-9219, 1558-2256. DOI: [10.1109/JPROC.2009.2033096](https://doi.org/10.1109/JPROC.2009.2033096).
- Foresee, F. D. and M. T. Hagan (1997). ‘Gauss-Newton approximation to Bayesian regularization’. In: *Proceedings of the 1997 International Joint Conference on Neural Networks*, pp. 1930–1935.
- Frank, F. C. (Jan. 1982). ‘Snow crystals’. In: *Contemporary Physics* 23.1. Publisher: Taylor & Francis, pp. 3–22. ISSN: 0010-7514. DOI: [10.1080/00107518208231565](https://doi.org/10.1080/00107518208231565).
- Fresnel, Augustin (1818). ‘Mémoire sur la diffraction de la lumière’. In: *Académie des sciences de Paris. Mémoires de l’Académie des sciences*.
- Frison, P.-L. and E. Mougin (Mar. 1996). ‘Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 34.2, pp. 550–560. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/36.485131](https://doi.org/10.1109/36.485131).
- Fung, Adrian K. and Hyo Joon Eom (Oct. 1982). ‘Application of a Combined Rough Surface And Volume Scattering Theory to Sea Ice And Snow Backscatter’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-20.4, pp. 528–536. ISSN: 0196-2892. DOI: [10.1109/TGRS.1982.350421](https://doi.org/10.1109/TGRS.1982.350421).
- Garnier, Florent, Sara Fleury and Florence Birol (2019). ‘Sea Ice Freeboard, Snow Depth and Thickness Altimetric data products’. en. In: DOI: [10.6096/CTOH_SEAICE_2019_12](https://doi.org/10.6096/CTOH_SEAICE_2019_12).
- Garnier, Florent, Sara Fleury, Gilles Garric et al. (Dec. 2021). ‘Advances in altimetric snow depth estimates using bi-frequency SARAL and CryoSat-2 Ka–Ku measurements’. en. In: *The Cryosphere* 15.12, pp. 5483–5512. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-15-5483-2021](https://doi.org/10.5194/tc-15-5483-2021).
- Gascard, Jean-Claude et al. (2008). ‘Exploring Arctic Transpolar Drift During Dramatic Sea Ice Retreat’. en. In: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 89.3, pp. 21–22. ISSN: 2324-9250. DOI: [10.1029/2008EO030001](https://doi.org/10.1029/2008EO030001).
- Gasparin, Florent et al. (Nov. 2018). ‘A large-scale view of oceanic variability from 2007 to 2015 in the global high resolution monitoring and forecasting system at Mercator Océan’. en. In: *Journal of Marine Systems* 187, pp. 260–276. ISSN: 0924-7963. DOI: [10.1016/j.jmarsys.2018.06.015](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.06.015).

- Geldsetzer, Torsten, Alexandre Langlois and John Yackel (Aug. 2009). ‘Dielectric properties of brine-wetted snow on first-year sea ice’. en. In: *Cold Regions Science and Technology* 58.1, pp. 47–56. ISSN: 0165-232X. DOI: [10.1016/j.coldregions.2009.03.009](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2009.03.009).
- Gelsthorpe, R V, E Schied and J J W Wilson (2000). *ASCAT – Metop’s Advanced Scatterometer*. en. Tech. rep., p. 9.
- Giles, Katharine A., Seymour W. Laxon and Andy L. Ridout (2008). ‘Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum’. en. In: *Geophysical Research Letters* 35.22. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2008GL035710](https://doi.org/10.1029/2008GL035710).
- Gimeno, Luis et al. (2019). ‘Atmospheric moisture transport and the decline in Arctic Sea ice’. en. In: *WIREs Climate Change* 10.4, e588. ISSN: 1757-7799. DOI: [10.1002/wcc.588](https://doi.org/10.1002/wcc.588).
- Gloersen, P. and Donald J. Cavalieri (1986). ‘Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 91.C3, pp. 3913–3919. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/JC091iC03p03913](https://doi.org/10.1029/JC091iC03p03913).
- Gloersen, Per (Feb. 1995). ‘Modulation of hemispheric sea-ice cover by ENSO events’. en. In: *Nature* 373.6514. Number: 6514 Publisher: Nature Publishing Group, pp. 503–506. ISSN: 1476-4687. DOI: [10.1038/373503a0](https://doi.org/10.1038/373503a0).
- Gow, Anthony Jack, W. B. Tucker and W. F. Weeks (Sept. 1987). ‘Physical properties of summer sea ice in the Fram Strait, June-July, 1984’. en-us. In: *This Digital Resource was created from scans of the Print Resource*. Accepted: 2016-06-20T13:39:58Z Publisher: Cold Regions Research and Engineering Laboratory (U.S.)
- Granskog, Mats et al. (May 2006). ‘Superimposed ice formation and surface fluxes on sea ice during the spring melt-freeze period in the Baltic Sea’. In: *Journal of Glaciology* 52, pp. 119–127. DOI: [10.3189/172756506781828971](https://doi.org/10.3189/172756506781828971).
- Grenfell, Thomas C. and Donald K. Perovich (2004). ‘Seasonal and spatial evolution of albedo in a snow-ice-land-ocean environment’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109.C1. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2003JC001866](https://doi.org/10.1029/2003JC001866).
- Griewank, P. J. and D. Notz (Feb. 2015). ‘A 1-D modelling study of Arctic sea-ice salinity’. en. In: *The Cryosphere* 9.1, pp. 305–329. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-9-305-2015](https://doi.org/10.5194/tc-9-305-2015).
- Guerreiro, Kévin (2017). ‘Amélioration des estimations d’épaisseur de glace de mer arctique par altimétrie spatiale’. fr. PhD thesis.
- Guerreiro, Kevin, Sara Fleury, Elena Zakharova, Alexei Kouraev et al. (Sept. 2017). ‘Comparison of CryoSat-2 and ENVISAT radar freeboard over Arctic sea ice: toward an improved Envisat freeboard retrieval’. en. In: *The Cryosphere* 11.5, pp. 2059–2073. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-11-2059-2017](https://doi.org/10.5194/tc-11-2059-2017).
- Guerreiro, Kévin, Sara Fleury, Elena Zakharova, Frédérique Rémy et al. (Dec. 2016). ‘Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions’. en. In:

- Remote Sensing of Environment* 186, pp. 339–349. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/j.rse.2016.07.013](https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.07.013).
- Haas, Christian (2001). ‘The seasonal cycle of ERS scatterometer signatures over perennial Antarctic sea ice and associated surface ice properties and processes’. en. In: *Annals of Glaciology* 33, pp. 69–73. ISSN: 0260-3055, 1727-5644. DOI: [10.3189/172756401781818301](https://doi.org/10.3189/172756401781818301).
- Helm, V., A. Humbert and H. Miller (Aug. 2014). ‘Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2’. English. In: *The Cryosphere* 8.4. Publisher: Copernicus GmbH, pp. 1539–1559. ISSN: 1994-0416. DOI: [10.5194/tc-8-1539-2014](https://doi.org/10.5194/tc-8-1539-2014).
- Hendricks, Stefan, Robert Ricker and Veit Helm (2016). *User Guide - AWI CryoSat-2 Sea Ice Thickness Data Product (v1.2)*.
- Heygster, Georg et al. (July 2014). ‘Response of passive microwave sea ice concentration algorithms to thin ice’. In: *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Quebec City, QC: IEEE, pp. 3618–3621. ISBN: 978-1-4799-5775-0. DOI: [10.1109/IGARSS.2014.6947266](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2014.6947266).
- Hutchings, Jennifer K. et al. (2011). ‘Spatial and temporal characterization of sea-ice deformation’. en. In: *Annals of Glaciology* 52.57. Publisher: Cambridge University Press, pp. 360–368. ISSN: 0260-3055, 1727-5644. DOI: [10.3189/172756411795931769](https://doi.org/10.3189/172756411795931769).
- Hwang, Byong Jun et al. (2007). ‘Investigations of newly formed sea ice in the Cape Bathurst polynya: 2. Microwave emission’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112.C5. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2006JC003703](https://doi.org/10.1029/2006JC003703).
- Imaoka, Keiji et al. (2012). ‘Status of AMSR2 instrument on GCOM-W1’. In: *Earth observing missions and sensors: Development, implementation, and characterization II*. Vol. 8528. SPIE, pp. 201–206.
- Itkin, Polona et al. (2017). ‘Thin ice and storms: Sea ice deformation from buoy arrays deployed during N-ICE2015’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122.6, pp. 4661–4674. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1002/2016JC012403](https://doi.org/10.1002/2016JC012403).
- Ivanova, Natalia, Ola M. Johannessen et al. (Nov. 2014). ‘Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 52.11, pp. 7233–7246. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2014.2310136](https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2310136).
- Ivanova, Natalia, Leif Toudal Pedersen et al. (2015). ‘Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: an optimal algorithm and challenges’. In: *The Cryosphere*. DOI: [10.5194/tcd-9-1269-2015](https://doi.org/10.5194/tcd-9-1269-2015).
- JAXA (2013). *Data users’ manual for the advanced microwave scanning radiometer 2 (AMSR2) onboard the global change observation mission 1st—water “SHIZUKU”(GCOM-W1)*. Tech. rep.
- Jeffries, M. O. et al. (1995). ‘Evidence for platelet ice accretion in Arctic sea ice development’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100.C6, pp. 10905–10914. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/95JC00804](https://doi.org/10.1029/95JC00804).

- Jiménez, Carlos et al. (2021). ‘Ocean and Sea Ice Retrievals from an End-to-End Simulation of the Copernicus Imaging Microwave Radiometer (CIMR) 1.4 to 36.5 GHz Measurements’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* n/a.n/a, e2021JC017610. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1029/2021JC017610](https://doi.org/10.1029/2021JC017610).
- Josberger, Edward G. and Nelly M. Mognard (2002). ‘A passive microwave snow depth algorithm with a proxy for snow metamorphism’. en. In: *Hydrological Processes* 16.8, pp. 1557–1568. ISSN: 1099-1085. DOI: <https://doi.org/10.1002/hyp.1020>.
- Kacimi, Sahra and Ron Kwok (2022). ‘Arctic Snow Depth, Ice Thickness, and Volume From ICESat-2 and CryoSat-2: 2018–2021’. en. In: *Geophysical Research Letters* 49.5, e2021GL097448. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2021GL097448](https://doi.org/10.1029/2021GL097448).
- Kaleschke, Lars and Georg Heygster (2004). ‘Towards multi-sensor microwave remote sensing of frost flowers on sea ice’. en. In: *Annals of Glaciology* 39, pp. 219–222. ISSN: 0260-3055, 1727-5644. DOI: [10.3189/172756404781814267](https://doi.org/10.3189/172756404781814267).
- Kaleschke, Lars, N. Maaß et al. (Dec. 2010). ‘A sea-ice thickness retrieval model for 1.4 GHz radiometry and application to airborne measurements over low salinity sea-ice’. en. In: *The Cryosphere* 4.4, pp. 583–592. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-4-583-2010](https://doi.org/10.5194/tc-4-583-2010).
- Kaleschke, Lars, Xiangshan Tian-Kunze, Nina Maaß, Alexander Beitsch et al. (July 2016). ‘SMOS sea ice product: Operational application and validation in the Barents Sea marginal ice zone’. en. In: *Remote Sensing of Environment*. Special Issue: ESA’s Soil Moisture and Ocean Salinity Mission - Achievements and Applications 180, pp. 264–273. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/j.rse.2016.03.009](https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.03.009).
- Kaleschke, Lars, Xiangshan Tian-Kunze, Nina Maaß, Robert Ricker et al. (July 2015). ‘Improved retrieval of sea ice thickness from SMOS and CryoSat-2’. In: *2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. ISSN: 2153-7003, pp. 5232–5235. DOI: [10.1109/IGARSS.2015.7327014](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7327014).
- Kaleschke, Lars, X. Tian-Kunze et al. (2012). ‘Sea ice thickness retrieval from SMOS brightness temperatures during the Arctic freeze-up period’. en. In: *Geophysical Research Letters* 39.5. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2012GL050916](https://doi.org/10.1029/2012GL050916).
- Kawamura, Toshiyuki et al. (2004). ‘Superimposed-ice formation in summer on Ross Sea pack-ice floes’. en. In: *Annals of Glaciology* 39, pp. 563–568. ISSN: 0260-3055, 1727-5644. DOI: [10.3189/172756404781814168](https://doi.org/10.3189/172756404781814168).
- Kern, Michael, Robert Cullen et al. (July 2020). ‘The Copernicus Polar Ice and Snow Topography Altimeter (CRISTAL) high-priority candidate mission’. en. In: *The Cryosphere* 14.7, pp. 2235–2251. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-14-2235-2020](https://doi.org/10.5194/tc-14-2235-2020).
- Kern, S., K. Khvorostovsky et al. (Jan. 2015). ‘The impact of snow depth, snow density and ice density on sea ice thickness retrieval from satellite radar altimetry: results from the ESA-CCI Sea Ice ECV Project Round Robin Exercise’. English. In: *The Cryosphere* 9.1. Publisher: Copernicus GmbH, pp. 37–52. ISSN: 1994-0416. DOI: [10.5194/tc-9-37-2015](https://doi.org/10.5194/tc-9-37-2015).

- Kern, Stefan and Gunnar Spreen (2015). ‘Uncertainties in Antarctic sea-ice thickness retrieval from ICESat’. en. In: *Annals of Glaciology* 56.69. Publisher: Cambridge University Press, pp. 107–119. ISSN: 0260-3055, 1727-5644. DOI: [10.3189/2015AoG69A736](https://doi.org/10.3189/2015AoG69A736).
- Kerr, Y.H. et al. (Aug. 2001). ‘Soil moisture retrieval from space: the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission’. en. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39.8, pp. 1729–1735. ISSN: 01962892. DOI: [10.1109/36.942551](https://doi.org/10.1109/36.942551).
- Kerr, Yann H. (July 2021). ‘The Future of Smos L-Band Radiometry in Support of Science and Operational Services’. In: *2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS*. ISSN: 2153-7003, pp. 1102–1105. DOI: [10.1109/IGARSS47720.2021.9554939](https://doi.org/10.1109/IGARSS47720.2021.9554939).
- Kilic, Lise (Sept. 2019). ‘Estimation des paramètres de surface des océans et de la banquise à partir d’observations micro-ondes basses fréquences’. Issue: 2019SORUS167. Theses. Sorbonne Université.
- Kilic, Lise, Catherine Prigent, Filipe Aires, Jacqueline Boutin et al. (2018). ‘Expected Performances of the Copernicus Imaging Microwave Radiometer (CIMR) for an All-Weather and High Spatial Resolution Estimation of Ocean and Sea Ice Parameters’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123.10, pp. 7564–7580. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1029/2018JC014408](https://doi.org/10.1029/2018JC014408).
- Kilic, Lise, Catherine Prigent, Filipe Aires, Georg Heygster et al. (Jan. 2020). ‘Ice Concentration Retrieval from the Analysis of Microwaves: A New Methodology Designed for the Copernicus Imaging Microwave Radiometer’. en. In: *Remote Sensing* 12.7, p. 1060. DOI: [10.3390/rs12071060](https://doi.org/10.3390/rs12071060).
- Kilic, Lise, Rasmus Tague Tonboe et al. (Apr. 2019). ‘Estimating the snow depth, the snow–ice interface temperature, and the effective temperature of Arctic sea ice using Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 and ice mass balance buoy data’. English. In: *The Cryosphere* 13.4, pp. 1283–1296. ISSN: 1994-0416. DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-13-1283-2019>.
- Kim, Young-Soo, R. Onstott and R. Moore (Dec. 1984). ‘Effect of a snow cover on microwave backscatter from sea ice’. In: *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 9.5, pp. 383–388. ISSN: 1558-1691. DOI: [10.1109/JOE.1984.1145649](https://doi.org/10.1109/JOE.1984.1145649).
- King, Joshua et al. (Dec. 2020). ‘Local-scale variability of snow density on Arctic sea ice’. English. In: *The Cryosphere* 14.12. Publisher: Copernicus GmbH, pp. 4323–4339. ISSN: 1994-0416. DOI: [10.5194/tc-14-4323-2020](https://doi.org/10.5194/tc-14-4323-2020).
- Klein, L. and C. Swift (Jan. 1977). ‘An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies’. In: *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 25.1. Conference Name: IEEE Transactions on Antennas and Propagation, pp. 104–111. ISSN: 1558-2221. DOI: [10.1109/TAP.1977.1141539](https://doi.org/10.1109/TAP.1977.1141539).
- Kohonen, Teuvo (1982). ‘Self-organized formation of topologically correct feature maps’. en. In: *Biological Cybernetics* 43.1, pp. 59–69. ISSN: 0340-1200, 1432-0770. DOI: [10.1007/BF00337288](https://doi.org/10.1007/BF00337288).
- (1990). ‘The self-organizing map’. en. In: *Proceedings of the IEEE*, pp. 1464–1480.

- Kohout, Alison L. et al. (Sept. 2020). ‘Observations of exponential wave attenuation in Antarctic sea ice during the PIPERS campaign’. en. In: *Annals of Glaciology* 61.82. Publisher: Cambridge University Press, pp. 196–209. ISSN: 0260-3055, 1727-5644. DOI: [10.1017/aog.2020.36](https://doi.org/10.1017/aog.2020.36).
- Krasnopolsky, Vladimir M. (2007). ‘Neural network emulations for complex multidimensional geophysical mappings: Applications of neural network techniques to atmospheric and oceanic satellite retrievals and numerical modeling’. In: *Reviews of Geophysics* 45.3. DOI: <https://doi.org/10.1029/2006RG000200>.
- Kunz, L.B. and D.G. Long (Sept. 2006). ‘Melt Detection in Antarctic Ice Shelves Using Scatterometers and Microwave Radiometers’. en. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44.9, pp. 2461–2469. ISSN: 0196-2892. DOI: [10.1109/TGRS.2006.874138](https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.874138).
- Kurtz, Nathan T. and Sinead L. Farrell (2011). ‘Large-scale surveys of snow depth on Arctic sea ice from Operation IceBridge’. en. In: *Geophysical Research Letters* 38.20. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2011GL049216](https://doi.org/10.1029/2011GL049216).
- Kurtz, Nathan T., Sinead L. Farrell et al. (July 2013). ‘Sea ice thickness, freeboard, and snow depth products from Operation IceBridge airborne data’. en. In: *The Cryosphere* 7.4, pp. 1035–1056. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-7-1035-2013](https://doi.org/10.5194/tc-7-1035-2013).
- Kurtz, Nathan T., N. Galin and M. Studinger (Jan. 2014). ‘An improved CryoSat-2 sea ice freeboard and thickness retrieval algorithm through the use of waveform fitting’. en. In: *The Cryosphere Discussions* 8.1, pp. 721–768. ISSN: 1994-0440. DOI: [10.5194/tcd-8-721-2014](https://doi.org/10.5194/tcd-8-721-2014).
- Kurtz, Nathan T., Thorsten Markus et al. (2009). ‘Estimation of sea ice thickness distributions through the combination of snow depth and satellite laser altimetry data’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114.C10. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2009JC005292](https://doi.org/10.1029/2009JC005292).
- Kurtz, Nathan T., Jackie Richter-Menge et al. (2013). ‘IceBridge Airborne Survey Data Support Arctic Sea Ice Predictions’. en. In: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 94.4, pp. 41–41. ISSN: 2324-9250. DOI: [10.1002/2013EO040001](https://doi.org/10.1002/2013EO040001).
- Kurtz, Nathan T., Michael Studinger et al. (2012). *IceBridge Sea Ice Freeboard, Snow Depth, and Thickness*.
- Kwok, R. (2010). ‘Satellite remote sensing of sea-ice thickness and kinematics: a review’. en. In: *Journal of Glaciology* 56.200. Publisher: Cambridge University Press, pp. 1129–1140. ISSN: 0022-1430, 1727-5652. DOI: [10.3189/002214311796406167](https://doi.org/10.3189/002214311796406167).
- Kwok, R. and G. F. Cunningham (July 2015). ‘Variability of Arctic sea ice thickness and volume from CryoSat-2’. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 373.2045. Publisher: Royal Society, p. 20140157. DOI: [10.1098/rsta.2014.0157](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0157).
- (2016). ‘Contributions of growth and deformation to monthly variability in sea ice thickness north of the coasts of Greenland and the Canadian Arctic Archipelago’. en. In: *Geophysical Research Letters* 43.15, pp. 8097–8105. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1002/2016GL069333](https://doi.org/10.1002/2016GL069333).

- Kwok, R., G. Spreen and S. Pang (2013). ‘Arctic sea ice circulation and drift speed: Decadal trends and ocean currents’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118.5, pp. 2408–2425. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1002/jgrc.20191](https://doi.org/10.1002/jgrc.20191).
- Kwok, Ron (Oct. 2018). ‘Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958–2018)’. en. In: *Environmental Research Letters* 13.10, p. 105005. ISSN: 1748-9326. DOI: [10.1088/1748-9326/aae3ec](https://doi.org/10.1088/1748-9326/aae3ec).
- Kwok, Ron, Glenn F Cunningham et al. (2009). ‘Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114.C7. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2009JC005312](https://doi.org/10.1029/2009JC005312).
- Kwok, Ron, Sahra Kacimi et al. (2020). ‘Arctic Snow Depth and Sea Ice Thickness From ICESat-2 and CryoSat-2 Freeboards: A First Examination’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125.3, e2019JC016008. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1029/2019JC016008](https://doi.org/10.1029/2019JC016008).
- Kwok, Ron, Nathan T. Kurtz et al. (Nov. 2017). ‘Intercomparison of snow depth retrievals over Arctic sea ice from radar data acquired by Operation IceBridge’. en. In: *The Cryosphere* 11.6, pp. 2571–2593. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-11-2571-2017](https://doi.org/10.5194/tc-11-2571-2017).
- Kwok, Ron, H. Jay Zwally and Donghui Yi (2004). ‘ICESat observations of Arctic sea ice: A first look’. en. In: *Geophysical Research Letters* 31.16. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2004GL020309](https://doi.org/10.1029/2004GL020309).
- Lacroix, P et al. (Apr. 2008). ‘On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 112.4, pp. 1712–1729. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/j.rse.2007.08.022](https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.08.022).
- Langlois, Alex and David G. Barber (Dec. 2007). ‘Passive microwave remote sensing of seasonal snow-covered sea ice’. In: *Progress in Physical Geography* 31, pp. 539–573. DOI: [10.1177/0309133307087082](https://doi.org/10.1177/0309133307087082).
- Langlois, Alexandre, Alain Royer et al. (2020). ‘Presenting Snow Grain Size and Shape Distributions in Northern Canada Using a New Photographic Device Allowing 2D and 3D Representation of Snow Grains’. In: *Frontiers in Earth Science* 7, p. 347. ISSN: 2296-6463. DOI: [10.3389/feart.2019.00347](https://doi.org/10.3389/feart.2019.00347).
- Larue, Fanny et al. (Sept. 2021). ‘Radar altimeter waveform simulations in Antarctica with the Snow Microwave Radiative Transfer Model (SMRT)’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 263, p. 112534. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/j.rse.2021.112534](https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112534).
- Lavergne, Thomas et al. (2019). ‘Version 2 of the EUMETSAT OSI SAF and ESA CCI sea-ice concentration climate data records’. English. In: *Cryosphere* 13.1, pp. 49–78. ISSN: 1994-0416. DOI: [10.5194/tc-13-49-2019](https://doi.org/10.5194/tc-13-49-2019).
- Laxon, S. (Mar. 1994). ‘Sea ice altimeter processing scheme at the EODC’. en. In: *International Journal of Remote Sensing* 15.4, pp. 915–924. ISSN: 0143-1161, 1366-5901. DOI: [10.1080/01431169408954124](https://doi.org/10.1080/01431169408954124).

- Laxon, S.W. and C.G. Rapley (Jan. 1987). ‘Radar altimeter data quality flagging’. en. In: *Advances in Space Research* 7.11, pp. 315–318. ISSN: 02731177. DOI: [10.1016/0273-1177\(87\)90332-2](https://doi.org/10.1016/0273-1177(87)90332-2).
- Laxon, Seymour, Neil Peacock and Doug Smith (Oct. 2003). ‘High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region’. en. In: *Nature* 425.6961. Number: 6961 Publisher: Nature Publishing Group, pp. 947–950. ISSN: 1476-4687. DOI: [10.1038/nature02050](https://doi.org/10.1038/nature02050).
- Laxon, Seymour W., Katharine A. Giles et al. (2013). ‘CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume’. en. In: *Geophysical Research Letters* 40.4, pp. 732–737. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1002/grl.50193](https://doi.org/10.1002/grl.50193).
- Le Roy, Y. et al. (July 2007). ‘SRAL SAR Radar Altimeter for Sentinel-3 mission’. In: *2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. ISSN: 2153-7003, pp. 219–222. DOI: [10.1109/IGARSS.2007.4422769](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2007.4422769).
- Le Vine, D. et al. (July 2006). ‘Aquarius Mission Technical Overview’. In: *2006 IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing*. ISSN: 2153-7003, pp. 1678–1680. DOI: [10.1109/IGARSS.2006.434](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2006.434).
- Lee, Sang-Moo, Walter N. Meier et al. (July 2021). ‘Estimation of Arctic Basin-Scale Sea Ice Thickness From Satellite Passive Microwave Measurements’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 59.7, pp. 5841–5850. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2020.3026949](https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.3026949).
- Lee, Sang-Moo, Byung-Ju Sohn and Seong-Joong Kim (2017). ‘Differentiating between first-year and multiyear sea ice in the Arctic using microwave-retrieved ice emissivities’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122.10, pp. 5097–5112. ISSN: 2169-8996. DOI: <https://doi.org/10.1002/2016JD026275>.
- Lee, Sang-Moo, Byung-Ju Sohn and Hoyeon Shi (2018). ‘Impact of Ice Surface and Volume Scatterings on the Microwave Sea Ice Apparent Emissivity’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 123.17, pp. 9220–9237. ISSN: 2169-8996. DOI: <https://doi.org/10.1029/2018JD028688>.
- Levitus, Sydney, Russell Burgett and Timothy P Boyer (1994). ‘World Ocean Atlas 1994. Vol. 3, Salinity’. In:
- Li, Lele, Haihua Chen and Lei Guan (Jan. 2021). ‘Retrieval of Snow Depth on Arctic Sea Ice from the FY3B/MWRI’. en. In: *Remote Sensing* 13.8, p. 1457. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs13081457](https://doi.org/10.3390/rs13081457).
- Libbrecht, Kenneth G. (Mar. 2005). ‘The physics of snow crystals’. en. In: *Reports on Progress in Physics* 68.4. Publisher: IOP Publishing, pp. 855–895. ISSN: 0034-4885. DOI: [10.1088/0034-4885/68/4/R03](https://doi.org/10.1088/0034-4885/68/4/R03).
- Liebe, Hans, George Hufford and Takeshi Manabe (Jan. 1991). ‘A model for the complex permittivity of water at frequencies below 1 THz’. In: *International Journal of Infrared and Millimeter Waves* 12, pp. 659–675. DOI: [10.1007/BF01008897](https://doi.org/10.1007/BF01008897).

- Lindell, David B. and David G. Long (Apr. 2016). ‘Multiyear Arctic Ice Classification Using ASCAT and SSMIS’. en. In: *Remote Sensing* 8.4, p. 294. DOI: [10.3390/rs8040294](https://doi.org/10.3390/rs8040294).
- Lindsay, R and Axel Schweiger (2013). *Unified Sea Ice Thickness Climate Data Record 1947 Onward, Version 1*. DOI: [10.7265/N5D50JXV](https://doi.org/10.7265/N5D50JXV).
- Liston, Glen E. et al. (2020). ‘A Lagrangian Snow-Evolution System for Sea-Ice Applications (SnowModel-LG): Part I—Model Description’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125.10. _eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019JC015913>, e2019JC015913. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1029/2019JC015913](https://doi.org/10.1029/2019JC015913).
- Liu, Jiping, Judith A. Curry and Yongyun Hu (May 2004). ‘Recent Arctic Sea Ice Variability: Connections to the Arctic Oscillation and the ENSO’. en. In: *Geophysical Research Letters* 31.9. Publisher: John Wiley & Sons, Ltd. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2004GL019858](https://doi.org/10.1029/2004GL019858).
- Liu, Yonggang and Robert H. Weisberg (2005). ‘Patterns of ocean current variability on the West Florida Shelf using the self-organizing map’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 110.C6. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2004JC002786](https://doi.org/10.1029/2004JC002786).
- (Jan. 2011). ‘A Review of Self-Organizing Map Applications in Meteorology and Oceanography’. en. In: *Self Organizing Maps: Applications and Novel Algorithm Design*. Ed. by Josphat Igadwa Mwasiagi. BoD – Books on Demand. ISBN: 978-953-307-546-4.
- Liu, Yonggang, Robert H. Weisberg and Christopher N. K. Mooers (2006). ‘Performance evaluation of the self-organizing map for feature extraction’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111.C5. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2005JC003117](https://doi.org/10.1029/2005JC003117).
- Livingstone, Charles E. et al. (Mar. 1987). ‘Microwave Sea-Ice Signatures near the Onset of Melt’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-25.2. Conference Name: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, pp. 174–187. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.1987.289816](https://doi.org/10.1109/TGRS.1987.289816).
- Löwe, Henning and Ghislain Picard (Nov. 2015). ‘Microwave scattering coefficient of snow in MEMLS and DMRT-ML revisited: the relevance of sticky hard spheres and tomography-based estimates of stickiness’. en. In: *The Cryosphere* 9.6, pp. 2101–2117. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-9-2101-2015](https://doi.org/10.5194/tc-9-2101-2015).
- Maaß, N. et al. (Dec. 2013). ‘Snow thickness retrieval over thick Arctic sea ice using SMOS satellite data’. English. In: *The Cryosphere* 7.6. Publisher: Copernicus GmbH, pp. 1971–1989. ISSN: 1994-0416. DOI: [10.5194/tc-7-1971-2013](https://doi.org/10.5194/tc-7-1971-2013).
- Madec, Gurvan and NEMO Team (2008). ‘NEMO ocean engine. Note du Pole de modelisation’. en. In: *Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)*, p. 396. ISSN: 1288-1619.
- Maeda, Takashi, Yuji Taniguchi and Keiji Imaoka (Feb. 2016). ‘GCOM-W1 AMSR2 Level 1R Product: Dataset of Brightness Temperature Modified Using the Antenna Pattern Matching Technique’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 54.2, pp. 770–782. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2015.2465170](https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2465170).

- Markus, T., D.J. Cavalieri et al. (Nov. 2006). ‘Microwave Signatures of Snow on Sea Ice: Observations’. en. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44.11, pp. 3081–3090. ISSN: 0196-2892. DOI: [10.1109/TGRS.2006.883134](https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.883134).
- Markus, Thorsten and Donald J. Cavalieri (1998). ‘Snow Depth Distribution Over Sea Ice in the Southern Ocean from Satellite Passive Microwave Data’. In: *Antarctic sea ice: physical processes, interactions and variability*, pp. 19–39. DOI: [10.1029/AR074p0019](https://doi.org/10.1029/AR074p0019).
- (2009). ‘The AMSR-E NT2 sea ice concentration algorithm: Its basis and implementation.’ In: *Journal of The Remote Sensing Society of Japan* 29.1, pp. 216–225. DOI: [10.11440/rssj.29.216](https://doi.org/10.11440/rssj.29.216).
- Markus, Thorsten, Robert Massom et al. (2011). ‘Freeboard, snow depth and sea-ice roughness in East Antarctica from in situ and multiple satellite data’. en. In: *Annals of Glaciology* 52.57, pp. 242–248. ISSN: 0260-3055, 1727-5644. DOI: [10.3189/172756411795931570](https://doi.org/10.3189/172756411795931570).
- Markus, Thorsten, Tom Neumann et al. (Mar. 2017). ‘The Ice, Cloud, and land Elevation Satellite-2 (ICESat-2): Science requirements, concept, and implementation’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 190, pp. 260–273. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/j.rse.2016.12.029](https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.12.029).
- Martin, Thomas V. et al. (1983). ‘Analysis and retracking of continental ice sheet radar altimeter waveforms’. en. In: *Journal of Geophysical Research* 88.C3, p. 1608. ISSN: 0148-0227. DOI: [10.1029/JC088iC03p01608](https://doi.org/10.1029/JC088iC03p01608).
- Maslanik, J. A. et al. (2007). ‘A younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss’. en. In: *Geophysical Research Letters* 34.24. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2007GL032043](https://doi.org/10.1029/2007GL032043).
- Massom, Robert A. et al. (2001). ‘Snow on Antarctic sea ice’. en. In: *Reviews of Geophysics* 39.3, pp. 413–445. ISSN: 1944-9208. DOI: <https://doi.org/10.1029/2000RG000085>.
- Massonnet, F. et al. (2015). ‘The 2014 High Record of Antarctica Sea Ice Extent’. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 96.12. Publisher: American Meteorological Society, S163–S167. ISSN: 0003-0007.
- Matzler, C. and U. Wegmuller (Dec. 1987). ‘Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies’. en. In: *Journal of Physics D: Applied Physics* 20.12. Publisher: IOP Publishing, pp. 1623–1630. ISSN: 0022-3727. DOI: [10.1088/0022-3727/20/12/013](https://doi.org/10.1088/0022-3727/20/12/013).
- Mätzler, C. (Mar. 1994). ‘Passive microwave signatures of landscapes in winter’. en. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 54.1, pp. 241–260. ISSN: 1436-5065. DOI: [10.1007/BF01030063](https://doi.org/10.1007/BF01030063).
- Mätzler, Christian (June 1998). ‘Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium’. In: *Journal of Applied Physics* 83.11, pp. 6111–6117. ISSN: 0021-8979. DOI: [10.1063/1.367496](https://doi.org/10.1063/1.367496).
- (2006). *Thermal microwave radiation: applications for remote sensing*. Vol. 52. Iet.

- Mätzler, Christian and Rudolf Hüppi (Jan. 1989). ‘Review of signature studies for microwave remote sensing of snowpacks’. en. In: *Advances in Space Research* 9.1, pp. 253–265. ISSN: 0273-1177. DOI: [10.1016/0273-1177\(89\)90493-6](https://doi.org/10.1016/0273-1177(89)90493-6).
- Mätzler, Christian and Andreas Wiesmann (Dec. 1999). ‘Extension of the Microwave Emission Model of Layered Snowpacks to Coarse-Grained Snow’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 70.3, pp. 317–325. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/S0034-4257\(99\)00047-4](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(99)00047-4).
- Mavrocordatos, C. et al. (July 2007). ‘The Sentinel-3 mission and its topography element’. In: *2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. ISSN: 2153-7003, pp. 3529–3532. DOI: [10.1109/IGARSS.2007.4423607](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2007.4423607).
- McCrystall, Michelle R. and James A. Screen (2021). ‘Arctic Winter Temperature Variations Correlated With ENSO Are Dependent on Coincidental Sea Ice Changes’. en. In: *Geophysical Research Letters* 48.8, e2020GL091519. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2020GL091519](https://doi.org/10.1029/2020GL091519).
- Meier, Walter N. and Josefino C. Comiso (2018). ‘AMSR-E/AMSR2 Unified L3 Daily 12.5 km Brightness Temperatures, Sea Ice Concentration, Motion & Snow Depth Polar Grids, Version 1’. In: *NASA National Snow and Ice Data Center Distributed archive Center*. DOI: [10.5067/RA1MIJOYPK3P](https://doi.org/10.5067/RA1MIJOYPK3P).
- Mercator, Gerard and Jodocus Hondius (1609). *Atlas, ou Méditations cosmographiques de la fabrique du monde et figure d’iceluy*. fr. Google-Books-ID: yxpJQwAACAAJ. sumptibus et typis aeneis J. Hondii.
- Meredith, Michael et al. (Sept. 2019). ‘Chapter 3: Polar Regions. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate’. In:
- Michel, Aurelie (2016). ‘Valorisation des données altimétriques de SARAL/AltiKa pour l’étude de la calotte Antarctique’. fr. Thèse. Université Toulouse III (Paul Sabatier).
- Mie, GJAP (1908). ‘Articles on the optical characteristics of turbid tubes, especially colloidal metal solutions’. In: *Ann. Phys* 25.3. Publisher: Berlin, pp. 377–445.
- Mu, Longjiang et al. (2018). ‘Improving sea ice thickness estimates by assimilating CryoSat-2 and SMOS sea ice thickness data simultaneously’. en. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 144.711, pp. 529–538. ISSN: 1477-870X. DOI: [10.1002/qj.3225](https://doi.org/10.1002/qj.3225).
- Müller, Felix L. et al. (June 2017). ‘Monitoring the Arctic Seas: How Satellite Altimetry Can Be Used to Detect Open Water in Sea-Ice Regions’. en. In: *Remote Sensing* 9.6. Number: 6 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 551. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs9060551](https://doi.org/10.3390/rs9060551).
- Munchak, S. Joseph et al. (Sept. 2020). ‘An Active–Passive Microwave Land Surface Database From GPM’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 58.9, pp. 6224–6242. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2020.2975477](https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.2975477).
- Nandan, Vishnu, Torsten Geldsetzer, Tanvir Islam et al. (Dec. 2016). ‘Ku-, X- and C-band measured and modeled microwave backscatter from a highly saline snow cover on first-year sea ice’. en. In:

- Remote Sensing of Environment* 187, pp. 62–75. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/j.rse.2016.10.004](https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.10.004).
- Nandan, Vishnu, Torsten Geldsetzer, John Yackel et al. (2017). ‘Effect of Snow Salinity on CryoSat-2 Arctic First-Year Sea Ice Freeboard Measurements’. en. In: *Geophysical Research Letters* 44.20, pp. 10, 419–10, 426. ISSN: 1944-8007. DOI: <https://doi.org/10.1002/2017GL074506>.
- Naoki, Kazuhiro et al. (2008). ‘Thin sea ice thickness as inferred from passive microwave and in situ observations’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113.C2. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2007JC004270](https://doi.org/10.1029/2007JC004270).
- Newman, Thomas et al. (2014). ‘Assessment of radar-derived snow depth over Arctic sea ice’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119.12, pp. 8578–8602. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1002/2014JC010284](https://doi.org/10.1002/2014JC010284).
- Nicolaus, Marcel et al. (Feb. 2022). ‘Overview of the MOSAiC expedition: Snow and sea ice’. In: *Elementa: Science of the Anthropocene* 10.1, p. 000046. ISSN: 2325-1026. DOI: [10.1525/elementa.2021.000046](https://doi.org/10.1525/elementa.2021.000046).
- Nihashi, Sohey and Kay I. Ohshima (May 2015). ‘Circumpolar Mapping of Antarctic Coastal Polynyas and Landfast Sea Ice: Relationship and Variability’. en. In: *Journal of Climate* 28.9, pp. 3650–3670. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: [10.1175/JCLI-D-14-00369.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00369.1).
- Nihashi, Sohey, Kay I. Ohshima et al. (2009). ‘Thickness and production of sea ice in the Okhotsk Sea coastal polynyas from AMSR-E’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114.C10. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2008JC005222](https://doi.org/10.1029/2008JC005222).
- Nolin, A.W., F.M. Fetterer and T.A. Scambos (July 2002). ‘Surface roughness characterizations of sea ice and ice sheets: case studies with MISR data’. en. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40.7, pp. 1605–1615. ISSN: 0196-2892. DOI: [10.1109/TGRS.2002.801581](https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.801581).
- Oguchi, T. (Sept. 1983). ‘Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors’. In: *Proceedings of the IEEE* 71.9. Conference Name: Proceedings of the IEEE, pp. 1029–1078. ISSN: 1558-2256. DOI: [10.1109/PROC.1983.12724](https://doi.org/10.1109/PROC.1983.12724).
- Olason, Einar and Dirk Notz (2014). ‘Drivers of variability in Arctic sea-ice drift speed’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119.9, pp. 5755–5775. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1002/2014JC009897](https://doi.org/10.1002/2014JC009897).
- Onarheim, Ingrid H. et al. (June 2018). ‘Seasonal and Regional Manifestation of Arctic Sea Ice Loss’. EN. In: *Journal of Climate* 31.12, pp. 4917–4932. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: [10.1175/JCLI-D-17-0427.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0427.1).
- Onstott, Robert G. (Apr. 1992). ‘SAR and Scatterometer Signatures of Sea Ice’. en. In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*. American Geophysical Union. ISBN: 978-0-87590-033-9.
- Onstott, Robert G., Richard K. Moore and W. F. Weeks (July 1979). ‘Surface-Based Scatterometer Results of Arctic Sea Ice’. In: *IEEE Transactions on Geoscience Electronics* 17.3. Conference Name: IEEE

- Transactions on Geoscience Electronics, pp. 78–85. ISSN: 0018-9413. DOI: [10.1109/TGE.1979.294616](https://doi.org/10.1109/TGE.1979.294616).
- Organization, International Hydrographic (1953). *Limits of Oceans and Seas*.
- Pan, Jinmei et al. (Nov. 2015). ‘Differences Between the HUT Snow Emission Model and MEMLS and Their Effects on Brightness Temperature Simulation’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, pp. 1–19. DOI: [10.1109/TGRS.2015.2493505](https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2493505).
- Parkinson, Claire L. and Nicolo E. DiGirolamo (Dec. 2021). ‘Sea ice extents continue to set new records: Arctic, Antarctic, and global results’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 267, p. 112753. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/j.rse.2021.112753](https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112753).
- Paul, Stephan et al. (Feb. 2018). ‘Consistent CryoSat-2 and Envisat Freeboard Retrieval of Arctic and Antarctic Sea Ice’. en. In: DOI: [10.5194/tc-2018-34](https://doi.org/10.5194/tc-2018-34).
- Peacock, Neil R. and Seymour W. Laxon (2004). ‘Sea surface height determination in the Arctic Ocean from ERS altimetry’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109.C7. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2001JC001026](https://doi.org/10.1029/2001JC001026).
- Pedersen, Leif Toudal et al. (2017). ‘Round Robin Data Package’. en. In: DOI: [10.6084/m9.fig](https://doi.org/10.6084/m9.fig).
- Perovich, Donald K. and Anthony J. Gow (1991). ‘A statistical description of the microstructure of young sea ice’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 96.C9, pp. 16943–16953. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/91JC01594](https://doi.org/10.1029/91JC01594).
- (1996). ‘A quantitative description of sea ice inclusions’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 101.C8, pp. 18327–18343. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/96JC01688](https://doi.org/10.1029/96JC01688).
- Perovich, Donald K., Thomas C. Grenfell et al. (2003). ‘Thin and thinner: Sea ice mass balance measurements during SHEBA’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108.C3. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2001JC001079](https://doi.org/10.1029/2001JC001079).
- Perovich, Donald K. and Jacqueline A. Richter-Menge (1994). ‘Surface characteristics of lead ice’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99.C8, pp. 16341–16350. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/94JC01194](https://doi.org/10.1029/94JC01194).
- Perovich, Donald K., Jacqueline A. Richter-Menge et al. (2011). ‘Arctic sea-ice melt in 2008 and the role of solar heating’. en. In: *Annals of Glaciology* 52.57. Publisher: Cambridge University Press, pp. 355–359. ISSN: 0260-3055, 1727-5644. DOI: [10.3189/172756411795931714](https://doi.org/10.3189/172756411795931714).
- Petty, Alek A., Nathan T. Kurtz, R. Kwok, Thorsten Markus, Thomas A. Neumann and N. Keeney (2022). ‘ICESat-2 L4 Monthly Gridded Sea Ice Thickness, Version 2’. In: *NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center*. Type: dataset. DOI: [10.5067/OE8BDP5KU30Q](https://doi.org/10.5067/OE8BDP5KU30Q).
- Petty, Alek A., Nathan T. Kurtz, Ron Kwok, Thorsten Markus and Thomas A. Neumann (2020). ‘Winter Arctic Sea Ice Thickness From ICESat-2 Freeboards’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125.5, e2019JC015764. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1029/2019JC015764](https://doi.org/10.1029/2019JC015764).

- Petty, Alek A., Melinda Webster et al. (Nov. 2018). ‘The NASA Eulerian Snow on Sea Ice Model (NESOSIM) v1.0: initial model development and analysis’. en. In: *Geoscientific Model Development* 11.11, pp. 4577–4602. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-11-4577-2018](https://doi.org/10.5194/gmd-11-4577-2018).
- Picard, G., L. Brucker et al. (July 2013). ‘Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the Dense Media Radiative transfer theory: the DMRT-ML model’. en. In: *Geoscientific Model Development* 6.4, pp. 1061–1078. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-6-1061-2013](https://doi.org/10.5194/gmd-6-1061-2013).
- Picard, Ghislain, Melody Sandells and Henning Löwe (July 2018a). ‘A New Active/Passive Microwave Radiative Transfer Model for Snow (SMRT) to Foster Inter-Comparisons of Model Components’. In: *IGARSS 2018 - 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. ISSN: 2153-7003, pp. 6276–6279. DOI: [10.1109/IGARSS.2018.8517407](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8517407).
- (July 2018b). ‘SMRT: an active–passive microwave radiative transfer model for snow with multiple microstructure and scattering formulations (v1.0)’. en. In: *Geoscientific Model Development* 11.7, pp. 2763–2788. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-11-2763-2018](https://doi.org/10.5194/gmd-11-2763-2018).
- Poisson, Jean-Christophe et al. (Sept. 2018). ‘Development of an ENVISAT Altimetry Processor Providing Sea Level Continuity Between Open Ocean and Arctic Leads’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 56.9, pp. 5299–5319. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2018.2813061](https://doi.org/10.1109/TGRS.2018.2813061).
- Polder, D. and J. H. van Santeen (Aug. 1946). ‘The effective permeability of mixtures of solids’. en. In: *Physica* 12.5, pp. 257–271. ISSN: 0031-8914. DOI: [10.1016/S0031-8914\(46\)80066-1](https://doi.org/10.1016/S0031-8914(46)80066-1).
- Pörtner, Hans-Otto et al. (2019). ‘The ocean and cryosphere in a changing climate’. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*.
- Powell, D.C. et al. (Nov. 2006). ‘Microwave Signatures of Snow on Sea Ice: Modeling’. en. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44.11, pp. 3091–3102. ISSN: 0196-2892. DOI: [10.1109/TGRS.2006.882139](https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.882139).
- Prechelt, Lutz (2012). ‘Early Stopping — But When?’ In: *Neural Networks: Tricks of the Trade: Second Edition*. Ed. by Grégoire Montavon, Geneviève B. Orr and Klaus-Robert Müller. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 53–67. ISBN: 978-3-642-35289-8. DOI: [10.1007/978-3-642-35289-8_5](https://doi.org/10.1007/978-3-642-35289-8_5).
- Prigent, Catherine, Filipe Aires et al. (2001). ‘Joint characterization of vegetation by satellite observations from visible to microwave wavelengths: A sensitivity analysis’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 106.D18, pp. 20665–20685. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/2000JD900801](https://doi.org/10.1029/2000JD900801).
- Prigent, Catherine and Carlos Jimenez (May 2021). ‘An evaluation of the synergy of satellite passive microwave observations between 1.4 and 36 GHz, for vegetation characterization over the Tropics’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 257, p. 112346. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/j.rse.2021.112346](https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112346).

- Prigent, Catherine, Lise Kilic et al. (Jan. 2020). ‘Ice Concentration Retrieval from the Analysis of Microwaves: Evaluation of a New Methodology Optimized for the Copernicus Imaging Microwave Radiometer’. en. In: *Remote Sensing* 12.10. Number: 10 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 1594. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs12101594](https://doi.org/10.3390/rs12101594).
- Provost, Christine, Nathalie Sennéchaël and Jérôme Sirven (2019). ‘Contrasted Summer Processes in the Sea Ice for Two Neighboring Floes North of 84°N: Surface and Basal Melt and False Bottom Formation’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124.6, pp. 3963–3986. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1029/2019JC015000](https://doi.org/10.1029/2019JC015000).
- Pulliainen, J.T., J. Grandell and M.T. Hallikainen (May 1999). ‘HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 37.3. Conference Name: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, pp. 1378–1390. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/36.763302](https://doi.org/10.1109/36.763302).
- Raney, R.K. (Sept. 1998). ‘The delay/Doppler radar altimeter’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36.5. Conference Name: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, pp. 1578–1588. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/36.718861](https://doi.org/10.1109/36.718861).
- Rantanen, Mika et al. (Aug. 2022). ‘The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979’. en. In: *Communications Earth & Environment* 3.1. Number: 1 Publisher: Nature Publishing Group, pp. 1–10. ISSN: 2662-4435. DOI: [10.1038/s43247-022-00498-3](https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3).
- Raphael, Marilyn N. and Mark S. Handcock (Apr. 2022). ‘A new record minimum for Antarctic sea ice’. en. In: *Nature Reviews Earth & Environment* 3.4. Number: 4 Publisher: Nature Publishing Group, pp. 215–216. ISSN: 2662-138X. DOI: [10.1038/s43017-022-00281-0](https://doi.org/10.1038/s43017-022-00281-0).
- Rapley, CG et al. (1983). ‘A study of satellite radar altimeter operation over ice-covered surfaces’. In:
- Redvers, Grant (Feb. 2017). *Tara, journal de bord de la dérive arctique*. fr. PAULSEN. ISBN: 978-2-916552-51-4.
- Rémy, F., B. Legresy and P. Vincent (June 1999). ‘New scientific opportunities from Ka-band altimetry’. In: *IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'99 (Cat. No.99CH36293)*. Vol. 1, 506–508 vol.1. DOI: [10.1109/IGARSS.1999.773548](https://doi.org/10.1109/IGARSS.1999.773548).
- Rémy, Frédérique, Thomas Flament, Aurélie Michel and Denis Blumstein (Sept. 2015). ‘Envisat and SARAL/AltiKa Observations of the Antarctic Ice Sheet: A Comparison Between the Ku-band and Ka-band’. en. In: *Marine Geodesy* 38.sup1, pp. 510–521. ISSN: 0149-0419, 1521-060X. DOI: [10.1080/01490419.2014.985347](https://doi.org/10.1080/01490419.2014.985347).
- Rémy, Frédérique, Thomas Flament, Aurélie Michel and Jacques Verron (July 2014). ‘Ice sheet survey over Antarctica using satellite altimetry: ERS-2, Envisat, SARAL/AltiKa, the key importance of continuous observations along the same repeat orbit’. en. In: *International Journal of Remote Sensing* 35.14, pp. 5497–5512. ISSN: 0143-1161, 1366-5901. DOI: [10.1080/01431161.2014.926419](https://doi.org/10.1080/01431161.2014.926419).
- Rémy, Frédérique, Philippe Shaeffer and Benoît Legrésy (Dec. 1999). ‘Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets’. In: *Geophysical*

- Journal International* 139.3, pp. 645–656. ISSN: 0956-540X. DOI: [10.1046/j.1365-246x.1999.00964.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00964.x).
- Ricker, Robert, Stefan Hendricks, Veit Helm et al. (Aug. 2014). ‘Sensitivity of CryoSat-2 Arctic sea-ice freeboard and thickness on radar-waveform interpretation’. In: *The Cryosphere* 8.4, pp. 1607–1622. DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-8-1607-2014><<https://doi.org/10.5194/tc-8-1607-2014>>.
- Ricker, Robert, Stefan Hendricks, Lars Kaleschke et al. (July 2017). ‘A weekly Arctic sea-ice thickness data record from merged CryoSat-2 and SMOS satellite data’. In: *Cryosphere* 11.4, pp. 1607–1623. ISSN: 1994-0416. DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-11-1607-2017>.
- Rigor, Ignatius G., John M. Wallace and Roger L. Colony (Sept. 2002). ‘Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation’. EN. In: *Journal of Climate* 15.18. Publisher: American Meteorological Society Section: Journal of Climate, pp. 2648–2663. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: [10.1175/1520-0442\(2002\)015<2648:ROSITT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2648:ROSITT>2.0.CO;2).
- Rodríguez-Fernández, Nemesio et al. (Jan. 2019). ‘SMOS Neural Network Soil Moisture Data Assimilation in a Land Surface Model and Atmospheric Impact’. en. In: *Remote Sensing* 11.11. Number: 11 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 1334. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs11111334](https://doi.org/10.3390/rs11111334).
- Rösel, A., L. Kaleschke and G. Birnbaum (Apr. 2012). ‘Melt ponds on Arctic sea ice determined from MODIS satellite data using an artificial neural network’. en. In: *The Cryosphere* 6.2, pp. 431–446. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-6-431-2012](https://doi.org/10.5194/tc-6-431-2012).
- Rostosky, Philip et al. (2018). ‘Snow Depth Retrieval on Arctic Sea Ice From Passive Microwave Radiometers—Improvements and Extensions to Multiyear Ice Using Lower Frequencies’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123.10, pp. 7120–7138. ISSN: 2169-9291. DOI: <https://doi.org/10.1029/2018JC014028>.
- Rothrock, D. A., Donald R. Thomas and Alan S. Thorndike (1988). ‘Principal component analysis of satellite passive microwave data over sea ice’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 93.C3, pp. 2321–2332. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/JC093iC03p02321](https://doi.org/10.1029/JC093iC03p02321).
- Rousseeuw, Peter J. (Nov. 1987). ‘Silhouettes: A graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis’. en. In: *Journal of Computational and Applied Mathematics* 20, pp. 53–65. ISSN: 0377-0427. DOI: [10.1016/0377-0427\(87\)90125-7](https://doi.org/10.1016/0377-0427(87)90125-7).
- Rousset, Clément et al. (2015). ‘The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6: global and regional capabilities’. In: *Geoscientific Model Development* 8. Publisher: European Geosciences Union, pp. 2991–3005. DOI: [10.5194/gmd-8-2991-2015](https://doi.org/10.5194/gmd-8-2991-2015).
- Royer, Alain et al. (Mar. 2017). ‘Comparison of commonly-used microwave radiative transfer models for snow remote sensing’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 190, pp. 247–259. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/j.rse.2016.12.020](https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.12.020).
- Rumelhart, David E., Geoffrey E. Hinton and Ronald J. Williams (1985). *Learning Internal Representations by Error Propagation*. en. Section: Technical Reports.

- Sallila, Heidi et al. (Apr. 2019). ‘Assessment of contemporary satellite sea ice thickness products for Arctic sea ice’. en. In: *The Cryosphere* 13.4, pp. 1187–1213. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-13-1187-2019](https://doi.org/10.5194/tc-13-1187-2019).
- Sandells, M., G. Picard et al. (July 2021). ‘Community Development of the Snow Microwave Radiative Transfer Model for Passive, Active and Altimetry Observations of the Cryosphere’. In: *2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS*. ISSN: 2153-7003, pp. 852–855. DOI: [10.1109/IGARSS47720.2021.9553580](https://doi.org/10.1109/IGARSS47720.2021.9553580).
- Sandells, Melody, Richard Essery et al. (Jan. 2017). ‘Microstructure representation of snow in coupled snowpack and microwave emission models’. en. In: *The Cryosphere* 11.1, pp. 229–246. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-11-229-2017](https://doi.org/10.5194/tc-11-229-2017).
- Santi, Emanuele et al. (2022). ‘Exploiting the ANN Potential in Estimating Snow Depth and Snow Water Equivalent From the Airborne SnowSAR Data at X- and Ku-Bands’. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 60. Conference Name: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, pp. 1–16. ISSN: 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2021.3086893](https://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3086893).
- Scarlat, Raul Cristian et al. (2020). ‘Sea Ice and Atmospheric Parameter Retrieval From Satellite Microwave Radiometers: Synergy of AMSR2 and SMOS Compared With the CIMR Candidate Mission’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125.3, e2019JC015749. ISSN: 2169-9291. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019JC015749>.
- Scharien, Randall K. et al. (2010). ‘Physical, dielectric, and C band microwave scattering properties of first-year sea ice during advanced melt’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115.C12. ISSN: 2156-2202. DOI: <https://doi.org/10.1029/2010JC006257>.
- Schutz, B. E. et al. (2005). ‘Overview of the ICESat Mission’. en. In: *Geophysical Research Letters* 32.21. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2005GL024009](https://doi.org/10.1029/2005GL024009).
- Serreze, Mark C. and Roger G. Barry (May 2011). ‘Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis’. en. In: *Global and Planetary Change* 77.1, pp. 85–96. ISSN: 0921-8181. DOI: [10.1016/j.gloplacha.2011.03.004](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004).
- Shi, Hoyeon, Byung-Ju Sohn and Gorm Dybkj (2020). ‘Simultaneous estimation of wintertime sea ice thickness and snow depth from space-borne freeboard measurements’. en. In: *The Cryosphere*, p. 23.
- Shi, Jiancheng, Lingmei Jiang et al. (Jan. 2006). ‘A Parameterized Multifrequency-Polarization Surface Emission Model’. In: *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 43, pp. 2831–2841. DOI: [10.1109/TGRS.2005.857902](https://doi.org/10.1109/TGRS.2005.857902).
- Shi, Lei, Christopher T. Allen et al. (July 2010). ‘Multichannel Coherent Radar Depth Sounder for NASA Operation Ice Bridge’. In: *2010 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. ISSN: 2153-7003, pp. 1729–1732. DOI: [10.1109/IGARSS.2010.5649518](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2010.5649518).
- Shokr, Mohammed and Nirmal Sinha (2015). *Sea Ice: Physics and Remote Sensing | Mohammed Shokr, Nirmal Sinha | download*. Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union. ISBN: 978-1-119-02789-8.

- Shu, Song et al. (Mar. 2020). ‘Analysis of Sentinel-3 SAR altimetry waveform retracking algorithms for deriving temporally consistent water levels over ice-covered lakes’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 239, p. 111643. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/j.rse.2020.111643](https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111643).
- Shupe, M. D. et al. (Dec. 2020). ‘The MOSAiC Expedition: A Year Drifting with the Arctic Sea Ice’. en. In: *Arctic report card*. Ed. by R. L. Thoman, J. Richter-Menge and M. L. Druckenmiller. DOI: [10.25923/9g3v-xh92](https://doi.org/10.25923/9g3v-xh92).
- Smith, Walter H. F. and David T. Sandwell (1994). ‘Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99.B11, pp. 21803–21824. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/94JB00988](https://doi.org/10.1029/94JB00988).
- Sommerfeld, R. A. and E. LaChapelle (1970). ‘The Classification of Snow Metamorphism’. en. In: *Journal of Glaciology* 9.55. Publisher: Cambridge University Press, pp. 3–18. ISSN: 0022-1430, 1727-5652. DOI: [10.3189/S0022143000026757](https://doi.org/10.3189/S0022143000026757).
- Soriot, Clément et al. (Sept. 2022). ‘Year-round sea ice and snow characterization from combined passive and active microwave observations and radiative transfer modeling’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 278, p. 113061. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/j.rse.2022.113061](https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113061).
- Spreen, Gunnar, Ron Kwok and Dimitris Menemenlis (2011). ‘Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009’. en. In: *Geophysical Research Letters* 38.19. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2011GL048970](https://doi.org/10.1029/2011GL048970).
- Stogryn, A. and G. Desargant (May 1985). ‘The dielectric properties of brine in sea ice at microwave frequencies’. In: *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 33.5. Conference Name: IEEE Transactions on Antennas and Propagation, pp. 523–532. ISSN: 1558-2221. DOI: [10.1109/TAP.1985.1143610](https://doi.org/10.1109/TAP.1985.1143610).
- Stroeve, Julienne, Glen E. Liston et al. (2020). ‘A Lagrangian Snow Evolution System for Sea Ice Applications (SnowModel-LG): Part II—Analyses’. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125.10, e2019JC015900. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1029/2019JC015900](https://doi.org/10.1029/2019JC015900).
- Stroeve, Julienne, Vishnu Nandan et al. (Dec. 2020). ‘Surface-based Ku- and Ka-band polarimetric radar for sea ice studies’. English. In: *The Cryosphere* 14.12. Publisher: Copernicus GmbH, pp. 4405–4426. ISSN: 1994-0416. DOI: [10.5194/tc-14-4405-2020](https://doi.org/10.5194/tc-14-4405-2020).
- Stroeve, Julienne and Dirk Notz (Sept. 2018). ‘Changing state of Arctic sea ice across all seasons’. en. In: *Environmental Research Letters* 13.10, p. 103001. ISSN: 1748-9326. DOI: [10.1088/1748-9326/aade56](https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56).
- Stroeve, Julienne C., James Maslanik et al. (2011). ‘Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010’. en. In: *Geophysical Research Letters* 38.2. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2010GL045662](https://doi.org/10.1029/2010GL045662).
- Stroeve, Julienne C., Mark C. Serreze et al. (Feb. 2012). ‘The Arctic’s rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis’. en. In: *Climatic Change* 110.3-4, pp. 1005–1027. ISSN: 0165-0009, 1573-1480. DOI: [10.1007/s10584-011-0101-1](https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1).

- Sturm, Matthew (2002). 'Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA): Temporal evolution and spatial variability'. en. In: *Journal of Geophysical Research* 107.C10, p. 8047. ISSN: 0148-0227. DOI: [10.1029/2000JC000400](https://doi.org/10.1029/2000JC000400).
- Sturm, Matthew and Carl Benson (Jan. 1997). 'Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow'. In: *Journal of Glaciology* 43, pp. 42–59. DOI: [10.3189/s0022143000002793](https://doi.org/10.3189/s0022143000002793).
- Sturm, Matthew, Jon Holmgren and Glen E. Liston (May 1995). 'A Seasonal Snow Cover Classification System for Local to Global Applications'. EN. In: *Journal of Climate* 8.5, pp. 1261–1283. ISSN: 0894-8755, 1520-0442. DOI: [10.1175/1520-0442\(1995\)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2).
- Sun, Y.F. et al. (June 2003). 'Characteristic basis function method for solving large problems arising in dense medium scattering'. In: *IEEE Antennas and Propagation Society International Symposium. Digest. Held in conjunction with: USNC/CNC/URSI North American Radio Sci. Meeting (Cat. No.03CH37450)*. Vol. 2, 1068–1071 vol.2. DOI: [10.1109/APS.2003.1219420](https://doi.org/10.1109/APS.2003.1219420).
- Swift, C. T. and D. J. Cavalieri (1985). 'Passive microwave remote sensing for sea ice research'. en. In: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 66.49, pp. 1210–1212. ISSN: 2324-9250. DOI: [10.1029/E0066i049p01210](https://doi.org/10.1029/E0066i049p01210).
- Talone, M. et al. (Aug. 2015). 'About the Optimal Grid for SMOS Level 1C and Level 2 Products'. In: *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 12.8. Conference Name: IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, pp. 1630–1634. ISSN: 1558-0571. DOI: [10.1109/LGRS.2015.2416920](https://doi.org/10.1109/LGRS.2015.2416920).
- Tamura, Takeshi et al. (Oct. 2007). 'Estimation of Thin Ice Thickness and Detection of Fast Ice from SSM/I Data in the Antarctic Ocean'. en. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24.10, pp. 1757–1772. ISSN: 1520-0426, 0739-0572. DOI: [10.1175/JTECH2113.1](https://doi.org/10.1175/JTECH2113.1).
- Tedesco, Marco (2007). 'Snowmelt detection over the Greenland ice sheet from SSM/I brightness temperature daily variations'. en. In: *Geophysical Research Letters* 34.2. ISSN: 1944-8007. DOI: [10.1029/2006GL028466](https://doi.org/10.1029/2006GL028466).
- Tian-Kunze, X. et al. (May 2014). 'SMOS-derived thin sea ice thickness: algorithm baseline, product specifications and initial verification'. en. In: *The Cryosphere* 8.3, pp. 997–1018. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-8-997-2014](https://doi.org/10.5194/tc-8-997-2014).
- Tikhonov, V. V. et al. (Dec. 2016). 'Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review'. en. In: *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 52.9, pp. 1012–1030. ISSN: 0001-4338, 1555-628X. DOI: [10.1134/S0001433816090267](https://doi.org/10.1134/S0001433816090267).
- Tilling, Rachel L., Andy Ridout and Andrew Shepherd (Sept. 2018). 'Estimating Arctic sea ice thickness and volume using CryoSat-2 radar altimeter data'. en. In: *Advances in Space Research. The CryoSat Satellite Altimetry Mission: Eight Years of Scientific Exploitation* 62.6, pp. 1203–1225. ISSN: 0273-1177. DOI: [10.1016/j.asr.2017.10.051](https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.10.051).
- Tilling, Rachel L., Andy Ridout, Andrew Shepherd and Duncan J. Wingham (Aug. 2015). 'Increased Arctic sea ice volume after anomalously low melting in 2013'. en. In: *Nature Geoscience* 8.8. Number: 8 Publisher: Nature Publishing Group, pp. 643–646. ISSN: 1752-0908. DOI: [10.1038/ngeo2489](https://doi.org/10.1038/ngeo2489).

- Timco, G. W. and R. M. W. Frederking (Jan. 1996). ‘A review of sea ice density’. en. In: *Cold Regions Science and Technology* 24.1, pp. 1–6. ISSN: 0165-232X. DOI: [10.1016/0165-232X\(95\)00007-X](https://doi.org/10.1016/0165-232X(95)00007-X).
- Tinga, W. R. and S. O. Nelson (Jan. 1973). ‘Dielectric Properties of Materials for Microwave Processing—Tabulated’. In: *Journal of Microwave Power* 8.1, pp. 23–65. ISSN: 0022-2739. DOI: [10.1080/00222739.1973.11689017](https://doi.org/10.1080/00222739.1973.11689017).
- Tiuri, M. et al. (Dec. 1984). ‘The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies’. In: *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 9.5. Conference Name: IEEE Journal of Oceanic Engineering, pp. 377–382. ISSN: 1558-1691. DOI: [10.1109/JOE.1984.1145645](https://doi.org/10.1109/JOE.1984.1145645).
- Tonboe, Rasmus T. et al. (2017). *Product User Manual for OSI SAF Global Sea Ice Concentration*. Tech. rep. EUMETSAT.
- Tsang, L. and J.A. Kong (Jan. 1992). ‘Scattering of Electromagnetic Waves from a Dense Medium Consisting of Correlated Mie Scatterers with Size Distributions and Applications to Dry Snow’. In: *Journal of Electromagnetic Waves and Applications* 6.1-4, pp. 265–286. ISSN: 0920-5071. DOI: [10.1163/156939392X01156](https://doi.org/10.1163/156939392X01156).
- Tsang, Leung, Jin Au Kong and Kung-Hau Ding (July 2000). *Scattering of Electromagnetic Waves: Theories and Applications*. en. New York, USA: John Wiley & Sons, Inc. ISBN: 978-0-471-22428-0 978-0-471-38799-2.
- Tsang, Leung, Jin Au Kong and Robert T Shin (1985). ‘Theory of microwave remote sensing’. In:
- Tucker, WB et al. (1992). ‘Physical properties of sea ice relevant to remote sensing’. en-fr. In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*. Vol. 68. American Geophysical Union.
- Ulaby, Fawwaz and David G. Long (2014). *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*. The University of Michigan Press. ISBN: 978-0-472-11935-6.
- Ulaby, Fawwaz T., Richard K. Moore and Adrian K. Fung (Jan. 1981). *Microwave Remote Sensing: Active and Passive. Vol 1, Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry*. en. Vol. 1. Remote Sensing. Google-Books-ID: QTugngEACAAJ. Artech House. ISBN: 978-0-89006-190-9.
- (1986). *Microwave Remote Sensing: Active and Passive. Vol.2, Radar remote sensing and surface scattering and emission theory*. eng. Vol. 1. Remote Sensing. Norwood, MA: Artech House. ISBN: 978-0-89006-191-6.
- (1990). *Microwave Remote Sensing: Active and Passive. Vol.3, From theory to applications*. eng. Repr. ed. Remote sensing 4. Norwood, Mass: Artech House. ISBN: 978-0-89006-192-3.
- Untersteiner, Norbert (1968). ‘Natural desalination and equilibrium salinity profile of perennial sea ice’. en. In: *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 73.4, pp. 1251–1257. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/JB073i004p01251](https://doi.org/10.1029/JB073i004p01251).
- Verron, Jacques, Pascal Bonnefond et al. (Feb. 2020). ‘The SARAL/AltiKa mission: A step forward to the future of altimetry’. In: *Advances in Space Research*. DOI: [10.1016/j.asr.2020.01.030](https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.01.030).

- Verron, Jacques, Pierre Sengenès et al. (Sept. 2015). 'The SARAL/AltiKa Altimetry Satellite Mission'. en. In: *Marine Geodesy* 38.sup1, pp. 2–21. ISSN: 0149-0419, 1521-060X. DOI: [10.1080/01490419.2014.1000471](https://doi.org/10.1080/01490419.2014.1000471).
- Vihma, Timo (Sept. 2014). 'Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review'. en. In: *Surveys in Geophysics* 35.5, pp. 1175–1214. ISSN: 1573-0956. DOI: [10.1007/s10712-014-9284-0](https://doi.org/10.1007/s10712-014-9284-0).
- Vionnet, V. et al. (May 2012). 'The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2'. en. In: *Geoscientific Model Development* 5.3, pp. 773–791. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-5-773-2012](https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012).
- Walker, Nicholas P. et al. (Dec. 2006). 'Arctic Sea Ice Type and Concentration Mapping Using Passive and Active Microwave Sensors'. en. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44.12, pp. 3574–3584. ISSN: 0196-2892. DOI: [10.1109/TGRS.2006.881116](https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.881116).
- Wang, Caixin, Bin Cheng et al. (Jan. 2015). 'Modelling snow ice and superimposed ice on landfast sea ice in Kongsfjorden, Svalbard'. en. In: *Polar Research* 34.1, p. 20828. ISSN: 1751-8369. DOI: [10.3402/polar.v34.20828](https://doi.org/10.3402/polar.v34.20828).
- Wang, Xuanji, Jeffrey Key et al. (Sept. 2016). 'Comparison of Arctic Sea Ice Thickness from Satellites, Aircraft, and PIOMAS Data'. en. In: *Remote Sensing* 8.9. Number: 9 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 713. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs8090713](https://doi.org/10.3390/rs8090713).
- Warren, Stephen G et al. (1999). 'Snow Depth on Arctic Sea Ice'. en. In: *JOURNAL OF CLIMATE* 12, p. 16.
- Webster, Melinda, Sebastian Gerland et al. (Nov. 2018). 'Snow in the changing sea-ice systems'. en. In: *Nature Climate Change* 8.11, pp. 946–953. ISSN: 1758-678X, 1758-6798. DOI: [10.1038/s41558-018-0286-7](https://doi.org/10.1038/s41558-018-0286-7).
- Webster, Melinda A., Ignatius G. Rigor, Son V. Nghiem et al. (2014). 'Interdecadal changes in snow depth on Arctic sea ice'. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119.8, pp. 5395–5406. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1002/2014JC009985](https://doi.org/10.1002/2014JC009985).
- Webster, Melinda A., Ignatius G. Rigor, Donald K. Perovich et al. (2015). 'Seasonal evolution of melt ponds on Arctic sea ice'. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120.9, pp. 5968–5982. ISSN: 2169-9291. DOI: [10.1002/2015JC011030](https://doi.org/10.1002/2015JC011030).
- Weiss, Jérôme, Erland M. Schulson and Harry L. Stern (Mar. 2007). 'Sea ice rheology from in-situ, satellite and laboratory observations: Fracture and friction'. en. In: *Earth and Planetary Science Letters* 255.1, pp. 1–8. ISSN: 0012-821X. DOI: [10.1016/j.epsl.2006.11.033](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.033).
- Wensnahan, Mark et al. (1993). 'Passive microwave remote sensing of thin sea ice using principal component analysis'. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 98.C7, pp. 12453–12468. ISSN: 2156-2202. DOI: [10.1029/93JC00939](https://doi.org/10.1029/93JC00939).

- Wiesmann, Andreas and Christian Mätzler (Dec. 1999). ‘Microwave Emission Model of Layered Snowpacks’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 70.3, pp. 307–316. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/S0034-4257\(99\)00046-2](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(99)00046-2).
- Wigneron, Jean-Pierre et al. (Mar. 2021). ‘SMOS-IC data record of soil moisture and L-VOD: Historical development, applications and perspectives’. en. In: *Remote Sensing of Environment* 254, p. 112238. ISSN: 0034-4257. DOI: [10.1016/j.rse.2020.112238](https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112238).
- Wingham, D.J., C.R. Francis et al. (Jan. 2006). ‘CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth’s land and marine ice fields’. en. In: *Advances in Space Research* 37.4, pp. 841–871. ISSN: 02731177. DOI: [10.1016/j.asr.2005.07.027](https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.07.027).
- Wingham, DJ, CG Rapley and H Griffiths (1986). ‘New techniques in satellite altimeter tracking systems’. In: *Proceedings of IGARSS*. Vol. 86, pp. 1339–1344.
- WMO (2014). *Sea Ice Nomenclature*. Tech. rep. World Meteorology Organization.
- Xie, Jiping, François Counillon and Laurent Bertino (Nov. 2018). ‘Impact of assimilating a merged sea-ice thickness from CryoSat-2 and SMOS in the Arctic reanalysis’. en. In: *The Cryosphere* 12.11, pp. 3671–3691. ISSN: 1994-0424. DOI: [10.5194/tc-12-3671-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-3671-2018).
- Xiu, Yongwu et al. (Apr. 2021). ‘Evaluation of sea-ice thickness reanalysis data from the coupled ocean-sea-ice data assimilation system TOPAZ4’. en. In: *Journal of Glaciology* 67.262, pp. 353–365. ISSN: 0022-1430, 1727-5652. DOI: [10.1017/jog.2020.110](https://doi.org/10.1017/jog.2020.110).
- Ye, Yufang et al. (Nov. 2019). *Inter-comparison and evaluation of sea ice type concentration algorithms*. en. preprint. Sea ice/Remote Sensing. DOI: [10.5194/tc-2019-200](https://doi.org/10.5194/tc-2019-200).
- Young, Andrew T. (Feb. 1981). ‘Rayleigh scattering’. EN. In: *Applied Optics* 20.4. Publisher: Optica Publishing Group, pp. 533–535. ISSN: 2155-3165. DOI: [10.1364/AO.20.000533](https://doi.org/10.1364/AO.20.000533).
- Zwally, H. J. et al. (Oct. 2002). ‘ICESat’s laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land’. en. In: *Journal of Geodynamics* 34.3, pp. 405–445. ISSN: 0264-3707. DOI: [10.1016/S0264-3707\(02\)00042-X](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00042-X).
- Zygmuntowska, M. et al. (Aug. 2013). ‘Waveform classification of airborne synthetic aperture radar altimeter over Arctic sea ice’. English. In: *The Cryosphere* 7.4. Publisher: Copernicus GmbH, pp. 1315–1324. ISSN: 1994-0416. DOI: [10.5194/tc-7-1315-2013](https://doi.org/10.5194/tc-7-1315-2013).

Caractérisation de la banquise Arctique à partir d'observations micro-ondes multi-satellites

Clément SORIOT

Résumé

La glace de mer joue un rôle majeur dans la circulation océanique et dans le système climatique et météorologique. Dans un contexte de réchauffement climatique, où l'étendue de la glace de mer arctique diminue régulièrement depuis 40 ans, le suivi et la surveillance de l'Arctique sont essentiels. Les instruments micro-ondes embarqués sur les satellites permettent d'étudier cette région de la Terre par tous les temps, indépendamment du cycle jour/nuit. Particulièrement adaptées à l'observation des régions polaires où la présence de nuages est importante et où la nuit polaire dure six mois, les observations par satellite micro-ondes sont la pierre angulaire des estimations des paramètres géophysiques de la glace de mer. Néanmoins, la compréhension de la physique sous-jacente aux signatures micro-ondes observées est encore partielle. Cette thèse vise à améliorer notre compréhension des signaux micro-ondes de la glace de mer.

Mots clés : Télédétection, Micro-onde, Arctique, Banquise, Transfert Radiatif

Abstract

Sea ice plays a major role in ocean circulation and in the climate and weather system. In a context of global warming, where the extent of Arctic sea ice has been steadily decreasing for the past 40 years, monitoring and surveillance of the Arctic is essential. Microwave instruments on board satellites allow to study this region of the Earth in all weather conditions, independently of the day/night cycle. Particularly suited to observing polar regions with high cloud cover and a six-month polar night, microwave satellite observations are the cornerstone for estimating geophysical parameters of sea ice. Nevertheless, the understanding of the physics underlying the observed microwave signatures is still partial. This thesis aims to improve our understanding of microwave signals in sea ice.

Keywords: Remote sensing, Microwave, Arctic, Sea Ice, Radiative Transfer

