



ECE PARIS
ÉCOLE D'INGÉNIEURS



CNRM_{UMR3589}

Diminution du volume de la glace de mer de l'Océan Arctique : étude des incertitudes de mesures de l'épaisseur de glace liées à la neige.

Rapport de stage de fin d'étude présenté
pour le titre d'Ingénieur Généraliste de l'ECE
Paris

Alexandre Hippert

Majeure Énergie et Environnement
ECE Paris

Tuteurs de stage : Sara Fleury, Matthieu Chevallier, Kévin Guerreiro

Lundi 25 juillet 2016

Remerciements

Je tiens à remercier vivement mes tuteurs de stage pour m'avoir donné l'opportunité de travailler sur un sujet si passionnant au sein du LEGOS. Je remercie tout d'abord Sara Fleury pour m'avoir formé sur les différents outils informatiques et pour m'avoir enseigné une certaine rigueur dans le développement de scripts en Python. Ses connaissances en altimétrie et en manipulation de l'environnement Linux m'ont été d'une aide précieuse. Je remercie Matthieu Chevallier pour m'avoir aidé à mieux comprendre le fonctionnement d'un modèle dynamique d'océan-glace de mer et pour m'avoir donné des conseils utiles lors la préparation de mes présentations et lors de l'écriture de ce rapport. Enfin, je remercie Kévin Guerreiro, étudiant en thèse et troisième tuteur de ce stage, qui m'a beaucoup appris en la science de la neige et de la glace de mer, ainsi qu'en statistiques de données. Je tiens à remercier l'ensemble des personnes avec qui j'ai eu la chance de collaborer et de discuter pendant ce stage riche en apprentissages, et notamment lors de l'atelier Glaciologie et Altimétrie organisé par le CNES. Les excellents retours que j'ai pu recevoir me poussent à continuer et à approfondir dans cette voie. Je remercie finalement ma famille pour son support moral qui a toujours été source d'une grande motivation.

Table des matières

1	Introduction	8
1.1	Le LEGOS	8
1.2	Présentation de l'étude	9
1.3	Principe général de l'altimétrie	10
2	Étude théorique : impact de la couverture neigeuse sur l'estimation de l'épaisseur de glace de mer en Arctique	12
2.1	Contexte et intérêt de l'étude	12
2.2	Calcul de l'épaisseur de la glace de mer	13
2.2.1	Premier cas : mesure par altimétrie Ku	16
2.2.2	Second cas : mesure par altimétrie Ka ou LASER	18
2.3	Bilan de l'étude théorique	20
3	Comparaisons des hauteurs de neige issues de différents jeux de données	21
3.1	Introduction	21
3.2	Présentation des jeux de données	22
3.2.1	Définition des types de glace	22
3.2.2	La climatologie de Warren	22
3.2.3	Les données issues de l'altimétrie spatiale : CAR	24
3.2.4	Le modèle climatique du CNRM	24
3.3	Intérêt de la comparaison	26
3.4	Résultats des comparaisons	26
3.4.1	Méthodes et outils employés	26
3.4.2	Cartes et moyennes mensuelles	28
3.4.3	Validation avec les données aéroportées	31
3.5	Analyse des résultats et discussion	32
4	Impact des différents de jeux de hauteurs de neige sur les épaisseurs de glace de mer	34
4.1	Introduction et présentation du freeboard CryoSat-2 AWI	34
4.2	Comparaison des différentes épaisseurs de glace	34
5	Conclusion et perspectives	37
	Annexes	40
A	Documentation technique	40

B	Cartes des hauteurs de neige sur la période 2013-2015	47
C	Cahier des charges	50
D	Planning prévisionnel	51

Table des figures

1.1	Extension journalière moyenne de la glace de mer sur trois périodes consécutives de 10 ans et extension journalière moyenne sur 4 ans (entre 2009 et 2012) en noir ([Comiso, 2012], figure mise à jour par IPCC 2013 [Vaughan et al., 2013].)	10
1.2	La hauteur (niveau de la mer sur cet exemple) mesurée par altimétrie est obtenue en faisant la différence entre l'altitude du satellite sur son orbite et la distance altimétrique, appelée <i>range</i> . L'altitude du satellite est calculée avec une précision millimétrique à l'aide du système de calcul d'orbite DORIS. Image CNES.	11
2.1	Les melt ponds, ou mares de fonte, sont formés lorsque la neige fond au-dessus de la glace. La présence de ces mares entraîne une fonte prématurée de la glace car plus de rayonnement solaire est absorbé.	13
2.2	Coupe schématique de la glace de mer et paramètres scientifiques utilisés dans le calcul de l'épaisseur de la glace de mer SIT. L'altimètre mesure les hauteurs h_b et h_e qui représente la hauteur de la banquise et la hauteur de l'eau. A partir de ces deux hauteurs, on calcule l'épaisseur du freeboard FB dans le cas où la mesure s'effectue en bande Ku et du freeboard total FT pour une mesure en bande Ka ou Laser. SD représente la couche neigeuse sur la banquise et H la partie immergée de la glace de mer. ρ_w , ρ_i et ρ_s sont les densités de l'eau, de la glace et de la neige.	14
2.3	Variation d'estimation du SIT [m] par altimétrie en bande Ku en fonction des paramètres incertains : épaisseur de neige [m], densités de la neige et de la glace [$kg.m^{-3}$]. Courbes en vert : sans ralentissement de l'onde. Courbes en bleu : prise en compte de l'effet de ralentissement de l'onde dans la neige. Dans le cas de la variation de mesure du SIT en fonction de la densité de glace, le cas du ralentissement de l'onde n'intervient pas car l'onde ne traverser pas la glace. Les traits rouges correspondent aux domaines de variabilité habituels de chaque paramètre en Arctique. Le freeboard est fixé à $0,27 m$	17

2.4	(a) : Erreur maximale sur la mesure du SIT exprimée en % du SIT minimal en fonction du freeboard [m]. L'erreur maximale est représentée pour la variation de chaque paramètre provoquant l'incertitude de mesure (bleu : épaisseur de neige, vert : densité de neige, rouge : densité de glace). Les courbes en traits pointillés représentent l'erreur maximale lorsque l'onde n'est pas ralentie par la couche neigeuse, alors que les courbes en traits pleins représentent le cas où l'effet de ralentissement de l'onde dans neige est pris en compte. L'erreur maximale sur la mesure du SIT est plus important lorsque l'onde est ralentie par le manteaux neigeux, et peut atteindre 100% du SIT avec 35 cm de neige sur un freeboard de 17 cm (carré noir). (b) : Erreur maximale sur la mesure du SIT [m] en fonction du freeboard [m] due à la variation de la densité de glace dans son intervalle de valeurs.	18
2.5	Variation de mesure du SIT [m] par altimétrie en bande Ka ou Laser en fonction des paramètres incertains : épaisseur de neige, densité de neige et de la glace. Les traits rouges correspondent aux domaines de variabilité habituels de chaque paramètre en Arctique. Le freeboard est fixé à 0,27 m	19
3.1	Les cartes du produit OSISAF fournissant le type de glace rencontré en Arctique jusqu'à 88°. La limite entre les régions de MYI et FYI est représentée par une zone d'incertitude où la glace rencontrée est un mélange de glace annuelle et pluri-annuelle.	22
3.2	(a) : Carte des hauteurs de neige moyennes [m] obtenue à partir de la climatologie de Warren pour novembre. (b) : Production de la climatologie modifiée W99m à partir des données OSISAF. Les zones de type de glace sont calquées sur la climatologie W99, puis un facteur multiplicatif de 0,5 est appliqué sur la neige présente dans les zones de FYI. Le résultat est la climatologie modifiée W99m.	23
3.3	La différence des ranges des deux fréquences (Ka de la mission SARAL/AltiKa et Ku de la mission CryoSat-2) est un bon proxy pour évaluer l'épaisseur de neige SD sur la banquise (a). En (b), le résultat sous forme de carte des hauteurs de neige pour le mois d'avril 2013. La couverture du produit final est celle de SARAL/AltiKa, soit jusqu'à 81,5°.	24
3.4	Cartes des hauteurs de neige [m] en Arctique obtenue à partir du modèle océan-glace de mer NEMO-GELATO en avril 2013. Résolution spatiale : 50 km correspondant à environ 1°.	25
3.5	Délimitations des différentes mers formant l'océan Arctique (a) et construction des polygones pour le calcul des moyennes d'épaisseurs de neige mer par mer (b).	28
3.6	Cartes des hauteurs de neige [m] dans l'Arctique jusqu'à 81,5° de latitude pour l'année 2013. Une bonne cohérence entre CAR et le modèle du CNRM est observée en avril, alors que le modèle reproduit des valeurs plus basses au début de l'hiver. La climatologie de Warren est toujours plus haute quel que soit le mois considéré.	29

3.7	En haut : Moyennes mensuelles des épaisseurs de neige [m] sur les saisons 2013/2014 et 2014/2015 en Arctique (a) et en mer de Beaufort (b) sur tous types de glaces. Le trait pointillé vert correspond à la climatologie de Warren et les traits pleins vert, bleus et rouges à W99m, CAR et CNRM respectivement. En bas : RMSD [m] associées. En bleu clair : CAR/W99m, bleu moyen : CAR/CNRM, bleu foncé : CNRM/W99m.	30
3.8	Mesure de l'épaisseur de neige [m] le long des traces des avions OIB en mars 2014. Les mesures sont concentrées principalement en mer de Beaufort et sur une partie de l'Arctique central.	31
3.9	Nuages de points des solutions de neige vs. OIB avec droite de régression parfaite ($\langle r \rangle = 1$) et coefficients de corrélation associés.	32
3.10	Parcours de la bouée IMB 2015F dans l'Arctique central entre le 13 août 2015 et le 16 juin 2016 (a) et hauteurs de neige mesurées [m] ((b), courbe rouge). Le graphique montre que l'accumulation de la couche neigeuse se déroule principalement entre fin août et début novembre dans cette zone (zone entourée en rouge). L'épaisseur de neige ne change pratiquement plus après cette date. Crédit : http://imb.erd.c.dren.mil/2015F.htm	33
4.1	Carte du freeboard [m] obtenue à partir du produit AWI. L'inclinaison à 92° du satellite CryoSat-2 rend les données au-dessus de 88° indisponibles.	35
4.2	En haut : variations des moyennes mensuelles d'épaisseur de glace de mer SIT [m] calculé à partir du freeboard CryoSat-2 AWI et de chaque solutions d'épaisseurs de neige en Arctique (a) et en mer de Beaufort (b) d'octobre à mai 2013/2014 et 2014/2015. En plus du SIT calculé avec la couche de neige issue modèle du CNRM, le SIT directement simulé par le modèle a été ajouté (trait pointillé rouge), ainsi que le cas où il y a absence de couche neigeuse (trait plein jaune). En bas : variations de la moyennes mensuelles du freeboard AWI [m] sur les mêmes périodes.	36
A.1	Exemples de distributions de hauteurs de neige en avril 2013 et nuages de points entre CAR et CNRM. Les nuages de points entre les autres jeux de données sont également en sortie.	43
A.2	Variation des RMSD entre CAR et CNRM sur les trois types de glaces sur la période 2013-15.	43
A.3	Séries temporelles des variations de hauteurs de neige autour de la station Eureka entre 2010 et 2015.	45
A.4	Hauteurs de neige mesurées par la bouée 2013G.	46
A.5	Carte du déplacement de la bouée 2013G entre octobre 2013 et mai 2014.	46
B.1	Hauteurs de neige de chaque jeu de donnée pour l'année 2014. De gauche à droite et de haut en bas : W99, W99 modifiée, CNRM, CAR. Sont représentés seuls les mois où tous les jeux de données sont en communs.	48

B.2	Hauteurs de neige de chaque jeu de donnée pour l'année 2015. De gauche à droite et de haut en bas : W99, W99 modifiée, CNRM, CAR. Sont représentés seuls les mois où tous les jeux de données sont en communs.	49
D.1	Planning prévisionnel sous forme de diagramme de Gantt.	52

Liste des tableaux

3.1	Mois où les données CAR sont disponibles entre 2013 et 2015. . .	24
3.2	Récapitulatif des jeux de données comparés et description de leurs principales caractéristiques.	26
3.3	Root Mean Square Deviation [<i>cm</i>] entre les produits d'épaisseur de neige CAR et CNRM par mois.	30

Chapitre 1

Introduction

1.1 Le LEGOS

Le rapport présente les résultats de mon stage de fin d'étude mené au sein du Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), unité mixte de recherche de 120 chercheurs et ingénieurs rattachée au Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), au Centre national d'études spatiales (CNES), à l'université Toulouse Paul Sabatier (UPS) et à l'Institut de recherche pour le développement (IRD).

Le LEGOS fait parti de l'Observatoire Midi Pyrénées (OMP), regroupement de 7 laboratoires scientifiques en région Midi-Pyrénées. Les activités de recherche peuvent être regroupées en trois thématiques scientifiques :

1. L'océanographie physique (côtière et du large) ;
2. L'étude du cycle de l'eau et de ces composantes en hydrologie, glaciologie, sciences de l'atmosphère et des océans, et surfaces continentales ;
3. L'étude de la variabilité du climat : observation de cette variabilité, étude de ces processus et des impacts globaux et régionaux.

J'ai travaillé au sein de l'équipe ECHOS qui rassemble principalement des hydrologues et océanographes. Parmi cette équipe, une douzaine de chercheurs travaille sur l'étude de la cryosphère, c'est-à-dire les zones où l'eau se trouve à l'état solide (pôles, lacs et rivières gelées, glaciers de montagne, etc.). Une des thématique de recherche se concentre sur la "glace de mer" en Arctique, ou banquise, en utilisant les données fournies par les observations satellites. C'est donc dans le cadre de cette activité récente au sein du LEGOS que s'inscrit la mission de ce stage.

1.2 Présentation de l'étude

La glace de mer (ou banquise) a un impact important sur le climat global. Celle-ci agit comme un véritable régulateur thermique dans les régions polaires en renvoyant une grande partie des rayons lumineux provenant du soleil. Lorsque l'été se rapproche, la glace de mer fond et absorbe plus d'énergie solaire, entraînant une augmentation de la température. Un faible changement des températures peut ainsi entraîner un réchauffement plus important au cours du temps, rendant l'Arctique très sensible au changement climatique sur Terre.

Les observations par satellite de la glace de mer sur la période 1979-2015 ont révélé des changements significatifs de la couverture de la glace de mer au fil des ans [Walsh and Chapman, 2001]. Ces changements se traduisent par une diminution de l'extension de la glace de mer à chaque saison [Laxon, 2013], accentuée en été et en automne sur chaque décennie successive depuis 1979 (fig. 1.1). Ces tendances ont pu être mises en évidence grâce aux observations fournies par les satellites radiométriques, avec également une accélération de la fonte des glaces observée depuis 1996.

Les missions satellites d'altimétrie des dernières années (ICESat, CryoSat-2) ont démontré qu'en plus de reculer, la glace de mer s'amincit [Kwok et al., 2009]. Malgré les progrès réalisés, avec notamment le développement et l'utilisation intensive de technologies comme le SAR (Synthetic Aperture Radar) ou le Laser pour étudier la banquise, l'altimétrie spatiale manque de précision pour estimer l'épaisseur de la glace de mer en Arctique. Ces incertitudes d'estimation persistent pour plusieurs raisons, parmi lesquelles l'accumulation d'une couche de neige sur la glace. Ce manteau neigeux est très variable, atteignant parfois 40 centimètres dans certaines régions de l'Arctique. La formation de la couche de neige dépend des précipitations neigeuses, des vents, de la température et de l'humidité, mais également des mouvements de la banquise. De plus, la neige possède une structure complexe et changeante, avec des tailles de grains pouvant varier du simple au double. Les différences dans sa structure influencent la densité de la neige, pouvant varier de 100 à 400 $kg.m^{-3}$ selon le tassement de la neige et son contenu en eau.

La difficulté de connaître tous les paramètres de la neige fait que l'épaisseur de neige est aujourd'hui mal estimée par les scientifiques et difficile à mesurer par télédétection spatiale. Comme la neige couvre la banquise, celle-ci provoque une incertitude dans l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer pour des raisons que nous allons expliquer dans ce rapport.

Le travail de ce stage de fin d'étude consiste donc à évaluer et à caractériser cette incertitude en répondant à la question suivante :

Dans quelle mesure la méconnaissance de la couche de neige impacte notre estimation de l'épaisseur de la glace de mer dans l'Arctique ?

Afin d'apporter une réponse à cette question, le présent rapport, qui synthétise les résultats des travaux menés pendant ce stage, s'organise de la manière suivante : après une courte partie explicative du principe des différentes méthodes de mesure de la glace de mer par altimétrie (sec. 1.3), nous nous intéresserons à l'impact de la

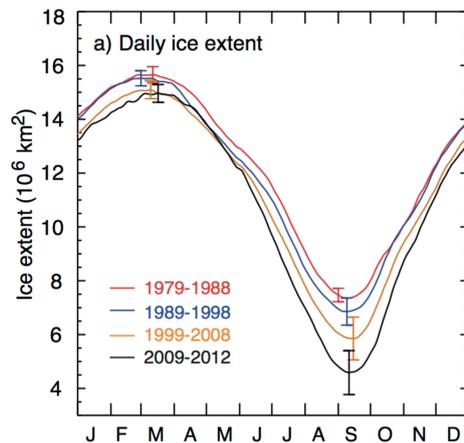


Figure 1.1. Extension journalière moyenne de la glace de mer sur trois périodes consécutives de 10 ans et extension journalière moyenne sur 4 ans (entre 2009 et 2012) en noir ([Comiso, 2012], figure mise à jour par IPCC 2013 [Vaughan et al., 2013].)

couverture neigeuse sur l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer en Arctique d'un point de vue théorique, c'est-à-dire en considérant les équations de calcul de l'épaisseur de la glace de mer par altimétrie (chap. 2). Dans un deuxième temps, une comparaison des épaisseurs de neige issues de différents jeux de données sera réalisée afin d'évaluer de nouvelles méthodes d'évaluation de la couche neigeuse (chap. 3). Enfin, nous étudierons l'impact de ces différents jeux d'épaisseurs de neige sur la mesure de l'épaisseur de glace par altimétrie (chap. 4).

1.3 Principe général de l'altimétrie

L'altimétrie spatiale est une technique qui permet de mesurer des hauteurs par satellite. Celle-ci repose sur le calcul du temps mis par une onde radar pour effectuer l'aller-retour entre le satellite et la surface mesurée.

L'instrument utilisé, l'altimètre radar, est embarqué à bord du satellite en orbite. Il émet un signal à très haute fréquence vers la surface cible et reçoit l'écho réfléchi par celle-ci en retour [Aviso+].

L'amplitude et la forme de l'écho, appelée forme d'onde, permettent de calculer la durée entre la transmission de l'onde électromagnétique et la réception de son écho, puis de déduire la distance entre le satellite et la surface. La hauteur de cette surface est ensuite calculée en faisant la différence entre la distance satellite-surface (appelée distance altimétrique, ou *range*) et la distance entre le satellite et une surface de référence, appelée ellipsoïde (1.2).

La forme d'onde contient également des informations sur les caractéristiques de la surface-cible. Les surfaces-cibles homogènes, comme l'océan ou les lacs, émettent une forme d'onde connue qui peut être modélisé mathématiquement. Les surfaces hétérogènes, telles que les lacs, les rivières, la glace de mer ou les glaciers de montagne, présentent une forte rugosité et renvoient une forme d'onde plus complexe à interpréter. C'est dans ce cas plus incertain que s'inscrit cette étude, car la couverture de neige sur la banquise présente une surface irrégulière et inégale, avec

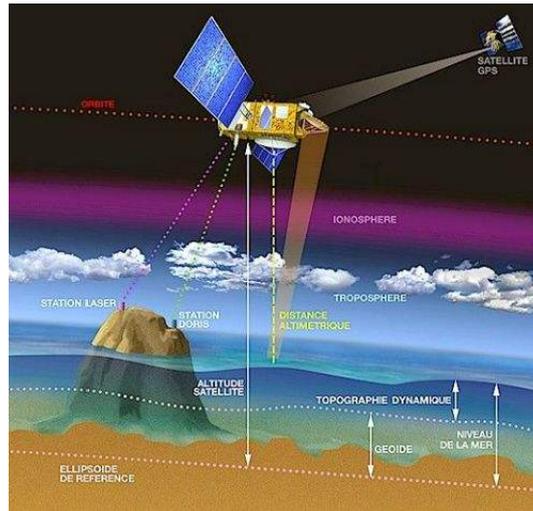


Figure 1.2. La hauteur (niveau de la mer sur cet exemple) mesurée par altimétrie est obtenue en faisant la différence entre l'altitude du satellite sur son orbite et la distance altimétrique, appelée *range*. L'altitude du satellite est calculée avec une précision millimétrique à l'aide du système de calcul d'orbite DORIS. Image CNES.

notamment des zones de forte accumulation neigeuse et la formation de fractures dans la glace (en anglais *leads*) où la neige ne peut s'accumuler.

Chapitre 2

Étude théorique : impact de la couverture neigeuse sur l'estimation de l'épaisseur de glace de mer en Arctique

2.1 Contexte et intérêt de l'étude

La couverture neigeuse sur la banquise joue un rôle clef dans la thermodynamique de la glace de mer ([Maykut and Untersteiner, 1971], [Maykut, 1986], [Blazey et al., 2013]). Tout d'abord, la couche de neige qui s'accumule sur la banquise agit comme un isolant en protégeant la glace de l'air froid en hiver et de l'air chaud au printemps et en été, ce qui a pour principal effet de ralentir le développement de la glace de mer. De plus, une zone enneigée voit son albédo augmenter significativement. Lorsque l'air se réchauffe au début du printemps, la neige ralentit la fonte de la glace en renvoyant dans l'atmosphère entre 80 et 90% du rayonnement électromagnétique provenant du soleil. Par comparaison, une étendue de glace sans neige a un albédo situé entre 0,5 et 0,7, et absorbe donc plus d'énergie solaire [Perovich and Polashenki, 2012].

De plus, la neige entraîne la formation de mares de fonte, ou "melt ponds", étendues d'eau qui se forment à la fin du printemps et pendant l'été sur la glace ([Eicken et al., 2004], [Petrich et al., 2012]). Ces mares absorbe 1,7 fois plus de radiation solaire que de la glace molle et 5 fois plus qu'une glace de mer froide et couverte par un manteau neigeux [Perovich et al., 2002]. La présence des mares provoque donc l'accélération de la fonte de la glace et le réchauffement de la température de l'eau.

En plus de jouer un rôle important sur le climat et l'évolution de la glace, la neige a un impact direct sur l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer par altimétrie. Lorsque la neige s'accumule sur la glace, cette dernière s'enfoncé légèrement dans l'eau à cause du poids de la neige. Cet abaissement de la glace a un effet sur l'estimation de l'épaisseur de la glace. De plus, le milieu neigeux engendre un ralentissement de l'onde émise par l'altimètre à bord du satellite. L'effet de ralentissement est dû à la densité de la neige, plus importante que celle de l'air, notamment à cause de la présence d'eau. Enfin, l'onde ne pénètre pas à la même

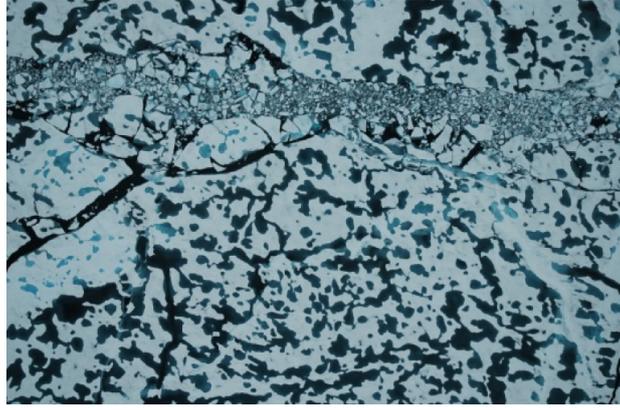


Figure 2.1. Les melt ponds, ou mare de fonte, sont formés lorsque la neige fond au-dessus de la glace. La présence de ces mares entraîne une fonte prématurée de la glace car plus de rayonnement solaire est absorbé.

profondeur dans le manteaux neigeux suivant la fréquence utilisée. Par exemple, la taille des grains de neige ainsi que sa contenance en eau sont des facteurs qui modifient la profondeur de pénétration d'une onde. Ainsi, il a été prouvé que les hautes fréquences situées dans la bande Ka, soit autour de 37 GHz, peuvent pénétrer jusqu'à 20 cm dans une neige fraîche et sèche [Hensley, 2015]. Lorsque le contenu en eau de la neige augmente seulement de 0 à 4 %, la pénétration est réduite à seulement 1 cm [Ulaby, 1981].

Ainsi, la neige a un impact direct sur l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer par altimétrie : l'enfoncement de la banquise dû à la masse de neige, le ralentissement de l'onde dans la neige et les différentes profondeurs de pénétration suivant la fréquence utilisée sont des facteurs d'incertitude sur l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer.

2.2 Calcul de l'épaisseur de la glace de mer

Bien avant que les satellites n'existent et soient capables d'observer la glace de mer, Archimède posaient les bases de l'hydrostatisme en introduisant pour la première fois la notion de masse volumique. C'est à partir de ce concept que le savant grec aurait énoncé le célèbre principe qui porte son nom.

L'épaisseur de la glace de mer est calculée en faisant l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique entre les parties émergée et immergée de la banquise. Comme le montre la figure 2.2 la partie immergée est composée du franc-bord ou freeboard (FB) et de la couche de neige (SD pour Snow Depth). La partie émergée de la banquise est notée ici H et l'épaisseur totale de la banquise est le SIT (Sea Ice Thickness). L'altimètre à bord du satellite mesure la hauteur de la banquise h_b et la hauteur de l'eau avoisinante h_e . On en déduit la hauteur du freeboard qui est la différence des deux :

$$\text{FB} = h_e - h_b \quad (2.1)$$

L'épaisseur de la banquise SIT est retrouvée en utilisant l'équilibre hydrostatique :

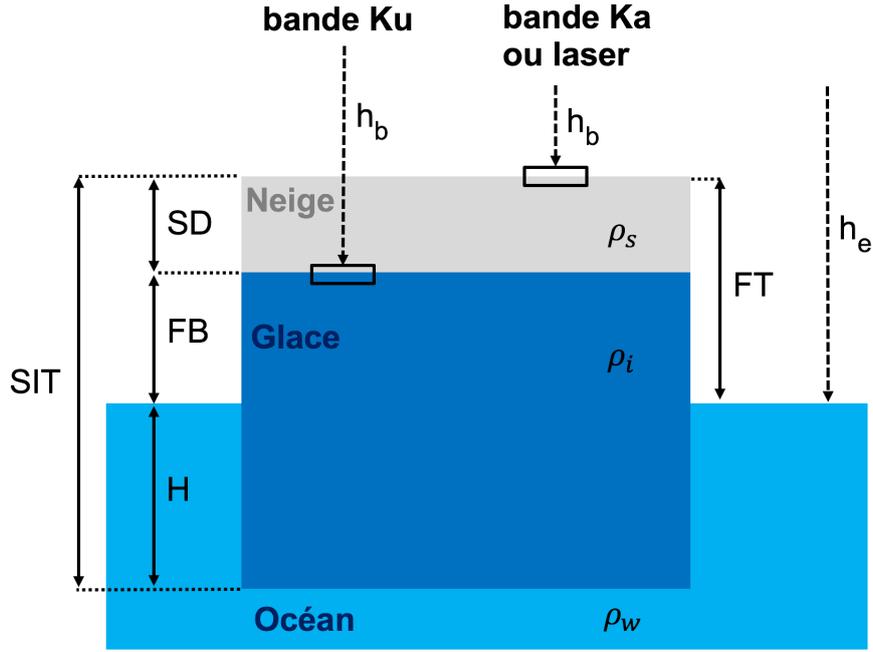


Figure 2.2. Coupe schématisée de la glace de mer et paramètres scientifiques utilisés dans le calcul de l'épaisseur de la glace de mer SIT. L'altimètre mesure les hauteurs h_b et h_e qui représente la hauteur de la banquise et la hauteur de l'eau. A partir de ces deux hauteurs, on calcule l'épaisseur du freeboard FB dans le cas où la mesure s'effectue en bande Ku et du freeboard total FT pour une mesure en bande Ka ou Laser. SD représente la couche neigeuse sur la banquise et H la partie immergée de la glace de mer. ρ_w , ρ_i et ρ_s sont les densités de l'eau, de la glace et de la neige.

$$H \cdot \rho_w = SIT \cdot \rho_i + SD \cdot \rho_s \quad (2.2)$$

avec $H = SIT - FB$ et ρ_w , ρ_s , ρ_i représentant respectivement les densités de l'eau, de la neige et de la glace. On peut ainsi exprimer SIT en fonction de FB et SD :

$$SIT = \left(\frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} \right) FB + \left(\frac{\rho_s}{\rho_w - \rho_i} \right) SD, \quad (2.3)$$

Les domaines de variabilité naturelle en Arctique des densités sont les suivants :

- ρ_w vaut $1025 \pm 3 \text{ kg/m}^3$;
- ρ_s entre 240 et 340 kg/m^3 suivant la saison et la taille de grains ;
- ρ_i entre 880 et 920 kg/m^3 .

Actuellement, l'épaisseur de neige qui intervient dans l'équation de l'équilibre hydrostatique est une information mal connue et difficile à mesurer par télédétection. Celle-ci peut être nulle ou atteindre 35 à 40 cm localement. Comme nous allons le voir, il s'agit d'une des principales sources d'incertitude dans l'estimation de l'épaisseur de glace SIT, un des objectifs de ce stage étant de quantifier cette incertitude.

Suivant la technique de mesure utilisée (altimétrie en bande Ku ou altimétrie en bande Ka ou Laser), l'épaisseur de glace ne se calcule pas de la même façon. Comme l'illustre la figure 2.2, l'onde radar en bande Ka ne pénètre pas dans

la neige alors que l'onde en bande Ku s'arrête *a priori* à l'interface neige/glace Guerreiro et al. [2016]. Il s'agit ici d'hypothèses formulées à partir de résultats de modélisation et d'observation. En effet, la pénétration de la neige par une onde électromagnétique dépend de plusieurs facteurs comme la taille de grain de neige, l'humidité, la salinité ou encore la température de surface. Une neige fraîche est par exemple constituée de grains qui n'ont subi aucune transformation, et a une masse volumique comprise entre 50 et 150 kg/m^3 . L'onde pénétrera plus facilement dans ce type de neige que dans une neige ayant subi des transformations au cours du temps et dont la masse volumique peut atteindre 300 à 350 kg/m^3 .

En bande Ka ou Laser, on mesure le freeboard total FT car l'onde émise par l'altimètre Ka ne pénètre pas la neige fig. 2.2). Le SIT s'exprime donc de la manière suivante :

$$SIT = \left(\frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} \right) FT + \left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w - \rho_i} \right) SD \quad (2.4)$$

En bande Ku, on mesure cette fois-ci le freeboard FB car l'onde pénètre dans la couche neigeuse. L'équation de calcul du SIT est l'équation 2.3 déduite de l'équilibre hydrostatique.

De plus, lorsque l'onde radar pénètre dans la neige, celle-ci est légèrement ralentie par la couche neigeuse car la densité de la neige est plus grande que celle de l'air. Cet effet de ralentissement influence notre mesure de la hauteur du freeboard par altimétrie. En effet, une onde ralentie par le manteaux neigeux met plus de temps revenir à l'altimètre à bord du satellite. Afin de prendre en compte l'effet de ralentissement de l'onde par la neige, le freeboard est exprimé comme suit :

$$FB_v = FB_m + (1-\alpha) SD$$

$$FB = FB_m = FB_v + (1 - \alpha)SD, \quad (2.5)$$

avec FB_m étant le freeboard mesuré par l'altimètre, FB_v le freeboard vrai, c'est-à-dire la valeur réelle de la hauteur du freeboard, et α étant égal à la vitesse de l'onde dans la neige sur la vitesse de l'onde dans le vide :

$$\alpha = \frac{c_s(\rho_s)}{c} = (1 + 0.51\rho_s)^{-1.5} \quad (2.6)$$

Le SIT devient alors :

$$SIT = \left(\frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} \right) \overset{FB_v}{\cancel{FB_m}} + \left(\frac{\rho_s}{\rho_w - \rho_i} \right) SD \quad (2.7)$$

$$SIT = \left(\frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} \right) \left(\overset{FB_m}{\cancel{FB_v}} + (1 - \alpha)SD \right) + \left(\frac{\rho_s}{\rho_w - \rho_i} \right) SD \quad (2.8)$$

$$SIT = \left(\frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_i} \right) \overset{FB_m}{\cancel{FB_v}} + \left[\frac{(1 - \alpha)\rho_w + \rho_s}{\rho_w - \rho_i} \right] SD \quad (2.9)$$

Dans les deux sections qui suivent, on s'intéresse donc à l'impact de la couche neigeuse sur la mesure du SIT dans le cas d'une mesure du SIT par altimétrie en bande Ku puis par altimétrie en bande Ka ou Laser. Dans le cas de la mesure par altimétrie Ku, nous étudions le cas où l'onde est ralentie en traversant la couche

de neige afin de mieux savoir si la mesure du SIT est perturbée par ce ralentissement. Puisque les densités de la glace ρ_i et de la neige ρ_s peuvent varier suivant les régions et les saisons, l'étude s'intéresse également à l'impact des densités sur la mesure du SIT.

2.2.1 Premier cas : mesure par altimétrie Ku

Nous étudions ici l'incertitude de mesure du SIT par un altimètre en bande Ku liée à la couche de neige, à la densité de neige et à la densité de glace. Cette incertitude est caractérisée dans deux cas : le cas où l'onde ne pénètre pas dans la neige et est donc directement réfléchi par la surface du manteau neigeux, puis le cas où l'onde pénètre dans la neige et est par conséquent ralentie par cette dernière. Cette section concerne ce dernier cas.

A partir des équations de la section précédente, nous avons représenté dans la figure 2.3 la variation du SIT en fonction de la variation de chaque paramètre dans leur domaine naturel de variabilité, c'est-à-dire entre 0 et 35 cm pour l'épaisseur de neige, 240 à 340 $kg.m^{-3}$ pour la densité de la neige et 880 à 920 $kg.m^{-3}$ pour la densité de la glace. Lorsqu'un paramètre varie, les autres sont fixés à leur valeur moyenne en Arctique : 900 kg/m^3 pour ρ_{ice} , 290 kg/m^3 pour ρ_{snow} et 20 cm pour l'épaisseur de neige. Pour faciliter l'analyse, nous fixons dans un premier temps le freeboard FB à une valeur moyenne de 27 cm.

Ainsi, dans le cas de la prise en compte de l'effet de ralentissement de l'onde dans la neige, on remarque que le SIT est de 3,6 m avec une épaisseur de neige de 35 cm au-dessus et de 2,24 m sans aucune couche de neige. L'incertitude maximale peut donc atteindre **1,36 m** à défaut de connaissance sur la présence de neige sur la glace.

Les incertitudes concernant les autres paramètres (densités de la neige et de la glace) sont moindres mais pas négligeables. Celles-ci sont de **25 cm** pour une variation de la densité de neige sur son domaine de variabilité et de **89 cm** pour la densité de glace. Notons que la variation non-linéaire en $\frac{1}{x}$ de la mesure du SIT en fonction de ρ_i est due au fait que la densité de glace est au dénominateur dans l'expression du calcul du SIT (equ. 2.3).

C'est donc l'épaisseur de neige qui est responsable de la plus grande incertitude sur l'estimation de l'épaisseur de glace, avec une variation de plus d'un mètre d'amplitude sur la mesure du SIT. De plus, l'impact du ralentissement de l'onde dans la neige augmente encore cette incertitude.

Nous rappelons que le freeboard est laissé constant à une hauteur de 27 cm. Le SIT étant dépendant linéairement de FB, SD et ρ_s (équation 2.3), l'incertitude maximale de mesure du SIT vaudra toujours la somme des incertitudes créées par la méconnaissance de SD et ρ_s . La variation de mesure du SIT est donc de 1,36 m pour une variation maximale (0 à 35 cm) de l'épaisseur de neige et 0,25 m pour une variation maximale (240 à 340 $kg.m^{-3}$) de la densité de la neige. Cette incertitude maximale est donc constante quelque soit le freeboard considéré.

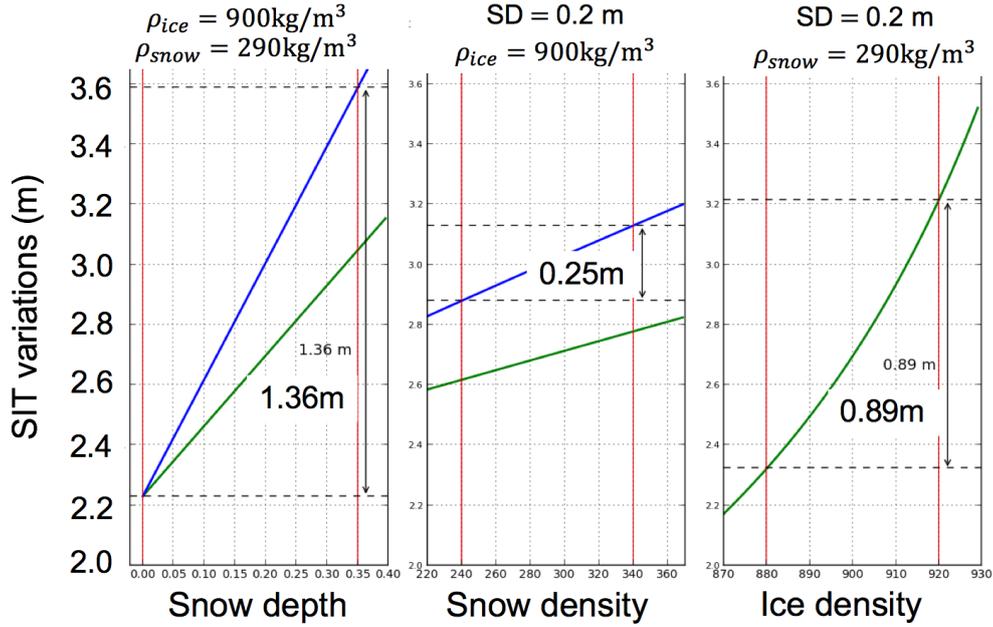


Figure 2.3. Variation d'estimation du SIT [m] par altimétrie en bande Ku en fonction des paramètres incertains : épaisseur de neige [m], densités de la neige et de la glace [$kg.m^{-3}$]. **Courbes en vert** : sans ralentissement de l'onde. **Courbes en bleu** : prise en compte de l'effet de ralentissement de l'onde dans la neige. Dans le cas de la variation de mesure du SIT en fonction de la densité de glace, le cas du ralentissement de l'onde n'intervient pas car l'onde ne traverser pas la glace. Les traits rouges correspondent aux domaines de variabilité habituels de chaque paramètre en Arctique. Le freeboard est fixé à 0,27 m.

L'incertitude de mesure du SIT en fonction de la variation de la densité de la glace n'est quant à elle pas constante quelque soit le freeboard considéré, car la relation entre le SIT et ρ_i n'est pas linéaire.

Afin de représenter la variation maximale de mesure du SIT, on introduit ici les valeurs de mesure du SIT suivantes :

- Le SIT minimal noté SIT_{min} . Il s'agit du SIT mesuré par l'altimètre lorsque le paramètre provoquant l'incertitude de mesure du SIT est au plus bas, c'est-à-dire 0 m pour SD, 240 $kg.m^{-3}$ pour ρ_s et 880 $kg.m^{-3}$ pour ρ_i .
- Le SIT maximal noté SIT_{max} . Le SIT maximal est le SIT mesuré par l'altimètre lorsque le paramètre d'incertitude est au plus haut dans son intervalle d'étude, soit 0,35 m pour SD, 340 $kg.m^{-3}$ pour ρ_s et 920 $kg.m^{-3}$ pour ρ_i .

La différence V_M entre le SIT_{max} et le SIT_{min} donne la variation maximale de mesure du SIT par l'altimètre :

$$V_M = SIT_{max} - SIT_{min} \quad (2.10)$$

Dans la réalité, le freeboard n'est pas constant et change localement. Lorsque celui-ci varie, SIT_{min} et SIT_f varie également alors que V_M reste constant. La figure 2.4a représente l'incertitude maximale sur la mesure du SIT en fonction de la variation du freeboard. L'erreur maximale est représentée en % du SIT minimal mesuré lorsque le paramètre d'incertitude est au plus bas dans son intervalle de

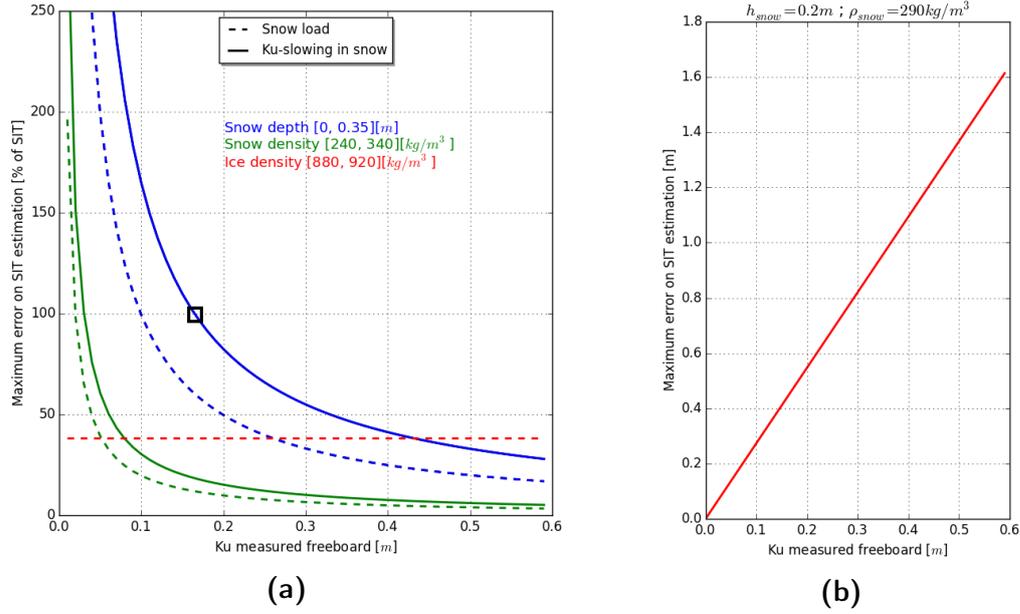


Figure 2.4. (a) : Erreur maximale sur la mesure du SIT exprimée en % du SIT minimal en fonction du freeboard $[m]$. L'erreur maximale est représentée pour la variation de chaque paramètre provoquant l'incertitude de mesure (bleu : épaisseur de neige, vert : densité de neige, rouge : densité de glace). Les courbes en traits pointillés représentent l'erreur maximale lorsque l'onde n'est pas ralentie par la couche neigeuse, alors que les courbes en traits pleins représentent le cas où l'effet de ralentissement de l'onde dans neige est pris en compte. L'erreur maximale sur la mesure du SIT est plus important lorsque l'onde est ralentie par le manteaux neigeux, et peut atteindre 100% du SIT avec 35 cm de neige sur un freeboard de 17 cm (carré noir). **(b)** : Erreur maximale sur la mesure du SIT $[m]$ en fonction du freeboard $[m]$ due à la variation de la densité de glace dans son intervalle de valeurs.

valeur. L'erreur est exprimée de la manière suivante :

$$erreur(\%) = \frac{V_m}{SIT_i} = \frac{SIT_f - SIT_i}{SIT_i} \quad (2.11)$$

On remarque que l'erreur commise sur l'estimation du SIT peut atteindre 100% du SIT_{min} lorsque la couche de neige atteint 35 cm sur un freeboard mesurant 17 cm (carré noir sur la figure). Toujours avec le même freeboard, l'erreur se réduit à 30% du SIT_{min} lorsque la densité de la neige atteint 340 $kg.m^{-3}$. L'erreur de mesure due à la densité de la glace est proportionnelle au SIT_{min} mesuré, et représente environ 40% du SIT. La figure 2.4b montre l'erreur commise en mètre sur l'estimation du SIT en fonction du freeboard due à la variation de la densité de la glace dans son domaine de variabilité, c'est-à-dire entre 880 et 920 $kg.m^{-3}$. L'erreur maximale est atteinte pour des freeboards épais, et peut atteindre 1.6 m pour un freeboard mesurant 0.6 m .

2.2.2 Second cas : mesure par altimétrie Ka ou LASER

Le deuxième cas de l'étude concerne la caractérisation de l'incertitude de mesure de SIT par un altimètre en bande Ka ou Laser. L'onde en bande Ka ayant une pénétration limitée dans la neige et le Laser étant totalement réfléchi par la

surface du manteau neigeux, l'effet de ralentissement de l'onde dans la couche neigeuse ne s'applique pas dans ce cas.

La variation de mesure du SIT est étudiée en utilisant l'équation 2.4 de calcul du SIT dans le cas de mesure du freeboard FT par un altimètre Ka ou Laser. Chaque paramètre d'incertitude (épaisseur de neige, densités de la neige et de la glace) possède le même domaine de variabilité que dans l'analyse précédente en bande Ku (section 2.2.1).

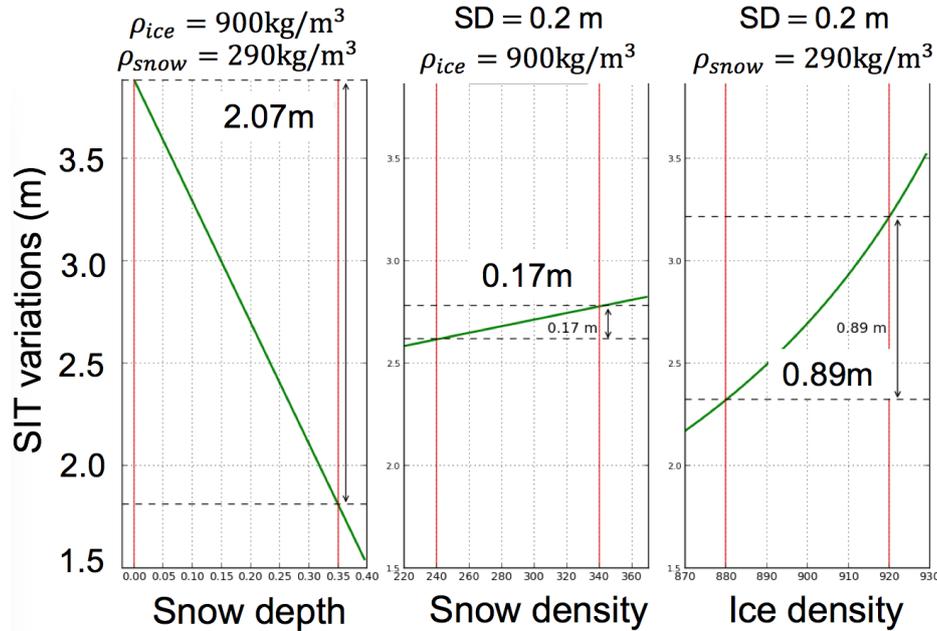


Figure 2.5. Variation de mesure du SIT [*m*] par altimétrie en bande Ka ou Laser en fonction des paramètres incertains : épaisseur de neige, densité de neige et de la glace. Les traits rouges correspondent aux domaines de variabilité habituels de chaque paramètre en Arctique. Le freeboard est fixé à 0,27 *m*.

La figure 2.5 montre ici que l'altimètre en bande Ka ou Laser peut induire une erreur de 2.07 *m* sur la mesure du SIT lorsque la couche neigeuse atteint 35 *cm* sur la banquise. Lorsque la densité de la neige varie entre 240 et 340 *kg.m*⁻³, l'erreur peut atteindre 17 *cm* sur la mesure du SIT. La variation de mesure du SIT en fonction de la variation de la densité de la glace atteint 89 *cm*. Celle-ci est la même que dans la première étude car l'onde ne pénètre pas dans le manteau neigeux et n'est pas affectée par la densité de la glace.

2.3 Bilan de l'étude théorique

Cette étude théorique nous a permis de mettre en évidence l'impact conséquent de la neige sur la mesure de l'épaisseur de la glace de mer SIT.

Si l'on classe par ordre croissant les impacts des différentes sources d'incertitude sur la mesure de l'épaisseur de glace, nous obtenons les paramètres suivants :

1. **Le freeboard** : il s'agit du paramètre qui provoque la plus grande incertitude lorsque le SIT est mesuré par altimétrie (non vu dans cette étude) Celui-ci peut induire une erreur de 50% du SIT [Giles et al. 2008]. Notons que le rapport actuel se concentre uniquement sur l'incertitude de mesure du SIT liée à la couche de neige.
2. **L'épaisseur de neige** : comme nous venons de le voir, en altimétrie Ku, l'erreur de mesure du SIT peut atteindre 1,36 *m* pour un SIT de 2,2 *m* d'épaisseur avec une couche neigeuse de 35 *cm* par dessus. En altimétrie Ka ou Laser, l'erreur de mesure peut atteindre 2,07 *m* au maximum avec la même épaisseur de neige. Lorsque l'erreur est exprimée en % du SIT initial mesuré, celle-ci peut atteindre 100% du SIT si le freeboard mesure 17 *cm* avec 35 *cm* de neige.
3. La **densité de glace**, avec une variation de la mesure du SIT pouvant atteindre 89 *cm* avec un freeboard de 0.27 *m*, et même 1.6 *m* avec un freeboard de 0.6 *m* selon une densité comprise entre 880 et 920 $kg.m^{-3}$.
4. Enfin, la **densité de neige**, qui est responsable d'une plus petite incertitude sur la mesure du SIT, avec 0.17 *m* de variation maximale sur la mesure du SIT et 0,25 *m* lorsque l'effet de ralentissement de l'onde dans la neige est pris en compte.

Chapitre 3

Comparaisons des hauteurs de neige issues de différents jeux de données

3.1 Introduction

Après avoir analysé l'impact théorique de la couverture neigeuse sur l'estimation de l'épaisseur de la glace de mer par altimétrie, nous allons à présent comparer différents jeux de données de hauteurs de neige. Les jeux de données présentés dans la partie suivante sont issus de trois sources très différentes : des données issues d'une climatologie produite à partir de mesures *in situ* effectuées entre 1954 et 1991 et synthétisé par Warren¹ [Warren et al., 1999], des données issues de la combinaison de mesures de deux missions d'altimétrie spatiale et des données produites par un modèle théorique numérique océan-glace de mer.

La climatologie de Warren est la plus utilisée dans les études sur l'Arctique. Aujourd'hui, dû au fait que les mesures aient eu lieu il y a quelques dizaines d'années, soit avant l'effet du réchauffement climatique, la climatologie donne des valeurs de hauteurs de neige trop importante en Arctique. Ces valeurs sont aujourd'hui caduques, d'où le besoin de trouver de nouvelles méthodes pour estimer les épaisseurs de neige. Une de ces méthodes est l'altimétrie spatiale. Pour rappel, l'avantage de l'altimétrie est que les mesures sont denses et continue dans le temps, avec une précision de plus en plus fine de nos jours. L'inconvénient est la couverture spatiale, qui, comme nous le verrons dans la description des données altimétriques, est limitée à 81° à cause de l'inclinaison des orbites des satellites employés. Ceci démontre l'intérêt d'utiliser un troisième jeu de données, dont le calcul des hauteurs de neige couvre tout l'Arctique. Nous avons donc choisi les données issues d'un modèle océan-banquise développé par le Centre National de Recherche Météorologique (CNRM). Ce jeu de donnée est décrit en **partie 3.2.4**.

1. Une climatologie est un ensemble de mesures décrivant les variations de paramètres climatiques sur une longue période.

3.2 Présentation des jeux de données

3.2.1 Définition des types de glace

Avant de présenter chaque jeu de donnée, il est important d'introduire et de définir la notion de type de glace. En Arctique, la glace de mer peut être classée en deux grandes catégories : la First-Year Ice (FYI) et la Multi-Year Ice (MYI). La FYI est la glace de mer saisonnière qui se forme au début de l'hiver et fond chaque été. La MYI se définit comme la glace qui survit à un ou plusieurs étés. Cette glace est moins salée et moins dense que la FYI et est souvent plus épaisse, avec une surface plus rugueuse due aux phénomènes de convergence et divergence des glaces. La glace gagnant en rugosité et en épaisseur, cela lui permet de survivre à un cycle de fonte plus facilement. Ces deux types de glace présentent des propriétés électromagnétiques différentes détectables par les capteurs à bords des satellites.

Dans la suite de l'étude, nous utilisons les produits OSI SAF de l'agence EUMETSAT fournissant des cartes quotidiennes du type de glace en Arctique (fig. 3.1).

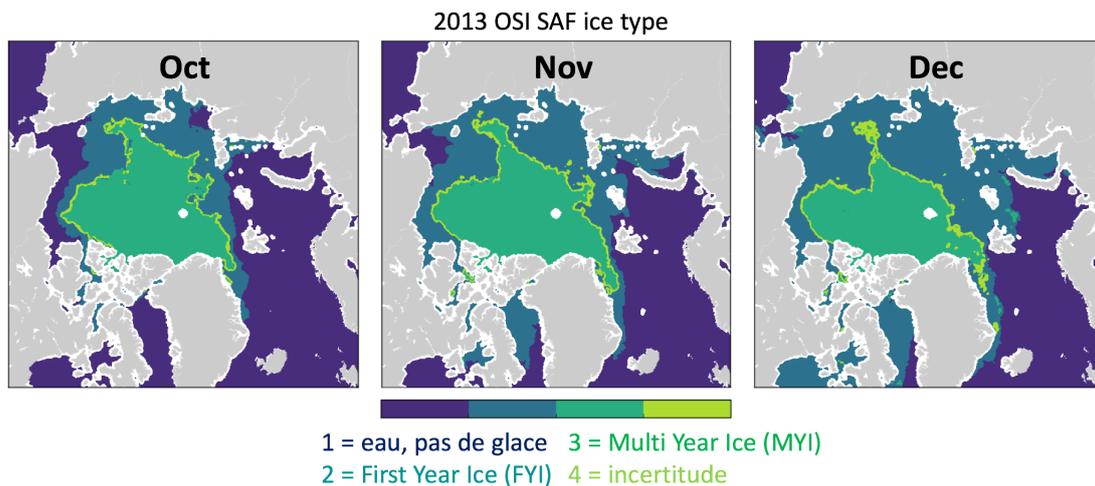


Figure 3.1. Les cartes du produit OSISAF fournissant le type de glace rencontré en Arctique jusqu'à 88°. La limite entre les régions de MYI et FYI est représentée par une zone d'incertitude où la glace rencontrée est un mélange de glace annuelle et pluri-annuelle.

3.2.2 La climatologie de Warren

Le premier jeu de données de hauteurs de neige considéré est la climatologie de Warren, appelée W99. Ces données sont issues de mesures *in situ* effectuées en Arctique le long de stations soviétiques dérivantes sur des zones de MYI sur une période continue de 37 ans (1954-91) synthétisées par Stephen G. Warren de l'université de Washington et son équipe Warren et al. [1999]. Les hauteurs de neige pluriannuelles ont ensuite été converties en données mensuelles pour obtenir un produit final indépendant de l'année de mesure et faisant apparaître les variations saisonnières. A défaut de mesures régulières des épaisseurs de neige, la

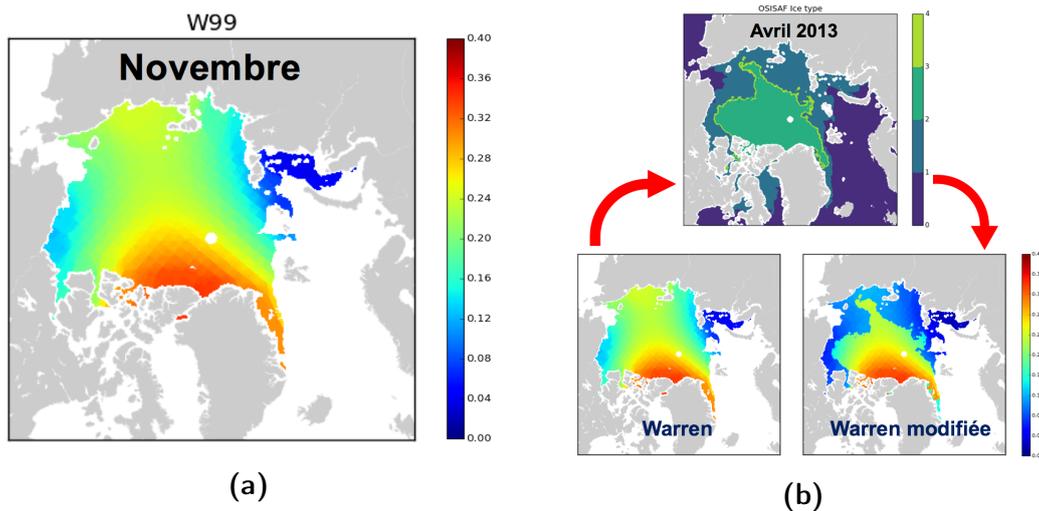


Figure 3.2. (a) : Carte des hauteurs de neige moyennes [m] obtenue à partir de la climatologie de Warren pour novembre. (b) : Production de la climatologie modifiée W99m à partir des données OSISAF. Les zones de type de glace sont calquées sur la climatologie W99, puis un facteur multiplicatif de 0,5 est appliqué sur la neige présente dans les zones de FYI. Le résultat est la climatologie modifiée W99m.

climatologie W99 est une référence couramment employée dans la littérature.

A l'heure du réchauffement climatique et de la fonte accélérée des glaces dans les pôles, la climatologie W99 s'éloigne de plus en plus des valeurs d'épaisseurs de neige actuelles dans l'Arctique. Les épaisseurs de neige mesurées par Warren sont particulièrement erronées sur les zones de FYI, qui contiennent des couches de glace plus fines et qui sont donc sujettes à plus de changements dus à la température de l'air.

Par exemple, les observations montrent que récemment, la glace en zone de FYI subit un retard progressif dans sa formation chaque année. Comme nous le verrons par la suite (voir la figure 3.10 dans la discussion), la neige tombe dès début septembre dans les régions de FYI. Si la glace n'a pas encore eu le temps de se former à cause du retard de la température, la neige se précipite directement dans l'océan et ne peut s'accumuler.

Modification de la climatologie

Afin de palier au problème des épaisseurs de neige trop importantes de la climatologie de Warren, la communauté scientifique utilise une climatologie de Warren dite *modifiée* qui permet d'obtenir des hauteurs de neige qui se rapprochent des valeurs actuelles. Les zones de FYI étant les zones les plus sensibles à la fonte ou la formation des glaces, cette climatologie modifiée, que nous appelons W99m, est calculée en réduisant de 50% l'épaisseur de neige dans les zones de FYI (définies selon les cartes de type de glace d'OSISAF). La figure 3.2 schématise le passage de W99 à W99m. Ainsi, dans les zones de FYI représentées en vert foncé (entre 1 et 2 sur la légende), seulement la moitié de la valeur initiale de l'épaisseur de neige est prise en compte.

Année	2013	2014	2015
Mois	Avr, N, D	J, F, Mar, Avr, N, D	J, F, Mar, Avr

Table 3.1. Mois où les données CAR sont disponibles entre 2013 et 2015.

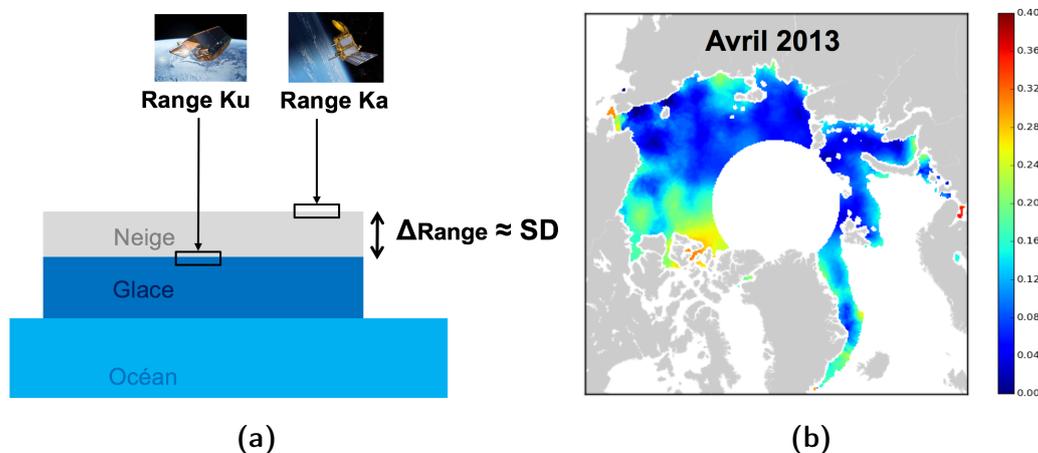


Figure 3.3. La différence des ranges des deux fréquences (Ka de la mission SARAL/AltiKa et Ku de la mission CryoSat-2) est un bon proxy pour évaluer l'épaisseur de neige SD sur la banquise (a). En (b), le résultat sous forme de carte des hauteurs de neige pour le mois d'avril 2013. La couverture du produit final est celle de SARAL/AltiKa, soit jusqu'à 81,5°.

3.2.3 Les données issues de l'altimétrie spatiale : CAR

La comparaison inclue également des données issues de l'altimétrie spatiale. L'avantage de l'altimétrie est que l'échantillonnage spatio-temporel est dense et continu dans le temps. Ces hauteurs de neige proviennent d'une combinaison des mesures de deux missions satellites, CryoSat-2 (2010-) de l'Agence spatiale européenne (ESA) et SARAL/AltiKa (2013-) issue de la collaboration entre le CNES et l'Agence spatiale indienne (ISRO). CryoSat-2 est équipé d'un altimètre en bande Ku ($f = 13,6 \text{ GHz}$, $\lambda = 0,8 \text{ cm}$) et couvre une zone allant jusqu'à 88° de latitude. Le satellite franco-indien est quant à lui équipé d'un altimètre-radiomètre en bande Ka ($f = 37 \text{ GHz}$, $\lambda = 2,2 \text{ cm}$) et a une couverture de 81,5°. Depuis avril 2013, date du lancement de SARAL/AltiKa, il est donc possible d'observer la glace de mer à deux fréquences différentes.

Comme expliqué dans l'étude théorique, l'onde radar en bande Ku s'arrête *a priori* à l'interface neige/glace alors que l'onde en bande Ka ou Laser ne pénètre pas (ou peu) dans la couche neigeuse. Le jeu de données CAR est alors obtenu en faisant la différence des *range* (voir section 1.3 sur le principe de l'altimétrie) entre les deux bandes de fréquence Ka et Ku (fig. 3.3a) [Guerreiro et al. 2016].

Le tableau 3.1 liste les mois où les données CAR sont disponibles par année. Il n'y a pas de donnée entre les mois de mai et octobre car la fonte de la neige rend difficile l'observation de la banquise par altimétrie.

3.2.4 Le modèle climatique du CNRM

Un des objectifs principaux de ce travail est d'évaluer et de comparer des méthodes alternatives à la climatologie de Warren. Après les données altimétriques

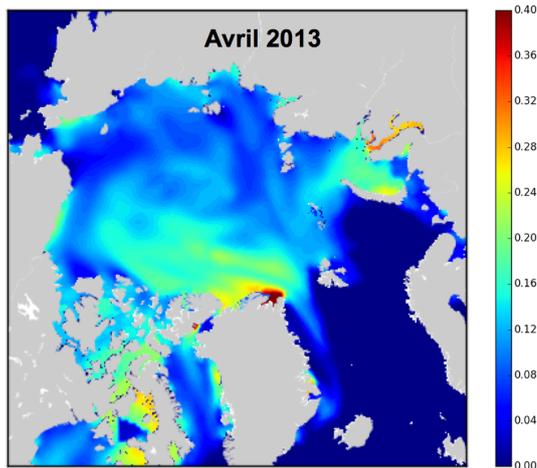


Figure 3.4. Cartes des hauteurs de neige [m] en Arctique obtenue à partir du modèle océan-glace de mer NEMO-GELATO en avril 2013. Résolution spatiale : 50 km correspondant à environ 1°.

CAR, nous portons un intérêt sur les données de hauteurs de neige issues du modèle climatique NEMO-GELATO du CNRM [Chevallier et al., 2013][Voldoire et al., 2013].

Ce modèle couple un modèle de circulation générale océanique (modèle NEMO) à un modèle qui simule l'évolution dynamique et thermodynamique de la glace de mer (modèle numérique GELATO). Les flux océan-atmosphère sont également calculés au cours de la simulation, ce qui permet de bien représenter les processus de formation et fonte de glace.

GELATO est dit *multi-catégories*, car il simule la thermodynamique pour quatre catégories d'épaisseurs de glace : 0-30cm, 30-80cm, 80cm-3m et supérieure à 3m. La somme des fractions occupées par chaque catégorie représente la concentration en glace de mer (*sea ice concentration*), utilisée notamment pour simuler l'extension de la glace en Arctique. Le modèle simule également l'accumulation de neige sur la banquise, représentée sous forme de carte en figure 3.4. C'est le produit de cette simulation que nous utilisons pour le travail de comparaison. GELATO est la composante "glace de mer" du modèle climatique global du CNRM, CNRM-CM5.

Le modèle océan-banquise est forcé par les données atmosphériques ERA-Interim. Une ré-analyse est une technique de production de larges jeux de données qui assimilent toutes les observations disponibles (satellites, sondes, bouées, navires, etc.) avec un échantillonnage de 6h à 12h ([NCAR-UCAR]). Les champs de température et humidité à 2m, de vents à 10m, les flux radiatifs solaire et infrarouge ainsi que les précipitations issus de la ré-analyse sont utilisés pour calculer les flux de chaleur, de quantité de mouvement et d'eau utile pour guider le modèle d'océan-banquise : on parle ainsi de *forçage* du modèle par ces données atmosphériques.

Ce modèle peut donc être utilisé pour étudier les variations de l'extension de la glace de mer en Arctique ou pour mieux comprendre le recul observable des glaces depuis presque trente ans ([de Recherches Météorologiques, 2014]).

3.3 Intérêt de la comparaison

La tableau ci-après décrit les jeux de données utilisés dans l'étude comparative. Notons que le jeu OSISAF fournissant les types de glace n'est pas directement comparé aux autres jeux de données, mais sert simplement d'outils pour produire la climatologie modifiée W99m à partir de la climatologie de Warren.

Jeu de donnée	Type	Période	Couverture	Résolution spatiale
OSI SAF	Type de glace	2010-15	88°	12.5 km
W99	Climatologie	1954-91	pan-arctique	-
CAR	Altimétrie	2013-15	81,5°	2 km
CNRM	Modèle océan-banquise	2010-15	pan-arctique	50 km

Table 3.2. Récapitulatif des jeux de données comparés et description de leurs principales caractéristiques.

Les intérêts de ce travail de comparaison sont multiples :

- Vérifier la cohérence des données altimétriques qui sont obtenues à partir d'une nouvelle approche en combinant deux missions d'altimétrie spatiale, l'une utilisant la bande Ku et l'autre la bande Ka (section 3.2.3) ;
- Effectuer la toute première comparaison du modèle climatique du CNRM à d'autres solutions de hauteurs de neige. En comparant des données théoriques à des données issues de l'altimétrie et de mesure *in situ*, l'objectif principal est de savoir si les sorties du modèle reproduisent correctement les épaisseurs de neige sur l'ensemble de l'Arctique et de comprendre les éventuelles différences.
- Combiner des données théoriques, altimétriques et *in situ* dans une seule et même comparaison pour étendre l'exploitation des données observées aux zones non observables.
- Fiabiliser les données : une bonne corrélation entre des données d'origines indépendantes vient renforcer la confiance sur chacune des données.
- Comparer les hauteurs de neige actuelles aux valeurs mesurées il y a 40 ans pour évaluer l'amincissement de la couche de neige dû au changement climatique en Arctique.

3.4 Résultats des comparaisons

3.4.1 Méthodes et outils employés

Le format NetCDF

Chaque jeu de données est stocké dans des fichiers au format `netcdf`. `Netcdf` est un format libre (open source) de stockage de données et auto-documenté. En voici la définition traduite de la documentation officielle [Net] :

NetCDF (Network Common Data Form) est un ensemble d'interfaces et de bibliothèques distribuées librement pour l'accès à des données scientifiques stockées sous la forme de tableaux pour les langages C, Fortran, C++, Java et autres.

Ce format de donnée est indiqué par l'extension `.nc` au nom de fichier. Il est notamment très utilisé dans les applications de l'observation spatiale, comme l'océanographie, la météorologie et la climatologie.

Les fichiers employés dans cette étude ont une dimension (x, y) et sont composés de variables et d'attributs. Le couple (x, y) correspond à la taille de la grille contenant les mesures. Chaque point (x_i, y_i) de la grille a une latitude `lat` et une longitude `lon`, et un ensemble de paramètres propres à la donnée mesurée, tels que l'épaisseur de la neige, le type de glace ou la concentration en glace de mer.

Outils de programmation

Dans ce travail, nous avons choisi d'utiliser le langage de programmation Python afin de manipuler chaque jeu de données. Python est largement utilisé par la communauté scientifique et possède de nombreuses bibliothèques orientées vers l'analyse de données stockées sous forme de tableaux [pyt]. Sa documentation, son libre accès (open source) et sa distribution sur tous les systèmes d'exploitations sont également des atouts qui ont été considérés lors de ce choix.

Méthodologie

Les sections qui suivent présentent les résultats des comparaisons entre chaque jeu de données. La comparaison comprend le calcul et l'examen, pour chaque produit de hauteurs de neige, des variables statistiques suivantes :

- Moyennes et médianes mensuelles ;
- Distributions mensuelles ;
- Root Mean Square Deviation (RMSD) et coefficient de corrélation $\langle r \rangle$;
- Nuage de points (scatter plot) lors de la validation des données avec un jeu de donnée indépendant.

Afin que la comparaison statistique des données soit valide, il est important que chaque fichier `netcdf` ait la même répartition géographique des données.

Initialement, certains fichiers contiennent plus ou moins de valeurs d'épaisseurs de neige que d'autres. Par exemple, les hauteurs de neige CAR s'arrête à $81,5^\circ$ alors que les solutions W99 et CNRM fournissent des données jusqu'au pôle nord. Ce surplus de mesures aurait une influence sur le résultat final en créant un biais.

Pour cela, il est indispensable de masquer les valeurs au-dessus de $81,5^\circ$, limite nord des données CAR, dans chaque jeu de données. De manière générale, si un des produits ne contient pas de mesures à un endroit précis, tous les autres produits sont masqués à cet emplacement. Les différentes grilles de données auront donc le même nombre de valeurs aux mêmes emplacements géographiques.

De plus, les épaisseurs de neige sont masquées lorsque la concentration en glace de mer est inférieure à 90%. Cette concentration est obtenue grâce au champs de concentration de glace (sic : sea ice concentration) produit par le modèle du CNRM.

Les moyennes de hauteurs de neige sont calculées sur l'ensemble de l'Arctique (pan-arctique, jusqu'à $81,5^\circ$) mais également mer par mer pour observer les disparités régionales (voir la figure 3.5 pour l'emplacement géographique des différentes

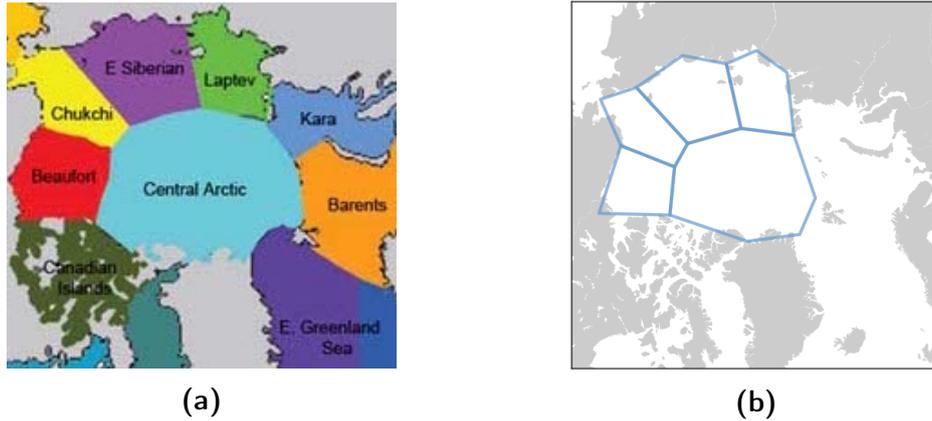


Figure 3.5. Délimitations des différentes mers formant l’océan Arctique (a) et construction des polygones pour le calcul des moyennes d’épaisseurs de neige mer par mer (b).

mers de l’océan Arctique). Chaque mer est délimitée selon sa zone géographique par un polygone construit manuellement. Il est ensuite possible de masquer chaque jeu de données sur toutes les mers sauf une, et ainsi effectuer des calculs de paramètres sur les épaisseurs de neige sur cette seule région.

De plus, les paramètres statistiques des épaisseurs de neige sont obtenus indépendamment sur les zones de FYI et de MYI (fig. 3.1) car la neige se comporte différemment suivant ces zones. Les épaisseurs de neige ont également tendance à être plus importantes sur les zones de MYI que sur les zones de FYI, moins rugueuses, où la neige est plus facilement balayée par le vent.

3.4.2 Cartes et moyennes mensuelles

La première étape de comparaison a consisté à représenter chaque jeu d’épaisseurs de neige sous la forme la plus visuelle, c’est-à-dire en cartes. Ces cartes sont tracées mensuellement sur l’Arctique jusqu’à $81,5^\circ$, là où s’arrête les données CAR. Seuls les mois communs à chaque jeu sont représentés (tableau 3.1 des disponibilités des mesures CAR).

La figure 3.6 regroupe les cartes d’épaisseurs de neige pour l’année 2013 au début du printemps et en début d’hiver (on trouvera les années 2014 et 2015 en annexe A).

La climatologie de Warren donne des épaisseurs de neige très élevées dans l’ensemble, avec des valeurs dépassant les 35 cm en avril 2013 et souvent au-dessus de 20 cm aux mois de novembre et décembre 2013, à l’exception de la mer de Kara où il y a peu de glace à cette période de l’année.

Le modèle dynamique du CNRM reproduit des épaisseurs de neige plus fines dans l’ensemble, avec une accentuation visible de l’écart en novembre et décembre par rapport aux autres solutions.

En avril, les données CAR et CNRM sont assez cohérentes entre elles, avec une bonne reproduction du modèle des épaisseurs de neige dans les zones de MYI et en mer de Sibérie de l’est. Les cartes de CAR confirment que les hauteurs de neige sont plus importantes dans les zones de MYI, reconnaissables par des hauteurs de neige comprises entre 15 et 35 cm . Les observations satellites montrent que la

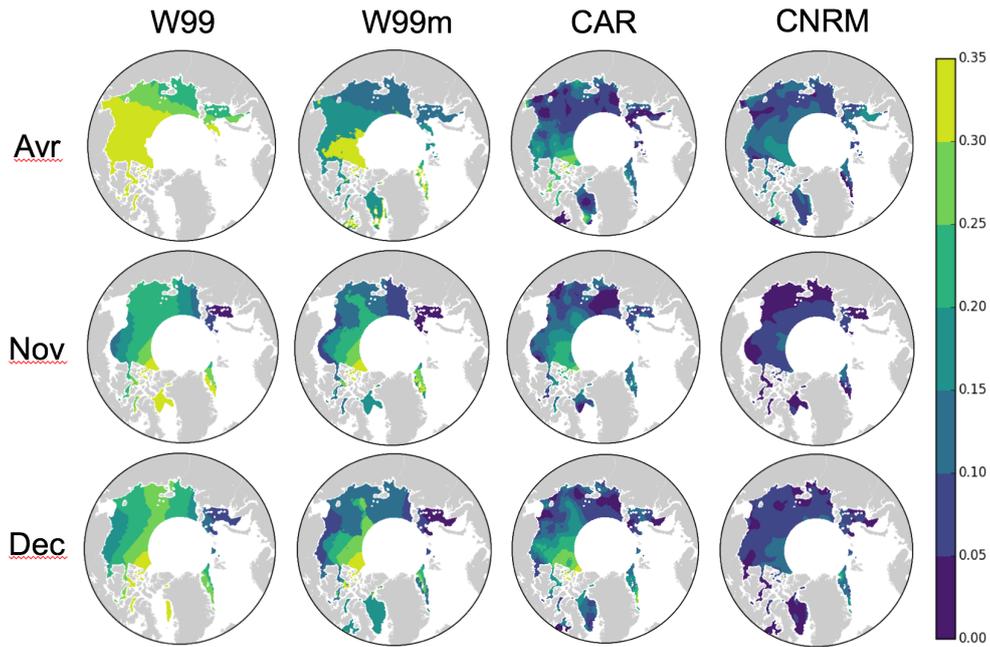


Figure 3.6. Cartes des hauteurs de neige [*m*] dans l'Arctique jusqu'à 81,5° de latitude pour l'année 2013. Une bonne cohérence entre CAR et le modèle du CNRM est observée en avril, alors que le modèle reproduit des valeurs plus basses au début de l'hiver. La climatologie de Warren est toujours plus haute quel que soit le mois considéré.

mer de Beaufort et l'Arctique central sont des régions à forte concentration de MYI. La "langue" de MYI s'étirant de l'Arctique Central jusqu'entre les îles de Nouvelle-Sibérie et l'île de Wrangel en début d'hiver est également reconnaissable sur les cartes de CAR.

La figure 3.7 montre l'évolution de 2013 à 2015 de la moyenne mensuelle, confirme les observations sur les cartes : les épaisseurs de neige du CNRM sont plus basses en début d'hiver par rapport à CAR et à la climatologie, avec un écart conséquent entre CNRM et CAR pouvant atteindre 5 *cm* en décembre 2014 et 8 *cm* en décembre 2015. En fin de saison les moyennes d'épaisseurs de neige du modèle et de l'altimétrie sont plus cohérentes entre elles, comme le montre la diminution des RMSD entre 6 et 7 *cm* en mars/avril 2014 et 2015 (voir tableau 3.3). La climatologie de Warren est toujours plus élevée, et même sa version modifiée est plus haute que les moyennes CAR et CNRM.

La chute brutale des épaisseurs de neige observée par CAR en janvier 2014 en mer de Beaufort correspond à une dérive d'un large fragment de banquise composée de MultiYear Ice (fig. 3.7b). Ce fragment de glace a quitté la mer de Beaufort et a emporté avec lui la couche de neige accumulée au-dessus.

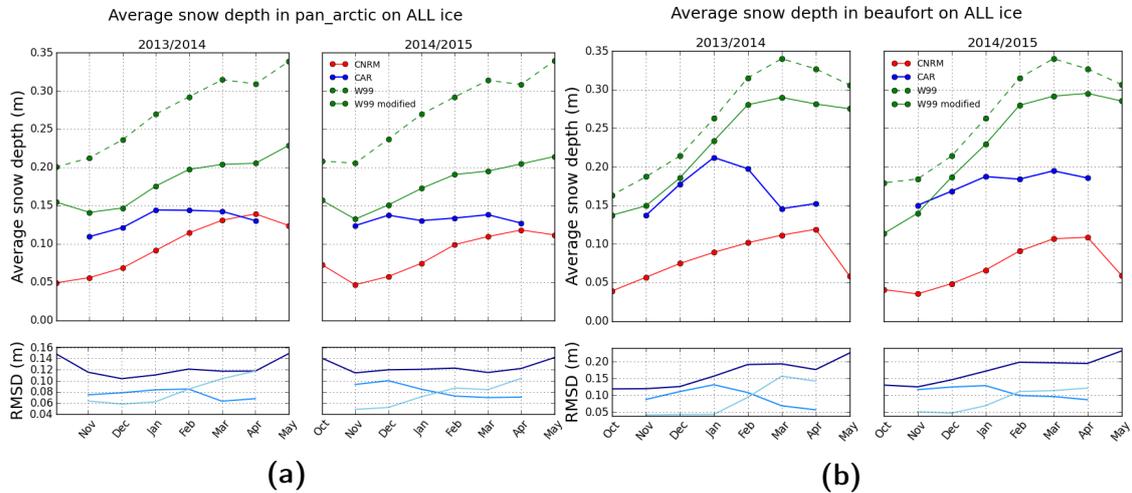


Figure 3.7. En haut : Moyennes mensuelles des épaisseurs de neige [m] sur les saisons 2013/2014 et 2014/2015 en Arctique (a) et en mer de Beaufort (b) sur tous types de glaces. Le trait pointillé vert correspond à la climatologie de Warren et les traits pleins vert, bleus et rouges à W99m, CAR et CNRM respectivement. En bas : RMSD [m] associées. En bleu clair : CAR/W99m, bleu moyen : CAR/CNRM, bleu foncé : CNRM/W99m.

	2013			2014						2015			
	Apr	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr
ALL	5.85	7.47	7.84	8.36	8.52	6.32	6.78	9.33	10	8.47	7.24	6.97	7.06
FYI	5.47	5.42	5.57	5.41	6.46	5.59	6.64	7.78	8.07	6.35	5.49	5.32	6.17
MYI	7.11	10.21	12.46	13.07	11.44	7.93	7.06	12.31	13.7	12.7	10.56	10.77	8.6

Table 3.3. Root Mean Square Deviation [cm] entre les produits d'épaisseur de neige CAR et CNRM par mois.

3.4.3 Validation avec les données aéroportées

L'analyse précédente permet de comparer des jeux de données mais pas de déterminer lequel est le plus réaliste.

Afin de réduire cette ambiguïté, nous avons comparé les trois jeux de données précédents à des mesures *in situ* et aéroportées indépendantes.

Ce sont les données de la mission américaine Operation IceBridge (OIB) qui ont été choisies pour effectuer cette validation. Depuis mars 2009, la NASA observe les zones polaires en utilisant des instruments à bords de vols aéroportés survolant la mer de Beaufort, les côtes du Groenland et la partie nord-américaine de l'Arctique central [OIB].

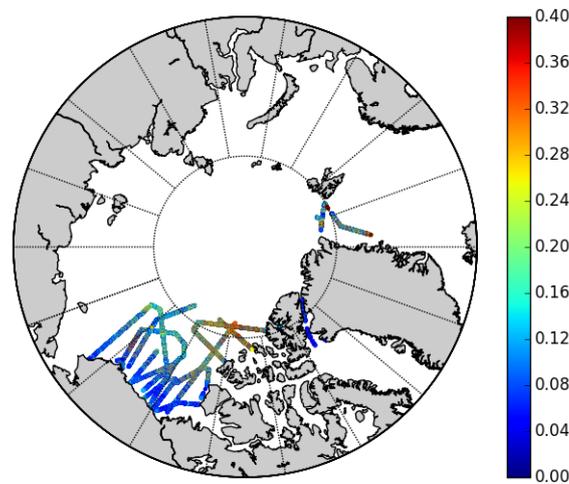


Figure 3.8. Mesure de l'épaisseur de neige [m] le long des traces des avions OIB en mars 2014. Les mesures sont concentrées principalement en mer de Beaufort et sur une partie de l'Arctique central.

Les produits CAR, CNRM et W99 ont donc été comparés aux valeurs mesurées le long des traces OIB de mars 2014 en mer Beaufort et en Arctique central (fig. 3.8). Afin d'évaluer la corrélation entre chaque produit initial et les mesures OIB, des graphiques sous forme de nuages de points ont été tracés.

La figure 3.9 montre la répartition des hauteurs de neige des données CAR, CNRM et W99m le long des traces OIB.

On observe sur le graphe W99m vs. OIB que tous les points sont au-dessus de la droite $y = x$, ce qui montre que toutes les valeurs de la climatologie sont supérieures aux épaisseurs de neige OIB. La corrélation entre CAR et OIB est relativement correcte, avec un coefficient $\langle r \rangle = 0.77$ et très peu d'écart significatifs entre les deux solutions. Ceci laisse entendre que les hauteurs neige CAR sont fiables dans cette zone de l'Arctique. Enfin, on distingue une bonne cohérence des valeurs basses (en-dessous de 20 cm) entre le CNRM et OIB. Le modèle océan-banquise sous-estime donc les valeurs d'épaisseurs de neige plus haute (au-dessus de 20 cm). La moyenne des hauteurs de neige produite par le modèle en mer de Beaufort est légèrement supérieure à 11 cm, alors que celle des hauteurs CAR est de 15 cm dans cette zone (fig. 3.7).

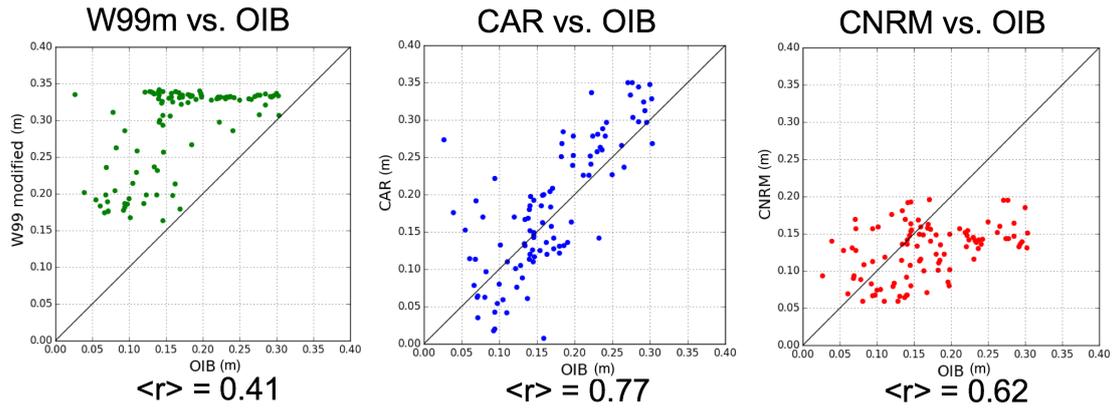


Figure 3.9. Nuages de points des solutions de neige vs. OIB avec droite de régression parfaite ($\langle r \rangle = 1$) et coefficients de corrélation associés.

3.5 Analyse des résultats et discussion

Cette partie de l'étude a tout d'abord consisté à comparer les moyennes mensuelles des hauteurs de neige issues des solutions W99, W99m, CAR et CNRM dans l'Arctique et en mer de Beaufort sur les saisons 2013/2014 et 2014/2015 (figure 3.7).

Nous avons présenté une nouvelle approche pour l'estimation des hauteurs de neige en Arctique s'appuyant sur la combinaison de deux mission d'altimétrie (CAR) Guerreiro et al. [2016]. Ce jeu de donnée a ensuite été comparé pour la première fois à un modèle élaboré d'accumulation de neige (CNRM), puis a été validé à l'aide d'observations aéroportées (OIB).

Nous avons montré que la climatologie de Warren donne des épaisseurs de neige plus hautes que les autres jeux de données, principalement dues à la réduction progressive de l'extension de la glace de mer causée par le réchauffement climatique accéléré dans les pôles et le changement climatique à l'échelle globale. De plus, l'observation d'une relativement bonne cohérence entre les données CAR et CNRM aux mois de mars et avril, et ce à chaque saison, conforte l'idée que le modèle théorique reproduit correctement les hauteurs de neige en fin de saison. Il n'en va pas de même en début d'hiver (novembre et décembre) où une nette différence entre CNRM et CAR est systématiquement constatée, confirmée par des distributions maximales des hauteurs de neige du CNRM autour de 5 cm en décembre. Les écarts moyens, modélisés par les RMSD, atteignent également leurs valeurs maximales autour du mois de décembre de chaque année.

Cet écart peut s'expliquer par plusieurs hypothèses :

- En fin d'été, la couverture de neige fond totalement dans le modèle, ce qui a pour effet réinitialiser les hauteurs de neige à zéro. Cette fonte totale ne représente pas totalement la réalité puisqu'il est possible de trouver une fine couche de neige sur certaines zones de MYI au mois d'août.
- La production trop faible des précipitations neigeuses par le forçage atmosphérique ERA-Interim peut également être mise en cause. En effet, le modèle ne fait pas "précipiter" la neige en début d'hiver, ce qui induit aus-

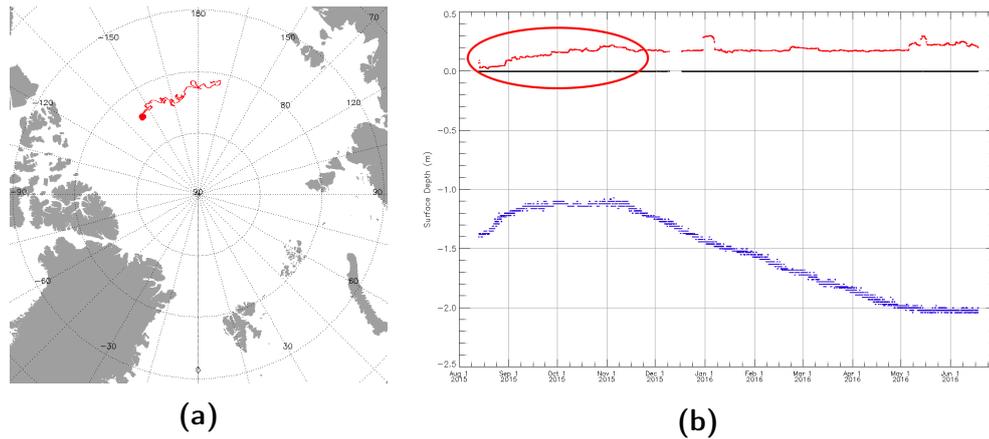


Figure 3.10. Parcours de la bouée IMB 2015F dans l'Arctique central entre le 13 août 2015 et le 16 juin 2016 (a) et hauteurs de neige mesurées [m] ((b), courbe rouge). Le graphique montre que l'accumulation de la couche neigeuse se déroule principalement entre fin août et début novembre dans cette zone (zone entourée en rouge). L'épaisseur de neige ne change pratiquement plus après cette date. Crédit : <http://imb.erd.c.dren.mil/2015F.htm>

sitôt un défaut d'accumulation de la neige et une perte d'épaisseur de la couche neigeuse sur la glace de mer. De plus, dans certaines régions en mer de Beaufort et en Arctique central, une grande partie de la neige s'accumule entre septembre et décembre pour atteindre son maximum à la mi-décembre, puis reste à un niveau constant jusqu'en période de fonte Sturm et al. [2002]. Ceci peut s'illustrer en observant les données du programme américain Ice Mass Balance (IMB), qui a déposé des bouées dérivantes munies d'instruments de mesure de l'épaisseur de neige. Les mesures de la bouée 2015F dans l'Arctique central montrent que la neige ne s'accumule plus après novembre 2015 (fig. 3.10), ce qui confirme l'hypothèse des précipitations neigeuses dès septembre.

- Il persiste une incertitude sur la ré-analyse ERA-Interim. Celle-ci montre à certains endroits des biais de température allant jusqu'à 2°C , ce qui pourrait perturber l'accumulation de neige dans certaines zones dû aux températures simulées trop hautes.
- La trop forte densité de la neige (tassement de la neige trop important) dans le modèle dynamique du CNRM peut également réduire l'épaisseur de la neige.

Chapitre 4

Impact des différents de jeux de hauteurs de neige sur les épaisseurs de glace de mer

4.1 Introduction et présentation du freeboard CryoSat-2 AWI

Après avoir comparé des solutions de hauteurs de neige issues de plusieurs sources, nous nous intéressons à présent à l'estimation de l'incertitude de mesure de l'épaisseur de la glace de mer (SIT) liée à la neige.

Nous allons pour cela étudier l'impact de chaque jeu d'épaisseur de neige précédemment comparé sur l'estimation du SIT. Pour rappel, dans le cas de mesure par altimétrie en bande Ku, le SIT est calculé en fonction du franc-bord (FB) et de l'épaisseur de neige (SD), ainsi que des densités de l'eau, de la glace et de la neige (équation 2.3).

Afin de retrouver le SIT, nous avons besoin d'un franc-bord mesuré indépendamment de cette étude. Nous avons choisi le franc-bord produit par l'Alfred Wegener Institut (AWI) à partir des mesures de la mission d'altimétrie CryoSat-2, représenté par la figure 4.1 sous forme de carte. CryoSat-2 embarque à bord un altimètre en bande Ku (instrument SIRAL) capable de mesurer l'élévation du franc-bord dans l'océan Arctique.

4.2 Comparaison des différentes épaisseurs de glace

Les SIT sont calculés à partir du freeboard CryoSat-2 AWI et de chaque jeu de hauteurs de neige en utilisant l'équation de l'hydrostatique dans le cas de l'altimètre en bande Ku. Nous calculons ensuite les variations des moyennes mensuelles de SIT sur les saisons 2013-2014 et 2014-2015 (fig. 4.2 en page 35), ainsi que la variation de la moyenne du freeboard CryoSat-2 AWI. Ces deux moyennes sont tracées sur tout l'Arctique jusqu'à 88° et en mer de Beaufort.

On remarque que le SIT mesuré avec la couche de neige issue de la climatologie de Warren est plus haut que les autres SIT. Les SIT mesuré avec les neiges CAR

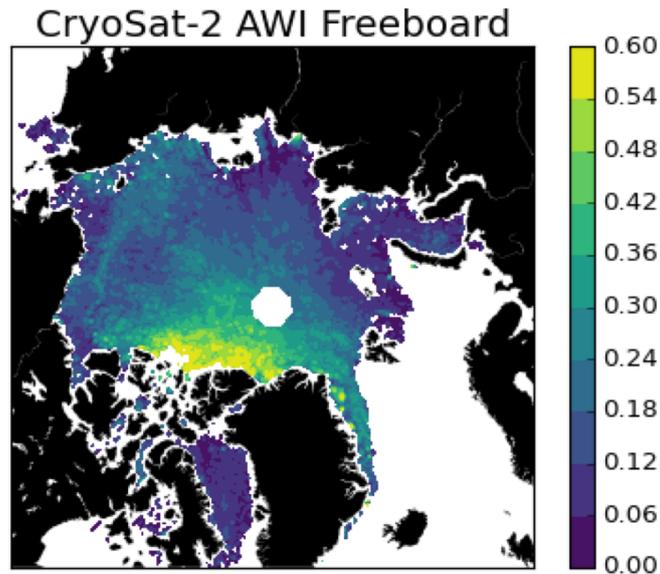


Figure 4.1. Carte du freeboard [m] obtenue à partir du produit AWI. L'inclinaison à 92° du satellite CryoSat-2 rend les données au-dessus de 88° indisponibles.

et CNRM suivent des variations similaires, avec une meilleure cohérence entre les deux épaisseurs au printemps par rapport au début de l'hiver. Nous avons ajouté deux moyennes mensuelles de la glace de mer : le SIT simulé par le modèle climatique du CNRM (pour rappel, le modèle NEMO-GELATO est un modèle de glace de mer, et simule donc, en plus de l'accumulation de la neige, la distribution de l'épaisseur de la glace de mer) et un SIT sans manteaux neigeux par-dessus (*snow ignored*).

On peut observer que, en soustrayant entre le SIT le plus épais (il s'agit ici du SIT avec la neige W99m) avec un SIT sans neige (SIT *snow ignored*), on obtient une différence de 50 cm en début d'hiver (novembre et décembre) sur l'ensemble de l'Arctique et jusqu'à 90 cm aux mois de mars et avril de chaque année. En mer de Beaufort, est différence est même accentuée et atteint déjà 75 cm en début d'hiver entre SIT W99m et SIT *snow ignored* et plus d'un mètre en avril 2014.

Pour un SIT mesurant $1,5\text{ m}$ en début d'hiver, il y a donc une variation de plus 30% du SIT selon le choix des épaisseurs de neige. Au début du printemps, la variation atteint presque 50% du SIT selon les épaisseurs de neige choisies, ce qui est assez conséquent.

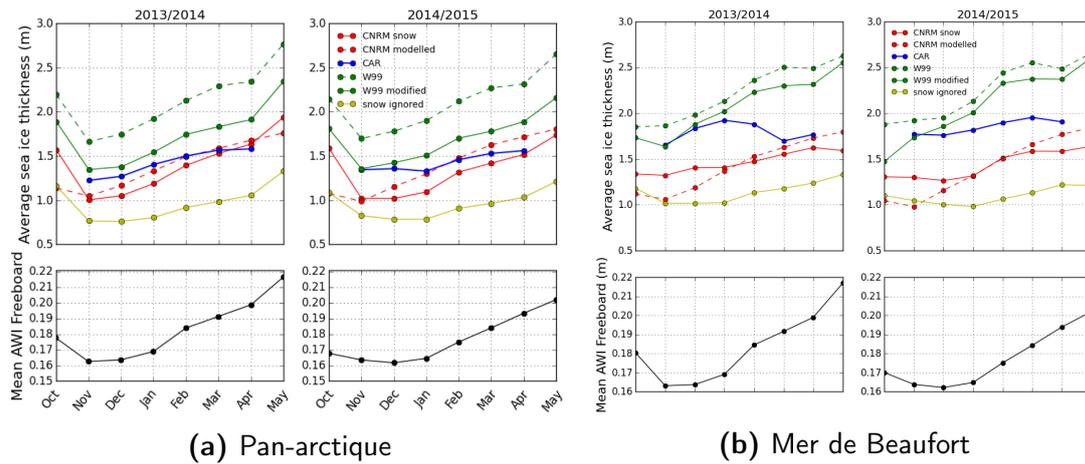


Figure 4.2. En haut : variations des moyennes mensuelles d'épaisseur de glace de mer SIT [m] calculé à partir du freeboard CryoSat-2 AWI et de chaque solutions d'épaisseurs de neige en Arctique (a) et en mer de Beaufort (b) d'octobre à mai 2013/2014 et 2014/2015. En plus du SIT calculé avec la couche de neige issue modèle du CNRM, le SIT directement simulé par le modèle a été ajouté (trait pointillé rouge), ainsi que le cas où il y a absence de couche neigeuse (trait plein jaune). En bas : variations de la moyennes mensuelles du freeboard AWI [m] sur les mêmes périodes.

Chapitre 5

Conclusion et perspectives

De par son rôle de régulateur thermique, la neige a une grande importance dans le climat de l'Arctique et sur le climat global. Celle-ci peut être responsable de la fonte accélérée de la glace, mais également de son maintien prolongé. De plus, la masse de la neige enfonce la banquise dans l'océan, créant ainsi une sous-estimation de la hauteur de la partie émergée de la glace de mer, le franc-bord. De part sa variabilité, la couche neigeuse représente une grande source d'incertitude dans l'estimation du volume de la glace de mer par altimétrie, car il est notamment difficile de la traverser totalement à l'aide des ondes radar à hautes fréquences.

Cette étude a permis de quantifier cette incertitude. Nous avons pu montrer lors de l'étude théorique que l'épaisseur de neige est responsable de la plus grande source d'incertitude, avec une variation possible de la mesure du SIT de plus d'un mètre avec un altimètre en bande Ku et de plus de deux mètres avec un altimètre en bande Ka ou Laser. Les densités de glace et de neige sont également responsables d'une incertitude sur la mesure du SIT par altimétrie.

Nous avons également comparé des jeux de données de hauteurs de neige issus de sources variées, avec notamment une nouvelle approche s'appuyant sur la combinaison des mesures de deux altimètres, l'un en bande Ku et l'autre en bande Ka (CAR [Guerreiro et al., 2016]). Nous avons présenté la première comparaison d'un modèle élaboré d'accumulation de neige produit au CNRM avec des observations altimétriques (CAR) et aéroportées (OIB). Cette comparaison a permis d'observer que ces solutions de neige représentent dans l'ensemble une bonne alternative aux valeurs de la climatologie de Warren qui ne représente plus les valeurs de hauteurs de neige actuelles. L'estimation des épaisseurs de neige par le modèle semble être correcte pour des épaisseurs de neige < 20 cm, alors que les épaisseurs plus grandes semblent être sous-estimées.

Enfin, l'incertitude de mesure de la glace de mer liée à la neige a pu être mise en évidence en comparant les différentes épaisseurs de glace SIT calculées à partir de chaque jeu de neige et d'un freeboard indépendant issu des mesures de CryoSat-2 : cette dernière comparaison a mis en évidence une différence de plus de 30% sur l'estimation du SIT selon le choix du jeu de données de hauteurs de neige. De plus, la différence observée entre un SIT sans neige et un SIT avec une couche de neige issue de la climatologie peut atteindre 50 cm en début d'hiver et même 75 cm au

début du printemps. Cela confirme l'importance de mieux estimer et connaître la couche neigeuse déposée sur la glace, ainsi que sa variation saisonnière et annuelle à échelles globale et régionale. Il existe donc un véritable besoin de mise en place d'une climatologie contemporaine décrivant les variations de l'épaisseur de neige en Arctique.

Perspectives

Afin de comprendre les différences observées entre les épaisseurs de neige de l'altimétrie CAR et issues du modèle climatique du CNRM en début d'hiver, il serait intéressant de continuer ce travail en étudiant plusieurs axes :

1. Dans le cadre de la collaboration entre le LEGOS et le CNRM, il serait intéressant d'étudier l'apport des résultats altimétriques CAR pour la modélisation de l'épaisseur de neige sur la banquise en prescrivant les données altimétriques dans le modèle du CNRM, c'est-à-dire en "injectant" des observations dans le modèle numérique afin de gagner en précision sur la simulation de l'accumulation de la neige ;
2. Du à l'inclinaison de l'orbite de SARAL/AltiKa, les comparaisons n'ont pas pu avoir lieu au-dessus de 81,5° de latitude. Il serait donc intéressant d'étendre les données d'observation jusqu'au pôle grâce au modèle, mais également sur les périodes de fonte, et avec d'autres data *in situ* disponibles ;
3. Comme discuté dans l'analyse des résultats de comparaisons, mieux comprendre l'impact du déplacement de la banquise sur l'accumulation de la neige pourrait permettre de comprendre les variations régionales et saisonnières des épaisseurs de neige sur la banquise ;
4. La sixième version du modèle numérique GELATO en est cours de validation par le CNRM. Lorsque GELATO 6 sera validé, il sera judicieux d'utiliser les produits CAR et W99m pour évaluer systématiquement les nouvelles sorties du modèle, ainsi que d'autres modèles de glace de mer.

Ce travail est également amené à faire l'objet d'une publication dans une revue scientifique, à condition de généraliser la comparaison à toutes les données de hauteurs neige disponibles à ce jour, telles que SMOS, New Ice Bridge, Cryoval, AMSRE/AMSR2 et d'autres mesures *in situ*.

Annexes

Annexe A

Documentation technique

La documentation suivante décrit les principaux scripts Python utilisés lors de ce stage. Chaque script comporte ici une description, un usage avec les entrées attendues dans le shell et un exemple d'utilisation.

Les scripts sont disponibles dans le sous-répertoire suivant :

```
\data\echos\travail_en_cours\stage_snow\comparaisons_stats\code
```

[plot_monthly_snow_depths_maps.py](#)

Description

Produit des cartes de répartitions de hauteurs de neige (SD), épaisseurs de glace de mer (SIT) et types de glace en Arctique.

Les hauteurs de neige sont issues des jeux de données suivants :

- Climatologie de Warren (W99) et la climatologie modifiée (W99m) ;
- CryoSat-2 SARAL/AltiKa Retrieved (CAR) snow depths ;
- Modèle océan/banquise du CNRM qui simule l'accumulation de la neige.

Les épaisseurs de glace sont calculées en injectant chaque jeu de hauteurs de neige et le freeboard (FB) issu du produit CryoSat-2 AWI dans l'équation de l'hydrostatique 2.3. Les observations du type de glace proviennent du produit OSI SAF (Satellite Application Facility on Ocean and Sea Ice).

Usage

```
plot_monthly_snow_depths_maps.py <année> <mois>
```

Années disponibles pour le tracé des cartes : 2010 ; 2011 ; 2012 ; 2013 ; 2014 ; 2015.

La notation des mois est à deux chiffres : 01 pour janvier, 02 pour février, etc. Les données CAR ne couvrant pas les périodes de fonte, seuls les mois suivants sont en communs aux quatre jeux de données : 01 ; 02 ; 03 ; 04 ; 11 ; 12.

Exemples

```
plot_monthly_snow_depths_maps.py <2013> <04>
```

```
plot_monthly_snow_depths_maps.py <2014> <12>
```

Output

Cartes des répartitions des hauteurs de neige en Arctique comme présentées en partie 3.4.2 et en annexe B. La carte du type de glace OSI SAF est aussi tracée, ainsi que celle du freeboard CryoSat-2 AWI.

[annual_mean_snow_depth.py](#)

Description

Comparaison des variations des moyennes de hauteurs de neige, épaisseurs de glace, freeboard en Arctique et Root mean square deviation (RMSD) associés. Les moyennes sont calculées sur les années 2013/2014 et 2014/2015, d'octobre à mai, ainsi que sur plusieurs mers et types de glace paramétrables.

Le même masque est appliqué sur tous les produits de hauteurs de neige afin de comparer les moyennes sur les mêmes zones géographiques, types de glace et concentrations de glace (sont considérées les zones neigeuses où la concentration de glace est supérieure à 90%).

Les jeux d'épaisseurs de neige comparés sont les suivants :

- W99 et W99m ;
- Hauteurs de neige CAR ;
- Accumulation de la neige par le modèle du CNRM.

La moyenne du freeboard est calculée à partir du produit AWI.

Mers disponibles : `beaufort` ; `chukchi` ; `siberian` ; `laptev` ; `kara` ; `central` ; `pan_arctic` ; `all_seas`

`siberian` représente la mer de Sibérie de l'Est, `central` l'Arctique Central, `pan_arctic` pour tout l'Arctique et `all_seas` sur toutes les mers disponibles.

Types de glace disponibles :

1. FYI : First Year Ice ;
2. MYI : Multi Year Ice ;
3. ALL : FYI + MYI ;
4. ALL_ICE : tous les types de glace définis par le produit OSI SAF (OPEN WATER + FYI + MYI + AMBIGUOUS).

Note : le filtre ALL_ICE a un intérêt limité car les zones de glace AMBIGUOUS représentent la limite entre les zones FYI et MYI et occupent une partie infime des cartes de type de glace. De plus, la neige ne s'accumule pas sur les zones OPEN WATER (océan).

Usage

```
annual_mean_snow_depth.py <mer> <ice_type>
```

Exemples

```
annual_mean_snow_depth.py beaufort ALL  
annual_mean_snow_depth.py pan_arctic FYI  
annual_mean_snow_depth.py central MYI
```

Output

Graphiques des variations moyennes mensuelles de hauteurs de neige et d'épaisseurs de glace SIT sur les saisons 2013-14 et 2014-15 comme présentés en parties 3.4.2 et 4.2.

[CAR_CNRM_W99_snow_depth_distributions.py](#)

Description

Représentation des nuages de points et tracé des fonctions de distributions de chaque jeu de hauteurs de neige. Les RMSD, médianes et moyennes sont également calculées et affichées sur les graphiques. La variations des RMSD entre les neiges CAR et CNRM est tracées entre avril 2013 et avril 2015, sur les types de glaces suivants : FYI, MYI et ALL (FYI + MYI).

Pour les mois, années et types de glace disponibles, se référer à la description des scripts [plot_monthly_snow_depths_maps.py](#) et [annual_mean_snow_depth.py](#).

Usage

```
CAR_CNRM_W99_snow_depth_distributions.py <année> <mois> <ice type>
```

Exemples

```
CAR_CNRM_W99_snow_depth_distributions.py 2013 03 ALL  
CAR_CNRM_W99_snow_depth_distributions.py 2014 11 FYI
```

Output

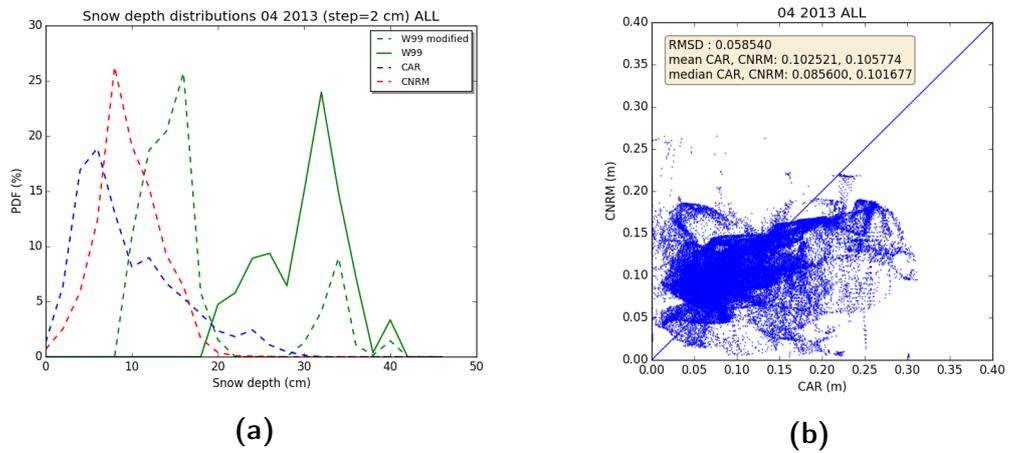


Figure A.1. Exemples de distributions de hauteurs de neige en avril 2013 et nuages de points entre CAR et CNRM. Les nuages de points entre les autres jeux de données sont également en sortie.

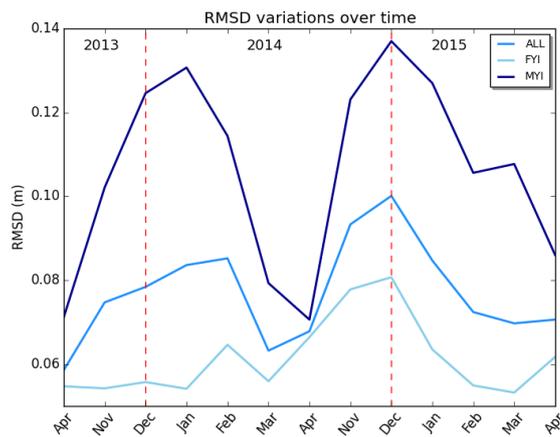


Figure A.2. Variation des RMSD entre CAR et CNRM sur les trois types de glaces sur la période 2013-15.

[OIB_vs_snow_data_validation.py](#)

Description

Validation des jeux de hauteurs de neige aux données aéroportées d'Operation Ice Bridge (OIB). Chaque jeu est comparé aux données OIB sous forme de nuages de points. Les paramètres statistiques suivants sont également calculés (affichés en console) : coefficient de corrélation $\langle r \rangle$, $\langle r^2 \rangle$, erreur standard et RMSD. La carte des mesures OIB est tracées pour l'année choisie par l'utilisateur.

Pour comparer les données grillées aux mesures aéroportées, les hauteurs de neige sont moyennées par mois sur des zones rectangulaires de $1^\circ \times 1^\circ$ (lon×lat) le long des traces de mesures OIB. Les épaisseurs de neige mesurées par OIB sont également moyennées sur ces zones.

Les campagnes OIB ont lieu autour du mois de mars de chaque année en mer de Beaufort et dans l'Arctique central. Les années disponibles pour la validation sont : 2014 ; 2015.

Usage

```
OIB_vs_snow_data_validation.py <year>
```

Exemples

```
OIB_vs_snow_data_validation.py 2014
```

Output

Carte des traces OIB et scatter plot de CAR, CNRM, W99m versus OIB comme présentés en partie 3.4.3.

[eureka_vs_snow_data_validation.py](#)

Description

Séries temporelles des moyennes de hauteurs de neige autour de la station météo situées à Eureka, sur Ellesmere Island, entre 2010 et 2015. Les données de la station sont téléchargées depuis le FTP suivant : ftp://ftp.etl.noaa.gov/psd3/arctic/eureka/surface_properties/fluxtower/towermet/products/.

Le nom type du fichier contenant les mesures est : `eursoiltwr.b1.yyyymm00.000000.txt` et disponible dans le sous-répertoire `\stage_snow\eureka`.

Les mesures de hauteurs de neige sont moyennées par mois à partir du champs 'Surface Height [mm]' contenu dans le fichier. mais il est possible d'obtenir des moyennes sur une période désirée par l'utilisateur. Ceci se fera en modifiant la valeur de la variable `AVERAGE`, qui représente le "bloc" de données sur lequel la

moyenne est effectuée par mois. Par exemple, si l'on fixe **AVERAGE** à 6, la moyenne sera calculée sur 5 jours (un mois contient 6 "blocs" de 5 jours). La moyenne par défaut étant mensuelle, **AVERAGE** est fixé à 1.

Les moyennes des autres jeux de données (CAR, CNRM, W99) sont obtenues sur deux zones proches de la station Eureka, situées à environ 100 km à l'ouest et l'est de celle-ci. Un polygone est appliqué sur ces zones et la moyenne des hauteurs de neige est calculée à l'intérieur de celui-ci à l'aide du script [annual_mean_snow_depth.py](#). Les valeurs sont ensuite copiées en brut dans les listes déclarées en début de script. Les données de mesures brutes sont disponibles à l'adresse : ftp://ftp.etl.noaa.gov/psd3/arctic/eureka/surface_properties/fluxtower/towermet/raw/ au format `.met` (équivalent au `.txt`) et contiennent un champ appelé 'Snow depth [mm]'. Ce champ n'est pas utilisé ici car les variations ne représentent pas les hauteurs de neige attendues sur la saison. De plus, une étude précédente (lien : www.wcrp-climate.org/conference2011/posters/C5/C5_Matrosova_M180B.pdf) a déjà tracé les variations de hauteurs de neige en utilisant le champs 'Surface Height' du produit. Les résultats nous montrent des hauteurs de neige cohérentes avec la réalité (peu de neige en août, accumulation à partir de septembre), ce qui confirme qu'il s'agit de la mesure à utiliser.

Usage et exemple

`eureka_vs_snow_data_validation.py`

Output

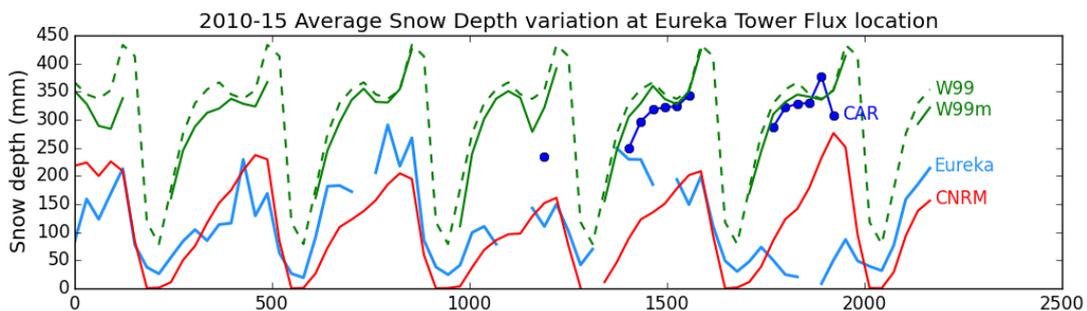


Figure A.3. Séries temporelles des variations de hauteurs de neige autour de la station Eureka entre 2010 et 2015.

IMB_vs_snow_data_validation.py

Description

Validation des données CAR, CNRM, et W99 sur les traces de la bouées 2013G du programme américain Ice Mass Balance (IMB). Les moyennes de hauteurs de neige sont tracées pendant la période de fonctionnement de la bouée et dans une zone polygonale définie dans [annual_mean_snow_depth.py](#) autour du chemin de la bouée.

Les données IMB sont récupérées à l'adresse suivante : imb.erd.c.dren.mil/buoysum.htm.

Usage et exemple

IMB_vs_snow_data_validation.py

Output

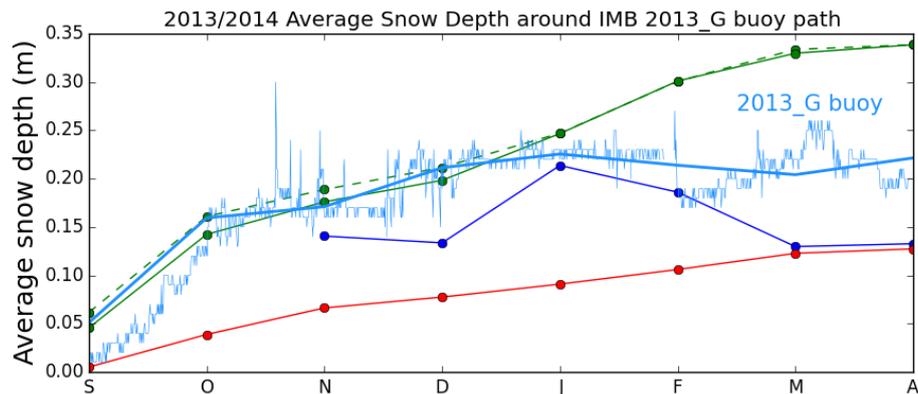


Figure A.4. Hauteurs de neige mesurées par la bouée 2013G.

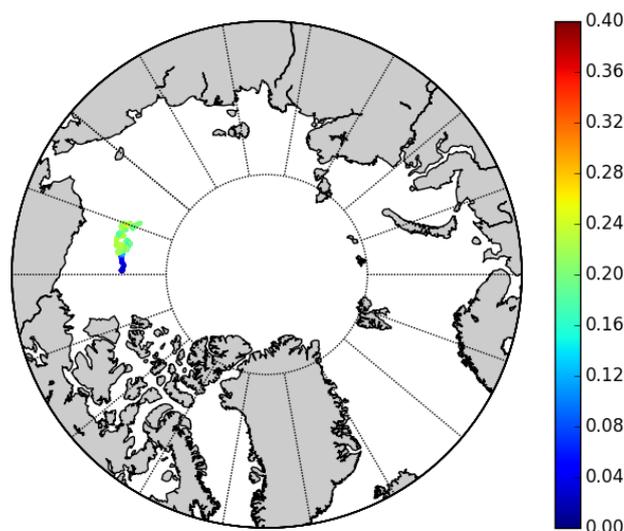


Figure A.5. Carte du déplacement de la bouée 2013G entre octobre 2013 et mai 2014.

Annexe B

Cartes des hauteurs de neige sur la période 2013-2015

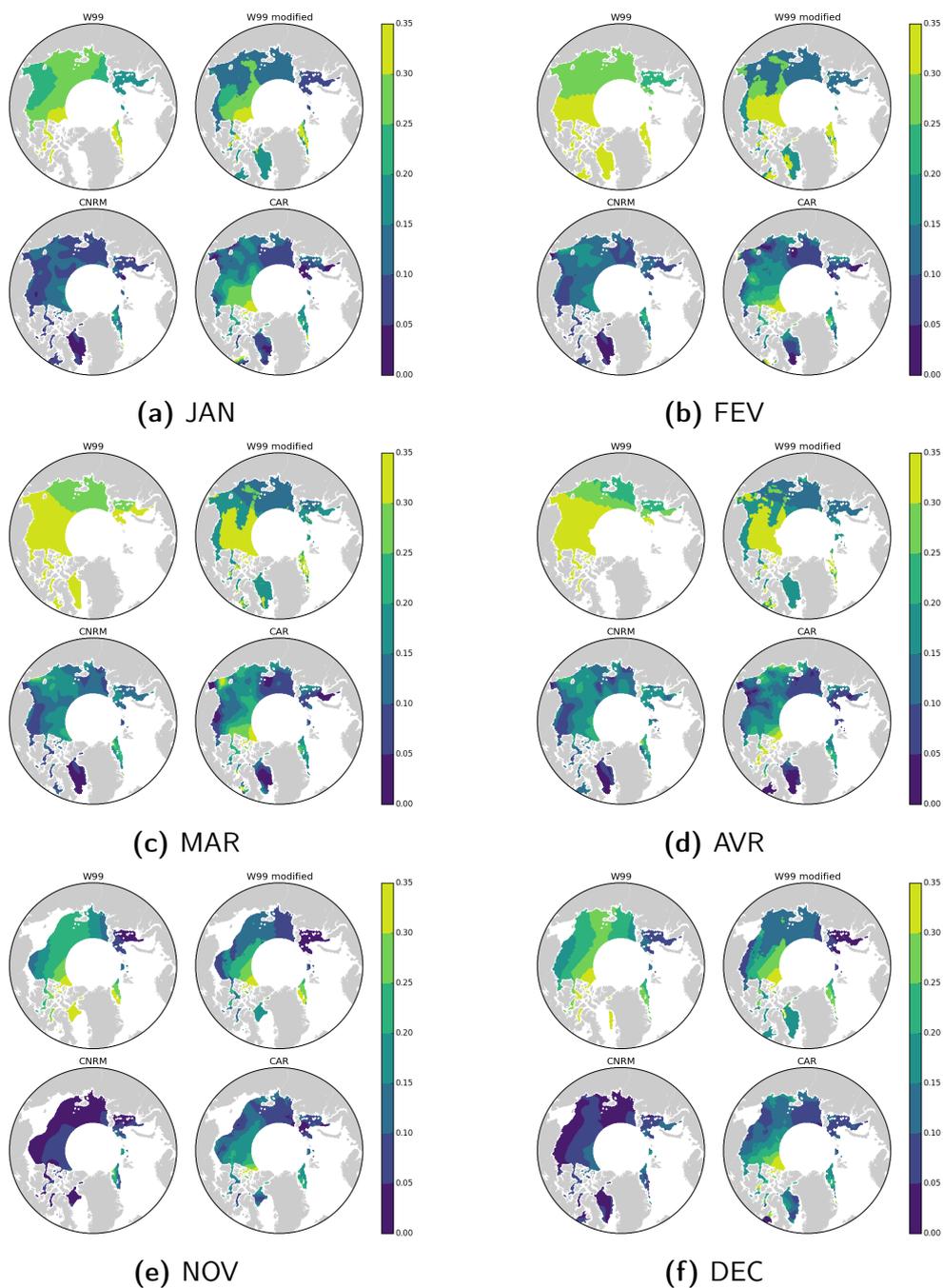


Figure B.1. Hauteurs de neige de chaque jeu de donnée pour l'année 2014. De gauche à droite et de haut en bas : W99, W99 modifiée, CNRM, CAR. Sont représentés seuls les mois où tous les jeux de données sont en communs.

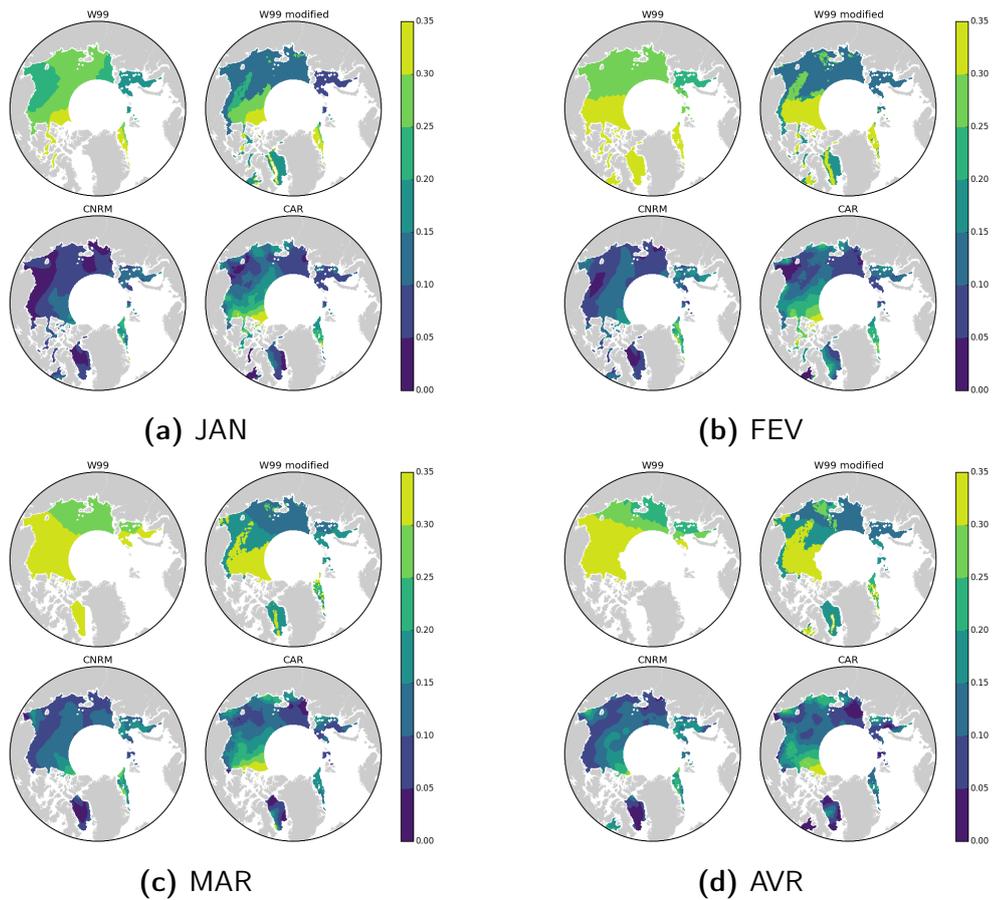


Figure B.2. Hauteurs de neige de chaque jeu de donnée pour l'année 2015. De gauche à droite et de haut en bas : W99, W99 modifiée, CNRM, CAR. Sont représentés seuls les mois où tous les jeux de données sont en communs.

Annexe C

Cahier des charges

Le cahier des charges comprend les différents objectifs du stage de fin d'étude. Il est décrit comme suit : Le **premier objectif** est d'évaluer différentes solutions d'estimation de l'épaisseur de neige sur la glace de mer de l'océan Arctique en les comparant à des données *in situ*, c'est-à-dire mesurées sur le terrain.

Ces estimations sont issues des sources suivantes :

- Climatologie de référence issue des mesures des épaisseurs de neige en Arctique *in situ* de S. Warren entre 1954 et 1990 Warren et al. [1999].
- Modèle d'océan-glace de mer du CNRM : NEMO-GELATO, qui simule l'accumulation de la neige sur la banquise en Arctique Voltaire et al. [2013]

Le **second objectif** est d'estimer et analyser les incertitudes liées aux différents jeux de données de neige sur le calcul d'épaisseur de glace par la méthode du "free-board". Cette méthode de calcul assume l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique entre la partie immergée et émergée de la glace de mer.

Annexe D

Planning prévisionnel

Bibliographie

What is NetCDF? <http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/docs/faq.html#whatisit>.

NASA ESPO Operation IceBridge. https://espo.nasa.gov/oib/content/OIB_1.

Python Software Foundation. <https://www.python.org>.

Aviso+. Techniques - altimetry. <http://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>.

B. A. Blazey, M. M. Holland, and E. C. Hunke. Arctic ocean sea ice snow depth evaluation and bias sensitivity in ccsm. *The Cryosphere*, 7 :1887–1900, 2013. doi : 10.5194/tc-7-1887-2013.

M. Chevallier, D. Salas y Mélia, A. Voldoire, M. Déqué, and G. Garric. Seasonal forecasts of the pan-Arctic sea ice extent using a GCM-based seasonal prediction system. *Journal of Climate*, 26(16) :6092–6104, 2013.

J. C. Comiso. Large decadal decline in the Arctic multiyear ice cover. *Journal of Climate*, 25 :1176–1193, 2012.

Centre National de Recherches Météorologiques. Modèle glace de mer. <http://www.cnrm-game-meteo.fr/spip.php?rubrique225&lang=fr>, 2014.

H. Eicken, T. C. Grenfell, D. K. Perovich, J. A. Richter-Menge, and K. Frey. Hydraulic controls of summer Arctic pack ice albedo. *Journal of Geophysical Research*, 109(C8), 2004.

K. Guerreiro, S. Fleury, E. Zakharova, and F. Rémy. Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from Cryosat-2 and SARAL/Altika missions. *Remote Sensing Environment*, 2016.

S. Hensley. Interferometric penetration into dry snow and sea ice at Ka-band. *Synthetic Aperture Radar (AP SAR)*, 2015.

R. Kwok, G. F. Cunningham, M. Wensnahan, I. Rigor, H. J. Zwally, and D. Yi. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover : 2003–2008. *Geophys. Res. Oceans*, 114(C07005), 2009.

S. Laxon. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume. *Geophysical Research Letters*, 40 :732–737, 2013. doi :10/1002/grl.50193.

- G. A. Maykut. In : N. Untersteiner, *The geophysics of sea ice*, chapter The surface heat and mass balance, pages 395–463. Plenum Press, New York, 1986.
- G. A. Maykut and N. Untersteiner. Some Results from a Time-Dependent Thermodynamic Model of Sea Ice. *Journal of Geophysical Research*, 76(6), 1971.
- NCAR-UCAR. Atmospheric reanalysis : overview and comparison tables. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data>.
- D. K. Perovich, W. B. Tucker, and K. A. Ligett. Aerial observations of the evolution of ice surface conditions during summer. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2002.
- Donald K. Perovich and Christopher Polashenki. Albedo evolution of seasonal Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 39(8), 2012. doi : 10.1029/2012GL051432.
- C. Petrich, H. Eicken, C. M. Polashenki, M. Sturm, J. P. Harbeck, D. K. Perovich, and D. C. Finnegan. Snow dunes : A controlling factor of melt pond distribution on Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 117(C09029), 2012. doi : 10.1029/2012JC008192.
- M. Sturm, J. Holmgren, and Don K. Perovich. Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) : Temporal evolution and spatial variability. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10) :8047, 2002.
- F.T. Ulaby. Microwave remote sensing : from theory applications. *Artech House*, 1981.
- D.G. Vaughan, J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen, and T. Zhang. In : *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)], chapter Observations : Cryosphere, pages 323–330. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- A. Voldoire, E. Sanchez-Gomez, D. Sala y Mélia, B. Decharme, C. Cassou, S. Sénési, S. Valcke, I. Beau, A. Aliasn, M. Chevallier, M. Déqué, J. Deshayes, H. Douville, E. Fernandez, G. Madec, E. Maconnave, M.-P. Moine, S. Planton, D. Saint-Martin, S. Szopa, S. Tyteca, R. Alkama, S. Belamari, A. Braun, L. Coquart, and F. Chauvin. The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9) :2091–2121, May 2013.
- J. E. Walsh and W. L. Chapman. 20th-century sea-ice variations from observational data. *Annual Glaciology*, 33 :444–448, 2001.
- S. Warren, I. Rigor, N. Untersteiner, V. F. Radionov, N. N. Bryazgin, Y. I. Alexandrov, and R. Colony. Snow depth on Arctic sea ice. *Journal of Climate*, 12 : 1814–1829, 1999.