



HAL
open science

Analyse des interactions neige-atmosphère lors de la période de fonte à Ny-Ålesund, Arctique

Camille Rogeaux

► **To cite this version:**

Camille Rogeaux. Analyse des interactions neige-atmosphère lors de la période de fonte à Ny-Ålesund, Arctique. Sciences de l'ingénieur [physics]. 2017. dumas-01668446

HAL Id: dumas-01668446

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-01668446>

Submitted on 10 Jan 2022

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

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

Rendu écrit : 19/06/2017

Soutenance : 04/07/2017

Analyse des interactions neige-atmosphère lors de la période de fonte à Ny-Ålesund, Arctique.

Mémoire présenté pour l'obtention du
diplôme d'Ingénieur de l'ENGEES



Ny-Ålesund, Mai 2017

Camille ROGEAUX
Promotion Paris 2014-2017
Spécialisation Hydrosystème
Stagiaire au sein de l'équipe CHIANTI de l'IGE
Maitre de stage : Hans-Werner JACOBI

Remerciements :

Tout d'abord je tiens à adresser mes sincères remerciements à Hans-Werner JACOBI, mon maître de stage qui m'a permis de réaliser mon stage de fin d'étude dans un domaine qui me tient particulièrement à cœur. Merci à lui pour son accueil, ses conseils, son soutien et enfin pour toute son attention et son écoute au cours de ce stage.

Merci à l'IPEV et au CNRS de m'avoir permis de réaliser un de mes rêves : aller en Arctique. Je tiens à remercier également tous les hivernants (Simon, Rodolphe, Pieutr, Cristelle et Verena) de l'AWIPEV, avec qui j'ai passé de très bons moments à Ny-Ålesund, ainsi que ceux des autres stations pour leur gentillesse.

Merci également à toute l'équipe CHIANTI du laboratoire de l'IGE. Avoir passé ces 6 mois au sein de cette équipe dynamique, accueillante et passionnée a été pour moi une chance. Les repas d'équipe tous très diététiques sont de très bons souvenirs.

Je tiens à remercier Jean-Baptiste, Catheline, Benjamin, Gabriel et Maelys, mes collègues de bureau pour leur bonne humeur quotidienne contribuant à mon bien être au bureau. Un merci tout particulier à Arthur, qui assis à côté de moi a subi toutes mes humeurs, tant mes « hourra » que mes « ça marche pas ». Merci à lui pour son aide, ses conseils, son soutien et sa patience et surtout pour tous les bons moments partagés au travail et en dehors.

Pour clore cet univers chaleureux du LGGE, merci à Lisa et son esprit d'initiative pour créer une bonne dynamique au sein des jeunes de l'équipe. Merci à Céline et Dahlia pour leur gentillesse. Merci à Alban, Vincent et Isabelle pour m'avoir fait rêver lors de discussions sur leurs hivernages en Antarctique. Et merci à Samuel et Benjamin pour les bons moments partagés lors des repas dans l'herbe et les discussions sur la terre plate et un grand encouragement pour votre poursuite en thèse.

Je salue tout le personnel de l'Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg et les intervenants professionnels pour leurs enseignements au cours de ces 3 années à Strasbourg.

Reste à remercier mes colocataires Amélie, Alban, Adrien, Yann et Martin pour ces bons moments de détente partagés, les fous rires, les soirées, et tout le reste. Partager ces mois avec vous à Grenoble a été super. Merci pour tout.

Résumé

L'arctique subit un changement climatique particulièrement fort depuis quelques décennies, appelé amplification Arctique. Pour l'étudier, la station scientifique de Ny-Ålesund (79°N), située sur l'île du Spitzberg dans l'archipel du Svalbard, possède une des bases de données les plus importantes d'Arctique, sur divers paramètres météorologiques et nivologiques. La température est mesurée depuis 1969 au sein du village par la station MET. Depuis 1999, la station AWI mesure au même endroit le vent, les radiations solaires et la température. La hauteur de neige est quant à elle mesurée à Bayelva, station située à 3 km de la précédente, également depuis 1999. L'étude de ces paramètres montre une forte variabilité interannuelle. Elle fait également ressortir une augmentation du bilan radiatif moyen de + 0,4 W/m² chaque année et de la température moyenne annuelle de + 0,7°C par décennie. Cela peut se répercuter sur le type de précipitation passant d'une majorité solide à liquide et sur la dynamique du manteau neigeux. Pour pouvoir étudier le manteau neigeux, et plus particulièrement la fonte, il a été nécessaire de créer une base de données homogène aux deux sites de mesure. Pour cela différentes méthodes ont été développées et testées pour estimer l'albédo du manteau neigeux lors de la fonte neigeuse à Bayelva. Ces méthodes se sont basées sur la hauteur de neige, le jour de fonte et sur la translation temporelle de la courbe d'albédo de l'année étudiée. La méthode finale conservée est la translation temporelle, permettant de prendre en compte les spécificités annuelles du manteau neigeux. Grâce à cela le bilan radiatif a été estimé afin de comprendre les processus mis en jeu lors de la fonte. Celle-ci résulte majoritairement de l'action des radiations solaires et infrarouges, et est accélérée par la température. La simulation d'une fonte précoce engendre un forçage radiatif local annuel positif estimé à 0,3 W/m².

Abstract

The Arctic has witnessed strong environmental changes especially during the last few decades, this is known as "Arctic Amplification". Ny-Ålesund (79°N), located on the Spitzbergen island in the Svalbard Archipelago, has one of the most important databases of the Arctic on various meteorological and snow parameters. Temperature has been measured in the village since 1969 by the MET station. Since 1999, AWI has been measuring wind, solar radiations and temperatures in the same location. The snow depths are measured since 1999 at Bayelva, a site located 3 km from the previous one. The monthly means values are shown for all years to illustrate the interannual variability of the different parameters. It also shows an increase of the average daily radiative budget of + 0.4 W/m² and an increase of the average annual temperature of + 0.7 °C per decade. These changes lead to a significant increase of days with rainfall rather than snowfall and modifies the dynamic of the snowpack. In order to study the snowpack, and more particularly the snow melt, it was necessary to create a homogeneous database for the two measurement sites. For this purpose different methods have been developed and tested to estimate the albedo of the snowpack during snowmelt at Bayelva. These methods were based on snow depth, melt days and temporal translation of the albedo curve for each year. The method conserved is the temporal translation, allowing to take into account the annual specificities of the snowpack. Thanks to this, the net radiative budget was estimated in order to understand the processes involved during snowmelt. Melting is dominated by solar and infrared radiation, and is accelerated by temperature. The simulation of early melting of snow generates a positive local annual radiative forcing estimated at 0.3 W/m².

Table des matières

Remerciements :	2
Résumé.....	3
Abstract	3
Table des figures.....	6
Table des tableaux.....	7
Tables des abréviations, acronymes et sigles :.....	7
Introduction.....	1
I- Contexte de l'étude	3
1- Le Svalbard	3
2- Ny-Ålesund	3
1) La localisation	3
2) Le climat général	4
3) Enjeux de l'étude.....	4
3- Données.....	5
1) Caractérisation des deux sites de données	5
2) Données issues de Ny-Ålesund.....	6
3) Données issus de la station Bayelva	8
II- Impact du changement climatique à Ny-Ålesund	9
1- Température.....	9
1) Impact du changement climatique sur la température moyenne	9
2) Impact du changement climatique sur les températures moyennes mensuelles	9
3) Impact du changement climatique sur les températures extrêmes mensuelles	10
4) Tendance globale de la température	12
2- Les précipitations	13
3- Evolution des radiations solaires.....	14
1) Etude du rayonnement à courte longueur d'onde	14
2) Etude des radiations à grandes longueurs d'ondes	16
3) Variation annuelle du bilan radiatif.....	17
4) Tendance du changement du bilan radiatif	18
4- Impact sur la hauteur de neige.....	20
III- Analyse de la période de fonte : évolution de la couverture neigeuse et influence des différents paramètres climatiques.....	23
1- Contexte de l'étude	23
1) Caractéristiques de chaque année de fonte	23
2) Analyse du vent sur la période de fonte	24

3)	Différence de hauteur de neige entre les deux sites	25
2-	Traitement des données	29
1)	Construction d'une courbe théorique de l'albédo en fonction de la hauteur de neige	29
2)	Construction d'une courbe théorique de l'albédo en fonction du moment de la fonte	29
3)	Décalage temporaire de la courbe d'albédo annuel	30
4)	Calcul de l'énergie nécessaire	33
5)	Calcul de l'énergie absorbée	33
6)	Simulation d'une fonte précoce ou tardive.....	33
IV-	Résultats et interprétation	35
1-	Analyse des facteurs influençant la vitesse de fonte	35
1)	Analyse de la vitesse de fonte moyenne :.....	35
2)	Vitesse de fonte en fonction de la date	36
3)	Equation de fonte de la neige	36
4)	Vitesse de fonte en fonction de la température :.....	38
2-	Etude du rayonnement atmosphérique	39
1)	La boucle de rétroaction positive liée à l'albédo	39
2)	Facteurs influençant l'albédo	39
3)	Albédo théorique calculé avec la hauteur de neige :.....	41
4)	Analyse de l'évolution de l'albédo au cours du temps :.....	43
3-	Analyse du bilan radiatif.....	44
1)	Années marquées par un évènement particulier.....	44
2)	Radiations et hauteur de neige	45
3)	Energie nécessaire pour la fonte.....	46
4)	Relation entre hauteur de neige et énergie absorbée	49
5)	Mise en perspective des résultats : calcul bilan radiatif à AWI.....	50
4-	Forçage radiatif apporté par le changement de la date de fonte	51
	Conclusion	55
	Bibliographie.....	57
	Table des annexes	I

Table des figures

Figure 1: Anomalies observées de températures globales moyennes en surface, combinant les terres émergées et les océans de 1850 à 2012..	1
Figure 2 : Localisation du Svalbard	3
Figure 3: Carte de localisation de Ny-Ålesund	3
Figure 4: Localisation des stations de Bayelva et AWI	5
Figure 5: Appareil de mesure des radiations (source: Camille ROGEAUX, mai 2017).....	6
Figure 6: Appareil de mesure de la hauteur de neige à Bayelva (Source: Camille ROGEAUX, mai 2017)	8
Figure 7: Evolution de la température moyenne annuelle de 1969 à 2016	9
Figure 8: Evolution des températures moyennes mensuelles de 1969 à 2017	10
Figure 9: Evolution de la température mensuelle minimale sur la période de 1969 à 2017	11
Figure 10: Evolution de la température mensuelle maximale sur la période de 1969 à 2017	12
Figure 11: Température mensuelle moyenne, minimale et maximale sur la période de 1969 à 2017. Les courbes en pointillées montrent l'écart type de la température moyenne mensuelle sur la même période.	12
Figure 12: Correction des précipitations à Ny-Ålesund pour l'année 1994	14
Figure 13: Evolution des radiations à courtes longueurs d'ondes descendantes de 1999 à 2016	15
Figure 14: Evolution des radiations à courtes longueurs d'ondes ascendantes de 1999 à 2016	15
Figure 15: Evolution des radiations à grandes longueurs d'ondes descendantes de 1999 à 2016.....	16
Figure 16: Evolution des radiations à grandes longueurs d'ondes ascendantes de 1999 à 2016.....	16
Figure 17: Valeurs moyennes mensuelles pour le bilan radiatif des SW, LW et le bilan radiatif net ..	17
Figure 18: Ecart du bilan radiatif annuel à la moyenne du bilan radiatif pour la période de 1999 à 2016.....	18
Figure 19 : Hauteur de neige mesurée à la station de Bayelva de 1999 à 2016	20
Figure 20 : Ecart du jour de l'enneigement maximum annuel au jour moyen sur la période de 1999 à 2016.....	21
Figure 21: Interactions entre les différents paramètres météorologiques et impact de leur variation sur le manteau neigeux.....	22
Figure 22 : Taux de fonte en fonction de la vitesse du vent	25
Figure 23 : Comparaison de la hauteur de neige des stations de AWI et Bayelva de fin 2011 à 2016.	26
Figure 24 : Evolution de l'albédo au cours de la période de fonte recensée à Bayelva pour les années de 2000 à 2016.....	27
Figure 25 : Evolution de la hauteur de neige entre les stations de AWI et Bayelva lors de la fonte pour les années 2012 à 2016.	28
Figure 26 : Evolution des courbes d'albédo avant d'atteindre l'albédo du sol de 2000 à 2016	30
Figure 27 : Translation de l'albédo en fonction du jour de fonte pour l'année 2005	31
Figure 28 : Albédo estimé par les trois précédentes méthodes pour l'année 2005 en fonction du jour de fonte	31
Figure 29 : Méthode finale pour estimer l'albédo, exemple de l'année 2005.....	32
Figure 30 : Simulation d'une fonte précoce ou tardive à partir de l'albédo, exemple de l'année 200.	34
Figure 31 : Bilan radiatif recalculé pour les 3 scénarios	34
Figure 32 : Taux de fonte pour les saisons de 1999-2000 à 2015-2016.....	35
Figure 33 : Evolution du taux de fonte en fonction de la date de début de fonte.....	36
Figure 34 : Bilan d'énergie du manteau neigeux.....	37
Figure 35 : Taux de fonte en fonction de la température moyenne lors de la période de fonte pour les années 2000 à 2016	39

Figure 36: Schématisation de la boucle de rétroaction positive entre l'albédo et la fonte de la neige	39
Figure 37 : Description schématique des différents types de métamorphoses conduisant à la formation des principaux types de neige	40
Figure 38: Impact du métamorphisme et des aérosols sur l'albédo	41
Figure 39 : Calcul de l'albédo à partir de la hauteur de neige mesurée à la station AWI	42
Figure 40 : Estimation de l'albédo en fonction du jour de fonte.	43
Figure 41 : Evolution de la hauteur de neige et de l'énergie absorbée en fonction du jour de fonte.	45
Figure 42: Ratio d'énergie utilisée en fonction de la température moyenne lors de la fonte	48
Figure 43: Hauteur de neige fondue en fonction de l'énergie absorbée.	49
Figure 44: Différence cumulée moyenne du bilan radiatif entre une fonte précoce et le scénario de fonte initiale sur la période de 2000 à 2016	52
Figure 45: Différence cumulée moyenne du bilan radiatif entre une fonte tardive et le scénario de fonte initiale sur la période de 2000 à 2016	52
Figure 46: Schématisation boucle de rétroaction Climat-Neige	53
Figure 47: Synthèse de la méthodologie utilisée pour l'étude	56

Table des tableaux

Tableau 1 : Changement à long terme des bilans radiatifs au cours des différentes saisons sur la période de 1999 à 2016	19
Tableau 2 : Caractérisation de chaque période de fonte de 2000 à 2016	24
Tableau 3 : Différences entre les principaux paramètres de fonte des deux stations étudiées	26
Tableau 4: Récapitulatif du besoin en énergie, de l'énergie absorbée, du ratio d'énergie utilisée et de la température moyenne pour chaque période de fonte	46
Tableau 5: Comparaison des ratios d'énergie utilisée entre les stations de Bayelva et AWI pour les années 2012 à 2016	50
Tableau 6: Variation du bilan radiatif apporté par une fonte précoce ou tardive et forçage radiatif	51
Tableau 7: Bilan sur les 16 derniers jours de fonte de la différence cumulée moyenne du bilan radiatif lors d'une fonte précoce ou tardive	53

Tables des abréviations, acronymes et sigles :

AWI : Institut Alfred Wegener

AWIPEV : Base scientifique Franco-Germanique à Ny-Ålesund

E_{abs} : Energie absorbée

E_{nec} : Energie nécessaire

FR : Forçage radiatif

GIEC : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

IGE : Institut des Géosciences de l'Environnement

IPEV : Institut polaire Paul Emile Victor

LW : Radiations à grandes longueurs d'ondes avec **LW_{down}** : descendantes et **LW_{up}** : ascendantes

MET : Institut météorologique norvégien

Q_{lw} : Bilan radiatif des radiations à grandes longueurs d'ondes

Q_{net} : Bilan radiatif net

Q_{sw} : Bilan radiatif des radiations à courtes longueurs d'ondes

SW : Radiations à courtes longueurs d'ondes avec **SW_{down}** : descendantes et **SW_{up}** : ascendante

Introduction

Depuis les années 1970, la prise de conscience d'un possible réchauffement de la surface de la planète est devenue l'objet d'un débat mondial sous des aspects à la fois scientifiques, sociaux ou encore politiques (Poutou, 2003). L'étude des paléoclimats nous révèle une alternance de périodes interglaciaires (chaudes) et glaciaires (froides) au cours du temps. La rapide industrialisation depuis le milieu du 19^{ème} siècle, couplée à une augmentation exponentielle des émissions vers l'atmosphère de gaz à effet de serre et d'aérosols, ainsi que l'exploitation intensive des terres ont déjà substantiellement affecté le système climatique, et accentué le réchauffement. Certains scientifiques affirment que depuis deux cents, voire trois cents ans, l'homme est le premier facteur de changement sur Terre et qu'à ce titre nous ne vivons désormais plus dans l'Holocène mais dans l'Anthropocène (Lewis et Maslin, 2015). Le rapport du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (2013) (GIEC) est unanime sur le sujet : « le réchauffement du système climatique est sans équivoque et, depuis les années 1950, beaucoup de changements observés sont sans précédent depuis des décennies voire des millénaires. L'atmosphère et l'océan se sont réchauffés, la couverture de neige et de glace a diminué, le niveau des mers s'est élevé et les concentrations des gaz à effet de serre ont augmenté ». La figure 1, issue de ce rapport, illustre ces anomalies de températures globales moyennes de surface de 1850 à 2012, et fait ressortir une augmentation claire de la température de surface du globe au fil des années.

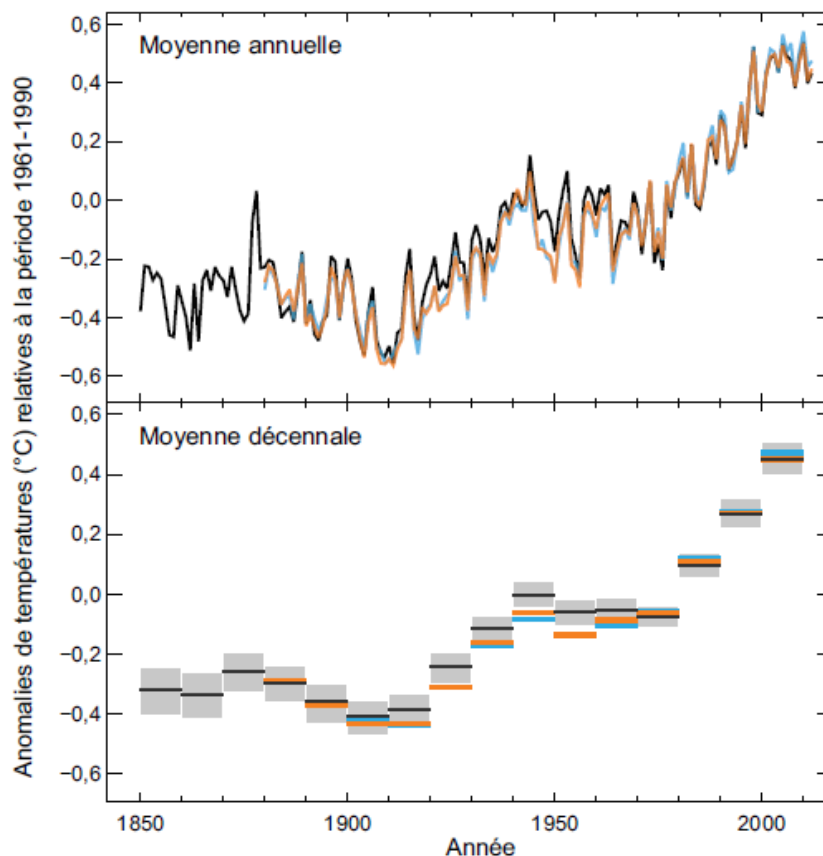


Figure 1: Anomalies observées de températures globales moyennes en surface, combinant les terres émergées et les océans de 1850 à 2012. (Rapport du GIEC 2013). Partie supérieure : valeurs moyennes annuelles. Partie inférieure : valeurs moyennes décennales comprenant l'estimation d'incertitude pour un ensemble de données

L'Arctique est considéré comme la zone la plus sensible pour ce changement climatique, avec un réchauffement de la température de surface plus rapide qu'ailleurs dans le monde. C'est ce que les scientifiques appellent l'« amplification arctique » (Maturilli *et al.*, 2015). Cette amplification arctique

est due à plusieurs processus : la modification des courants de circulation de l'air, la diminution de la cryosphère (glaciers, neige et banquise), le changement de la stabilité atmosphérique, etc. Les tendances du climat étant très variables spatialement, nous nous intéresserons ici seulement à la région autour de Ny-Ålesund (Svalbard). Dans ce contexte, la compréhension des mécanismes des changements climatiques et de leurs impacts sur la neige apparaît indispensable. Cette étude rentre dans deux projets complémentaires : le projet « Pollution in the Arctic System » (PARCS, 2015-2017) qui vise à améliorer notre connaissance sur la pollution dans plusieurs régions de l'Arctique (sources, transport, transformation, dépôt) et le projet « Long-term interactions between snow and the atmosphere in the Arctic » (ARCSNOW, 2016-2018) soutenu par l'Institut polaire français Paul-Emile Victor (IPEV) pour les expériences sur le terrain et les mesures à long terme. Ces projets ont pour but d'améliorer les connaissances sur les propriétés de la neige et les processus de rétroactions identifiés dans le manteau neigeux afin de mieux analyser et quantifier le rôle de la neige dans le changement climatique en Arctique.

Dans ce contexte de changement climatique, trois questions majeures apparaissent :

- Quels sont les principaux changements climatiques à Ny-Ålesund ?
- Quels sont les conséquences de ces changements sur le manteau neigeux, et notamment lors de la fonte ?
- La modification de la dynamique du manteau neigeux est-elle une des raisons de l'amplification Arctique ?
- Les mesures *in-situ* étant variables temporellement et spatialement, quelle est la façon la plus pertinente de les traiter pour répondre aux questionnements antérieurs ?

Pour répondre à ces interrogations, le contexte général et les différentes sources de données seront présentées dans un premier temps, puis l'analyse portera sur les modifications à long terme du climat de Ny-Ålesund. Par la suite, l'étude se focalisera sur la période de fonte : la méthodologie utilisée sera expliquée, puis les résultats sur le bilan radiatif et le forçage radiatif engendré par une fonte précoce ou tardive seront détaillés.

I- Contexte de l'étude

1- Le Svalbard

La zone d'étude se situe dans l'archipel du Svalbard, un archipel norvégien situé à la limite entre l'océan Arctique et l'océan atlantique, à l'ouest du Groenland (Figure 2). Cet archipel est constitué de plus de 30 îles s'étendant sur une superficie de 62 050 km², dont les îles principales sont le Spitzberg, le Nordaustlandet et l'Edgeøya. L'île du Spitzberg est l'unique île habitée au Svalbard avec environ 2300 habitants, à l'exception de la dizaine d'habitants de l'île aux Ours. Environ 60 % du territoire de cet archipel est recouvert de glaciers, souvent peu épais compte tenu de la sécheresse du climat. Longyearbyen est la capitale administrative du Svalbard avec environ 2100 habitants à l'année.



Figure 2 : Localisation du Svalbard (source: Wikipédia)

Le Svalbard est une entrée stratégique dans l'océan Arctique. Le climat est plutôt clément pour ce genre de latitude, dû à sa localisation au sud du courant transpolaire et encerclé par le courant nord atlantique (Svalbard Museum, 2017b). Cela a également permis de pouvoir y effectuer de la recherche avec un accès permanent relativement facile. De plus, les alentours marins de l'archipel sont un réservoir d'espèces biologiques important. Les structures géologiques retraçant les évolutions géomorphologique de ces terres sont facilement visibles (roches mères affleurantes, nombreux fossiles, roches couvrant du précambrien au Quaternaire) (Elvevold *et al.*, 2007) et les nombreux glaciers contiennent des informations sur les âges glaciaires (Svalbard Museum, 2017a). Ainsi, sa position permet d'observer particulièrement bien les phénomènes des hautes latitudes, cet archipel est ainsi appelé « le laboratoire vivant ».

Ce territoire norvégien situé dans l'Arctique est un cas particulier : le traité international de Paris de 1920 autorise toute personne ou société ressortissante d'un pays adhérent à s'y établir. Ainsi plus de 20 équipes de nationalités différentes ont une activité scientifique régulière au Spitzberg.

2- Ny-Ålesund

1) La localisation

Ny-Ålesund est l'une des 4 agglomérations habitées de l'archipel. Elle est la localité la plus au nord du monde, située à la latitude 79°N et longitude 12°E au sein d'un fjord sur la côte ouest de l'île du Spitzberg (Figure 3). Cette station scientifique est une ancienne base minière fondée en 1916 et qui a fonctionné jusqu'en 1962. A partir de 1966, ce village a été reconverti en base internationale de recherche sur l'Arctique et de surveillance de



Figure 3: Carte de localisation de Ny-Ålesund (à partir de mapquest.com)

l'environnement (IPEV, 2017). Malgré sa faible population de 30 à 120 personnes selon la saison, ce village possède son propre aéroport et son port. Ce lieu est ainsi facile d'accès depuis Longyearbyen, trajet d'environ 45 minutes en avion, et est le point de départ de nombreuses expéditions en Arctique. Ce lieu est équipé d'infrastructures avec accès à l'électricité et à internet. Actuellement 8 pays différents possèdent un bâtiment et y effectuent des recherches.

Ce lieu présente l'atout d'avoir l'une des plus grandes plages de données en Arctique sur le climat et la météorologie. En effet, la station norvégienne (MET) s'est installée en 1969 et y effectue des mesures en continue depuis cette date. Les unités de recherche allemande, avec l'institut Alfred Wegener (AWI), et française, avec l'institut polaire Paul Emile Victor (IPEV), sont présentes depuis 1991 et ont fusionnées sous le nom AWIPEV depuis 2003.

2) Le climat général

Ce lieu est marqué par un climat de toundra (climat polaire), c'est-à-dire des températures froides toute l'année ($< 10^{\circ}\text{C}$) avec des hivers glaciaux, les températures moyennes mensuelles sont inférieures à -10°C de décembre à avril, et un été peu marqué (Hufty, 2001).

Le Svalbard étant situé au-delà du cercle polaire arctique, la nuit polaire dure du 24 octobre au 18 février à Ny-Ålesund et le soleil de minuit du 18 avril au 25 août. Lors des nuits polaires aucun rayonnement solaire n'est reçu par la surface terrestre, et le rayonnement thermique engendre une déperdition d'énergie. Les hautes latitudes et le faible rayonnement solaire expliquent le climat polaire. Ce climat est également marqué par de faibles précipitations annuelles, en moyenne 400 mm par an (Boike, 2003).

3) Enjeux de l'étude

La neige domine les paysages du Svalbard chaque année durant 8 à 10 mois (Winther *et al.*, 2003). Grâce à cette couverture neigeuse, ces surfaces ont un albédo¹ important, une faible conductivité thermique et stockent de l'eau.

La couverture neigeuse joue un rôle majeur dans le climat autant dans le système hydrologique qu'écologique en influençant le bilan d'énergie de surface, le stockage et la disponibilité en eau, les régimes thermiques, les traces des flux de gaz, la végétation et les animaux sauvages. Elle est formée au cours de la saison hivernale par la succession d'épisodes de précipitations solides puis disparaît durant le printemps. Les rétroactions du couvert neigeux sur le système climatique ont des conséquences à grande échelle, notamment sur le mode de vie et le bien-être des habitants de la région arctique, mais également sur des régions plus éloignées (Callaghan *et al.*, 2011).

Le changement climatique qui a lieu ne peut pas s'expliquer seulement par la variation de l'oscillation Nord-Atlantique (Maturilli *et al.*, 2015). Cette tendance de réchauffement climatique touche également le permafrost et a même été détectée jusqu'à des profondeurs de 60m (Isaksen *et al.*, 2007). Ainsi, il est pertinent de s'intéresser aux changements climatiques qui se déroulent au niveau de la station scientifique Ny-Ålesund pour comprendre ce qu'il se passe en Arctique.

Compte tenu de sa position extrême, Ny-Ålesund est exposée à des conditions météorologiques uniques et spécifiques dont certaines ont des impacts importants pour l'étude de la neige.

¹ L'albédo est le pouvoir réfléchissant d'une surface, c'est-à-dire le rapport entre l'énergie lumineuse ascendante et l'énergie lumineuse incidente

Les données disponibles seront présentées dans un premier temps. Puis l'étude se focalisera sur l'évolution des différents paramètres climatiques à Ny-Ålesund, pour ensuite voir l'impact sur le manteau neigeux.

3- Données

L'étude de la fonte de la neige a été possible grâce aux deux sites de données de la station AWIPEV. Ny-Ålesund est au sein d'une orographie complexe, constituée de fjords, collines et de montagnes, cela peut provoquer des particularités climatiques locales non retrouvées sur d'autres stations scientifiques du Svalbard. Ainsi ces résultats peuvent être différents des résultats trouvés à d'autres localisation du Svalbard.

1) Caractérisation des deux sites de données

Les deux sites se trouvent en effet à une distance d'environ 3 km. La carte ci-dessous, figure 4, montre leur localisation.

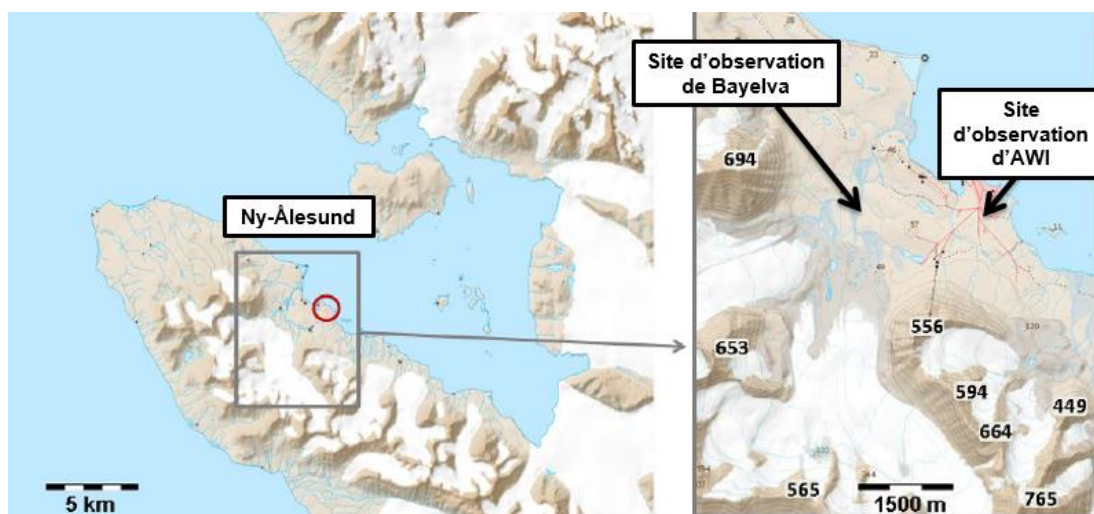


Figure 4: Localisation des stations de Bayelva et AWI (carte modifiée issue de Maturilli et al., *Theor.Appl.Climatol.* 2014)

Cette différence de localisation est source de différences météorologiques entre les deux stations :

- La station AWI se trouve juste à proximité du village et du fjord. Les températures peuvent être impactées par la proximité avec l'océan créant un effet tampon sur ses variations. Les directions du vent sont souvent nord-ouest (courant maritime) ou sud-est (vent catabatique² venant du glacier Kongsvegen)
- La station de Bayelva est quant à elle plus éloignée du fjord et à une cinquantaine de mètre d'altitude. Cela provoque une baisse des températures. De plus, elle est située sur le front d'un glacier. Cette proximité implique la possibilité d'un second vent catabatique, venant du glacier Broggerbreen dont la station AWI à Ny-Ålesund est épargnée, refroidissant également localement la température.

Ainsi, la localisation engendre des températures plus faibles à Bayelva, favorisant une précipitation neigeuse, tandis qu'à la station AWI, la précipitation au même moment peut être mixte ou pluvieuse ou bien juste moins intense. Cette différence de localisation peut être la source de différences

² Ecoulement d'air de faible épaisseur, descendant le long d'un versant (ou des pentes d'un inlandsis) et pouvant atteindre une grande vitesse.

climatiques entre les deux sites de mesures. Cependant cela est difficilement quantifiable car les deux sites ne mesurent pas les mêmes données, hormis la hauteur de neige de fin 2011 à 2016.

2) Données issues de Ny-Ålesund

1) Les données issues de la station AWIPEV

La station de mesure AWIPEV située au sein du village de Ny-Ålesund mesure différents paramètres climatiques. Cette station est située au sud du village dans une zone réservée pour les mesures scientifiques. Le bâtiment le plus proche se trouve à 200m au nord du point de mesure de radiations et les montagnes sont au sud.

Les radiations

La station AWIPEV appartient au réseau BSRN (Baseline Surface Radiation Network) établi par l'organisation météorologique mondiale (OMM). C'est une des stations de référence pour les mesures de radiations. Cela permet d'avoir des données contrôlées et de hautes qualités sur des séries temporelles relativement longues. Ces données *in situ* sont notamment utilisées pour valider ou ajuster les valeurs mesurées par les satellites et les modèles climatiques (AWI, 2017).

Les radiations se décomposent en 2 grands types de radiations :

- Les radiations à courte longueur d'ondes (solaires)
- Les radiations à grande longueur d'ondes (infrarouges)

Lorsque ces rayonnements atteignent la surface de la terre, une partie plus ou moins importante de ce rayonnement est réfléchi. L'autre partie est absorbée par la surface terrestre, constituant une source d'énergie et de chaleur.

L'institut Allemand Alfred-Wegener Institute (appartenant à la base AWIPEV) mesure des données horaires de radiations. La base de données est composée des radiations à courtes et grandes longueurs d'ondes descendantes qui seront appelées par la suite shortwave (sw) down et longwave (lw) down, ainsi que les radiations ascendantes (shortwave up et longwave up). L'appareil de mesure est présenté ci-dessous (Figure 5):



Figure 5: Appareil de mesure des radiations (source: Camille ROGEAUX, mai 2017)

Les mesures s'effectuent chaque minute depuis le 1^{er} Aout 1992. Cependant seul la plage de données 1999-2016 est utilisée dans cette analyse.

L'albédo

Grâce aux mesures de radiations solaires à courtes longueurs d'onde effectuées dans cette station, il est possible de calculer l'albédo.

L'albédo est une valeur physique sans dimension qui permet de connaître la quantité de rayonnement solaire incident qui est réfléchi par la surface terrestre. Lors de l'étude du climat cette variable est un paramètre clé car elle permet de connaître la part d'énergie renvoyée vers l'atmosphère et n'apportant pas d'énergie au sol.

L'albédo d'une surface est défini par la formule suivante :

$$\alpha = \frac{SW_{up}}{SW_{down}}$$

Avec SW_{down} les radiations à courtes longueurs d'ondes descendantes et SW_{up} les radiations à courtes longueurs d'ondes ascendantes. Sa valeur est située entre 0 et 1. Plus elle est élevée plus le rayonnement net absorbé par la surface est faible, une grande partie est alors renvoyée vers l'atmosphère. Une surface parfaitement blanche réfléchit toute la lumière, et a donc un albédo de 1 tandis qu'un corps noir absorbe tout le rayonnement reçu et a un albédo de 0.

La neige étant blanche elle réfléchit une grande part de l'énergie reçue par les SW_{down} . Son albédo est très élevé avec environ 0.8 pour de la neige fraîche et 0,7 pour de la neige ancienne. Cet albédo dépend de la hauteur de neige, de la taille des grains, de l'humidité de la neige et de sa composition chimique.

Le terrain est couvert d'un sol typique de la toundra. En effet, le calcul de l'albédo moyen du sol sur le site de mesure des radiations donne la valeur de 0,14 ce qui est cohérent avec l'albédo mesuré sur un sol de toundra (Maturilli *et al.*, 2015).

Ainsi, lors de la fonte, cet albédo diminue jusqu'à atteindre sa valeur du sol à nu, ici 0,14. Les radiations incidentes étant importantes durant la période de fonte, une modification de l'albédo a des conséquences importantes sur le bilan radiatif annuel et donc sur le bilan de chaleur en surface. Cette variable est donc une variable clé pour l'étude qui va suivre.

Autres paramètres climatiques

Cette station mesure également les autres paramètres météorologiques de surface utilisés dans l'étude: la température et le vent depuis août 1993 et la hauteur de neige est mesurée depuis 2012 sur le même champ de mesure.

La température de surface est mesurée à 2 mètres du sol par un capteur commercial « [Thies Clima](#) ». Sa plage de fonctionnement est de -30°C à 80°C avec une précision de $\pm 0,1^\circ\text{C}$ (Thiesclima, 2017b). Les températures plus faibles sont mesurées avec moins de précision.

Le vent est mesuré à 10 mètres de hauteur, le capteur mesure à la fois la vitesse et la direction du vent. La vitesse est mesurée de 0,3 à 50 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ avec une précision de $\pm 0,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La direction quant à elle est mesurée entre 0 et 360° avec une précision de $\pm 1,5^\circ$ (Thiesclima, 2017a). Ce capteur fonctionne sur une plage de température de -35°C à 80°C. Les mesures sont effectuées toutes les minutes.

2) La station MET

L'institut Météorologique Norvégien (MET) mesure les données de températures au sein du village depuis l'année 1969. Les données moyennes journalières sont disponibles sur la base de données en ligne eKlima (MET, 2017). Ces données sont contrôlées et corrigées avant d'être mises en ligne, ainsi, la validité de ces données est assurée.

Cette station mesure également les précipitations depuis les années 1975. Les précipitations journalières sont également disponibles sur la base de données.

3) Données issus de la station Bayelva

La mesure de la hauteur de neige est effectuée à la station d'étude du sol et du permafrost, Bayelva, installé par l'institut AWI en 1998. Nous disposons des données du 1^{er} janvier 1999 au 16 janvier 2017.

Les mesures sont ponctuelles, réalisées toujours au même endroit à une heure donnée. Les données de 1999 à 2009 sont mesurées toutes les 12h : une fois à 10h et une fois à 22h, puis de 2010 à 2016 elles sont mesurées toutes les 30 minutes. Elles sont effectuées par un [capteur](#) laser émettant une lumière invisible (Figure 6). Ce capteur n'est pas sensible aux variations de température et fonctionne sur une plage de température de -40 à 50°C, il est donc adapté au climat arctique. Il permet de déterminer la surface de la neige et de distinguer une surface en herbe d'une surface enneigée. Ces mesures ont une précision de +/- 5mm pour la neige, et il peut mesurer une hauteur de neige comprise entre 0 à 10 mètres (Lufft, 2017).



Figure 6: Appareil de mesure de la hauteur de neige à Bayelva (Source: Camille ROGEAUX, mai 2017)

La plage de donnée disponible à Ny-Ålesund couvre la période de 2000 à 2016. Cependant les données durant les périodes de fonte de 2001 et 2008 ne sont pas disponibles.

II- Impact du changement climatique à Ny-Ålesund

1- Température

L'analyse à long terme de l'évolution des températures a été réalisée à partir des données de la station MET.

1) Impact du changement climatique sur la température moyenne

L'ONU prévoit un réchauffement de la température annuelle terrestre de 0.2°C par décennie pour les 20 prochaines années. Cependant, il est très probable que le réchauffement climatique en Arctique soit plus élevé que le réchauffement moyen à l'échelle du globe (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013, p. 103). Cela est dû à différents facteurs qui sont intensifiés sur les hautes latitudes comme le changement des flux de chaleur en surface, de l'albédo ou bien des courants de circulation atmosphérique.

En s'intéressant à la température moyenne annuelle à Ny-Ålesund, nous pouvons voir une augmentation importante depuis 1969. Cette tendance est illustrée sur la figure 7, ci-dessous.

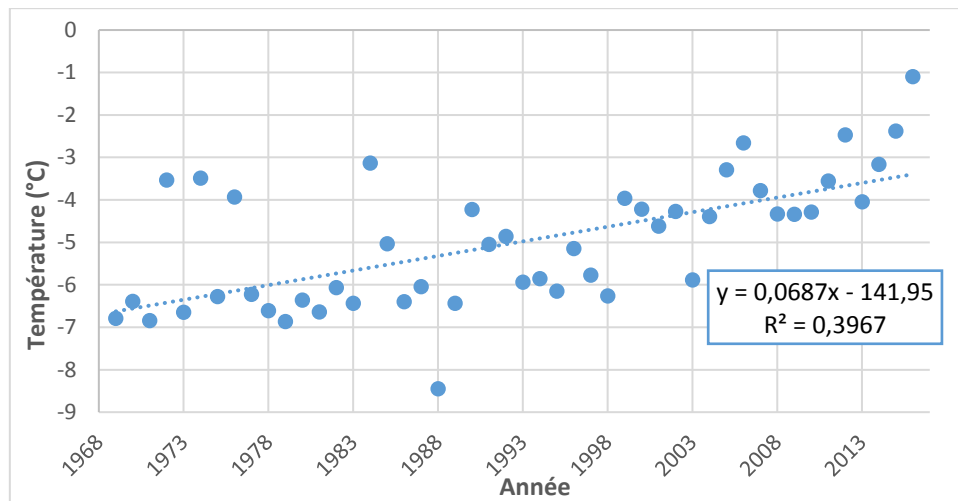


Figure 7: Evolution de la température moyenne annuelle de 1969 à 2016

La régression linéaire indique une augmentation d'environ 0,7°C par décennie. Nous voyons que cette tendance est assez univoque malgré les variations interannuelles. La tendance à Ny-Ålesund confirme donc ce que prévoit le GIEC, l'augmentation de la température en Arctique est bien plus forte que la moyenne terrestre.

En étudiant les températures extrêmes de chaque année, nous remarquons que les températures minimales subissent une forte augmentation (+ 2,1 °C/décennie), à contrario, l'augmentation de la température maximale est plus faible (+0,2°C/décennie). L'augmentation est donc plus importante sur les températures minimales que maximales. Les courbes sont illustrées sur les figures A et B de l'Annexe 1. La plage de variation de la température diminue.

2) Impact du changement climatique sur les températures moyennes mensuelles

En s'intéressant plus spécifiquement aux tendances mensuelles (Figure 8), nous pouvons voir que les températures durant la nuit polaire présentent de très fortes variations interannuelles avec des écarts allant jusqu'à plus de 14°C entre deux années extrêmes au cours des mois de novembre à avril. Ces mois correspondent à la période où le sol est enneigé, ainsi une augmentation de la température moyenne peut diminuer la proportion des épisodes de précipitations neigeuses au profit d'épisode de

pluie sur neige, comme cela est expliqué avec l'analyse des températures maximales. Ce changement peut provoquer un changement dans la dynamique du manteau neigeux.

Durant les mois d'été, les variations interannuelles sont plus faibles avec des écarts inférieurs à 4°C pour les températures moyennes des mois de juin, juillet et août.

Ainsi ces variations sont en accord avec la tendance à avoir un sol enneigé du mois d'octobre à mai, avec une température moyenne inférieure à 0°C, et un sol nu du mois de juin à septembre avec une température moyenne positive.

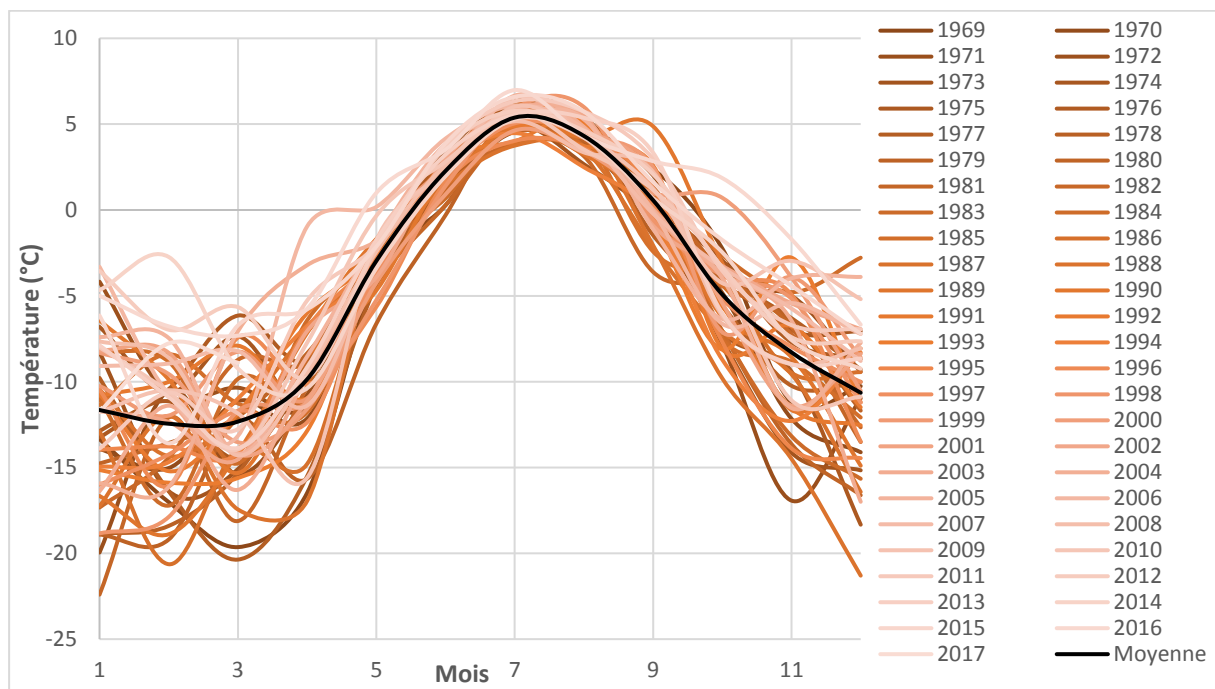


Figure 8: Evolution des températures moyennes mensuelles de 1969 à 2017

La figure 8 fait également ressortir que l'augmentation des températures a lieu à chaque saison de l'année. En effet les courbes des années les plus récentes se trouvent en général au-dessus de la courbe moyenne effectuée sur les données de 1969 à 2016 et ce sur l'ensemble des mois de l'année, tandis que les courbes des années plus anciennes se trouvent en dessous.

Cela montre bien une tendance à la hausse de la température peu importe la saison, elle est répartie sur l'ensemble de l'année, et de manière interannuelle.

3) Impact du changement climatique sur les températures extrêmes mensuelles

Nous avons vu précédemment que les températures minimales annuelles subissent une forte augmentation, tandis que les températures maximales ont une augmentation plus faible. En effet, la proximité de la station scientifique avec l'océan peut expliquer cette faible augmentation des températures maximales, l'océan effectue un effet tampon sur les variations de température par son inertie. Nous nous intéresserons désormais à l'impact de ce réchauffement sur les températures extrêmes, minimales et maximales, de chaque mois, afin de voir où sont les variations les plus importantes et si cela est corrélé à la température moyenne.

1) Température minimale

Pour les températures minimales, on constate une augmentation particulièrement forte durant les mois de novembre à avril. Cependant, cette augmentation est plus faiblement marquée les mois de juin à septembre. Ces tendances sont illustrées dans la figure 9.

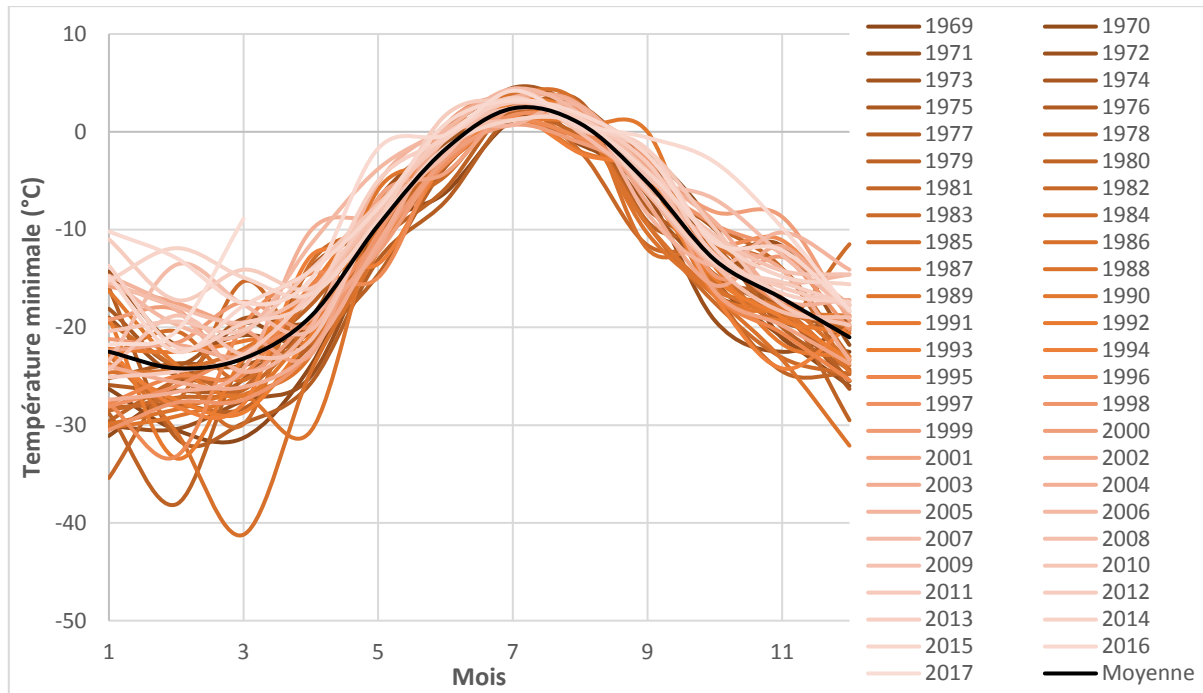


Figure 9: Evolution de la température mensuelle minimale sur la période de 1969 à 2017

Le mois marqué par la température minimale moyenne la plus faible est février, avec un peu moins de -24°C . Ce mois est également celui avec la température moyenne annuelle la plus faible. La température minimale la plus importante a lieu au mois de juillet avec une valeur d'un peu plus de 2°C . L'amplitude de la température minimale moyenne est de plus de 25°C entre ces mois extrêmes. Les variations interannuelles ont la même tendance que celles des températures moyennes.

De plus, nous voyons que des évènements neigeux peuvent avoir lieu les mois d'été, en effet la température minimale peut être inférieure ou proche de 0°C les mois de juin, juillet et août.

2) Température maximale

L'amplitude de variation annuelle est plus faible pour les températures maximales comme l'illustre la figure 10. Elle est seulement de 10°C entre la moyenne du mois maximum (juillet) et minimum (mars). De plus, l'analyse des maximums ne montre pas d'augmentation constante au fil des mois d'une année. Ils connaissent une grande variation d'un mois à l'autre.

Cependant, ils ont tout de même tendance à être plus élevés de septembre à décembre. Cela diminue la probabilité d'avoir de la neige de façon permanente au sol durant ces mois et retarde ainsi le début de la période enneigée.

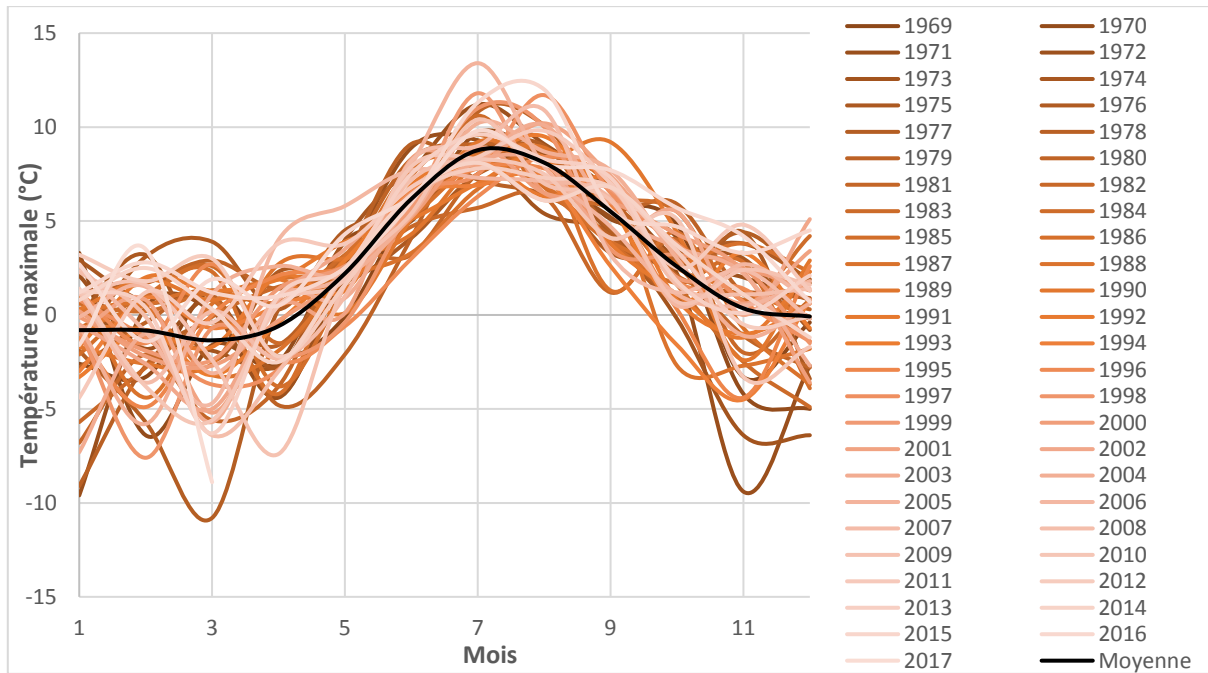


Figure 10: Evolution de la température mensuelle maximale sur la période de 1969 à 2017

Les variations interannuelles sont très importantes les mois d’octobre à mai, avec une amplitude de plus de 7°C, et diminue les mois de juin à septembre.

La courbe des maximums montre également la possibilité d’avoir des épisodes de pluies durant l’hiver. En effet, tous les mois de l’année ont déjà eu des températures maximales supérieures à 0°C.

4) Tendence globale de la température

Ainsi le réchauffement climatique à Ny-Ålesund touche l’ensemble de l’année, il entraîne une augmentation de la température minimum et moyenne, particulièrement forte lors des mois de novembre à avril. La variabilité interannuelle de la température suit également la même tendance. Cette variabilité est montrée dans le graphique suivant (Figure 11):

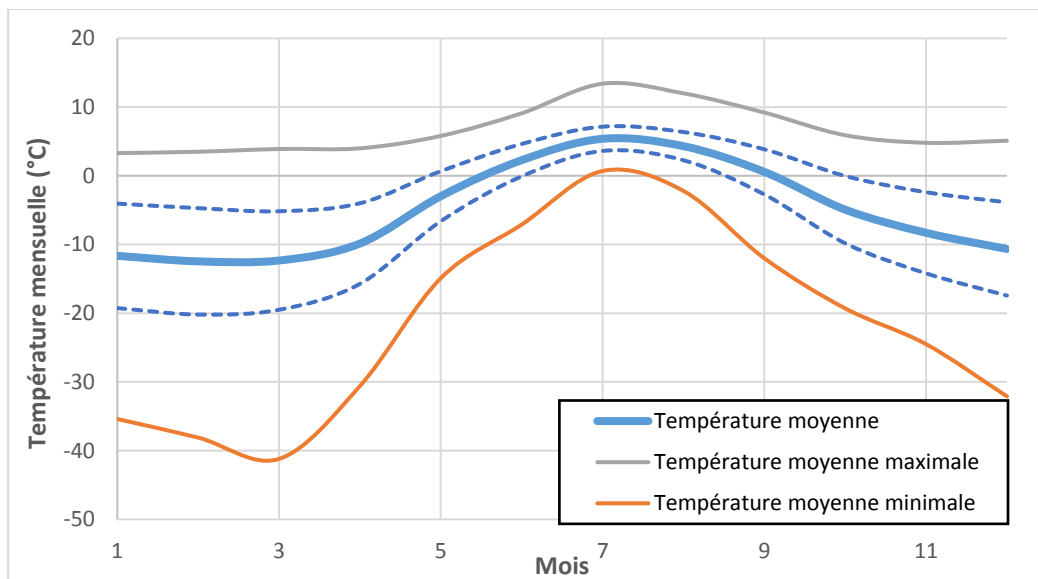


Figure 11: Température mensuelle moyenne, minimale et maximale sur la période de 1969 à 2017. Les courbes en pointillées montrent l'écart type de la température moyenne mensuelle sur la même période.

Les écarts entre les températures maximales et minimales sont très importants, ils sont supérieurs à 30°C de novembre à avril. Nous voyons également que cette variabilité est plus faible les mois de mai à octobre, mois où le soleil est présent de façon continue. Les radiations solaires permettent probablement de stabiliser les températures.

En étudiant les données de température de la station AWI disponibles de 1999 à 2016, les mêmes tendances de variations sont obtenues.

Cette augmentation des températures va se répercuter sur les précipitations en provoquant un changement de leur forme. Il est donc intéressant d'étudier les précipitations de la station.

2- Les précipitations

Le changement climatique a pour conséquence de modifier les températures, mais il a également un impact sur le cycle hydrologique. La fonte des glaciers et de la fonte alimentent en eau un sixième de la population terrestre. Cependant ces ressources sont actuellement menacées et le bilan neigeux est directement dû aux précipitations solides. Ainsi l'étude des précipitations permet de comprendre la mise en place du manteau neigeux et est une donnée essentielle pour pouvoir le modéliser.

Selon Wolff *et al.* (2015), les mesures de précipitations *in situ* à Ny-Ålesund, sont 50 % inférieures par rapport à celles estimées et simulées, montrant ainsi la complexité de mesure de cette variable. Leur étude a également montré que les précipitations au Svalbard avaient augmentées de 25% ces quatre-vingts dernières années. Cela souligne la tendance montrée par les modèles de changement climatique qui prévoient une augmentation des précipitations dans les hautes latitudes (Callaghan *et al.*, 2011).

L'étude de ces précipitations est particulièrement complexe compte tenu des difficultés de mesure. En effet, l'estimation des précipitations est grandement influencée par le vent et la température ainsi que par l'environnement du capteur. Les deux premiers facteurs provoquent une grande imprécision des appareils de mesure. Un vent fort va grandement diminuer la quantité de précipitations captée au sein du pluviomètre, notamment pour des vitesses supérieures à $7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. La température, quant à elle, va influencer le type de précipitation qui a lieu. En arctique les précipitations tombent sous diverses formes : pluies, neige ou mixtes (grésil ou mélange pluie/neige). Les sous-estimations du pluviomètre sont plus importantes pour les précipitations solides. Pour celles-ci, moins de 50% des précipitations sont enregistrées en moyenne. L'augmentation des températures change le type de précipitation et augmente également la quantité de précipitations interceptées. L'augmentation des précipitations mesurées ne correspond donc pas à une augmentation des précipitations réelle. Afin de pouvoir étudier ces précipitations et voir des tendances, il est donc nécessaire de les corriger au préalable. Pour cela des chercheurs ont cherché à ajuster les mesures en fonction de ces deux paramètres (Wolff *et al.* (2015) et Fjørland et Hanssen-Bauer (2000))

Actuellement, les précipitations annuelles mesurées sont d'environ 400 mm par an avec 25 % sous forme de pluie, 44 % de neige et 31 % sous forme mixte (Fjørland et Hanssen-Bauer, 2000).

Le travail de Fjørland et Hanssen-Bauer (2000) a porté sur les précipitations en Arctique et notamment à Ny-Ålesund. Grâce à ces corrections, ils obtiennent des précipitations annuelles moyennes de plus 600 mm soit plus de 50% supérieures à la hauteur mesurée initialement par le pluviomètre.

La figure 12 illustre la différence entre les précipitations mesurées et corrigées sur la période juillet 1993 à août 1995. Cette période a été choisie car l'année 1994 est très proche des valeurs moyennes sur la plage de données qui était disponible (1975-1996).

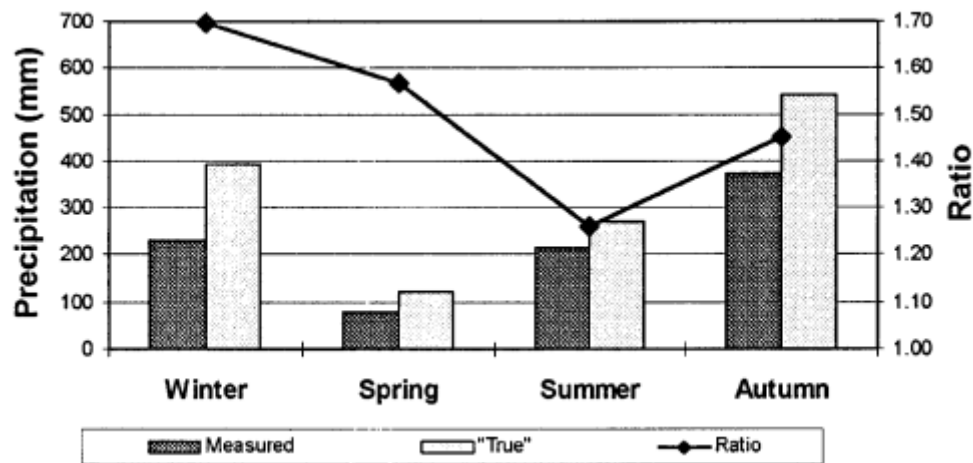


Figure 12: Correction des précipitations à Ny-Ålesund pour l'année 1994 (source: Fjørland et Hanssen-Bauer, 2000)

Le ratio représente le rapport entre les précipitations ajustées et les précipitations mesurées. Ce ratio est plus faible en été, période où la majeure partie des précipitations a lieu sous forme liquide, et il est plus élevé en hiver, période où les précipitations sont majoritairement sous forme solide. Cela est donc bien cohérent avec le type de précipitations qui ont lieu, et la précision pour les mesurer.

L'étude de l'évolution des précipitations à long terme a été effectuée sur la station de Svalbard Airport à Longyearbyen situé à 110 km au sud-est de Ny-Ålesund toujours par les chercheurs Fjørland et Hanssen-Bauer (2000). Cette station présente l'avantage d'avoir des données depuis les années 1964 contre seulement 1975 à Ny-Ålesund. De plus la température et les fractions des différents types de précipitations liquides, solides et mixtes sont similaires pour ces deux lieux. L'analyse de ces données montre, malgré la forte variabilité interannuelle, une diminution de -5,8% par décennie de la proportion d'épisodes neigeux et une augmentation de +5,4% des épisodes mixtes. Nous pouvons lier cette conversion d'épisodes neigeux à des épisodes mixtes à l'augmentation de température de 0,7°C par décennie constatée précédemment.

Ainsi les augmentations de températures qui surviennent en Arctique modifient le cycle hydrologique en augmentant la somme de précipitations annuelles et en modifiant le type de précipitations dominant passant d'épisodes neigeux à pluvieux.

3- Evolution des radiations solaires

1) Etude du rayonnement à courte longueur d'onde

Les radiations à courtes longueurs d'ondes sont les radiations directement émises par le soleil. Les courbes suivantes (Figures 13 et 14) représentent les radiations à courtes longueurs d'ondes moyennes mensuelles descendantes (down) et ascendantes (up) de chaque année ainsi que la moyenne mensuelle calculée sur les différentes années enregistrées :

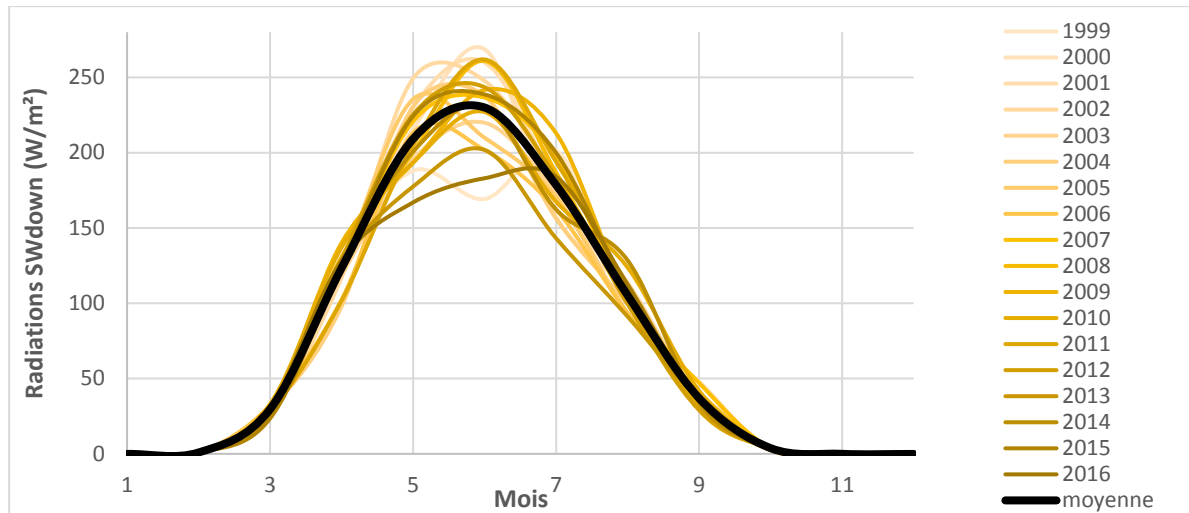


Figure 13: Evolution des radiations à courtes longueurs d'ondes descendantes de 1999 à 2016

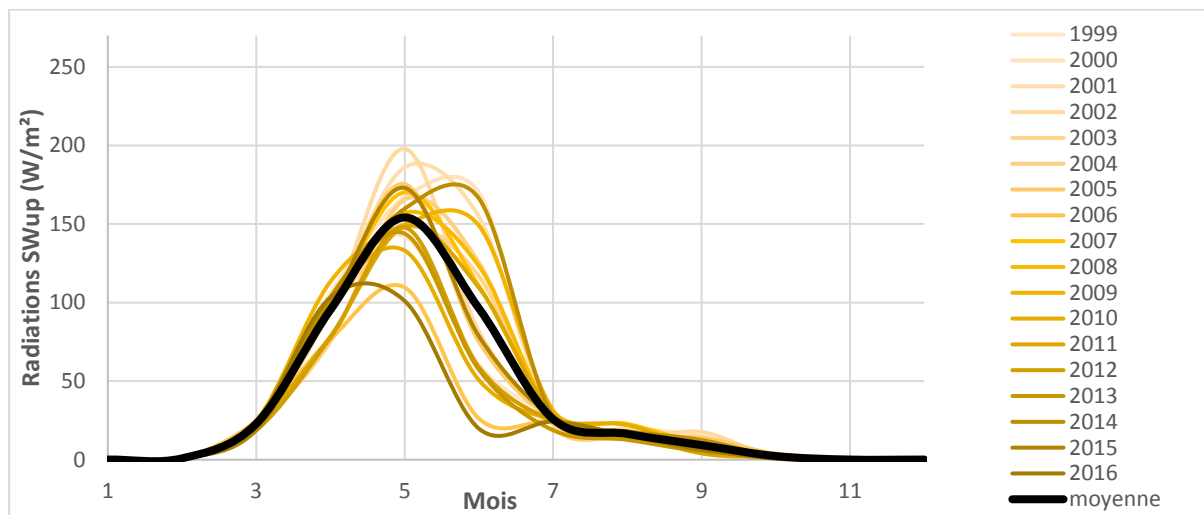


Figure 14: Evolution des radiations à courtes longueurs d'ondes ascendantes de 1999 à 2016

Les données de ces graphiques montrent la moyenne mensuelle des données horaires, sous tous les types de ciels.

D'octobre à février, le village de Ny-Ålesund ne voit pas le soleil, c'est la nuit polaire. Cela entraîne donc un rayonnement direct et réfléchi du soleil nul et donc aucun apport d'énergie par les radiations à courtes longueurs d'ondes.

Les SW_{down} montrent une importante hétérogénéité interannuelle. Ces variations sont dues en grande majorité aux nuages pendant la période de jour. Nous pouvons également remarquer que la plus grande hétérogénéité a lieu les mois de mai et juin, ainsi, la présence de nuages est particulièrement variable d'une année à l'autre sur cette période. Le maximum des SW_{down} a lieu au mois de juin, ce qui est cohérent avec le moment de l'année où les radiations solaires sont les plus fortes dans l'hémisphère Nord.

Les SW_{up} viennent de la réflexion des SW_{down} sur le sol. Nous remarquons également une grande hétérogénéité aux mois de mai et juin, cela est lié à l'hétérogénéité constatée précédemment sur les SW_{down} et au début de la fonte de la neige, changeant les propriétés de la surface exposée. La diminution des ondes réfléchies commence avant les SW_{down} . En effet, le maximum des SW_{up} a lieu en mai et non en juin comme cela aurait pu être pensé compte tenu du maximum des SW_{down} . Ainsi la

diminution n'est pas directement due à la diminution des radiations solaires, mais provient également d'une modification du ratio de radiations réfléchies. Une plus grande part de l'énergie est absorbée.

La fonte de la neige impacte donc la quantité d'énergie réfléchie, en augmentant l'absorption par le sol.

2) Etude des radiations à grandes longueurs d'ondes

Nous nous intéressons désormais à l'étude du rayonnement à grande longueur d'onde. Ce rayonnement est un rayonnement invisible à l'œil nu transmettant l'énergie entre différents corps.

Les graphiques suivants (Figures 15 et 16) présentent les radiations à grandes longueurs d'ondes incidentes et réfléchies.

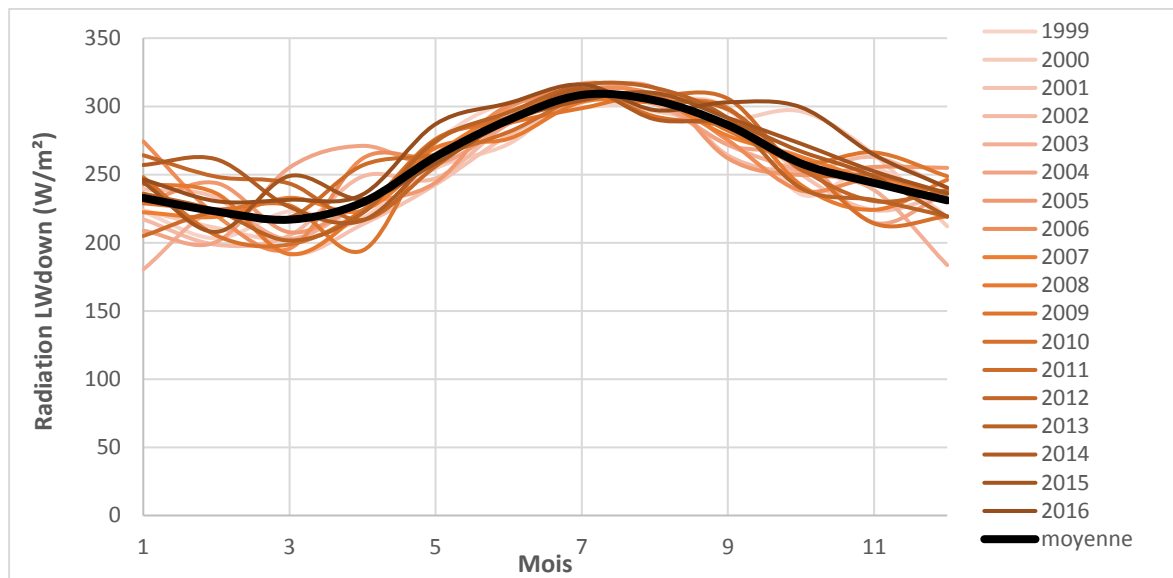


Figure 15: Evolution des radiations à grandes longueurs d'ondes descendantes de 1999 à 2016

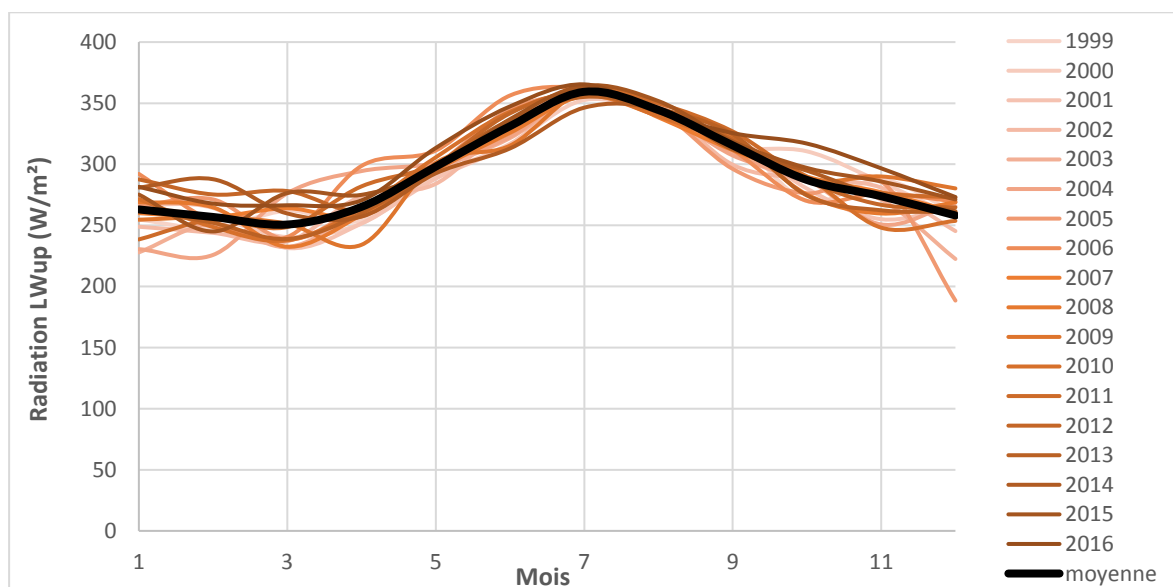


Figure 16: Evolution des radiations à grandes longueurs d'ondes ascendantes de 1999 à 2016

Les radiations LW_{up} dépendent des propriétés et de la température de la surface, tandis que les LW_{down} dépendent des propriétés de l'atmosphère comme la température, l'humidité et la présence de

nébulosité (Maturilli *et al.*, 2015). Les températures atmosphériques plus élevées en été engendrent une augmentation des flux de radiations à longues ondes, car les corps émetteurs ont des températures propres plus élevées. Nous voyons que pendant la nuit polaire (octobre à avril) la variation interannuelle est importante. Elle est plus faible lors des mois d'été. Cette importante variation pendant la nuit polaire est dû aux importantes variations hivernales de température comme nous l'avons expliqué précédemment. En plus de cela l'humidité de l'air ainsi que l'effet radiatif des nuages viennent affecter ce bilan, en augmentant les LW_{down} (Maturilli *et al.*, 2013). Nous voyons également que la variation interannuelle est plus importante pour les LW_{up} que pour les LW_{down} , mais la tendance reste la même au cours des mois.

3) Variation annuelle du bilan radiatif

Après l'étude des radiations incidentes et réfléchies, les bilans radiatifs ont été calculés.

Le bilan radiatif net est la quantité d'énergie totale absorbée par la surface terrestre, c'est-à-dire le bilan net des radiations, définie par la formule suivante :

$$Q_{sw} = (SW_{down} - SW_{up})$$

$$Q_{lw} = (LW_{down} - LW_{up})$$

$$E_{abs} = Q_{net} = Q_{sw} + Q_{lw} = (SW_{down} - SW_{up}) + (LW_{down} - LW_{up})$$

Avec :

SW_{down} = Radiations à courtes longueurs d'ondes descendantes

SW_{up} = Radiations à courtes longueurs d'ondes ascendantes

LW_{down} = Radiations à grandes longueurs d'ondes descendantes

LW_{up} = Radiations à grandes longueurs d'ondes ascendantes

Le cycle annuel des bilans radiatifs à courtes et longues ondes est présenté sur la figure 17.

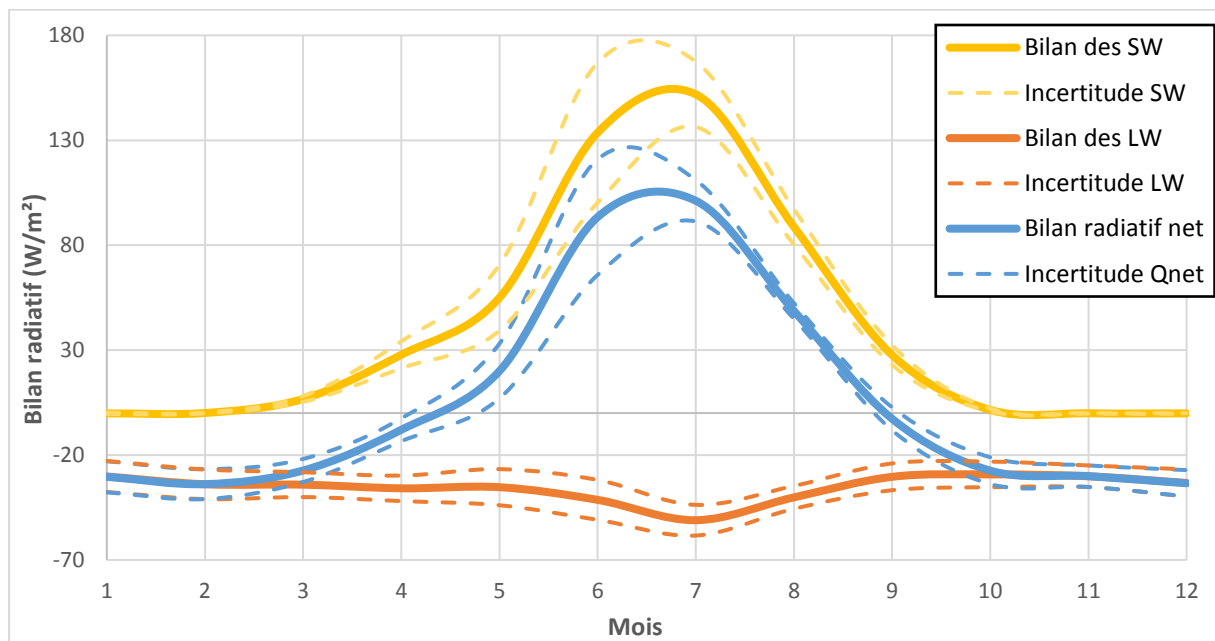


Figure 17: Valeurs moyennes mensuelles pour le bilan radiatif des SW (jaune), LW (orange) et le bilan radiatif net (bleu). Les écarts types de chaque moyenne mensuelle sont illustrés en pointillé.

Les moyennes et les écarts types sont calculés sur les 17 années disponibles. Le calcul de l'écart type confirme que les variations les plus importantes du bilan net sont observées aux printemps et en été, avec une amplitude de variation supérieure à 25W/m^2 en mai et juin. Cette variabilité interannuelle résulte de celle du bilan radiatif des SW. Ces mois correspondent à la période de fonte qui fluctue d'une année à l'autre et influence le bilan radiatif, en modifiant les propriétés de la surface exposée. Le tableau des valeurs est en [Annexe 2-A](#).

Le bilan des radiations à grandes longueurs d'ondes est négatif tout au long de l'année. Le rayonnement infrarouge émis est donc supérieur au reçu tout au long de l'année.

Le bilan des radiations à courte longueur d'onde augmente à partir de mars, avec le retour du soleil, mais le bilan des radiations à grande longueur d'onde reste suffisamment négatif pour conserver un bilan radiatif net négatif jusqu'en avril. Le bilan des SW diminuant à partir juillet il redevient négatif dès octobre. Il est donc négatif pendant l'ensemble de la plage temporelle où la neige est de façon permanente au sol. Cela permet de refroidir la surface, et offrir des conditions propices à la conservation du manteau neigeux en hiver. Le bilan radiatif net est positif seulement de mai à septembre, offrant alors au manteau neigeux la possibilité de se réchauffer puis de fondre.

4) Tendence du changement du bilan radiatif

Les données de rayonnement ne couvrent qu'une vingtaine d'années. Il semble donc difficile d'en tirer des évolutions climatiques claires. Cependant, on peut lier la tendance du changement du bilan radiatif à l'impact du changement climatique en Arctique.

Le bilan radiatif net moyen à Ny-Ålesund est positif, avec une moyenne de $8,8 \pm 3,4 \text{ W/m}^2/\text{j}$ sur la période de 1999 à 2016. Le graphique ci-dessous, figure 18, représente les variations du bilan radiatif annuel par rapport à cette moyenne globale.

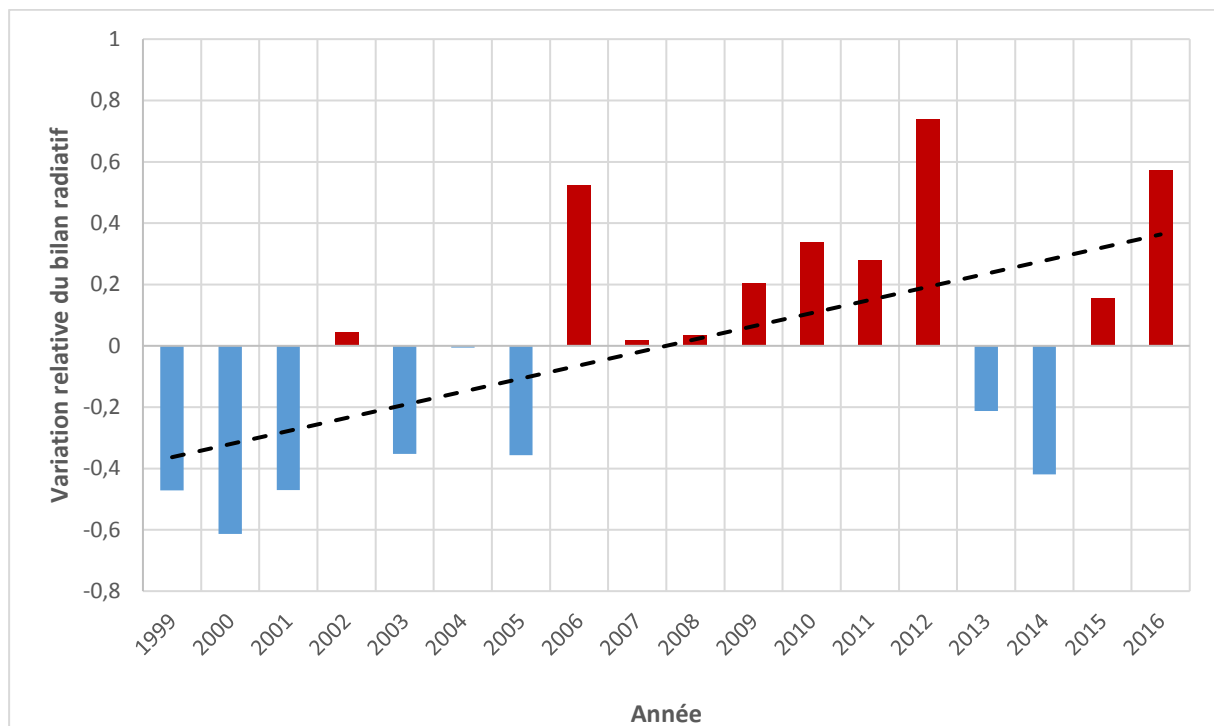


Figure 18: Ecart du bilan radiatif annuel à la moyenne du bilan radiatif pour la période de 1999 à 2016.

Nous voyons que le bilan radiatif a tendance à augmenter au cours des années. La régression linéaire des moyennes annuelles, illustrée dans l'[Annexe 2-B](#), montre une augmentation du bilan radiatif

annuel. Elle est quantifiée à environ $0,4 \text{ W/m}^2$ chaque année, soit une augmentation de 4,5% du bilan radiatif net. Cependant nous pouvons remarquer que le rayonnement moyen annuel varie fortement d'une année à l'autre ($15,3 \text{ W/m}^2$ en 2012 contre $5,1 \text{ W/m}^2$ en 2014). Ainsi cette tendance est à affiner lorsqu'une plus grande plage de donnée sera disponible, pour avoir une tendance plus fiable et moins impactée par les variations interannuelles.

Cependant, en raison de l'obliquité terrestre³, la contribution des radiations à courtes et longues ondes dans le bilan radiatif dépend grandement de la saison. L'analyse a donc été effectuée au cours des quatre saisons météorologiques : L'hiver (janvier, février et mars), le printemps (avril, mai et juin), l'été (juillet, août, septembre) et l'Automne (octobre, novembre, décembre).

Les tendances d'évolution des radiations par saisons sont illustrées dans le tableau ci-dessous (Tableau 1):

	Q_{SW}	Q_{LW}	Q_{net}	Unité
Printemps	0,88	-0,11	1,35	W/m^2
Été	0,38	0,26	0,88	W/m^2
Automne	0,02	0,17	0,22	W/m^2
Hiver	0,01	0,33	0,55	W/m^2
Année	0,32	0,11	0,38	W/m^2

Tableau 1 : Changement à long terme des bilans radiatifs au cours des différentes saisons sur la période de 1999 à 2016

Le bilan radiatif à courtes longueurs d'ondes induit de façon prépondérante l'augmentation du bilan radiatif net annuel. En effet les saisons avec l'augmentation du bilan radiatif le plus important sont le printemps et l'été, avec une augmentation respective de $1,35$ et $0,88 \text{ W/m}^2$. Cette augmentation est grandement influencée par l'augmentation du bilan des SW. Cette augmentation du bilan des SW est notamment dû à une fonte précoce pour le printemps, entraînant une diminution de l'énergie réfléchie plus tôt dans l'année, le manteau absorbe alors plus d'énergie à partir d'une date plus précoce. Pour les mois d'été cela est majoritairement due à des variations de nébulosité (Maturilli *et al.*, 2013).

Nous voyons que pendant la période de nuit polaire affectant les saisons d'automne et d'hiver, les radiations à courtes longueurs d'ondes n'influencent pas le bilan radiatif, ce qui est logique compte tenu qu'elles sont très faibles, voir nulles selon les mois. C'est alors les radiations à grandes longueurs d'ondes qui influencent le plus le bilan. Celles-ci sont déterminées par la surface et la température de l'air, ainsi, l'augmentation du bilan radiatif hivernal causé par les LW concorde avec le l'augmentation de la température et la diminution de la couverture neigeuse. Ces deux paramètres provoquent une augmentation des LW_{up} et LW_{dpwn} . Cette augmentation étant plus forte sur les LW_{dpwn} , le bilan radiatif augmente. En été, le bilan radiatif des LW augmente également mais de manière moins importante que les SW, cependant, elles contribuent également à l'augmentation du bilan radiatif de cette saison. Uniquement durant le printemps nous voyons une baisse des LW, qui cependant, ne se répercute pas sur le bilan radiatif compte tenu de l'ampleur de l'augmentation des SW à cette saison.

Ainsi, le bilan radiatif a tendance à augmenter au cours de chaque saison, en étant influencé durant l'automne et l'hiver majoritairement pas les radiations à grandes longueurs d'ondes et au printemps et en été plutôt par les radiations à courtes longueurs d'ondes.

³ Obliquité terrestre : grandeur donnant l'angle entre l'axe de rotation de la terre et une perpendiculaire à plan orbital

4- Impact sur la hauteur de neige

Les données brutes ont été dans un premier temps corrigées lors des périodes d'absence de neige où des petites variations sont dues à la végétation, elles ont donc été ramenées à 0. L'appareil a également sa propre erreur spécifique entraînant de faibles variations. Il est donc pratiquement impossible de mesurer une hauteur de neige nulle de manière continue lorsque le sol est nu. Les valeurs aberrantes ou manquantes ont également été corrigées, par une moyenne entre les deux valeurs horaires l'encadrant, ou supprimées pour les plages horaires manquantes trop importantes. Après traitement des données brutes, nous obtenons sur la plage de temps disponible à la station Bayelva le graphique suivant (Figure 19) :

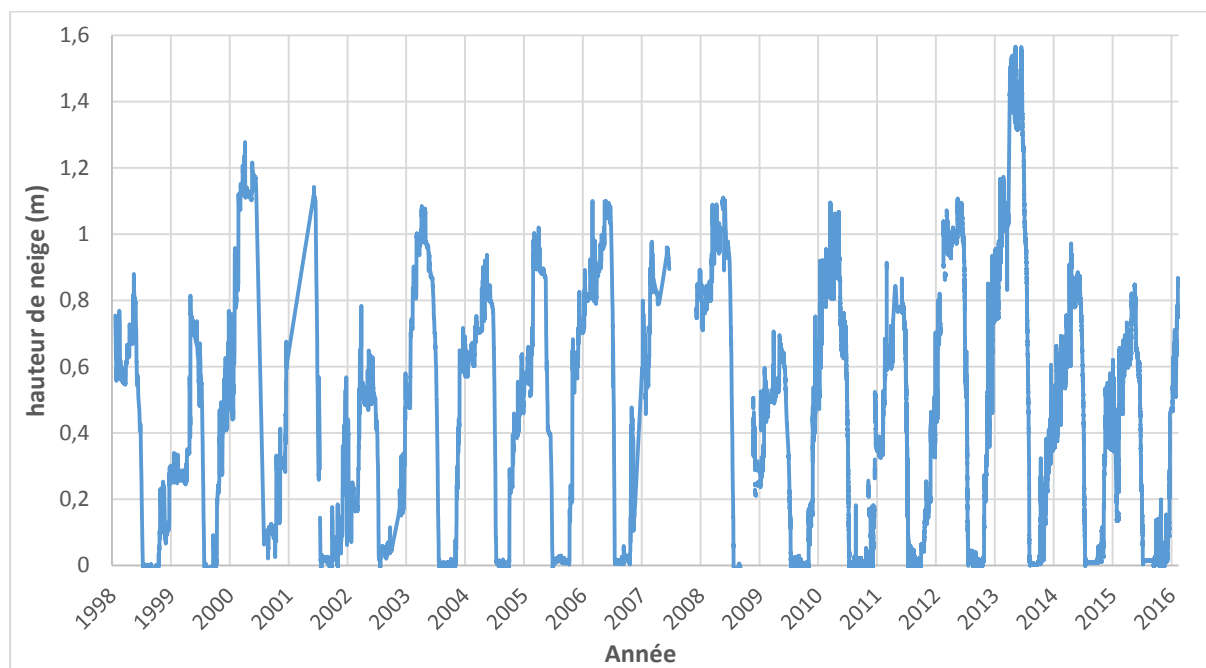


Figure 19 : Hauteur de neige mesurée à la station de Bayelva de 1999 à 2016

Nous voyons que le manteau neigeux se met en place à partir de novembre en moyenne et augmente au cours de la saison, jusqu'à arriver à sa hauteur maximale. Il n'existe pas (ou peu) de fonte intermédiaire au cours de la saison, toute la neige fond à la fin de la saison et le sol est de nouveau nu durant l'été. Le sol au niveau de la station scientifique est appelé mollisol, c'est-à-dire un sol qui se gèle en hiver et se dégèle en été, contrairement à d'autres endroits au Spitzberg où nous avons à faire à un pergélisol⁴ (permafrost en anglais) (Isaksen *et al.*, 2007). La hauteur de neige maximale moyenne sur ces 17 années est d'un peu plus de 1 mètre. La date de ce maximum varie selon les années. La figure 20 présente la variation du jour où le manteau neigeux atteint son maximum au cours des années. La régression linéaire indique que ce maximum a tendance à avoir lieu 8 jours plus tôt par décennie. Cependant il est difficile d'être certain de cette tendance avec le faible nombre d'années à disposition, et la grande hétérogénéité de celles-ci.

⁴ Sol gelé en permanence au moins pendant deux ans, le rendant imperméable.

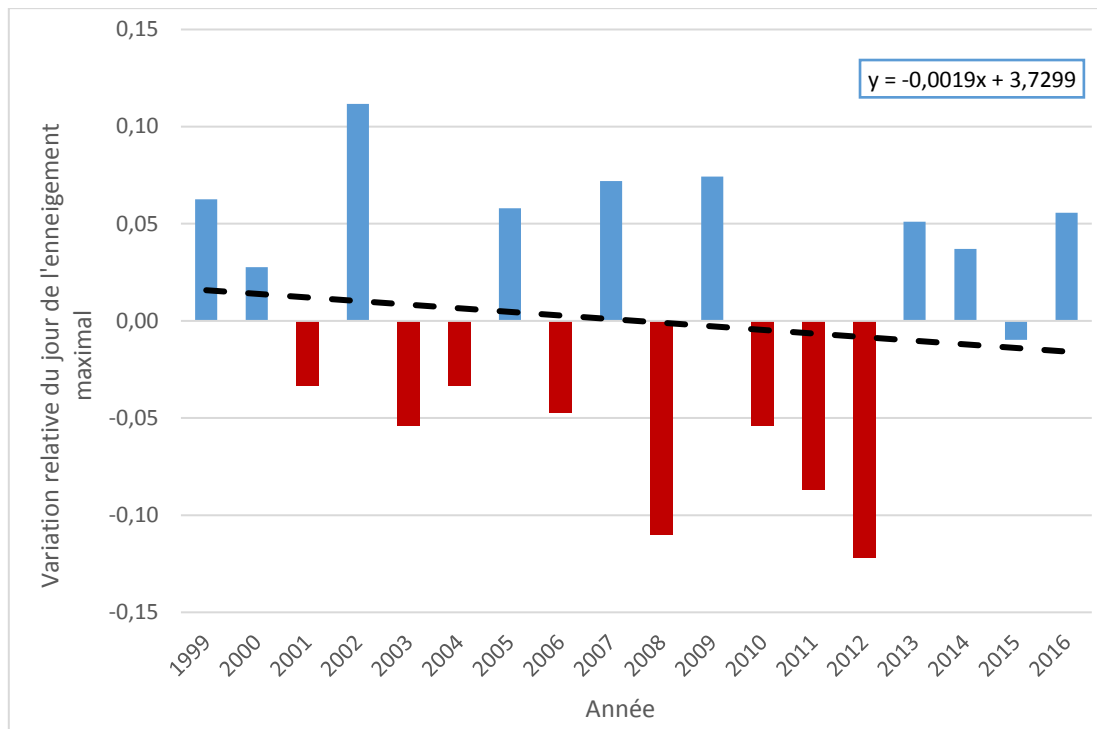


Figure 20 : Ecart du jour de l'enneigement maximum annuel au jour moyen sur la période de 1999 à 2016

Une analyse a ensuite été effectuée mois par mois afin d'essayer de voir les tendances d'enneigement mensuel. Les variabilités étant très importantes et la plage de données courtes, il est difficile d'en tirer des résultats définitifs et certains. De même, il est difficile de savoir si la hauteur maximale de la neige mensuelle et annuelle a tendance à augmenter ou à diminuer compte tenu des variations importantes interannuelles qui ne s'effectuent pas dans le même sens. Il n'est donc pas possible avec ces données de conclure sur une variation de la valeur du maximum annuel. Cependant, la modélisation effectuée par López-Moreno *et al.* (2016) indique que le maximum a tendance à diminuer en lien avec l'augmentation de la température.

En étudiant la durée de l'enneigement sur cette plage de données nous n'avons pas pu mettre en évidence de tendance. Cependant Maturilli *et al.* (2013) a montré avec l'étude de l'albédo que la fonte a tendance à avoir lieu 4,8 jours plus tôt par décennie et le modèle de López-Moreno *et al.* (2016) a montré que la durée d'enneigement diminue à Bayelva si la température augmente.

Dans la littérature, il n'existe pas d'étude à long terme de la variation du manteau neigeux (profondeur et équivalent en eau) (Førland et Hanssen-Bauer, 2000). Cela est causé par la répartition inégale de la neige dû aux vents dans la toundra qui redistribue la neige, et aux mesures ponctuelles qui sont peu représentatives de la réalité du terrain. Pour cette raison, il n'existe aucune étude détaillée de la façon dont le changement climatique a affecté les processus de neige comme l'accumulation, la redistribution, la fonte ou encore la durée, au Spitzberg.

Néanmoins, quelques études basées sur la télédétection et l'évolution interannuelle de l'albédo ont indiqué une tendance à un manteau moins épais et une période enneigée plus courte. Cela concorde avec les tendances sur l'hémisphère nord et les régions arctiques (Brown et Mote, 2009)

Conclusion partielle :

L'étude de l'impact du changement climatique à la station de Ny-Ålesund sur les différents paramètres météorologiques permet de voir différentes conséquences :

- Une augmentation de la température moyenne annuelle répartie sur l'ensemble des mois.
- Une augmentation des précipitations couplée à une augmentation de la part de précipitations liquides par rapport aux précipitations solides en lien avec l'augmentation des températures. Une augmentation du bilan radiatif annuel et saisonnier. Cela est causé par l'augmentation du bilan des radiations à grandes longueurs d'ondes en automne et en hiver, et à l'augmentation du bilan radiatif des radiations à courtes longueurs d'onde au printemps et une augmentation des deux en été.
- Une diminution de la durée du couvert neigeux et de la hauteur de neige maximale. Cela entraîne également un maximum du couvert neigeux de plus en plus précoce.

Ces trois paramètres étant liés, ils interagissent entre eux. Le schéma en figure 21 reprend les interactions/rétroactions entre ces paramètres. Ils impactent la dynamique du manteau neigeux et plus particulièrement la période de fonte. La fonte étant un processus clé et encore mal compris, l'étude va par la suite se concentrer sur cette période.

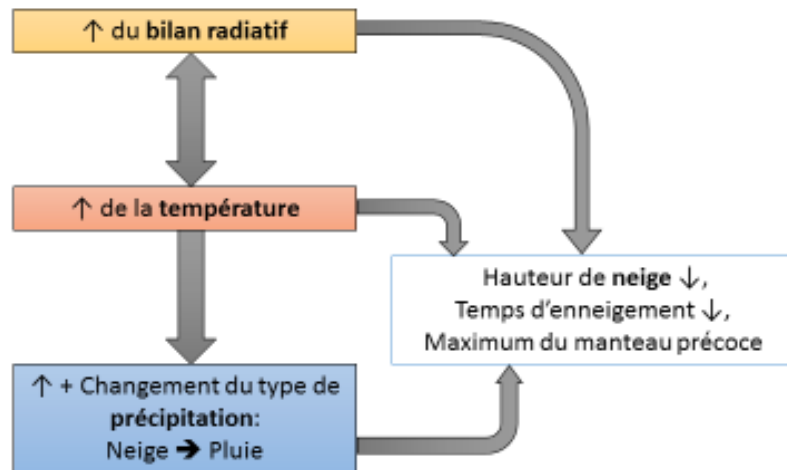


Figure 21: Interactions entre les différents paramètres météorologiques et impact de leur variation sur le manteau neigeux

II- Analyse de la période de fonte : évolution de la couverture neigeuse et influence des différents paramètres climatiques

L'objectif de cette étude est de quantifier et de comprendre les changements temporels de la phénologie de la couverture de neige et de mettre en évidence leurs causes et leurs conséquences en se basant uniquement sur les observations de terrain. Ces connaissances sont essentielles pour évaluer et projeter le climat futur. Ainsi, comprendre ce qui se passe permettra par la suite de pouvoir modéliser correctement la fonte en fonction des différents paramètres et de leur influence respective.

La persistance du couvert neigeux en hiver et la vitesse de sa disparition au printemps sont avant tout conditionnées par la quantité d'énergie que le manteau neigeux reçoit et par le cycle diurne et saisonnier des températures. Ces deux paramètres sont étroitement liés et créent des flux d'énergie entre le sol et la neige et entre la neige et l'atmosphère. Ces flux sont régulés par la conductivité thermique de la neige qui est fonction des propriétés physiques du manteau neigeux. Dans cette partie nous étudierons l'évolution des différents paramètres au cours de chaque saison de fonte et leur impact sur le processus de fonte. Le but de cette analyse est de comprendre le processus de fonte et de voir les rétroactions entre la fonte et le changement climatique à Ny-Ålesund.

Pour cela nous définirons dans un premier temps les périodes de fonte, puis une base de données homogène sera créée. Pour finir, le bilan radiatif sera calculé pour analyser les différentes années de fonte et voir le forçage radiatif engendré par une fonte précoce ou tardive.

1- Contexte de l'étude

1) Caractéristiques de chaque année de fonte

Chaque année, la période de fonte présente des caractéristiques différentes comme la date de début, la durée, la vitesse ou la hauteur de neige initiale de la fonte. De plus, ces périodes sont caractérisées par des facteurs et événements météorologiques divers, due à leur variabilité interannuelle du climat. Ainsi, avant de commencer un traitement des données il est important de pouvoir caractériser la fonte de chaque année.

Les paramètres retenus sont :

- Le jour de début de fonte : il est identifié comme le 1^{er} jour d'une période de diminution continue du manteau neigeux couplé à des températures positives.
- Le jour de fin de fonte : Il est déterminé comme le 1^{er} jour où le manteau neigeux a une hauteur inférieure à 15 mm.
- Le nombre de jours de fonte.
- La hauteur initiale du manteau neigeux.
- La température moyenne lors de la fonte.
- Le taux de fonte :

$$\pi_f = \frac{h_{neige}}{t}$$

Avec :

π_f : taux de fonte en $m \cdot j^{-1}$

h_{neige} : hauteur de neige initiale en m

t : durée de la période de fonte en jours

Le tableau 2 regroupe les différentes informations sur le déroulement de la fonte de chaque année. Les remarques indiquent les événements ayant perturbés la période de fonte.

Saison	Début	Fin	Nombres de jours	hauteur de neige initiale (m)	Température moyenne	Taux de fonte (cm/j)	Remarques
1999-2000	19/6	5/7	16	0,55	3,49	3,4	Début de fonte très tardif
2000-2001	Absence de données						
2001-2002	26/5	27/6	32	1,10	2,60	3,4	Chute de neige le 16/06 de 30 cm
	27/5	16/6	20	1,09	2,39	5,5	
	16/6	27/6	11	0,57	2,95	5,4	
2002-2003	2/6	23/6	21	0,50	1,47	2,4	Chute de neige de 3 cm le 9/06
	2/6	9/6	7	0,50	0,49	7,7	
	11/6	23/6	11	0,43	1,96	3,9	
2003-2004	21/5	29/6	39	0,87	1,42	2,2	Rupture de pente le 13/06
	21/5	13/6	23	0,87	-0,23	3,8	
	13/6	29/6	16	0,59	3,60	3,7	
2004-2005	2/6	21/6	19	0,75	2,98	3,9	
2005-2006	23/5	5/6	13	0,39	1,97	3,0	Vent fort avant la fonte : impact sur la hauteur de neige
2006-2007	30/5	26/6	27	1,06	2,96	3,9	Rechute 6 cm du 14 au 15/06
	30/5	15/6	16	1,06	1,76	6,6	
	15/6	26/6	11	0,66	4,96	6,0	
2007-2008	Absence de données						
2008-2009	7/6	2/7	25	0,91	2,04	3,6	
2009-2010	15/5	21/6	37	0,55	1,39	1,5	Rupture de pente le 19/06
	15/5	19/6	35	0,55	0,83	1,6	
	19/6	21/6	2	0,12	1,47	7,0	
2010-2011	29/5	19/6	21	0,69	2,00	3,3	
2011-2012	31/5	20/6	20	0,71	2,42	3,5	
2012-2013	30/5	26/6	27	0,96	2,76	3,6	Arrêt de fonte du 8 au 16/06 avec rechute de neige de 5cm
	30/5	12/6	14	0,96	2,33	7,0	
	16/6	26/6	10	0,53	3,86	5,2	
2013-2014	26/5	11/7	46	1,42	2,55	3,1	Rupture de pente sur les 4 derniers jours
	26/5	6/7	40	1,42	2,02	3,5	
	7/7	11/7	4	0,36	6,23	9,8	
2014-2015	27/5	20/6	24	0,77	2,91	3,2	
2015-2016	22/5	13/6	22	0,60	2,45	2,7	Arrêt de fonte du 2 au 7/06

Tableau 2 : Caractérisation de chaque période de fonte de 2000 à 2016

Ce tableau est utilisé tout au long de l'analyse pour voir si les particularités d'une année peuvent résulter d'un des paramètres météorologiques identifiés.

2) Analyse du vent sur la période de fonte

Dans les toundras, les vitesses de vents importantes rendent difficiles l'étude des variations de hauteur de neige. Le vent augmente la densité du manteau neigeux et provoque une érosion des particules neigeuses en surface, impliquant une baisse de la hauteur de neige locale. Cependant, l'érosion consiste seulement en un déplacement des particules neigeuses, il n'y a alors pas de fonte mais une redistribution spatiale de la neige, provoquant un profil de hauteur de neige très variable selon le lieu étudié et une grande hétérogénéité spatiale entre les points de mesure (López-Moreno *et al.*, 2016). En effet, quand la vitesse du vent accélère, il augmente sa capacité de transport, et emporte alors plus de grains de neige, et inversement, lorsqu'il ralentit, il dépose la neige. La capacité de la neige à être transportée dépend de la densité de la neige. Une neige âgée ($d = 0,3 \text{ kg/m}^3$) nécessite des vitesses supérieures à 30 m/s tandis qu'une neige fraîche ($d = 0,1 \text{ kg/m}^3$) nécessite des vitesses plus faibles (5 m/s) (Vionnet, 2012). En effet, le transport s'effectue lorsque la force aérodynamique exercée par le vent à la surface du manteau neigeux excède le poids des grains de neige présent en surface et les forces de cohésion existantes entre eux. De plus, lors de ce transport une partie de la neige peut aussi être sublimée dans l'atmosphère, entraînant alors un bilan de masse négatif. Ainsi, nous considérerons que si le maximum de la vitesse du vent ne dépasse pas 15 m/s, le processus de diminution du manteau neigeux majoritaire est bien la fonte et non le transport par le vent qui est alors considéré comme un facteur exceptionnel.

Le vent peut également nuire au manteau neigeux en retirant la couche d'air plus froide au niveau de la neige et amenant un air doux : en supprimant cette petite couche d'air froide et protectrice le manteau neigeux est plus vulnérable à la fonte.

Pour chaque année la vitesse moyenne et la vitesse maximale du vent sur la période de fonte ont été calculées. La figure suivante (Figure 22) montre les différents taux de fonte en fonction de la vitesse du vent.

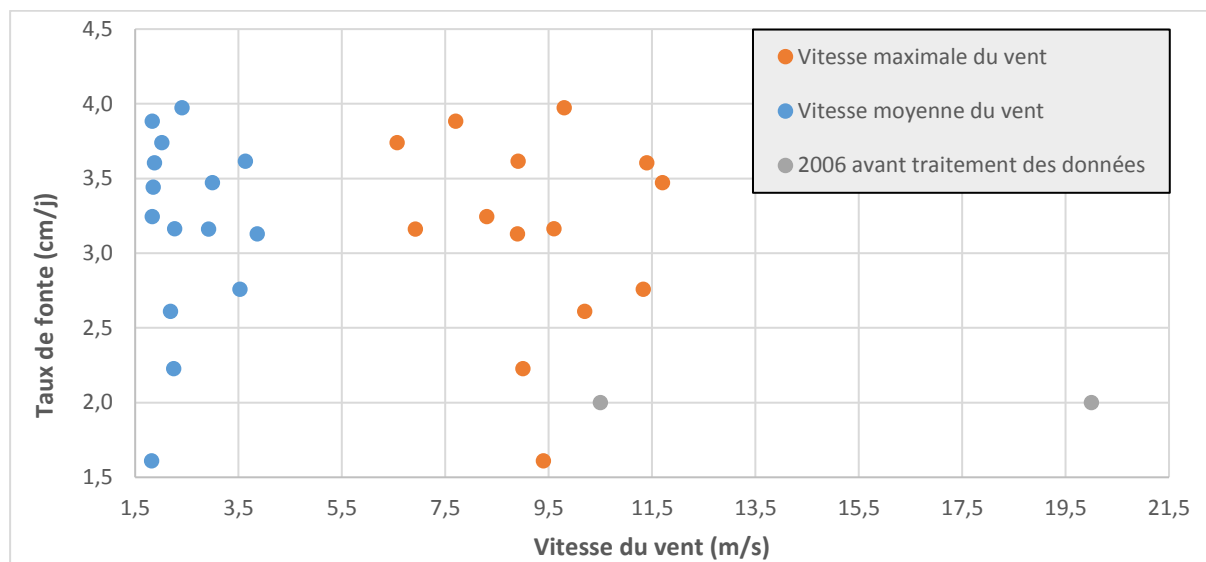


Figure 22 : Taux de fonte en fonction de la vitesse du vent

Pendant la période de fonte la vitesse moyenne du vent est comprise entre 1,5 et 4 m/s. Les maximums, quant à eux, sont compris entre 6,5 et 12 m/s. Ces maximums correspondent à des événements de courte durée. La vitesse moyenne du vent étant faible, elle n'est pas suffisante pour permettre d'éroder le manteau neigeux et d'expliquer sa diminution. Durant cette période, le processus majoritaire est donc bien la fonte et non une érosion par le vent.

Cette analyse nous a permis de voir que l'année 2006 est ambiguë. En effet, la fonte est marquée par une période de baisse de hauteur de neige suivie d'une période d'arrêt de la fonte pendant plusieurs jours (17 jours sur les 43 jours), puis, de nouveau une période de diminution du manteau neigeux. De plus l'année 2006 est marquée par un vent fort (vitesse moyenne de 10,5 m/s avec maximum à plus de 20 m/s). Nous ne sommes donc pas face à un phénomène de fonte à proprement parler sur l'ensemble de la période considérée. La 2^{ème} phase de diminution de hauteur neigeuse a une vitesse maximale du vent est de 9m/s et une vitesse moyenne est de 3 m/s. La fonte est donc faiblement impactée par le vent. La première partie de la diminution du manteau neigeux est attribuée à un mélange entre de l'érosion par le vent et de la fonte, elle ne sera pas traitée. Les données précédentes concernant l'année 2006 ont été corrigées pour ne traiter que de la 2^{ème} phase de diminution du manteau neigeux.

3) Différence de hauteur de neige entre les deux sites

1- Etude de la différence de la hauteur de neige entre les deux sites

Le graphique ci-dessous (Figure 23) montre l'évolution du manteau neigeux à la station de mesure AWI et de Bayelva entre fin 2011 et mi-2016.

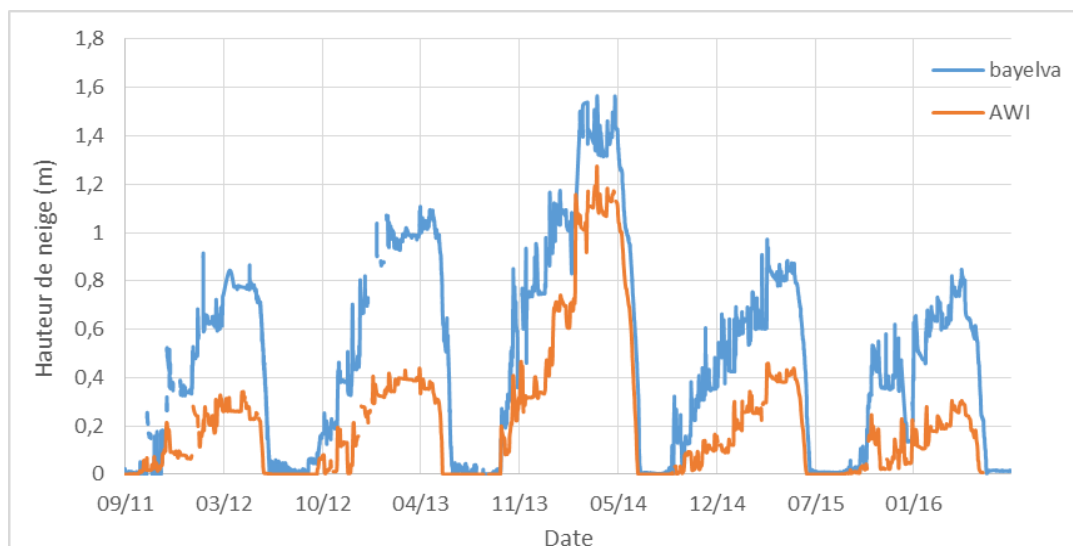


Figure 23 : Comparaison de la hauteur de neige des stations de AWI et Bayelva de fin 2011 à 2016

Nous voyons que les dynamiques d'accumulation et de fonte sont les mêmes entre les deux stations. Cependant, la quantité de neige accumulée à Bayelva est plus importante qu'à la station AWI. De plus, la période enneigée à Bayelva est plus longue qu'à AWI. D'une part, la date de début de l'accumulation de neige est plus précoce à Bayelva, d'autre part, la date de disparition du manteau neigeux à AWI est située plus tôt dans la saison que celle de Bayelva, notamment à cause de la plus faible hauteur de neige.

Les différences entre les deux sites sont résumées dans le tableau 3.

Année	Date de fin de fonte Bayelva	Date de fin de fonte AWI	Nombre de jour de différence	Albédo jour fin de fonte AWI	1er jour albédo AWI <0,14	hauteur de neige AWI jour albédo<0,14 (m)	Ecart jour fin de fonte et jour albédo<0,14
2012	19-juin	10-juin	9	0,11	10-juin	0,004	0
2013	26-juin	08-juin	18	0,38	11-juin	0,000	-3
2014	10-juil	08-juil	2	0,09	06-juil	0,044	2
2015	20-juin	14-juin	6	0,09	14-juin	0,017	0
2016	13-juin	31-mai	13	0,08	30-mai	0,018	1

Tableau 3 : Différences entre les principaux paramètres de fonte des deux stations étudiées

L'année 2013 a été analysée seule dans un premier temps, compte tenu de l'albédo encore très élevé à la station AWI lors de la disparition de la neige. L'albédo du sol est mesuré seulement trois jours après la fin de la fonte à AWI. De plus, en comparant les hauteurs de neige de la station AWI avec les autres stations de mesure du village, nous observons un décalage d'une quinzaine de centimètres en faveur d'AWI, et ce depuis début 2013 jusqu'à la fin de la fonte. Ce décalage est inhabituel et surprenant compte tenu qu'il n'est pas présent les autres années. Cette année présente très probablement un problème de mesure de la hauteur de neige à la station AWI. Il n'est donc pas possible d'exploiter les données de l'année 2013, elle est donc écartée pour la suite de l'analyse.

L'albédo peut atteindre une valeur inférieure à 0,14 avant la disparition complète de la neige à AWI. Le décalage sur les 4 années est, au maximum, de 2 jours avec une hauteur de neige correspondante faible, de l'ordre de la dizaine de millimètres au maximum. Cette légère différence peut-être due à une variabilité spatiale. Il est possible qu'il ne reste plus de neige sous les capteurs radiatifs mais qu'il en reste un peu au niveau du point de mesure de la neige, bien que ces deux sites de mesure ne soient éloignés que de quelques mètres. Ce contraste peut également être dû à l'imprécision de mesure du

capteur lors de la mesure de la hauteur de neige ou une augmentation de la hauteur de neige lié au gel. Les deux paramètres ont donc une adéquation suffisante pour être étudiés ensemble et considérer que la variation de l'albédo résulte bien de la variation de la hauteur de neige et des processus mis en place lors de la fonte.

La variabilité interannuelle du nombre de jours d'écart entre la fin de la fonte des deux stations varie entre 2 et 13 jours. Nous voyons également que le jour où la neige a complètement fondue à Bayelva, l'albédo est bien inférieur à 0,14. Nous avons donc la confirmation avec cette mesure que la neige a disparu.

Aux vues de ces différences, nous avons étudié par la suite année par année l'évolution de l'albédo et de la hauteur de neige au cours de la période de fonte à Bayelva.

La dynamique des courbes d'albédo au cours de la période de fonte identifiée pour cette station montre une diminution brutale de l'albédo et de manière précoce par rapport à la fonte de la neige (Figure 24).

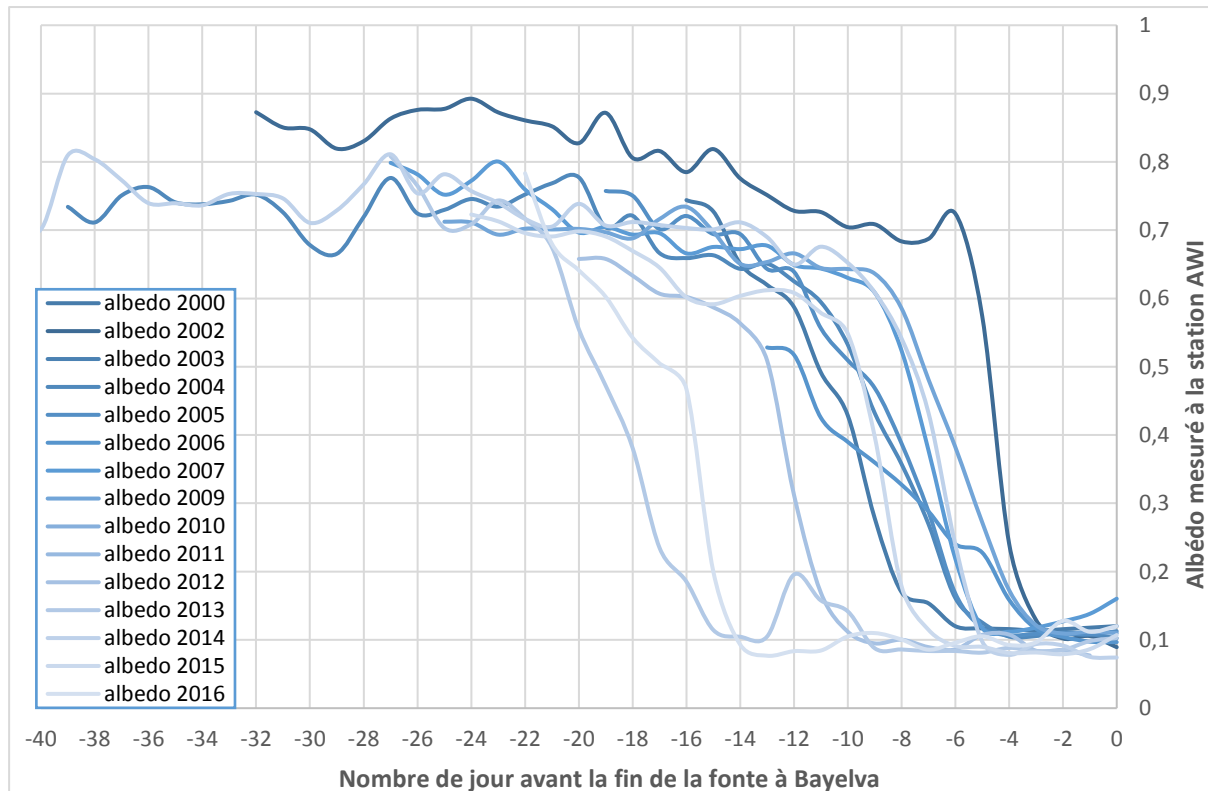


Figure 24 : Evolution de l'albédo au cours de la période de fonte recensée à Bayelva pour les années de 2000 à 2016

La figure 24 montre que les courbes d'albédo atteignent un « plateau » minimum quelques jours avant la fin de la fonte. Ce plateau correspond à l'albédo du sol. L'albédo ne peut pas atteindre sa valeur minimale avec autant de décalage par rapport à la fin de la fonte, ainsi, cela signifie que la fonte est terminée à la station AWI mais elle ne l'est pas à Bayelva. Cette observation confirme que la différence lors de la fonte de la neige, entre les deux stations, a lieu également les années précédant 2012. En effet, les courbes atteignent l'albédo du sol avant la fin de la fonte à Bayelva. Ainsi, la fonte finit toutes les années plus tôt à AWI.

2- Solutions envisagées

Les hauteurs de neige étant différentes entre les deux sites de mesure, la valeur de l'albédo correspondante à même instant est donc différente. Cela entraîne une différence dans les quantités d'énergies absorbées et réémises et donc dans le bilan radiatif.

Pour pouvoir exploiter les données il faut donc créer une base de données homogènes. Pour cela, deux solutions sont envisagées :

- Trouver une relation entre la hauteur de neige à Bayelva et la hauteur de neige à AWI pour pouvoir reconstruire les variations du manteau neigeux au village.
- Pouvoir calculer l'albédo à Bayelva à partir de la hauteur de neige ou du stade de la fonte pour pouvoir calculer le bilan radiatif du secteur.

Le graphique ci-dessous (Figure 25) est obtenu en s'intéressant plus particulièrement à la hauteur de neige des deux stations durant la période de fonte au village :

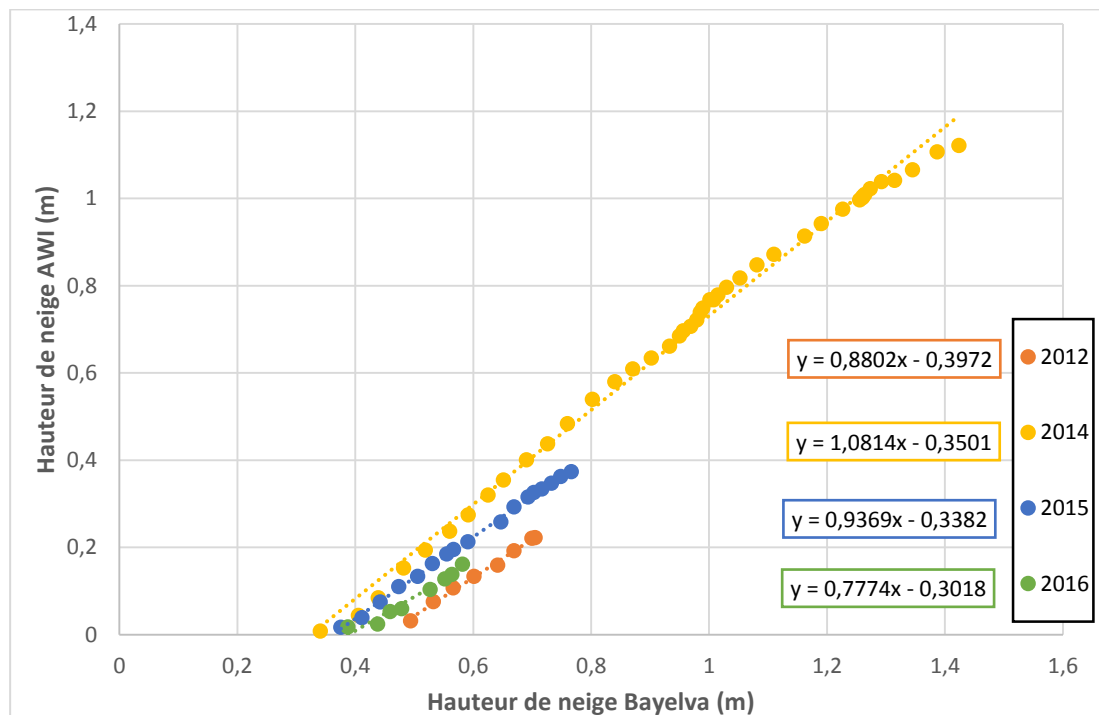


Figure 25 : Evolution de la hauteur de neige entre les stations de AWI et Bayelva lors de la fonte pour les années 2012 à 2016.

En regardant la hauteur de neige à la station de Bayelva par rapport à celle à AWI nous voyons qu'il n'y a pas de différence de neige constante entre les deux stations au fil des années durant la fonte. Cependant, pour chaque année la régression linéaire a un coefficient de détermination élevé ($> 0,9$), elle représente donc bien la distribution des points. La fonte à Bayelva est donc proportionnelle à la fonte à AWI et ce durant toute la période de fonte à AWI. Le coefficient directeur des droites est compris entre 0,78 et 1,08, c'est-à-dire que la fonte peut être plus rapide à Bayelva ou à AWI selon les années, mais ces valeurs restent relativement proches de 1, il y a donc bien fonte dans les deux stations en même temps sur cette période.

Cependant, il n'est donc pas possible de calculer de manière directe la hauteur de neige à AWI à partir de la hauteur de neige de Bayelva pour pouvoir exploiter les albédos. En effet, à la fin de la fonte à AWI la hauteur de neige à Bayelva est différente selon les années : elle varie entre 35 et plus de 50 cm.

De même durant la fonte, pour une hauteur de neige à Bayelva de 60 cm, la hauteur de neige à AWI varie entre 15 et 33 cm, soit également de plus de 15 cm.

Ainsi, ces informations consolident l'hypothèse que la fonte s'effectue de façon proportionnelle dans les deux stations, cependant, la différence de hauteur de neige entre les stations n'étant pas constante selon les années, nous ne pouvons pas directement créer une relation pour retrouver la hauteur de neige à la station AWI. La première solution envisagée n'est donc pas réalisable. Le but va donc être de chercher à reconstruire les courbes d'albédo à la station de Bayelva à partir des données disponibles de radiations au village.

2- Traitement des données

1) Construction d'une courbe théorique de l'albédo en fonction de la hauteur de neige

Dans un premier temps, le but est de construire une relation entre la hauteur de neige et l'albédo. Le postulat est donc que la quantité d'énergie réfléchi est régie de façon majoritaire par la hauteur de neige présente sur le site de mesure. Ainsi, à une hauteur de neige est associé un unique albédo. Nous considérons que malgré les différences identifiées précédemment entre la mesure de la radiation et la hauteur de neige, il est possible de traiter les 4 années où les deux variables sont disponibles pour construire cette relation. Seule l'année 2013 est donc exclue de cette analyse.

Les données sont ensuite classées par albédo croissant, et des moyennes mobiles sont effectuées pour chaque valeur sur 3 jours, c'est-à-dire avec les 2 valeurs de hauteur de neige et d'albédo encadrant la valeur étudiée. Cela permet de lisser les variations interannuelles et avoir une tendance globale. La courbe obtenue est illustrée dans la figure 39.

Dans un second temps, la variation de l'albédo est analysée en fonction du moment où l'on se trouve par rapport à la fin de la fonte.

2) Construction d'une courbe théorique de l'albédo en fonction du moment de la fonte

L'hypothèse est que le facteur permettant de caler au mieux l'albédo n'est pas la hauteur de la neige, mais plutôt le moment au cours de la fonte où l'on se situe. Lors de la fonte les particules neigeuses subissent un métamorphisme dû à la variation de température et d'humidité du manteau neigeux (Voir parties IV-II-2)1) et 2)). Ainsi, ici le paramètre influençant de manière prépondérante l'albédo est le stade de métamorphisme la neige.

Pour cela, nous avons utilisé l'ensemble des années où le calcul de l'albédo est possible, c'est-à-dire de 2000 à 2016. Sur cette plage de temps, les albédos moyens journaliers lors de la fonte sont calculés.

On détermine, indépendamment du jour julien⁵ de l'année, comme jour 0 le 1^{er} jour au cours de la saison où l'albédo atteint une valeur inférieure ou égale à la valeur de l'albédo moyen du sol, qui est pour ce site 0,14. Les jours précédents sont alors numérotés de manière décroissante à partir de 0 sur l'ensemble de plage de fonte de Bayelva. On suppose que lorsque la valeur d'albédo du sol est atteinte, la fonte est finie au point de mesure des radiations solaires.

Pour l'analyse de cette tendance les années 2002, 2007 et 2013 ont été écartées à cause de chutes de neige durant la fonte modifiant l'albédo de manière anormale (Ces spécificités sont expliquées dans le tableau 2). L'année 2006 est également écartée à cause de sa dynamique trop différente des autres années.

⁵ Système de datation consistant à compter le nombre de jours écoulés depuis la date du 1^{er} janvier de chaque année

Nous obtenons alors le graphique suivant (Figure 26) :

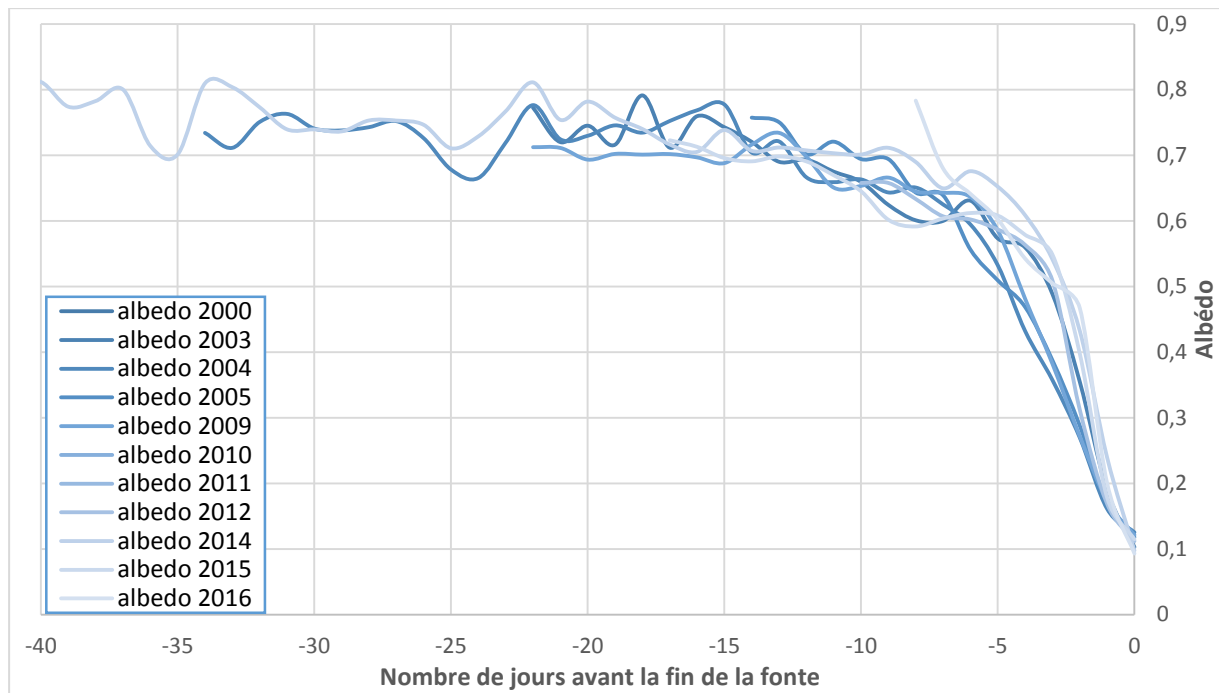


Figure 26 : Evolution des courbes d'albédo avant d'atteindre l'albédo du sol de 2000 à 2016

En calant l'étude de l'albédo sur le jour de fin de la fonte, les courbes ont globalement toutes la même dynamique. Le manteau neigeux diminue, ce qui semble réduire l'albédo comme expliqué précédemment. Mais l'albédo suit également une tendance de diminution dans le temps similaire chaque année et indépendante de la hauteur de neige. Ainsi, la surface soumise aux radiations solaires semble présenter des caractéristiques relativement similaires d'une année à l'autre pour un même moment de la fonte.

Lors des six derniers jours de fonte, deux tendances de changement d'albédo apparaissent. La première tendance correspond à un albédo qui diminue de manière précoce, il atteint la valeur de 0,5 le 4^{ème} jour avant la fin de la fonte contre le 3^{ème} jour avant dans l'autre tendance.

En calculant l'albédo moyen de chaque journée, une courbe de valeur théorique d'albédo en fonction du jour de fonte est obtenue. Elle est illustrée dans la figure 40.

3) Décalage temporaire de la courbe d'albédo annuel

Après avoir estimé l'albédo en fonction de la hauteur de neige et du stade de métamorphisme de la neige de façon théorique, le but est d'estimer l'albédo en prenant en compte les spécificités annuelles du manteau. Pour cela, une translation de la courbe de l'albédo de l'année étudiée est faite en supposant que comme la fonte s'effectue de façon proportionnelle entre les deux sites, la courbe d'albédo suivra la même dynamique entre les deux stations.

Cette courbe est décalée selon deux paramètres différents :

1) Par rapport à la fin de la fonte

Il est possible de décaler la courbe d'albédo mesuré à la station AWI pour faire correspondre le dernier jour de fonte à Bayelva au jour où l'albédo du sol est atteint à AWI. Grâce à cela, on obtient une courbe d'albédo spécifique de l'année étudiée pour le site de Bayelva par un simple décalage dans le temps. Cette méthode est illustrée sur la figure 27 pour l'année 2005.

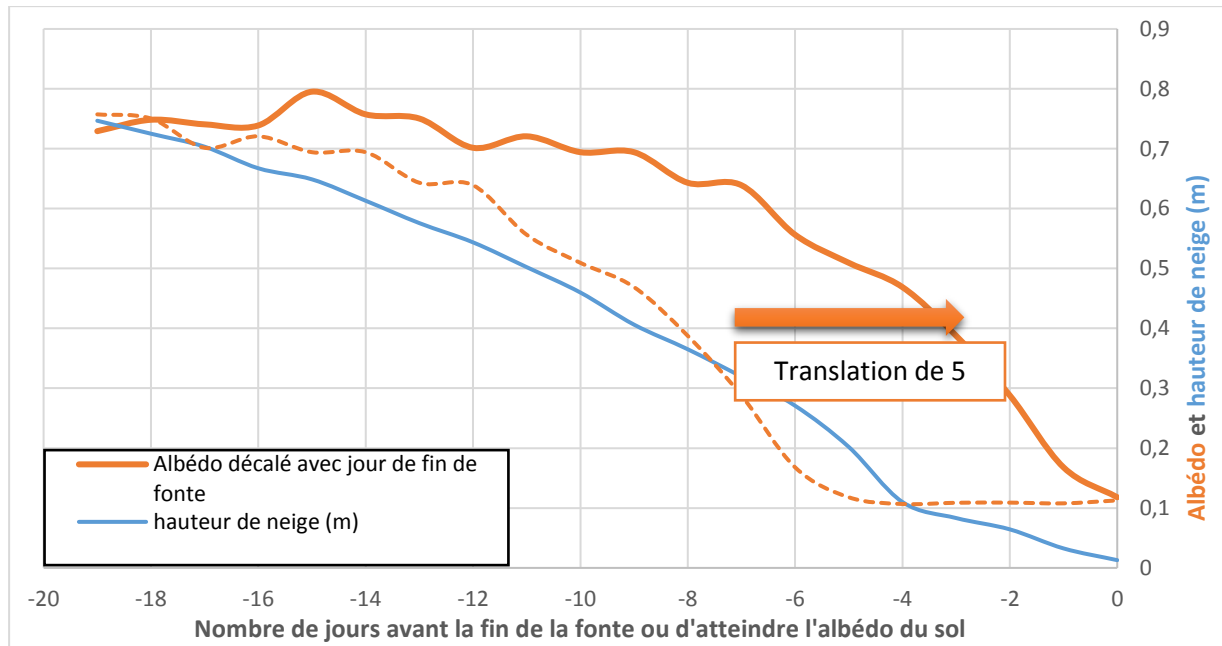


Figure 27 : Translation de l'albédo en fonction du jour de fonte pour l'année 2005

Le nombre de jour de décalage varie selon les années. Cette méthode permet donc d'avoir une nouvelle estimation de la valeur d'albédo.

L'albédo a donc été estimé sur la période de fonte de chaque année par trois méthodes différentes. En appliquant ces trois méthodes nous obtenons des albédos pouvant être très différents pour un jour donné. Ci-dessous, la figure 28 illustre l'application des 3 méthodes pour l'année 2009 :

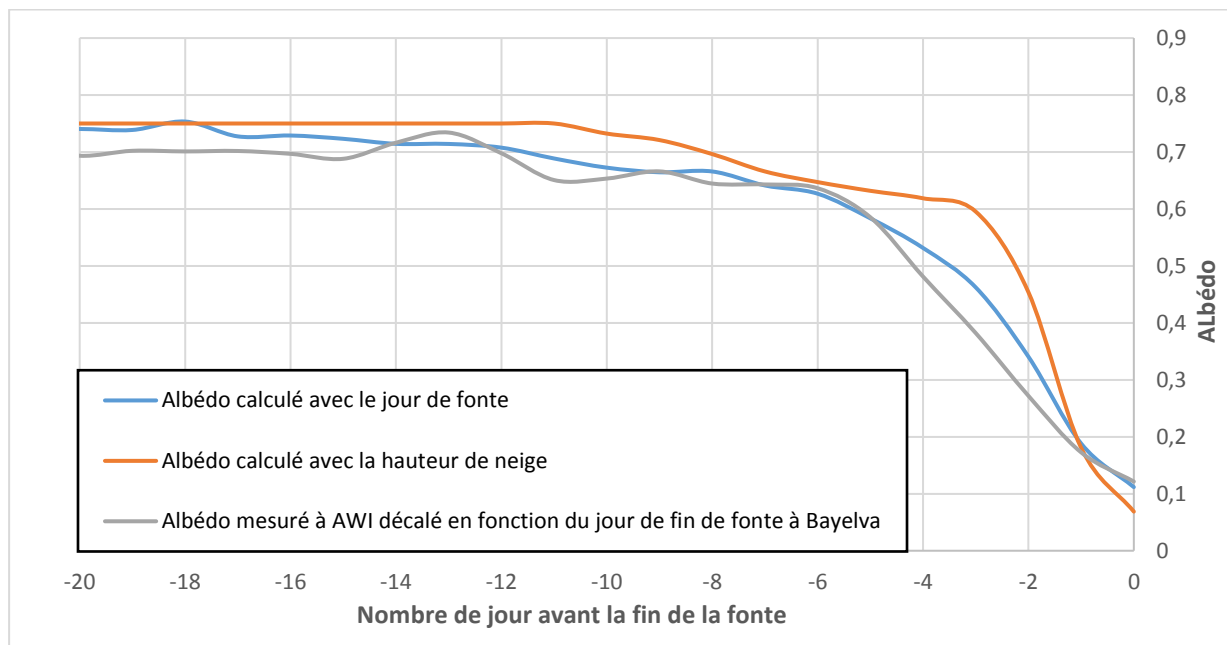


Figure 28 : Albédo estimé par les trois précédentes méthodes pour l'année 2005 en fonction du jour de fonte

Nous voyons que les différences d'albédo les six derniers jours sont très importantes. Pour un jour donné, ces différences d'albédo peuvent être supérieures à 0,25 entre deux méthodes d'estimation de l'albédo. Cela a un impact conséquent sur le calcul du bilan radiatif.

Ainsi, pour coupler plusieurs méthodes et prendre en compte les spécificités annuelles du manteau et la hauteur de neige, un simple décalage par rapport à la date n'est pas le plus pertinent. Une meilleure approximation a été cherchée pour passer d'un albédo théorique à un albédo prenant en compte la spécificité annuelle.

2) Par rapport à l'albédo calculé en fonction de la hauteur de neige

Pour approximer de manière synthétique la variation de l'albédo, la méthode de calcul de l'albédo en fonction de la hauteur de neige est utilisée. Elle permet d'avoir une première estimation théorique de l'albédo. L'estimation de l'albédo est ensuite affinée en décalant la courbe d'albédo de l'année étudiée de manière optimale. Pour cela, le but est d'avoir la plus faible différence possible entre les valeurs des deux méthodes. Ainsi, la hauteur de neige, le métamorphisme de la neige et les spécificités du manteau neigeux de l'année étudiée sont pris en compte. Ci-dessous, la figure 29 illustre la méthode pour l'année 2005 :

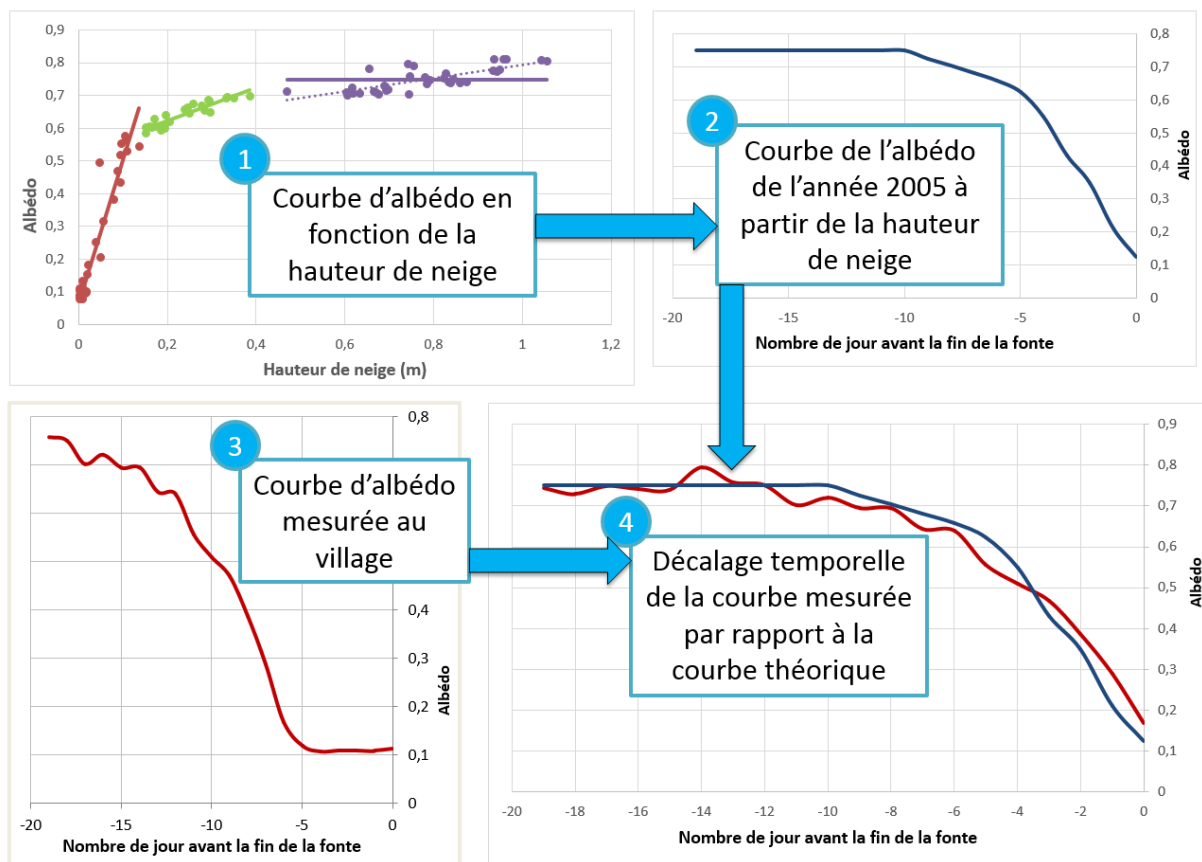


Figure 29 : Méthode finale pour estimer l'albédo, exemple de l'année 2005

Une fois cette méthode appliquée pour chaque année, nous obtenons de nouveaux décalages temporels. Ils sont présentés dans le tableau en [Annexe 3](#).

En général, cette méthode décale d'avantage la courbe d'albédo par rapport à une translation seulement basée sur la date de fin de fonte de la neige. Le décalage est d'un à deux jours supplémentaires en moyenne, tout en conservant un albédo le jour de fin de fonte proche de celui du sol.

Par cette méthode, une courbe d'albédo pour chaque année peut être reconstruite et il est possible d'approximer l'énergie absorbée par le manteau neigeux lors de la fonte.

4) Calcul de l'énergie nécessaire

L'énergie nécessaire pour faire fondre le manteau neigeux peut être calculée puis comparée à l'énergie disponible afin de voir l'importance de ce paramètre et analyser si cela fournit une énergie suffisante, insuffisante ou excédentaire au manteau neigeux lors de la fonte.

L'enthalpie de fusion de la neige à 0°C est de $\Delta H_f = 333 \text{ J/g}$.

Ne disposant pas de mesure de densité du manteau neigeux, nous utilisons pour cette analyse la densité moyenne pour un manteau neigeux ancien, c'est-à-dire une densité de $d = 0,3 \text{ g/cm}^3$ pour l'ensemble du manteau (Sturm *et al.*, 2010).

L'énergie nécessaire pour faire fondre 1 m^2 de manteau neigeux à 0°C est donnée par la formule suivante :

$$E_{nec} = h_{neige} * d * \Delta H_f$$

Avec h_{neige} la hauteur de neige le jour du début de la fonte.

5) Calcul de l'énergie absorbée

Grâce à la reconstruction des courbes d'albédo, il est désormais possible de calculer le bilan radiatif au niveau de la station de Bayelva. Une hypothèse supplémentaire est effectuée sur les radiations à grandes longueurs d'ondes. On suppose que le changement de surface va impacter de manière minime les LW_{up} par rapport à la température. Le bilan des radiations à grandes longueurs d'ondes reste donc inchangé pour un jour donné entre les 2 sites. De plus les SW_{down} sont influencées par la présence de nuages. Nous considérons que le temps est le même entre les deux points de mesure, et que si un nuage passe au-dessus d'un site il passera également au-dessus de l'autre site.

L'énergie disponible est le bilan de l'énergie absorbée lors de la période de fonte par le manteau neigeux. C'est-à-dire le bilan radiatif net défini par la formule suivante :

$$E_{abs} = (SW_{down} - SW_{up}) + (LW_{down} - LW_{up})$$

Ces données ainsi que celles de l'énergie nécessaire sont intégrées sur la plage de temps de la fonte. Elles sont donc exprimées en Joules. Les résultats sont présentés dans le tableau 4.

6) Simulation d'une fonte précoce ou tardive

a- Définition du forçage radiatif par le GIEC

Selon le (GIEC, 2007, p. 107) le forçage radiatif est défini comme la mesure de « l'impact de certains facteurs affectant l'équilibre énergétique du système couplé Terre/atmosphère. Le terme « radiatif » est utilisé du fait que ces facteurs modifient l'équilibre entre le rayonnement solaire entrant et les émissions de rayonnements infrarouges sortant de l'atmosphère. Cet équilibre radiatif contrôle la température à la surface de la planète. Le terme forçage est utilisé pour indiquer que l'équilibre radiatif de la Terre est en train d'être déstabilisé. Le forçage radiatif est exprimé en « watts par mètre carré (W.m^{-2}) ». ».

Un forçage radiatif positif entraîne un réchauffement de la surface terrestre par l'augmentation de l'énergie du système Terre/atmosphère et donc le réchauffement du système. Dans le cas inverse, un forçage radiatif négatif diminue l'énergie du système et va donc le refroidir.

b- Méthode de simulation d'une fonte précoce ou tardive

Afin de simuler les conséquences d'une fonte précoce ou tardive du manteau neigeux, les courbes d'albédo de chaque année ont été décalées dans le temps afin de regarder la conséquence qu'aurait une fonte se terminant un jour plus tôt ou un jour plus tard, notamment en termes de forçage radiatif.

La figure 30, ci-dessous, illustre le décalage temporel des courbes d'albédo avec l'exemple de l'année 2005 :

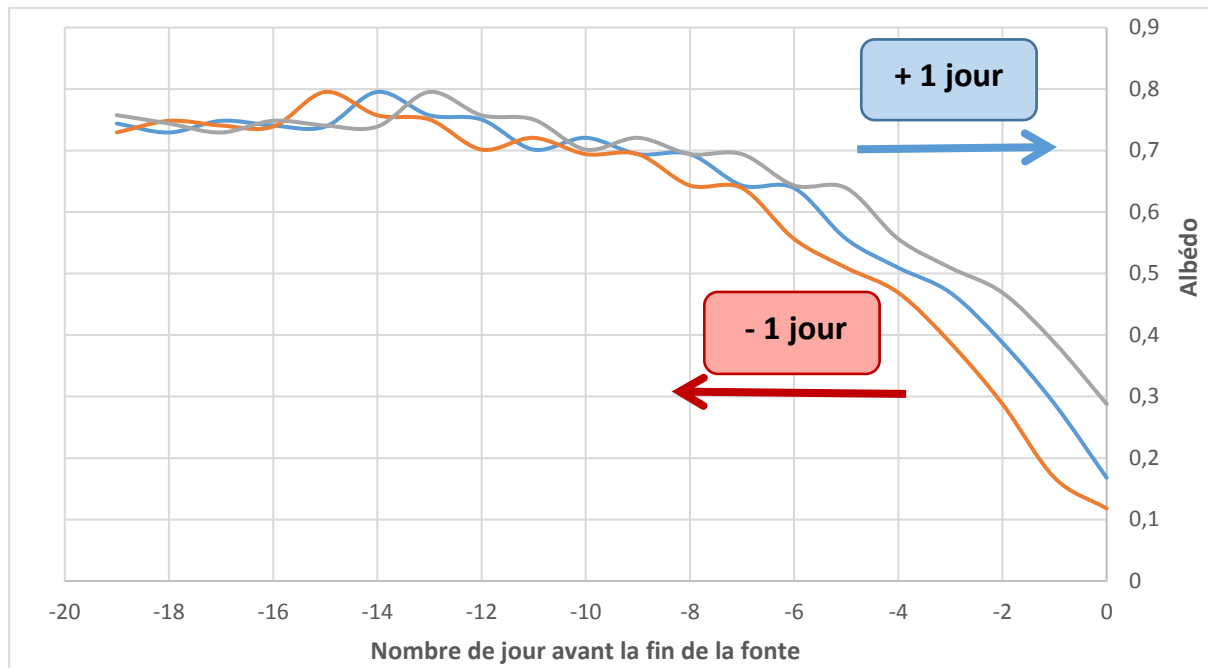


Figure 30 : Simulation d'une fonte précoce ou tardive à partir de l'albédo, exemple de l'année 2005

Une fois cet albédo décalé dans le temps, il est possible de recalculer le bilan radiatif sur la période étudiée et de voir la dynamique d'évolution de ce bilan au cours de la période de fonte. Le graphique ci-dessous (Figure 31) illustre l'évolution du bilan radiatif sur la période de fonte de l'année 2005.

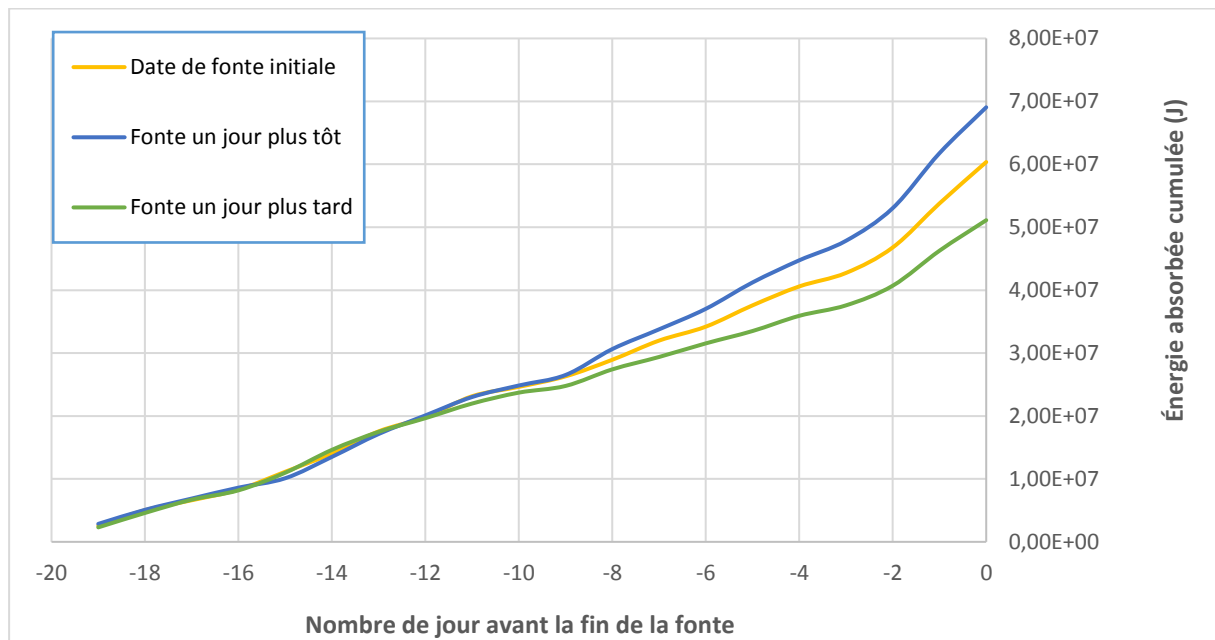


Figure 31 : Bilan radiatif recalculé pour les 3 scénarios

Les différences de bilan radiatif pour chaque année et le forçage radiatif annualisé ont été regroupés dans le tableau 4.

III- Résultats et interprétation

1- Analyse des facteurs influençant la vitesse de fonte

1) Analyse de la vitesse de fonte moyenne :

Le taux de fonte est déterminé par la hauteur de neige au début de la fonte et la durée de la fonte. Il correspond à la vitesse moyenne de fonte sur la saison. La variation de ce taux de fonte va régir les conséquences sur les aspects hydrologiques et écologiques (Musselman *et al.*, 2017). En effet le taux de fonte est directement relié au débit des cours d'eau et donc au stockage de l'eau et aux risques d'inondation de la zone.

Avec le changement climatique, la fonte est censée commencer plus tôt dans l'année, cependant l'impact sur le taux de fonte est peu connu. Musselman *et al.* (2017) émettent deux hypothèses de variation du taux de fonte avec le changement climatique :

- Il peut accélérer la fonte grâce à une augmentation de la température de l'air et des épisodes de pluie sur neige plus fréquents. Cela augmenterait l'énergie disponible dans le manteau neigeux, et donc accélérerait la fonte.
- Il peut ralentir la vitesse de fonte. En effet, en commençant plus tôt, l'énergie apportée par le rayonnement solaire est plus faible, et ainsi la fonte est plus lente.

A Ny-Ålesund, le taux de fonte est très variable selon les années. Le graphique ci-dessous (Figure 32) présente les différents taux de fonte en fonction de la saison étudiée :

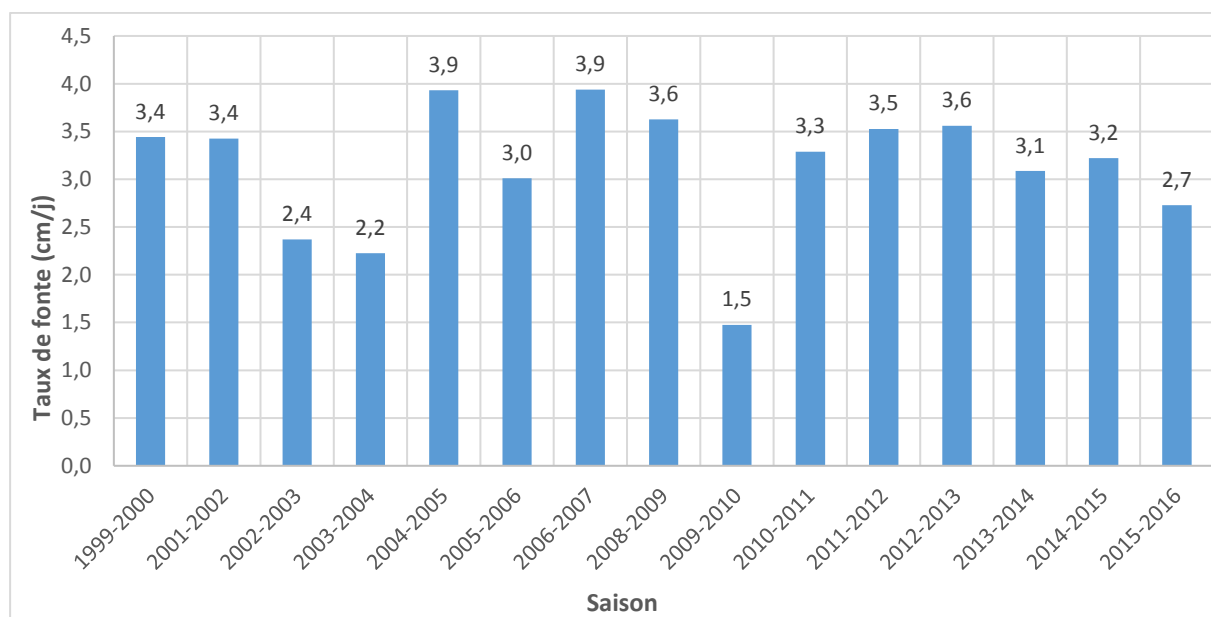


Figure 32 : Taux de fonte pour les saisons de 1999-2000 à 2015-2016

Le taux de fonte est compris entre 1,5 et 3,9 cm/j. Ainsi la vitesse de fonte varie du simple à plus du double. Nous nous intéressons donc aux paramètres influençant la fonte pour comprendre ces variations et voir si l'une des hypothèses précédentes se vérifie et permet d'expliquer les différentes vitesses. Le taux de fonte ne montre pas de variations claires au cours des années. En étudiant la hauteur de neige initiale et le nombre de jour de fonte, cela ne permet pas d'expliquer directement les différents taux calculés. Les courbes correspondantes sont respectivement en [Annexe 4-A](#) et [4-B](#). Lors de leur analyse aux Etats-Unis, Musselman *et al.* (2017) ont trouvé que plus le manteau neigeux est faible plus la fonte commence tôt dans la saison. Le graphique de l'[Annexe 4-C](#) montre que lorsque la hauteur du manteau neigeux augmente la fonte commence de plus en plus tard et ce jusqu'au 30

mai. Après cette date la tendance est moins claire, les radiations devenant plus importantes, elles forcent le début de la fonte, peu importante la hauteur du manteau. La tendance semble donc se retrouver dans le contexte Arctique jusqu'à la date butoir du 30 mai, mais est à confirmer avec une plus grande plage de donnée.

L'étude va maintenant se focaliser sur les deux hypothèses précédentes à propos de la vitesse de fonte, afin de voir si l'une d'elle est vérifiée.

2) Vitesse de fonte en fonction de la date

En s'intéressant au premier jour de fonte en fonction de la vitesse de fonte on obtient la figure 33.

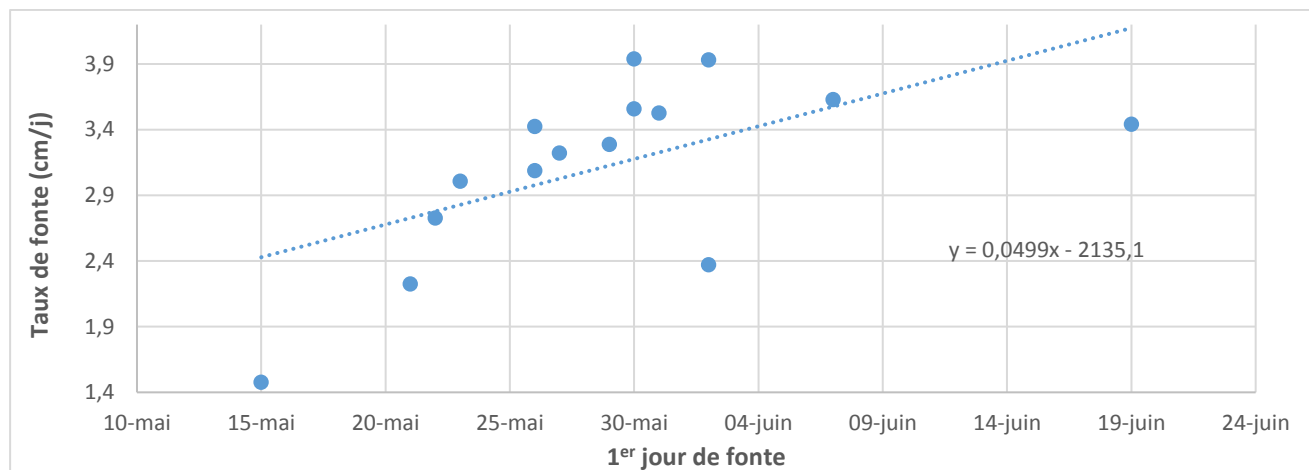


Figure 33 : Evolution du taux de fonte en fonction de la date de début de fonte

Sur la plage de données disponibles une tendance se dessine : plus la fonte commence tard dans la saison, plus la vitesse de fonte est élevée. Or nous savons que le rayonnement augmente au cours du printemps. Cela confirme les données de la littérature indiquant que le rayonnement solaire est le paramètre influençant le plus la fonte, et qu'une fonte commençant plus tard dans la saison sera une fonte plus rapide.

Ainsi à Ny-Ålesund, la hauteur du manteau neigeux influence moins la vitesse de fonte que la date de début de fonte. Cette date caractérise des paramètres climatiques comme la température et le rayonnement solaire. Cela confirme donc la 2^{ème} hypothèse émise, si la fonte commence plus tôt dans la saison, sa vitesse sera moins rapide.

3) Equation de fonte de la neige

L'accumulation de la neige, ainsi que sa fonte, sont régies par les échanges d'énergie entre le sol, l'air et le couvert nival, et sont conditionnés par l'évolution des variables atmosphériques au cours de la saison : précipitation, température, humidité, vent, pression et rayonnement. Ce bilan d'énergie se divise en 2 grandes sources d'échanges (Figure 34) :

- Les échanges radiatifs : Ces échanges correspondent à un transfert d'énergie par rayonnement, liés au rayonnement solaire à courtes longueurs d'ondes et au rayonnement à grandes longueurs d'ondes lié à la température.
- Les échanges turbulents : Ces échanges correspondent au transfert d'énergie par déplacement de masse d'air entre la surface et les basses couches de l'atmosphère. Ils sont générés par mouvement naturel d'air généré par une différence de température ou de densité. Ils sont donc liés au vent, à la température et à la pression en vapeur d'eau.

Ces échanges induisent différents processus de changements d'état du manteau neigeux : regel, sublimation, fusion et évaporation.

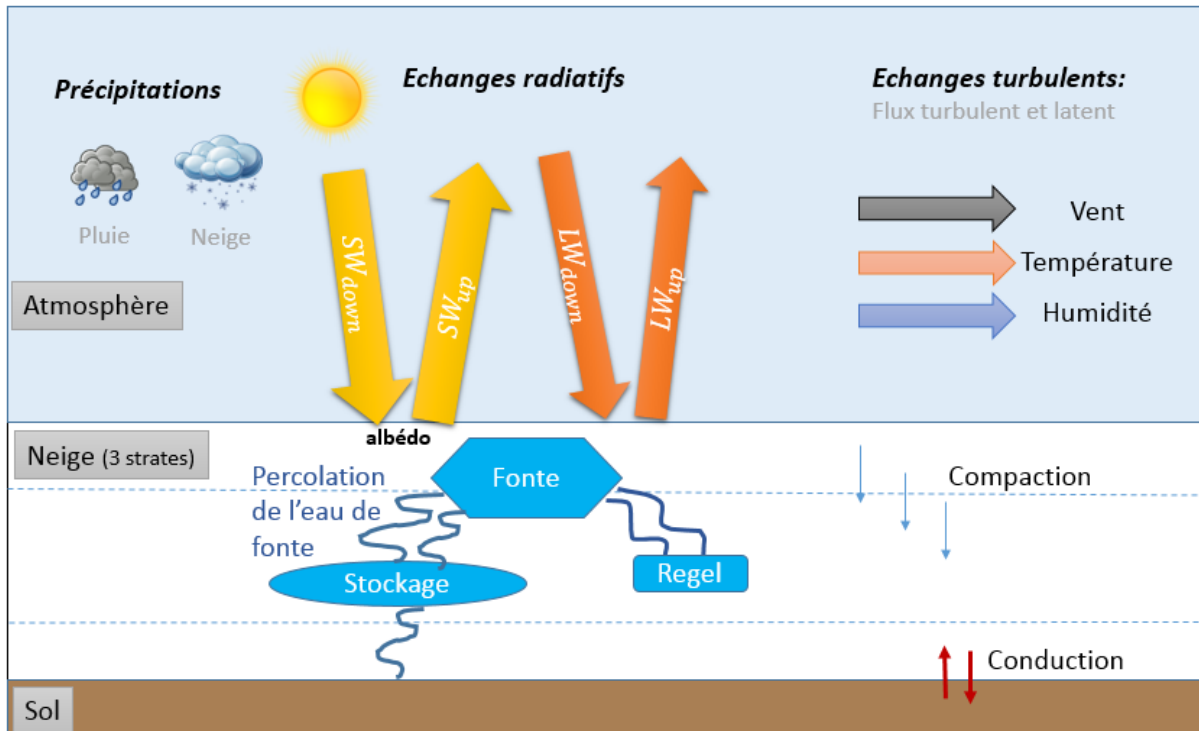


Figure 34 : Bilan d'énergie du manteau neigeux

Chaque variable a une influence sur le taux de fonte qu'il est difficile de séparer précisément compte tenu de leurs interactions mutuelles. La fonte nivale ne dépend pas seulement d'une température de l'air dépassant la valeur de fusion de la glace de 0°C. Des expériences de terrain montrent que malgré un manteau neigeux au soleil et avec des températures atmosphériques légèrement positives, la température du manteau neigeux reste très froide et qu'il n'y a pas de fonte. Et à contrario, il peut y avoir de la fonte avec une température négative mais des radiations solaires importantes. C'est le bilan d'énergie de surface qui détermine la fonte. Jabot (2012, p30) définit le bilan d'énergie de surface contrôlant le processus de fonte par l'équation suivante :

$$F = Q_{SW} + Q_{LW} + H + LE$$

Avec :

Q_{SW} : Le bilan du rayonnement de courte longueur d'onde directe et diffuse

Q_{LW} : le bilan du rayonnement de grande longueur d'onde

α : l'albédo de la neige

σ : la constante de Stefan Boltzmann

T_S : la température de surface

H : le flux de chaleur sensible

LE : le flux de chaleur latente

La fonte résulte donc du bilan entre l'énergie entrant dans le manteau et l'énergie qui en ressort au niveau de ses interfaces : l'air et le sol. Cette énergie radiative disponible à la surface terrestre peut être transformée en d'autres formes d'énergie par divers processus physiques et biologiques. Dans un premier temps cette énergie va réchauffer le manteau, puis, le manteau neigeux ne pouvant pas

dépasser la température de 0°C, l'énergie disponible va entraîner sa fonte. L'eau de fonte en résultant redistribue par conduction l'énergie disponible en jouant un rôle de fluide caloporteur⁶, et accélère le processus de réchauffement. Les principaux paramètres influençant ce bilan sont donc la température (flux sensible), l'humidité (flux latent), et les rayonnements solaires et infrarouges.

La fonte est bien souvent une combinaison des différents processus physiques mentionnés précédemment, difficiles à isoler et à mesurer. Nous nous intéresserons ici seulement à l'interface Neige – Atmosphère. L'interface sol-Neige n'est donc pas étudiée parce que les flux d'énergie à cette interface sont plus faibles (Boike *et al.*, 2003).

La température est un des facteurs contrôlant la fonte, ainsi son étude lors de la fonte est essentielle pour comprendre ce processus. Nous allons d'abord étudier la température sur la période de fonte.

4) Vitesse de fonte en fonction de la température :

Lors de la fonte, la température de l'atmosphère n'est pas toujours la même. Elle présente une forte variabilité interannuelle, comme vue dans la partie II-A-1), qui est accrue par le changement climatique actuel et l'augmentation de la température moyenne annuelle. De plus, la date de début de la fonte fluctue d'une année à l'autre et la période de fonte a une durée variable, les changements de températures moyennes de la fonte résultent donc aussi des variations saisonnières du climat.

La figure 35 (figure d'en dessous) montre que la fonte est accélérée par une augmentation de la température de surface. En effet, plus la température est élevée, plus le manteau neigeux se réchauffe rapidement par les échanges turbulents avec l'atmosphère. Le manteau neigeux atteint son point de fusion, 0 °C, et donc fond. Cependant la température étant liée au rayonnement solaire, il semble difficile de dissocier les deux paramètres. Il faut également porter une vigilance sur les valeurs de température. Elles sont mesurées à la station AWI, mais on peut raisonnablement faire l'hypothèse que la variation de température suit un gradient similaire chaque année entre AWI et la station de Bayelva. Parallèlement, il est observé que plus le début de fonte est tardif, plus la température moyenne est élevée (Annexe 1-C). Cela est logique compte-tenu des tendances à l'augmentation des températures de l'hémisphère nord au cours du printemps (Partie II-A-4)). Cependant, nous voyons qu'entre le 26 mai et le 7 juin, les températures moyennes sont très différentes, dû à la variabilité interannuelle et à la durée de la fonte. En effet, pour deux début de fonte le 2 juin (en 2003 et 2005), une se fait avec une température moyenne d'environ 1,5 °C et l'autre avec une température moyenne d'environ 3 °C. Cela se répercute sur le taux de fonte : à 3 °C le taux de fonte est d'environ 4 cm/j tandis à 1,5 °C il est de 2 cm/j. La température a donc un impact important sur la vitesse de la fonte. Ainsi en connaissant la date de début de fonte il est possible d'émettre une hypothèse sur la vitesse à laquelle va se dérouler la fonte. Cela confirme de nouveau l'hypothèse de Musselman *et al.* (2017), en commençant plus tôt la fonte est moins rapide.

⁶ Un fluide caloporteur est un fluide chargé de transporter la chaleur entre différentes sources.

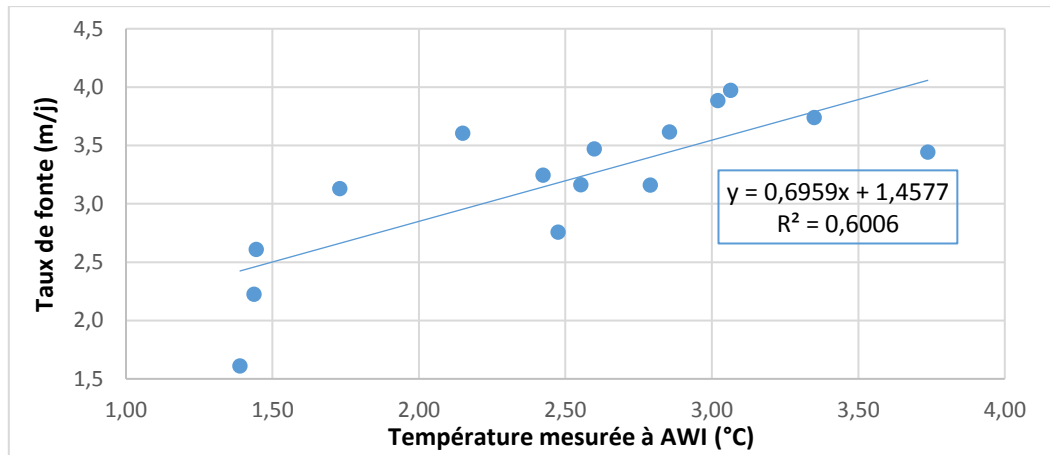


Figure 35 : Taux de fonte en fonction de la température moyenne lors de la période de fonte pour les années 2000 à 2016

2- Etude du rayonnement atmosphérique

1) La boucle de rétroaction positive liée à l'albédo

Lorsque le manteau neigeux dépasse quelques centimètres, les échanges d'énergies entre le sol et l'atmosphère sont diminués. La neige, ayant un albédo très élevé, permet de réfléchir une grande partie du rayonnement solaire incident et donc d'éviter l'absorption par le sol. Ainsi le sol se refroidit et la neige reste en place. Cela forme une boucle de rétroaction favorable à la conservation du manteau neigeux. Lors de la fonte une boucle de rétroaction positive se met en place cassant alors la boucle précédente et provoquant la diminution du manteau neigeux. En effet,

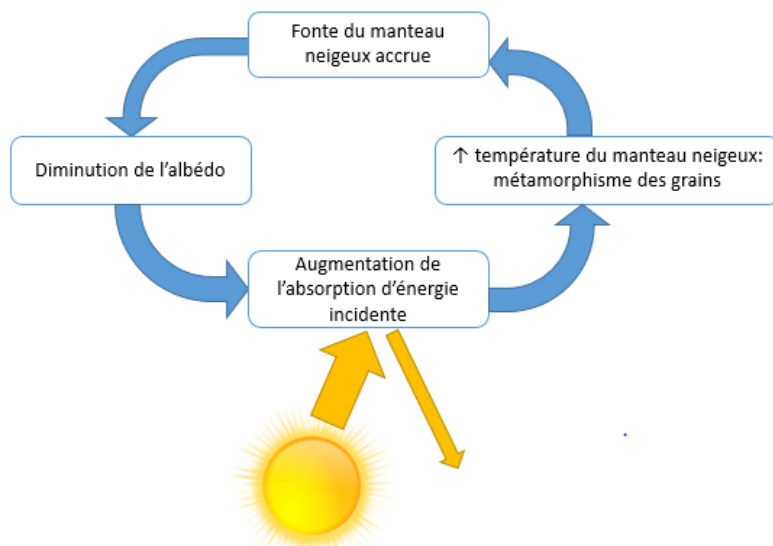


Figure 36: Schématisation de la boucle de rétroaction positive entre l'albédo et la fonte de la neige

l'augmentation de la température en période printanière entraîne un métamorphisme des grains de neige. Ce dernier provoque une diminution de l'albédo de surface, qui implique alors une augmentation de l'absorption des radiations à courtes longueurs d'ondes par la surface et donc une augmentation de la température du manteau, le métamorphisme des grains est accru et donc la fonte du manteau s'accélère.

Cette boucle de rétroaction est illustrée en figure 36. Elle favorise et intensifie la fonte estivale, entraîne une diminution de l'épaisseur du manteau neigeux, et retarde le regel en début d'hiver. Cet enchaînement de processus est souvent cité par la communauté scientifique comme une des causes probables de l'intensification du réchauffement climatique dans l'Arctique (Pithan, Mauritsen, 2014).

2) Facteurs influençant l'albédo

1- Le métamorphisme des grains

Le métamorphisme des grains de la neige est influencé par deux principaux facteurs : le vent, la température de surface et le gradient de température dans le manteau neigeux. Il impacte la forme et

la taille des grains ainsi que leur cohésion et leur densité. Ainsi, le manteau neigeux est composé de différentes couches de neige suivant les conditions climatiques qui ont été subies par les particules neigeuses au cours du temps.

Les différents stades de métamorphisme de la neige sont illustrés dans la figure 37.

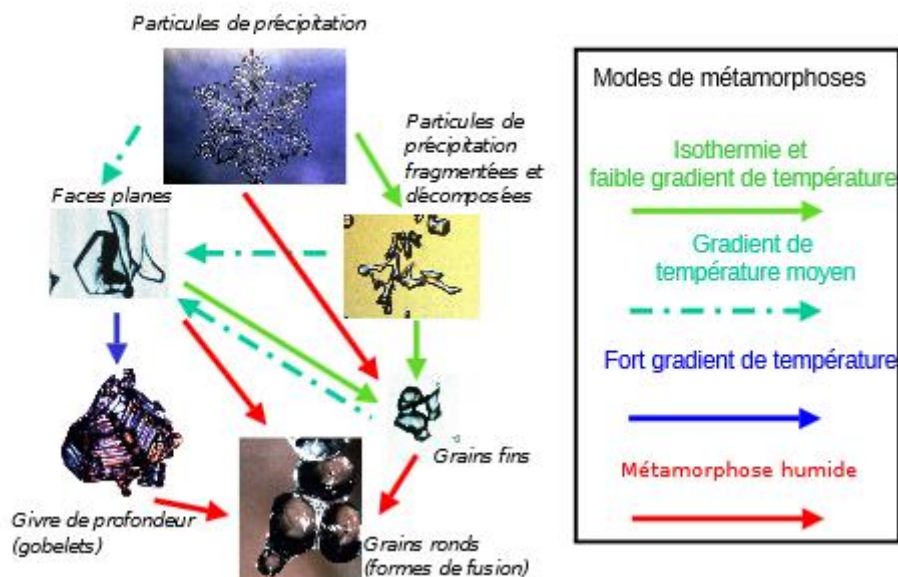


Figure 37 : Description schématique des différents types de métamorphoses conduisant à la formation des principaux types de neige (source : Brun et al (2012))

Suivant le gradient de température, le métamorphisme des grains suit divers parcours, jusqu'à arriver à la forme finale, les grains ronds correspondant à la forme de fusion.

Ces différents stades impactent également sur la réflectivité de la neige. En effet, l'absorption des radiations solaires augmente quand la taille des grains augmente, en limitant la diffusion (Figure 38) et l'albédo diminue donc. Ainsi, il est important de savoir comment est composé le manteau neigeux pour estimer l'albédo.

Les grains ronds correspondent à une température du manteau neigeux de 0°C. Ils se transforment ensuite en goutte d'eau et s'infiltrent entre les pores du manteau neigeux, rendant la neige humide et abaissant encore l'albédo. De plus, le métamorphisme de la neige entraîne également une modification de sa conductivité et de sa perméabilité, deux autres paramètres importants lors de la fonte de la neige pour le transfert d'énergie.

2- L'eau de fonte

Lors de la fonte, l'albédo diminue avec le métamorphisme des grains en goutte d'eau et cela entraîne l'apparition d'eau de fonte. Cette dernière peut avoir trois devenir :

- L'eau de fonte est retenue par capillarité (sous forme liquide) dans les pores du manteau, donnant de la neige humide et favorisant le métamorphisme.
- L'eau de fonte percole à travers le manteau neigeux, à cause de sa porosité, et rejoint le sol. Elle génère alors un écoulement basal.
- L'eau de fonte est regelée plus en profondeur au sein du manteau, provoquant des couches de glace dans le manteau neigeux avec un albédo plus faible et une densité plus importante.

Ainsi l'eau de fonte a un impact sur l'albédo, elle entraîne un obscurcissement de la neige et donc une diminution de l'albédo et favorise le métamorphisme des grains en rendant la neige humide.

3- Les aérosols

Cette réflexion de la neige est également altérée par la présence de poussières minérales ou aérosols qui se déposent sur le manteau neigeux par deux processus majeurs :

- Les dépôts secs : Dépôts de particules par diffusion ou sédimentation affectant seulement la couche à la surface du manteau neigeux.
- Les dépôts humides : Dépôts par lessivage de l'impureté de l'air lors des précipitations solides ou liquides.

Après dépôt, ces impuretés ne bougent pas dans le manteau neigeux si, elles sont non solubles en phase aqueuse et/ou non réactives. Elles restent alors dans la couche neigeuse de leur dépôt. Cependant, lors de la fonte ces impuretés peuvent percoler jusqu'aux couches inférieures de neige ou être lessivées par les eaux de fonte, néanmoins, cela ne concerne que 20 % de celles-ci (Depuydt, 2013). Ainsi, compte tenu que 80 % des impuretés restent dans le manteau neigeux, leur concentration dans les couches inférieures va augmenter. Ces impuretés absorbent les radiations solaires (Figure 38) et par conséquent modifient l'albédo de la neige, en le diminuant. Ainsi, lors de la fonte, la neige va absorber d'avantage de radiations, ce qui va accélérer ce processus. Pour étudier ce dernier paramètre, l'institut des géosciences de l'environnement (IGE) a installé un appareil collectant des échantillons de précipitations chaque semaine, afin de quantifier les impuretés présentes et étudier l'évolution de la composition de la neige et les rétroactions inhérentes liées par exemple aux changements dans les courants atmosphériques et marins sur l'amplification arctique du changement climatique. Ces échantillons sont collectés depuis octobre. La campagne de terrain, à laquelle j'ai participé en mai ([Annexe 7](#)), a permis de les rassembler pour les acheminer en France afin de les analyser. Les aérosols présents vont donc pouvoir être identifiés, et l'impact sur l'albédo va pouvoir être estimé.

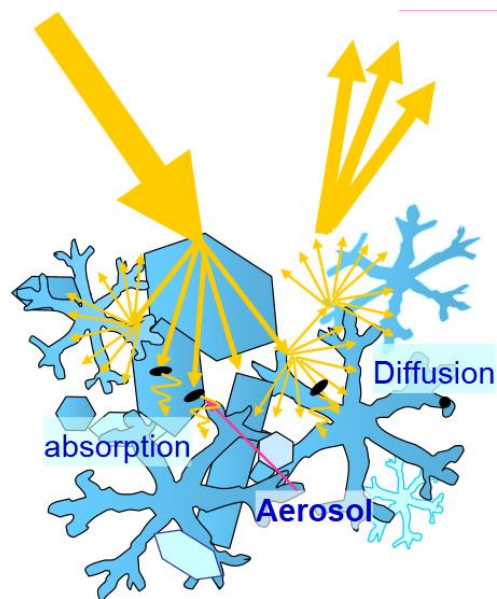


Figure 38: Impact du métamorphisme et des aérosols sur l'albédo (source: cours master 2 Neige et Glace, Ghislain PICARD)

Pour conclure, le métamorphisme des grains, l'eau de fonte et les aérosols augmentent l'absorption des radiations solaires et donc diminuent l'albédo. Ces trois paramètres vont augmenter la vitesse de fonte, par augmentation du bilan radiatif net, et donc, diminuer la durée d'enneigement.

3) Albédo théorique calculé avec la hauteur de neige :

La figure 39 (en dessous) présente l'albédo en fonction de la hauteur de neige. Elle fait ressortir trois grandes phases, qui sont modélisables par une régression linéaire. Cela permet d'obtenir l'albédo pour une hauteur de neige donnée. Ces régressions sont représentatives des observations compte tenu du fait que le coefficient de détermination est supérieur à 0,8 pour les trois droites.

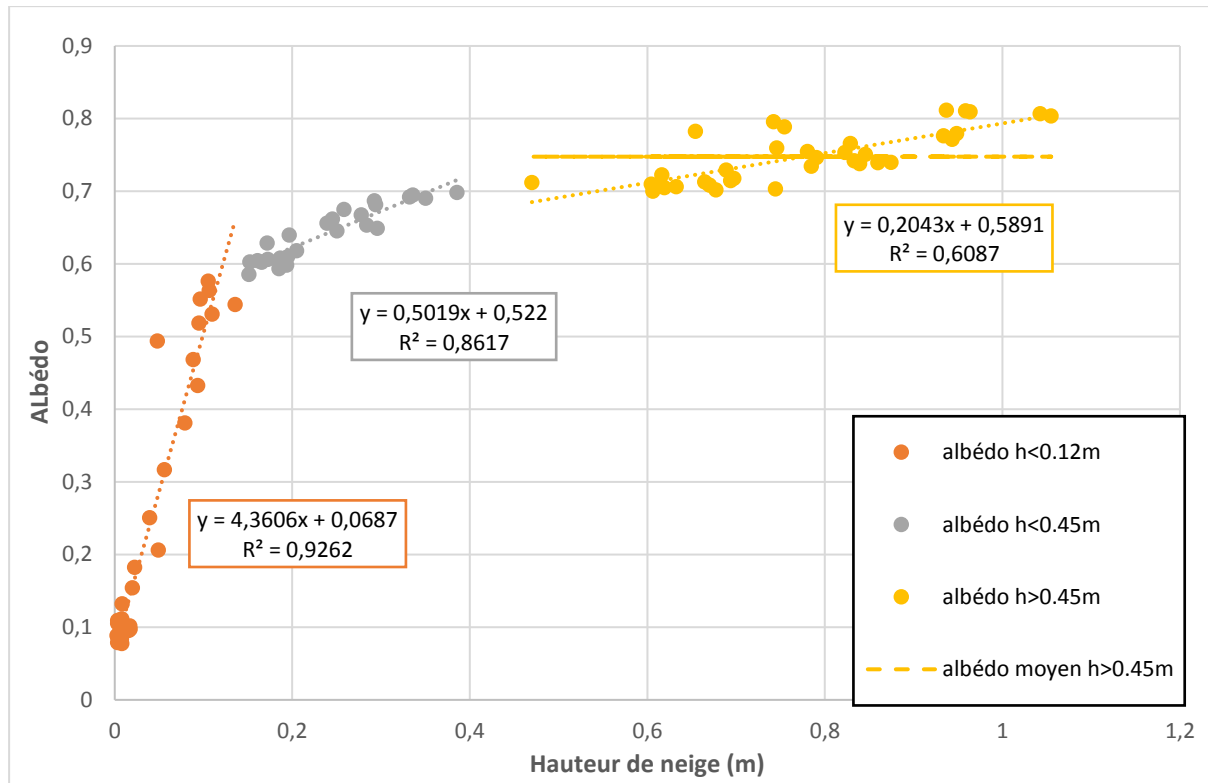


Figure 39 : Calcul de l'albédo à partir de la hauteur de neige mesurée à la station AWI

- Pour une hauteur de neige supérieure à 0,45m l'albédo est supérieur à 0,7. Ces variations sont essentiellement dues à l'ancienneté de la neige et ne résultent pas des processus de métamorphisme humide mis en place au sein du manteau lors de la fonte, ni de la concentration en aérosol. La neige est encore sèche, et très peu transformée, il n'y a que du métamorphisme de neige sèche. L'albédo moyen pour une hauteur de neige supérieure à 0,45m est de 0,75 sur l'ensemble des données. Cette valeur moyenne est donc la valeur attribuée pour les hauteurs supérieures à 0,45m.

- Pour une hauteur de neige comprise entre 0,12 et 0,45m l'albédo commence à varier. Pour ces hauteurs de neige, une partie du manteau neigeux a déjà fondu. La température du manteau s'homogénéise alors à 0 °C, le métamorphisme humide de la neige commence, et les grains de neige se transforment progressivement en grains ronds puis en gouttes d'eau. Les eaux de fonte sont en parties stockées dans les porosités du manteau. Elles humidifient la neige et accélèrent également le métamorphisme des grains. Cela diminue l'albédo. La surface absorbe donc plus d'énergie et la fonte s'intensifie.

- Pour une hauteur de neige inférieure à 0,12m l'albédo a une très forte variation. Cela peut être expliqué par plusieurs paramètres. Comme vu précédemment, la présence d'eau de fonte rend la neige de plus en plus humide. Le manteau est alors saturé et la percolation commence et atteint le sol. Le métamorphisme des grains s'effectue alors très rapidement et l'albédo diminue donc sensiblement. De plus, le lieu où s'effectue la mesure peut présenter un sol partiellement nu, ce qui diminue localement l'albédo et réchauffe le sol. Ainsi, la fonte de la neige est également accélérée par les échanges d'énergie avec le sol. Par ailleurs, une faible hauteur de neige n'occulte plus entièrement le sol, l'albédo de surface est alors influencé par celui-ci. Pour finir, lors de la fonte, les impuretés retenues dans le manteau étant généralement hydrophobes, elles ont tendance à être stockées dans le manteau neigeux, plutôt que d'être lessivées par les eaux de fonte. La concentration en impuretés est donc importante, ce qui diminue encore d'avantage l'albédo.

Pour conclure sur cette méthode, ce graphique ne permet pas d'avoir un albédo de manière précise avec les spécificités annuelles, mais plutôt un ordre de grandeur. En effet, l'albédo dépend également des aérosols présents, de la densité de la neige ainsi que de la présence éventuelle de glace due à des épisodes de pluie sur neige ou fonte puis regel, et ces paramètres varient d'une année à l'autre. Nous obtenons seulement une courbe théorique d'albédo avec cette méthode.

4) Analyse de l'évolution de l'albédo au cours du temps :

En s'intéressant maintenant à la variation de l'albédo au cours du temps, nous voyons qu'il suit une dynamique semblable d'évolution au cours de la fonte lorsque l'on ajuste les courbes sur le jour de fin de la fonte. L'albédo commence au plus tôt à être impacté par le processus de fonte 15 jours avant d'atteindre la valeur de l'albédo du sol nu. Cependant, il commence à varier fortement seulement les six derniers jours (Figure 26).

Deux groupes d'années semblaient se définir lors de l'analyse annuelle de la variation de l'albédo. Cependant, en étudiant plus spécifiquement chaque groupe, aucun facteur n'a été identifié pour savoir à quelle tendance l'année correspond. Ces deux groupes d'années peuvent simplement être dus à la faible plage de temps des données, ne couvrant alors pas l'intégralité des courbes possibles. Ils ne seront donc pas utilisés dans la suite de l'analyse car leur pertinence ne peut pas être déterminée sur cette plage de temps.

La figure 40 présente la valeur d'albédo moyenne suivant le jour avant la fin de la fonte où l'on se trouve.

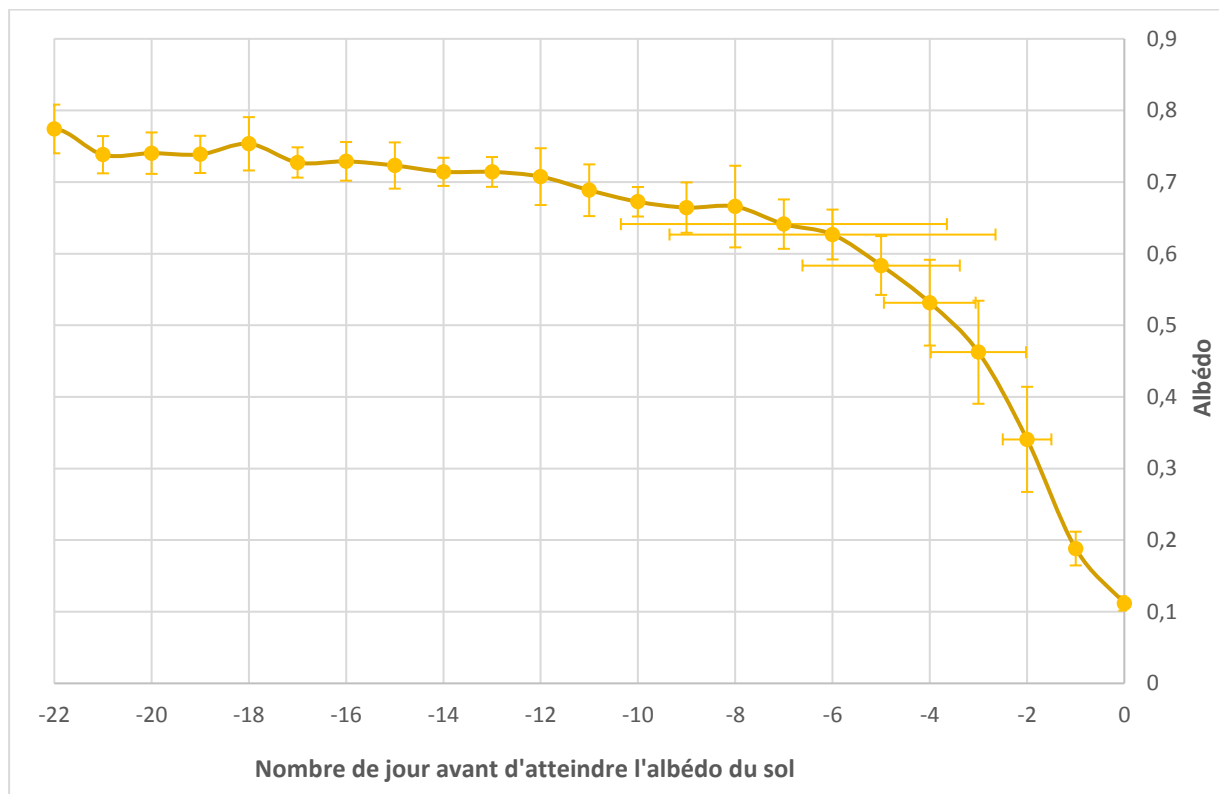


Figure 40 : Estimation de l'albédo en fonction du jour de fonte.

Les différences d'albédo pour un jour donné, les plus importantes, apparaissent du 2^{ème} au 4^{ème} jour avant la fin de la fonte, avec une incertitude supérieure à $\pm 0,06$ sur l'albédo. La hauteur de neige varie d'une année à l'autre pour un jour donné. Cela entraîne une influence possible du sol et des

concentrations en aérosols plus ou moins importantes, se répercutant alors sur la valeur de l'albédo lors des derniers jours. Les variations de la valeur d'albédo sont donc cohérentes.

En plus de cette variation de la valeur d'albédo pour un jour x avant la fin de la fonte, les courbes d'albédo ne varient pas toutes de la même façon dans le temps, il existe donc également un décalage temporel. C'est-à-dire qu'une même valeur d'albédo peut être trouvée différents jours avant la fin de la fonte. Cette incertitude temporelle augmente quand la valeur de l'albédo augmente. Elle atteint plus d'une journée à partir du 4^{ème} jour avant la fin de la fonte. Cependant, pour des valeurs supérieures à 0,65 le décalage temporel n'est plus calculé, car cette valeur d'albédo est fréquemment trouvée pendant l'hiver suite à un évènement particulier comme une fonte puis un regel ou encore un épisode de pluie sur neige. Nous ne pouvons donc pas attribuer cette valeur à la fonte uniquement.

Cette méthode présente donc une double incertitude lors de l'estimation de l'albédo. De plus, elle donne une courbe identique chaque année et ne permet pas du tout de prendre en compte les spécificités annuelles.

La méthode conservée pour estimer le bilan radiatif est donc la translation temporelle de la courbe à partir de l'estimation de l'albédo avec la hauteur de neige (La méthode est expliquée dans la Partie III(2-3)1)).

3- Analyse du bilan radiatif

1) Années marquées par un évènement particulier

Au préalable de cette analyse, les années où la fonte à Bayelva a été marquée par des évènements particuliers ont été mises de côté. Pour ces années, un simple décalage temporel n'est, en effet, pas possible. Cela s'applique à 4 années :

- Année 2002 :

En 2002 la période de fonte est marquée par un évènement neigeux déposant 30 cm de neige fraîche. Cela se voit également sur le bilan radiatif où des valeurs négatives ou faiblement positives apparaissent. En calculant l'énergie disponible pour la fonte nous obtenons un besoin en énergie 2,22 fois supérieur à l'énergie nécessaire. Un simple décalage de l'albédo n'est en effet pas possible car la neige fraîche augmente l'albédo, et cela n'a donc pas un impact au bon moment sur le bilan radiatif avec cette méthode. Pour éviter cela il faudrait corriger l'albédo au moment de la chute réelle à Bayelva, et supprimer son impact lié au décalage temporel. Cependant, cela apporte des incertitudes supplémentaires. Cette année n'est donc pas conservée pour l'analyse.

- Année 2007 :

L'année 2007 est également marquée par une rechute neigeuse lors de la fonte de près de 6 cm. Pour les mêmes raisons que l'année 2002 cette année n'est pas étudiée dans l'analyse suivante.

- Année 2006

Le décalage de l'albédo observé à AWI dans le temps n'a pas donné des résultats suffisamment concluants pour que cette méthode soit appliquée. Cela est notamment dû au fort vent cette année durant la période de fonte. Cela affecte la structure de la neige, la densité et la fonte. Cette année est donc également écartée.

- Année 2013 :

En 2013, la fonte est marquée par un arrêt sur la période du 8 au 16 juin, auquel s'ajoute un évènement neigeux entre le 13 et le 14 juin. Cet arrêt de la fonte est également identifiable au niveau du bilan

énergétique. En effet, sur cette période le bilan radiatif journalier est négatif ou très faible. Cette année est donc difficilement analysable, car elle présente une dynamique particulière. Un décalage temporel n'est donc pas possible. En gardant le même raisonnement que pour les autres années nous arrivons à un besoin en énergie 3,24 fois supérieur à l'énergie absorbée. Cette année étant un cas spécial, son étude ne sera pas effectuée au cours du stage.

Pour l'analyse, ces 4 années n'étant pas conservées et les années 2001 et 2008 n'ayant pas de données sur la période de fonte, nous ne disposons plus que de 11 années.

2) Radiations et hauteur de neige

Une fois l'albédo estimé, le bilan radiatif est calculé. En regardant les dynamiques des courbes d'absorption d'énergie et d'évolution du manteau neigeux, nous voyons qu'elles suivent une dynamique similaire les années non marquées par un événement particulier. Ci-dessous, dans la figure 41, nous voyons l'exemple de la dynamique de ces deux courbes pour l'année 2009 :

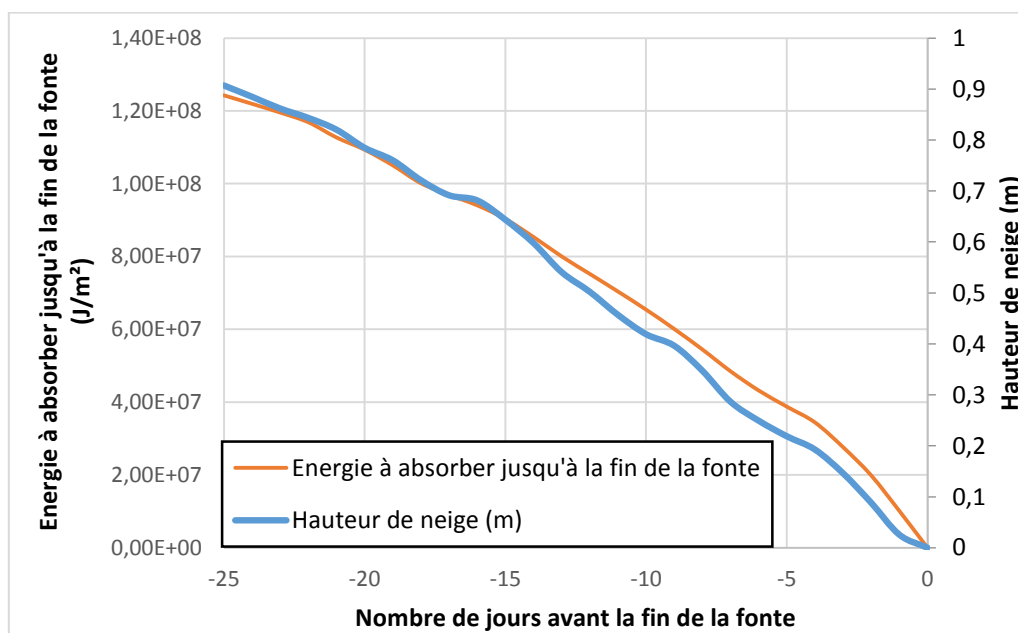


Figure 41 : Evolution de la hauteur de neige et de l'énergie absorbée en fonction du jour de fonte

Les données de radiations en abscisse sont le total des radiations qui vont être absorbées sur la période de fonte globale moins les radiations déjà absorbées à ce jour de fonte. Ainsi la valeur journalière des radiations est la quantité d'énergie qui va être absorbée jusqu'à la fin de la fonte.

La dynamique similaire des deux courbes confirme l'hypothèse d'une relation entre l'énergie absorbée par le manteau neigeux et la hauteur de neige fondue. En calculant la corrélation de ces deux paramètres sur l'ensemble des données, le coefficient de corrélation obtenu est de 0,78. Les radiations ont donc un rôle majeur dans le processus de fonte.

De plus, lorsqu'un corps absorbe du rayonnement solaire il y a :

- Une augmentation de l'énergie thermique disponible provoquant l'augmentation de sa température
- Sublimation de la glace, fusion et évaporation de l'eau.

En quantifiant l'énergie nécessaire pour la fonte du manteau neigeux ainsi que l'énergie absorbée, le but est de voir si les radiations sont suffisamment importantes pour expliquer la disparition du manteau neigeux au printemps ou si d'autres processus entrent également en jeu.

3) Energie nécessaire pour la fonte

1- Calcul de l'énergie nécessaire

Le tableau ci-dessous (Tableau 4) résume pour chaque année l'énergie disponible, l'énergie nécessaire pour la fonte intégrale du manteau neigeux et le ratio entre ces deux valeurs. La température moyenne lors de la période de fonte est également rappelée.

Année	Énergie nécessaire (J)	Énergie absorbée (J)	Ratio d'énergie utilisée	Température moyenne (°C)
2000	5,49 ^{E+07}	4,31 ^{E+07}	1,27	3,49
2001	Pas de données			
2002	1,35 ^{E+08}	6,09 ^{E+07}	2,22	2,60
2003	4,99 ^{E+07}	1,16 ^{E+08}	0,43	1,47
2004	8,64 ^{E+07}	1,28 ^{E+08}	0,68	1,42
2005	7,46 ^{E+07}	6,04 ^{E+07}	1,24	2,98
2006	3,91 ^{E+07}	8,60 ^{E+07}	0,45	1,97
2007	1,12 ^{E+08}	1,40 ^{E+08}	0,80	2,96
2008	Pas de données			
2009	9,06 ^{E+07}	1,26 ^{E+08}	0,72	2,04
2010	5,45 ^{E+07}	1,31 ^{E+08}	0,42	1,39
2011	6,95 ^{E+07}	1,17 ^{E+08}	0,60	2,00
2012	7,05 ^{E+07}	7,05 ^{E+07}	1,00	2,42
2013	9,60 ^{E+07}	2,96 ^{E+07}	3,24	2,76
2014	1,42 ^{E+08}	1,37 ^{E+08}	1,04	2,55
2015	7,66 ^{E+07}	6,57 ^{E+07}	1,16	2,91
2016	6,02 ^{E+07}	7,74 ^{E+07}	0,78	2,45
Année marquée par un évènement particulier lors de la fonte				

Tableau 4: Récapitulatif du besoin en énergie, de l'énergie absorbée, du ratio d'énergie utilisée et de la température moyenne pour chaque période de fonte

2- Analyse des différents types d'années obtenues :

Pour analyser le bilan radiatif des différents types d'années, le critère utilisé est le ratio d'énergie utilisé. Il est défini par la relation suivante :

$$ratio = \frac{E_{nécessaire}}{E_{absorbée}}$$

Nous obtenons deux types d'années possibles :

- L'énergie apportée par les radiations est suffisante pour faire fondre la neige présente, le ratio d'énergie est alors inférieur à 1.
- L'énergie apportée par les radiations est insuffisante pour faire fondre la neige, le ratio est alors supérieur à 1.

1- Années avec un ratio inférieur à 1

Les années avec un ratio inférieur à 1 sont les années où l'énergie apportée par les radiations est supérieure à l'énergie nécessaire pour faire fondre la neige présente. Cela est le cas pour 6 des 11 années. Le ratio varie entre 0,4 et 0,8. Un ratio élevé signifie que l'énergie apportée par les radiations solaires est proche de l'énergie qui est nécessaire pour faire fondre la neige. Pour ces années, le rayonnement est bien le facteur majoritaire apportant une grande partie de l'énergie utilisée pour faire fondre la neige. De plus il est nécessaire au préalable de la fonte de porter le manteau neigeux à la température de 0 °C, son point de fusion. Cela nécessite donc un apport d'énergie supérieur au besoin pour un simple processus de fonte calculé pour de la neige à 0°C. Un ratio faible peut donc être le signe d'un manteau neigeux particulièrement froid.

2- Années avec un ratio supérieur à 1

Les années caractérisées par un ratio supérieur à 1 absorbent une quantité d'énergie par les radiations solaires inférieures au besoin pour faire fondre la neige. Le ratio est compris entre 1 et 1,3, c'est-à-dire que le besoin en énergie est entre 0 et 30% supérieur à l'énergie absorbée. Ainsi le processus de fonte est probablement accéléré par un autre facteur permettant alors de réduire le besoin en énergie.

La radiation est donc bien le facteur prépondérant dans la fonte, mais d'autres paramètres ont aussi un rôle.

3- Facteurs pouvant influencer le besoin en énergie

La température de la neige :

Dans le bilan d'énergie, nous avons calculé l'énergie nécessaire pour de la neige à la température de 0°C. En réalité sa température peut être bien inférieure. En effet au cours de l'hiver un gradient de température peut se mettre en place dans le manteau neigeux. Lors de la campagne de mesure sur le terrain, nous avons pu mesurer ce gradient et voir des températures variant de -4°C à -0,5°C sur une même colonne de neige. Plusieurs profils de températures ont été réalisés pour pouvoir affiner ces calculs. Le manteau neigeux atteint alors des températures très négatives, dû à sa proximité avec les températures négatives de l'air en hiver. Il faut alors utiliser une part de l'énergie absorbée pour, dans un premier temps, réchauffer la neige jusqu'à son point de fusion avant de pouvoir commencer la fusion. Cela peut être l'une des raisons de cet écart entre l'énergie absorbée et l'énergie utilisée pour la fonte. Connaître la température du manteau neigeux permet donc d'affiner l'estimation du besoin en énergie lors du calcul.

La température de l'air :

Pour les années avec un ratio inférieur à 1, la température de l'air moyenne sur la période de fonte est comprise entre 1,4 et 2,6°C avec une moyenne de 1,9°C tandis que pour les autres elle est comprise entre 2,6 et 3,5°C avec une moyenne de 3°C. Ainsi une température de l'air élevée a pour conséquences de réchauffer le manteau neigeux, et de le faire atteindre sa température de fusion de 0°C plus rapidement et en nécessitant moins d'énergie solaire. De plus, avec des températures extérieures plus importantes, l'eau de fonte est à température plus élevée et réchauffe également le manteau plus rapidement. La figure 42 montre que plus la température de l'air est élevée plus le ratio est important.

Une température plus élevée est également synonyme de flux turbulents plus importants apportant également de l'énergie. Cependant, ils n'ont pas été quantifiés lors de cette étude. Ainsi cela est cohérent : les années avec un ratio inférieur à 1 ont une température plus faible, une plus grande partie de l'énergie absorbée sert à réchauffer le manteau, il faut donc absorber d'avantage d'énergie tandis que les années avec une température élevée ont besoin de moins d'énergie pour la fonte, la température de

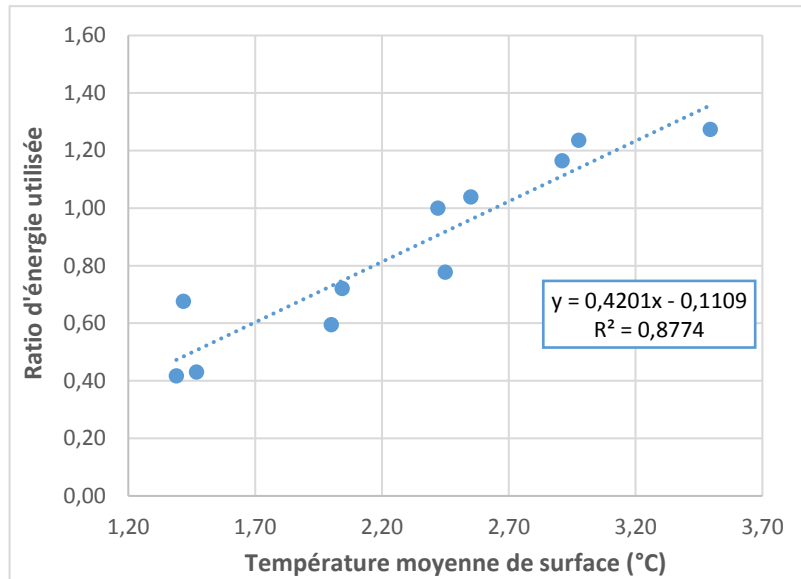


Figure 42: Ratio d'énergie utilisée en fonction de la température moyenne lors de la fonte

de la neige augmente plus rapidement par échange thermique avec l'atmosphère. La température de surface module donc la fonte et le besoin en énergie.

La densité :

Nous avons utilisé une densité de 0,3 g/cm³ qui correspond à une densité moyenne de la neige, cependant, dans la toundra la densité de la neige a une grande gamme de variation. Cela est confirmé par les mesures sur le terrain de Boike (2003), dont les résultats indiquent une plage de variation de 0,3 à 0,5 g/cm³. En effet, plusieurs facteurs jouent un rôle sur la densité. Sous l'effet d'un poids important le manteau neigeux est soumis à un phénomène de tassement augmentant sa densité. Un vent fort, en cassant les cristaux de neige rend le manteau plus dense. De même, une neige humide est plus dense qu'une neige sèche. Ainsi, la densité n'est pas homogène selon la profondeur étudiée. Or, ici, une unique densité a été utilisée pour l'ensemble de la hauteur du manteau.

La sublimation :

Ici seule la fusion du manteau neigeux est étudiée, il est possible qu'une partie de la neige subisse un phénomène de sublimation et non de fusion. La sublimation est le passage de l'état solide à gazeux. L'enthalpie correspondante est bien supérieure :

$$\Delta H_{sub} = 3158,15 \text{ J/g}$$

Lors d'épisode de transport par le vent une part de la neige est sublimée, cependant cela est encore mal connu en Arctique (Vionnet, 2012, p. 26). Le phénomène est considéré comme négligeable.

La composition de la neige :

Selon le métamorphisme que la neige a subi lors de la saison, cela modifie les cristaux neigeux. Une neige ayant subi un fort métamorphisme a des cristaux avec un albédo plus faible (cf. IV-II-2)1)). La composition chimique de la neige joue également un rôle lors de la fonte. La présence d'aérosols modifie la vitesse de fonte de la neige (comme cela est expliqué dans la partie IV-2-2)3)).

Par la suite, le but est de caractériser plus précisément la relation entre diminution du manteau neigeux et la quantité d'énergie absorbée.

4) Relation entre hauteur de neige et énergie absorbée

Pour cette analyse, le pas de temps utilisé est journalier. Cela permet de prendre en compte une journée et une « nuit » et donc un cycle complet de radiations. Cela permet également d'avoir une différence de hauteur de neige suffisamment importante pour pouvoir être détectée par l'instrument de mesure malgré son incertitude propre. Ainsi, la hauteur de neige fondue en une journée est regardée, cela correspond au taux de fonte journalier. Les années sont classées en deux groupes : les années avec le ratio supérieur à 1 et les années avec le ratio inférieur à 1.

Après traitement de l'ensemble des données disponibles, nous obtenons la Figure 43 figure 43.

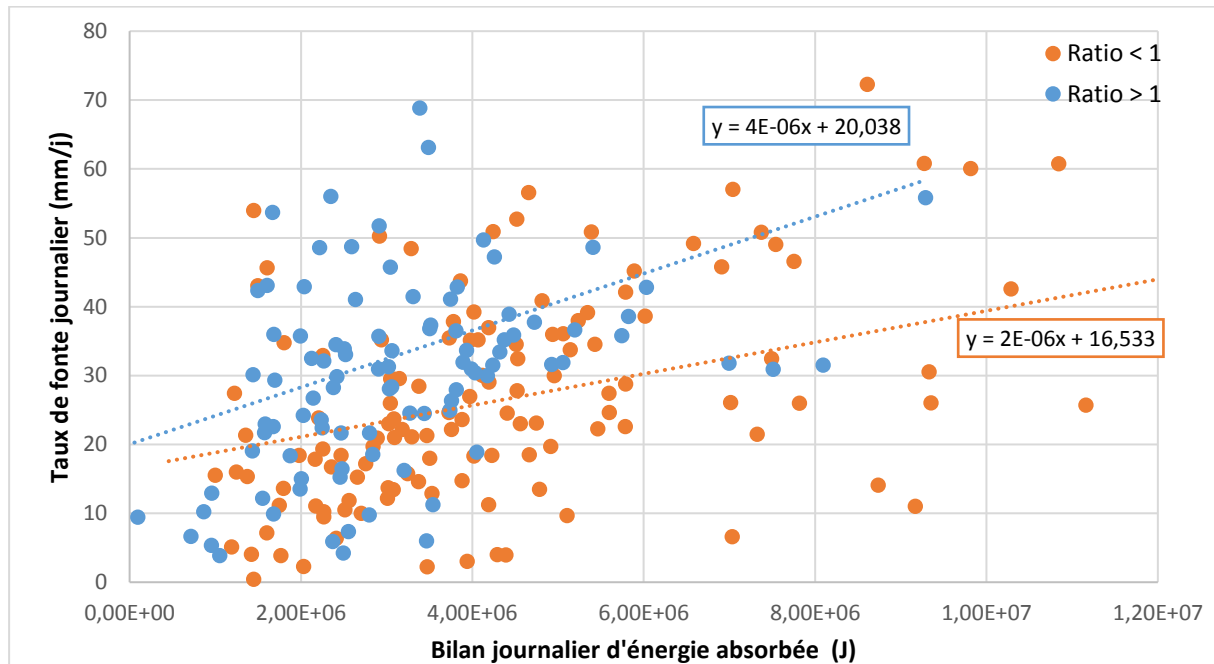


Figure 43: Hauteur de neige fondue en fonction de l'énergie absorbée.

La tendance observée confirme l'hypothèse émise précédemment. Il semble bien que plus la quantité d'énergie absorbée par le manteau neigeux est importante plus la hauteur de neige qui fond est élevée. Cependant une grande hétérogénéité dans les valeurs apparaît. Pour une même quantité d'énergie absorbée, la hauteur de neige fondue est très variable. Cela est dû aux facteurs analysés précédemment et aux imprécisions de mesures et de reconstruction de l'albédo.

Ainsi, les radiations influent sur la fonte mais la relation entre fonte et radiation n'est pas aussi simple, d'autres paramètres viennent influencer.

Malgré la forte hétérogénéité, les deux groupes d'années présentent deux tendances. Les années avec un ratio inférieur à 1 ont une pente plus faible. En effet, pour une plus grande quantité d'énergie absorbée la hauteur de neige fondue est plus faible. L'énergie est donc utilisée de façon prioritaire pour d'autres processus dans le manteau. Tandis que pour le groupe d'année avec le ratio supérieur à 1 pour une même quantité d'énergie la hauteur de neige fondue est plus importante.

La tendance globale des 2 groupes est donc également retrouvée sur les différents jours de fonte étudiés. Par contre, les résultats sont difficilement exploitables compte tenu de la dispersion des points autour de cette tendance. Une analyse annuelle (Annexe 5-A pour les ratios inférieurs à 1 et 5-B pour les ratios supérieurs à 1) a également été effectuée pour regarder s'il existe une corrélation plus précise au sein d'une même année entre la hauteur de neige fondue et l'énergie absorbée et si cette

relation est constante pendant la fonte. Cependant, l'analyse n'est pas possible car le nombre de point est faible avec des variations trop importantes.

5) Mise en perspective des résultats : calcul bilan radiatif à AWI

Comme vu précédemment la station AWI mesure également la hauteur de neige depuis 2012. Ainsi il est possible de faire les calculs de l'énergie absorbée (sur la période de fonte à AWI) et de l'énergie nécessaire (à partir de la hauteur de neige de cette station). Cela permet de comparer le ratio d'énergie utilisée pour la fonte sur ces années-là avec le ratio trouvé après estimation de l'albédo pour la station de Bayelva. Les résultats sont illustrés dans le tableau 5:

	Station AWI		Station Bayelva
	Ratio non décalé	Ratio décalé	Ratio
2012	0,23	0,23	1,00
2013	Données non traitées		
2014	0,67	0,74	1,04
2015	0,45	0,45	1,16
2016	0,29	0,49	0,78

Tableau 5: Comparaison des ratios d'énergie utilisée entre les stations de Bayelva et AWI pour les années 2012 à 2016

Pour la station AWI deux ratios ont été calculés :

- Le ratio non décalé correspond au ratio trouvé lorsque l'albédo est gardé intact pour le jour étudié.
- Le ratio décalé correspond au ratio lorsque l'albédo est décalé selon la même méthode que pour la station de Bayelva (estimation de l'albédo par rapport à la hauteur de neige puis translation temporelle de la courbe d'albédo de l'année pour minimiser la différence entre les deux valeurs).

Plusieurs résultats découlent de cette étude :

En appliquant la même méthode à la station AWI pour le calcul de l'albédo que pour Bayelva, le ratio est le même que sans utiliser la méthode pour deux années, 2012 et 2015, et il est augmenté de 0,05 et 0,2 respectivement les années 2014 et 2016. Les deux ratios restent très proches à l'exception de l'année 2016. Cela permet donc de valider la méthode de translation de l'albédo pour calculer le bilan radiatif. Il est possible que la méthode de décalage de l'albédo sous-estime l'énergie absorbée (tendance observée en 2014 et 2016) cependant la plage de données est trop faible pour pouvoir conclure la dessus.

En comparant les ratios entre les deux stations, il ressort que les ratios sont toujours plus faibles à la station AWI qu'à Bayelva, même lorsque la même méthode d'estimation de l'albédo est effectuée pour AWI. A la station AWI, l'énergie apportée par les radiations est toujours suffisante pour faire fondre la neige présente, ce qui n'est pas le cas à la station de Bayelva. Cette différence peut provenir de la sous-estimation de l'énergie absorbée évoquée précédemment. En étudiant la localisation des deux sites, il a été vu que le site de Bayelva est situé plus en altitude et est donc soumis à des températures plus faibles. Il est également impacté par des vents catabatiques, dont la station AWI est épargnée, qui impacte l'énergie disponible. Ainsi ces conditions différentes peuvent également être à l'origine de la différence des ratios entre les deux stations, impliquant une demande en énergie plus importante à Bayelva qu'à AWI.

De plus la valeur relative des ratios de chaque station n'est pas la même pour une même année, ainsi l'année avec le ratio le plus élevé ou le plus faible à AWI ne correspond pas à la même année qu'à

Bayelva. Cela confirme que les processus lors de la fonte entre les deux stations ne sont pas complètement identiques.

Pour la suite de ce travail, il est important d'intégrer d'autres paramètres, qui concernent le climat, ou la physique et la chimie du manteau neigeux. Pour conclure, cette première correction présente encore une forte incertitude liée aux autres paramètres non pris en compte.

4- Forçage radiatif apporté par le changement de la date de fonte

Le but de cette partie est de voir le forçage radiatif engendré par la fonte de la neige un jour plus tôt ou un jour plus tard à Ny-Ålesund.

Maturilli *et al.* (2015) ont montré que l'évolution du 1^{er} jour sans neige n'a pas de tendance claire. Il aurait tendance à avoir lieu $4,8 \pm 8,3$ jours plus tôt par décennie à Ny-Ålesund, cependant l'incertitude est trop élevée pour pouvoir conclure de manière certaine.

Une fonte précoce affecte l'albédo de la surface continentale, et ainsi le bilan radiatif de la zone étudiée. En effet, la disparition précoce de la neige augmente l'énergie absorbée par la surface, réchauffe la température de surface et donc accentue le changement climatique. Les données disponibles permettent de simuler une fonte précoce ou tardive et voir son impact sur le bilan radiatif de la période.

Année	Fonte un jour plus tôt			Fonte un jour plus tard		
	ΔE_{abs} (J)	ΔE_{abs} (W/m ² /j) sur la période de fonte	Forçage radiatif journalier moyenné sur un an (W/m ²)	ΔE_{abs} (J)	ΔE_{abs} (W/m ² /j) sur la période de fonte	Forçage radiatif journalier moyenné sur un an (W/m ²)
2000	1,39E+07	10,04	0,44	-1,21E+07	8,75	-0,38
2001	Pas de données					
2002	1,38E+07	4,99	0,44	-1,51E+07	5,47	-0,48
2003	1,44E+07	7,91	0,46	-1,61E+07	8,88	-0,51
2004	9,11E+06	2,70	0,29	-7,00E+06	2,08	-0,22
2005	8,70E+06	5,30	0,28	-9,24E+06	5,63	-0,29
2006	4,39E+06	3,91	0,14	-5,41E+06	4,81	-0,17
2007	1,11E+07	4,76	0,35	-1,46E+07	6,26	-0,46
2008	Pas de données					
2009	1,09E+07	5,05	0,35	-1,05E+07	4,87	-0,33
2010	1,36E+07	4,25	0,43	-1,09E+07	3,42	-0,35
2011	1,51E+07	8,34	0,48	-1,01E+07	5,59	-0,32
2012	6,73E+06	3,89	0,21	-5,14E+06	2,97	-0,16
2013	9,17E+06	3,93	0,29	-8,57E+06	3,67	-0,27
2014	7,61E+06	1,92	0,24	-7,08E+06	1,78	-0,22
2015	1,33E+07	6,41	0,42	-1,37E+07	6,62	-0,44
2016	1,34E+07	7,08	0,43	-7,99E+06	4,20	-0,25
Moyenne	1,10E+07	5,37	0,35	-1,02E+07	5,00	-0,32

Tableau 6: Variation du bilan radiatif apporté par une fonte précoce ou tardive et forçage radiatif

Le tableau 6 montre le gain ou la perte en joule d'une fonte un jour plus tôt ou un jour plus tard sur le bilan radiatif. Le gain ou la perte n'est pas constant d'une année à l'autre. En effet cela résulte à la fois des radiations SW_{in} , et donc du jour de l'année où l'on est, mais aussi de l'évolution de l'albédo lors de la fonte.

Les figures 44 et 45 illustrent la différence cumulée moyenne du bilan radiatif entre une fonte précoce ou tardive respectivement avec le scénario calculé précédemment. Pour ces deux périodes, la

différence dans le bilan radiatif est accentuée sur les derniers jours de fonte. La différence cumulée a été effectuée uniquement sur les 16 derniers jours, ce qui correspond à la durée de fonte minimale recensée sur les années disponibles. Ainsi, les 11 années servant pour l'analyse précédente ont pu être utilisées pour calculer la moyenne et l'écart-type.

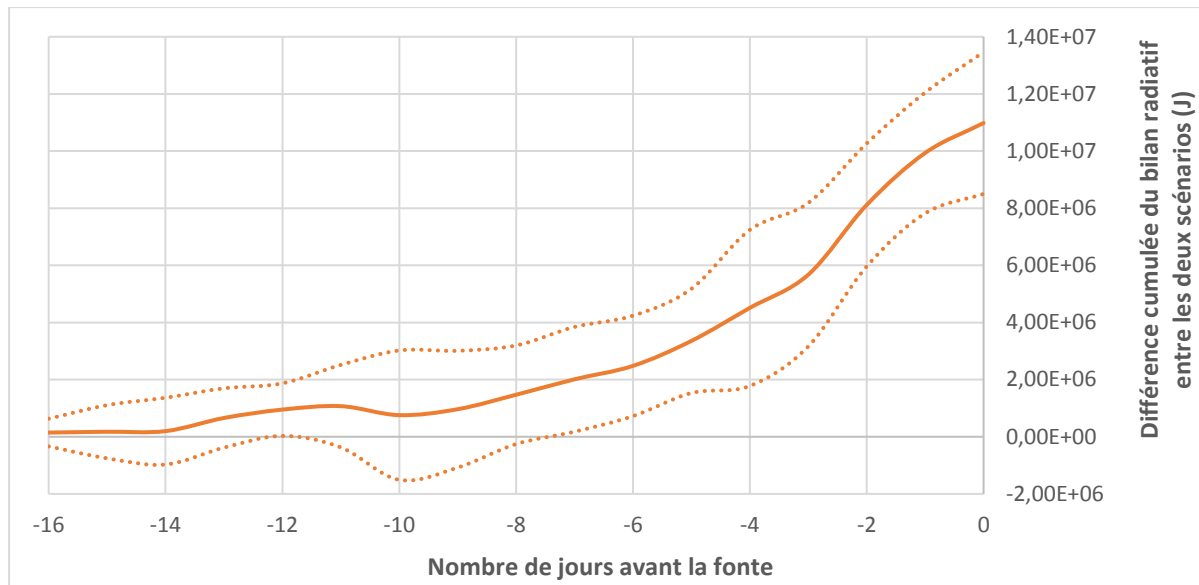


Figure 44: Différence cumulée moyenne du bilan radiatif entre une fonte précoce et le scénario de fonte initiale sur la période de 2000 à 2016

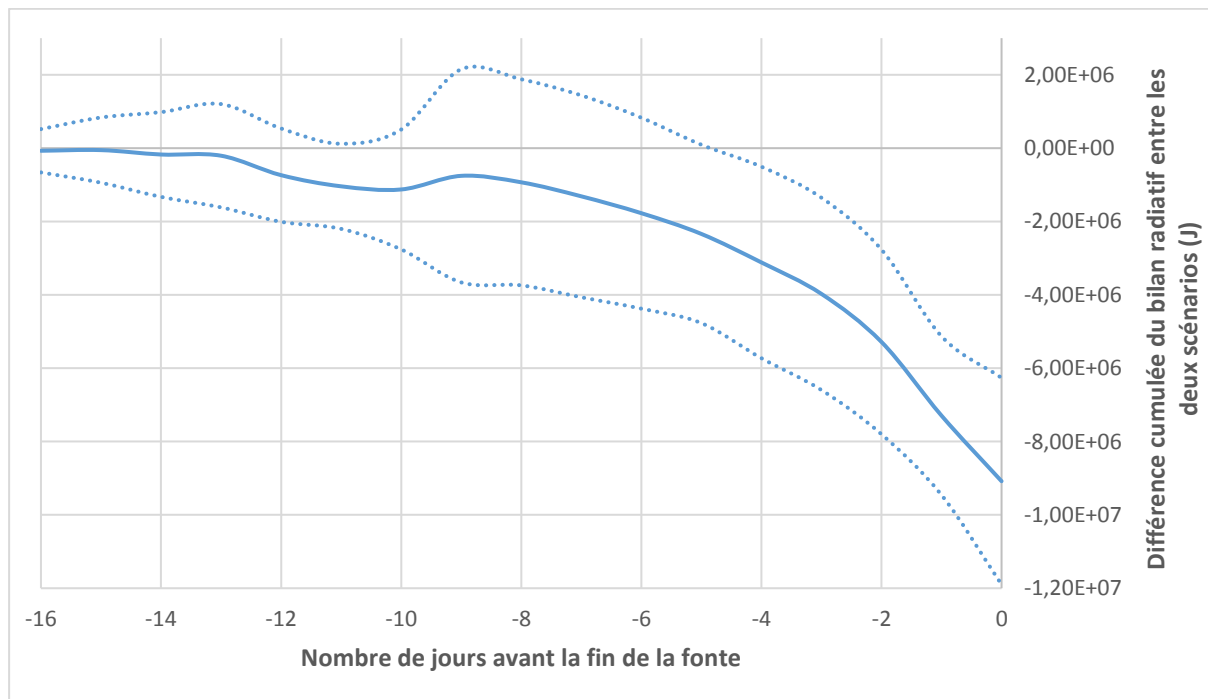


Figure 45: Différence cumulée moyenne du bilan radiatif entre une fonte tardive et le scénario de fonte initiale sur la période de 2000 à 2016

La différence cumulée est inférieure en valeur absolue à $2,00E+06$ J jusqu'au 7^{ème} jour avant la fin de la fonte pour une fonte précoce et jusqu'au 5^{ème} jour pour une fonte tardive. Avant cela les valeurs de bilan radiatif sont relativement similaires entre les deux scénarios. En effet l'albédo varie de façon minime jusqu'au 6^{ème} jour avant la fin de la fonte, puis sa variation est beaucoup plus rapide (Voir

partie III-2-2)). Cela est donc cohérent avec la dynamique de variation des courbes des deux figures précédentes. Les variations journalières moyennes de chaque scénario de fonte par rapport au scénario initial sont présentées en [Annexe 6-A](#). L'étude de celles-ci confirme que les gains ou pertes les plus importants ont lieu les derniers jours de fonte.

La variation finale moyenne de chaque scénario est indiquée dans le tableau 7.

Bilan sur les 16 derniers jours de fonte	Différence cumulée moyenne du bilan radiatif	Ecart type	Unité
Fonte un jour plus tôt	1,10E+07	2,48E+06	J
Fonte un jour plus tard	-9,08E+06	2,82E+06	J

Tableau 7: Bilan sur les 16 derniers jours de fonte de la différence cumulée moyenne du bilan radiatif lors d'une fonte précoce ou tardive

Ainsi, sur les sept derniers jours, dans le cas d'une fonte précoce, le gain en énergie sur le bilan radiatif est multiplié par plus 5. Le gain final moyen est de $1,10^{E+07}$ J sur les seize jours étudiés. Une fonte un jour plus tôt, fait donc gagner au bilan radiatif de la période de fonte en moyenne 13 ± 7 %.

Une fonte un jour plus tard impacte le bilan radiatif sur les 6 dernier jours majoritairement, il est multiplié par un peu plus de 5 également. La perte finale moyenne sur ces seize jours est de $-9,8^{E+06}$ J. Une fonte un jour plus tard diminue en moyenne de 11 ± 7 % le bilan radiatif.

Pour pouvoir calculer le forçage radiatif local annuel il est nécessaire de ramener ce gain ou cette perte lors de la période de fonte à une valeur journalière répartie de manière fictive sur l'ensemble de l'année. Avec cette méthode, le forçage journalier annuel calculé est compris entre $\pm 0,2$ et $\pm 0,5$ W/m², avec un forçage moyen local de $+0,35 \pm 0,1$ W/m² pour une fonte un jour plus tôt et de $-0,32 \pm 0,1$ W/m² pour une fonte un jour plus tard. Ce forçage radiatif résulte d'une rétroaction positive entre le climat et la neige. Celle-ci est illustrée sur la figure 46, ci-contre. Une fonte précoce abaisse l'albédo, cette baisse d'albédo augmente la part d'énergie absorbée par le sol, ce qui augmente la température de surface et accélère la disparition de la neige. Nous avons également regardé si les différences de gains ou pertes dans le bilan radiatif est lié à la date de fin de fonte mais aucune tendance claire n'a pu être identifiée.



Figure 46: Schématisation boucle de rétroaction Climat-Neige

López-Moreno et al. (2016) simulent la variation de la durée du manteau neigeux selon l'augmentation de la température auquel il est soumis. Cette méthode a été réutilisée dans notre étude pour la période de 1999 à 2016, soit 17 ans. Sur cette plage de temps la température augmente de $1,2$ °C selon la régression linéaire (Partie II-1-1)). La durée du manteau neigeux serait donc environ 8 jours plus courte, ce qui concorde avec la tendance trouvée par Maturilli et al. (2015). Le forçage radiatif apporté par la fonte précoce sur cette période est donc de $2,8$ W/m² ($8 \times 0,38$ W/m²). Parallèlement, nous avons vu que le bilan radiatif des radiations à courtes longueurs d'ondes a tendance à augmenter de $0,32$ W/m² chaque année (Partie II-3-4)). Sur 17 ans l'énergie apportée par les SW augmente donc de $5,44$ W/m² ($17 \times 0,32$ W/m²). Le forçage radiatif causé par une fonte précoce engendre environ la moitié du forçage radiatif total. Cependant, il est le résultat de la somme de nombreux forçages radiatifs, positifs

et négatifs (l'Annexe 6-B présente les différents facteurs jouant un rôle dans le forçage radiatif terrestre). La diminution de la durée du manteau neigeux joue un rôle clé dans l'augmentation du bilan radiatif, c'est donc l'un des facteurs majoritaires de ce résultat.

Conclusion

Au cours de cette étude le changement de paramètres climatiques clés a été mis en avant dans un premier temps. Ny-Ålesund est soumis à une augmentation du bilan radiatif de $0,4 \text{ W/m}^2$ en moyenne, entre 1999 et 2016, ainsi qu'une augmentation de la température moyenne de $0,7^\circ\text{C}$ par décennie, de 1969 à 2016. Ces augmentations ont un impact sur les précipitations, elles s'intensifient et passent de la forme solide prédominante à la forme liquide ou mixte. Le manteau neigeux découlant directement de l'intensité et du type des précipitations, subit des modifications. Sa hauteur maximale diminue et est plus précoce dans la saison. La durée totale d'enneigement du sol est raccourcie. La diminution de la durée du manteau neigeux engendre une augmentation de l'énergie absorbée et donc une boucle de rétroaction positive se met en place, accentuant la tendance de chacun de ces paramètres.

Ce changement climatique va également jouer un rôle important sur la fonte de la neige. Celle-ci est majoritairement influencée par le bilan radiatif et la température. Ainsi, une augmentation de ces deux paramètres se répercute sur la dynamique de fonte, cela a été étudié dans un second temps. Les différentes étapes suivies sont illustrées sur la figure 47.

Pour pouvoir traiter conjointement les données provenant de deux sites espacés de 3 km, il a fallu dans un premier temps créer une base de données homogène (Figure 47, étape 1). Un site, la station AWI, mesure les différents paramètres climatiques qui nous intéressent : radiations, température et vent. L'autre site, Bayelva, mesure la hauteur de neige. Pour ces deux sites la plage de données disponibles est de 2000 à 2016. Pour pouvoir estimer l'albédo sur le site de Bayelva plusieurs méthodes ont été testées afin de choisir la plus pertinente. Les trois méthodes développées pour l'estimer sont : la hauteur de neige, le moment de la fonte et par translation temporelle de la courbe calculée à partir des données de AWI (étape 2). La méthode finale choisie consiste en une estimation de l'albédo à partir de la hauteur de neige présente sur la station de Bayelva. Puis, pour avoir une courbe spécifique prenant en compte les particularités du manteau, la courbe de l'année a été décalée pour coller au mieux à la première estimation. Grâce à cette méthode, le bilan radiatif a pu être calculé sur la période de fonte à Bayelva (étape 3).

Les résultats montrent alors que les radiations sont le facteur prépondérant dans le processus de fonte (étape 4). Cependant, le besoin en énergie est grandement influencé par la température de surface : plus cette température est élevée plus le besoin en énergie est faible. En cas de température faible, l'énergie absorbée doit d'abord permettre de réchauffer le manteau neigeux pour lui faire atteindre la température de 0°C . La fonte peut alors commencer.

De plus, il a été possible de faire une 1^{ère} estimation du forçage radiatif par simulation d'une fonte précoce ou tardive (étape 5). Une fonte un jour plus tôt entraîne un forçage radiatif d'environ $+ 0,3 \text{ W/m}^2$. Ainsi la fonte précoce du manteau neigeux est un des facteurs clés de l'augmentation du bilan radiatif, bien que ce dernier résulte également de la somme d'autres processus.

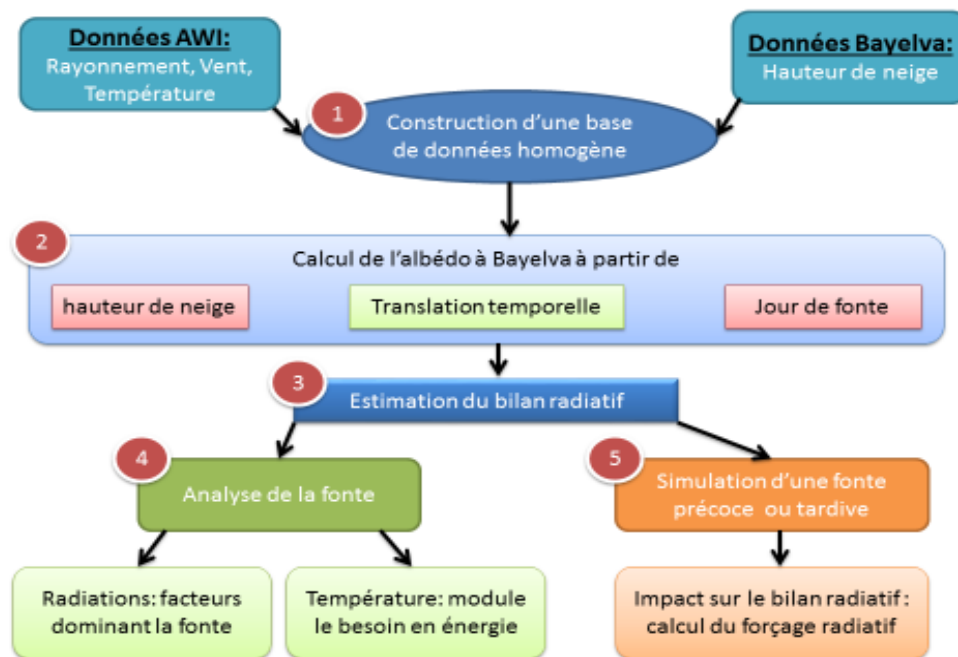


Figure 47: Synthèse de la méthodologie utilisée pour l'étude

Cette étude montre la nécessité de créer un « Snow super site » mesurant sur un même lieu les divers paramètres influant le manteau neigeux (paramètres climatiques ainsi que la hauteur, la chimie et la physique du manteau neigeux) pour pouvoir l'étudier au mieux, et, limiter les erreurs possible par l'utilisation de méthodes intermédiaires pour reconstruire ou estimer ces paramètres. Les méthodes créées pour reconstruire l'albédo ne seraient alors utilisées que lorsque des plages de données sont manquantes.

Pour pouvoir affiner l'étude de la fonte, et mieux estimer l'énergie absorbée et l'énergie nécessaire pour la fonte, plusieurs paramètres supplémentaires me semblent intéressants à étudier :

- La morphologie et la chimie du manteau neigeux : en étudiant ces deux paramètres les spécificités du manteau neigeux seront identifiées et il sera possible de mieux comprendre les liens entre l'albédo et la surface enneigée exposée.
- La température et la densité des différentes couches de neige : ces deux paramètres physiques permettent d'affiner le calcul du besoin en énergie lors de la fonte.

Grace aux campagnes de terrains et aux mesures *in situ* effectuées par les hivernants à Ny-Ålesund, des données vont pouvoir être récupérées et analysées. Ces données vont également permettre de pouvoir modéliser le manteau neigeux avec le modèle CROCUS (modèle développé par Météo-France) et de montrer l'impact des différentes sources anthropiques d'aérosols sur l'albédo du manteau neigeux, et le forçage radiatif que cela engendre. Ce stage débouchant sur une thèse, ces travaux vont pouvoir être approfondis.

Ainsi, le rôle de la neige au sein de l'amplification Arctique, confirmée par les résultats précédents, est de mieux en mieux connu.

Bibliographie

- AWI, 2017. **Baseline Surface Radiation Network: Baseline Surface Radiation Network**. In : [en ligne]. 2017. [Consulté le 7 juin 2017]. Disponible à l'adresse : <http://bsrn.awi.de/>.
- BOIKE, J., 2003. **Seasonal snow cover on frozen ground: Energy balance calculations of a permafrost site near Ny-Ålesund, Spitsbergen**. In : *Journal of Geophysical Research*. 2003. Vol. 108, n° D2, 11p. DOI 10.1029/2001JD000939.
- BROWN, Ross D. et MOTE, Philip W., 2009. **The Response of Northern Hemisphere Snow Cover to a Changing Climate**. In : *Journal of Climate*. avril 2009. Vol. 22, n° 8, p. 2124-2145. DOI 10.1175/2008JCLI2665.1.
- CALLAGHAN, T.V., JOHANSSON, M., BROWN, R. D., GROISMAN, P. Y., LABBA, N., RADIONOV, V., BRADLEY, R.S., BLANGY, S., BULYGINA, O.N., CHRISTENSEN, T. R., COLMAN, Jonathan E., ESSERY, Richard L. H., FORBES, Bruce C., FORCHHAMMER, Mads C., GOLUBEV, Vladimir N., HONRATH, Richard E., JUDAY, Glenn P., MESHCHERSKAYA, Anna V., PHOENIX, Gareth K., POMEROY, John, RAUTIO, Arja, ROBINSON, David A., SCHMIDT, Niels M., SERREZE, Mark C., SHEVCHENKO, Vladimir P., SHIKLOMANOV, Alexander I., SHMAKIN, Andrey B., SKÖLD, Peter, STURM, Matthew, WOO, Ming-ko et WOOD, Eric F., 2011. **Multiple Effects of Changes in Arctic Snow Cover**. In : *AMBIO*. décembre 2011. Vol. 40, n° S1, p. 32-45. DOI 10.1007/s13280-011-0213-x.
- DEPUYDT, G., 2013. **Etude expérimentale in situ du potentiel de lessivage des aérosols atmosphériques par les précipitations** [en ligne]. Thèse de doctorat, science de l'univers de l'environnement et de l'espace. S.I. : Université de Toulouse. 163p. [Consulté le 31 mai 2017]. Disponible à l'adresse : <http://core.ac.uk/download/pdf/19938905.pdf>.
- ELVEVOLD, S., DALLMANN, W. et BLOMEIER, D., 2007. **Géologie du svalbard** [en ligne]. 38p. [Consulté le 31 mai 2017]. Disponible à l'adresse : <https://brage.bibsys.no/xmlui/bitstream/handle/11250/173129/GeologieDuSvalbard.pdfsequence=1>
- FØRLAND, E. J. et HANSSEN-BAUER, I., 2000. **Increased precipitation in the Norwegian Arctic: true or false?** In : *Climatic change*. 2000. Vol. 46, n° 4, p. 485-509.
- GIEC, 2007. **4ème : Changements climatiques 2007 - Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat**. S.I. Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. 43p.
- GROUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL SUR L'ÉVOLUTION DU CLIMAT, STOCKER, T., QIN, D. et PLATTNER, G-K., 2013. **Changements climatiques 2013 les éléments scientifiques: résumé à l'intention des décideurs : rapport du groupe de travail I du GIEC : résumé technique : rapport accepté par le Groupe de travail I du GIEC mais non approuvé dans le détail et foire aux questions : extraits de la contribution du groupe de travail I au cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat**. Geneva, Switzerland : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. 222p. ISBN 978-92-9169-238-5.
- HUFTY, A., 2001. **Introduction à la climatologie: le rayonnement et la température, l'atmosphère, l'eau, le climat et l'activité humaine**. S.I. : Presses Université Laval. 542p. ISBN 978-2-7637-7783-2.
- IPEV, 2017. **Arctique**. In : *Institut polaire français Paul-Emile Victor* [en ligne]. 2017. [Consulté le 7 juin 2017]. Disponible à l'adresse : <http://www.institut-polaire.fr/ipev/infrastructures/les-bases/arctique/>.
- ISAKSEN, K., SOLLID, J.L., HOLMLUND, P. et HARRIS, C., 2007. **Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia**. In : *Journal of Geophysical Research*. 8 février 2007. Vol. 112, n° F2, 11p. DOI 10.1029/2006JF000522.
- JABOT, E., 2012. **Etude de la fonte nivale et des températures en vue de la prévision hydrologique : du ponctuel au spatial**. Thèse de doctorat, science de la terre. S.I. : Université de Grenoble. 232p.

- LEWIS, Simon L. et MASLIN, Mark A., 2015. Defining the Anthropocene. In : *Nature*. 11 mars 2015. Vol. 519, n° 7542, p. 171-180. DOI 10.1038/nature14258.
- LÓPEZ-MORENO, J.I., BOIKE, J., SANCHEZ-LORENZO, A. et POMEROY, J.W., 2016. **Impact of climate warming on snow processes in Ny-Ålesund, a polar maritime site at Svalbard**. In : *Global and Planetary Change*. novembre 2016. Vol. 146, p. 10-21. DOI 10.1016/j.gloplacha.2016.09.006.
- LUFFT, 2017. **Cloud Height & Snow Depth Sensors - Snow Depth Sensor SHM 30**. In : [en ligne]. 2017. [Consulté le 7 juin 2017]. Disponible à l'adresse : <https://www.lufft.com/products/cloud-height-snow-depth-sensors-288/snow-depth-sensor-shm-30-2301/>.
- MATURILLI, M., HERBER, A. et KÖNIG-LANGLO, G., 2013. **Climatology and time series of surface meteorology in Ny-Ålesund, Svalbard**. In : *Earth System Science Data*. 12 avril 2013. Vol. 5, n° 1, p. 155-163. DOI 10.5194/essd-5-155-2013.
- MATURILLI, M., HERBER, A. et KÖNIG-LANGLO, G., 2015. **Surface radiation climatology for Ny-Ålesund, Svalbard (78.9° N), basic observations for trend detection**. In : *Theoretical and Applied Climatology*. avril 2015. Vol. 120, n° 1-2, p. 331-339. DOI 10.1007/s00704-014-1173-4.
- MET, 2017. **eKlima**. In : [en ligne]. 2017. [Consulté le 1 juin 2017]. Disponible à l'adresse : http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL.
- MUSSELMAN, K. N., CLARK, M. P., LIU, C., IKEDA, K. et RASMUSSEN, R., 2017. **Slower snowmelt in a warmer world**. In : *Nature Climate Change*. 27 février 2017. Vol. 7, n° 3, p. 214-219. DOI 10.1038/nclimate3225.
- PITHAN, F. et MAURITSEN, T., 2014. **Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models**. In : *Nature Geoscience*. 2 février 2014. Vol. 7, n° 3, p. 181-184. DOI 10.1038/ngeo2071.
- POUTOU, E., 2003. **Etude numérique du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans le cadre d'un changement climatique aux hautes latitudes nord**. Thèse de doctorat, Sciences de la Terre. S.I. : Université Joseph-Fourier - Grenoble I. 337p.
- STURM, M., TARAS, B., LISTON, G. E., DERKSEN, C., JONAS, T. et LEA, J., 2010. **Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes**. In : *Journal of Hydrometeorology*. décembre 2010. Vol. 11, n° 6, p. 1380-1394. DOI 10.1175/2010JHM1202.1.
- SVALBARD MUSEUM, 2017a. **Glaciers – Svalbard Museum**. In : [en ligne]. 2017. [Consulté le 31 mai 2017]. Disponible à l'adresse : <http://svalbardmuseum.no/en/natur/isbreer/>.
- SVALBARD MUSEUM, 2017b. **The Sea – Svalbard Museum**. In : [en ligne]. 2017. [Consulté le 31 mai 2017]. Disponible à l'adresse : <http://svalbardmuseum.no/en/natur/havet/>.
- THIESCLIMA, 2017a. **thiesclima.com - Products**. In : [en ligne]. 2017. [Consulté le 1 juin 2017]. Disponible à l'adresse : <https://www.thiesclima.com/en/Products/Wind-Combi-sensors/>.
- THIESCLIMA, 2017b. **thiesclima.com - Temperature**. In : [en ligne]. 2017. [Consulté le 1 juin 2017]. Disponible à l'adresse : <https://www.thiesclima.com/en/Temperature/162/#q162>.
- VIONNET, V., 2012. **Etudes du transport de la neige par le vent en conditions alpines: observations et simulations à l'aide d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux**. Ecole doctorale de sciences, ingénierie et environnement. Paris : Université Paris-Est. 248p.
- WINTHER, J-G., BRULAND, O., SAND, K., GERLAND, S., MARECHAL, D., IVANOV, B., GØOWACKI, P. et KÖNIG, M., 2003. **Snow research in Svalbard—an overview**. In : *Polar Research*. 12 janvier 2003. Vol. 22, n° 2, p. 125-144. DOI 10.3402/polar.v22i2.6451.
- WOLFF, M. A., ISAKSEN, K., PETERSEN-ØVERLEIR, A., ØDEMARK, K., REITAN, T. et BRÆKKAN, R., 2015. **Derivation of a new continuous adjustment function for correcting wind-induced loss of solid precipitation: results of a Norwegian field study**. In : *Hydrology and Earth System Sciences*. 20 février 2015. Vol. 19, n° 2, p. 951-967. DOI 10.5194/hess-19-951-2015.

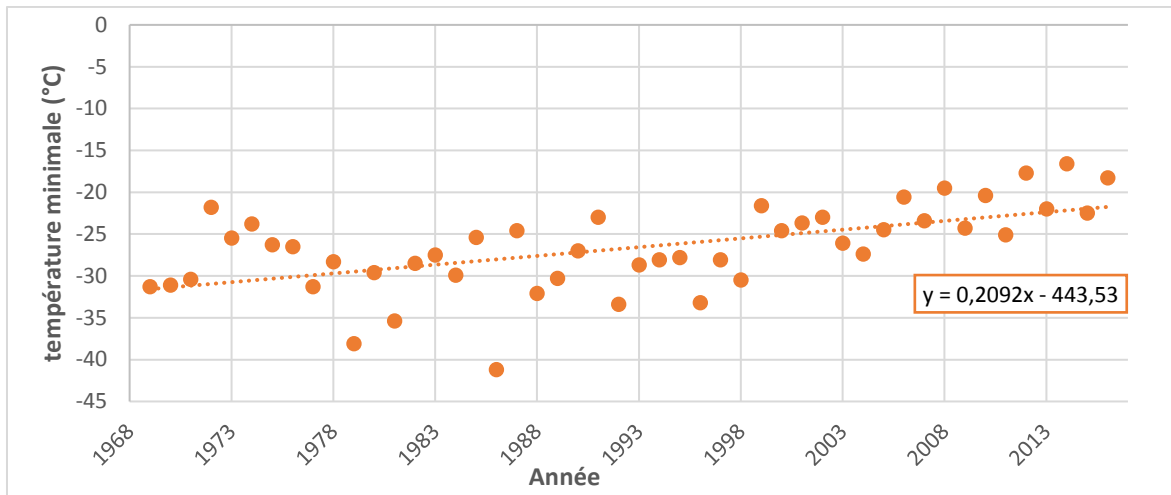
Annexes

Table des annexes

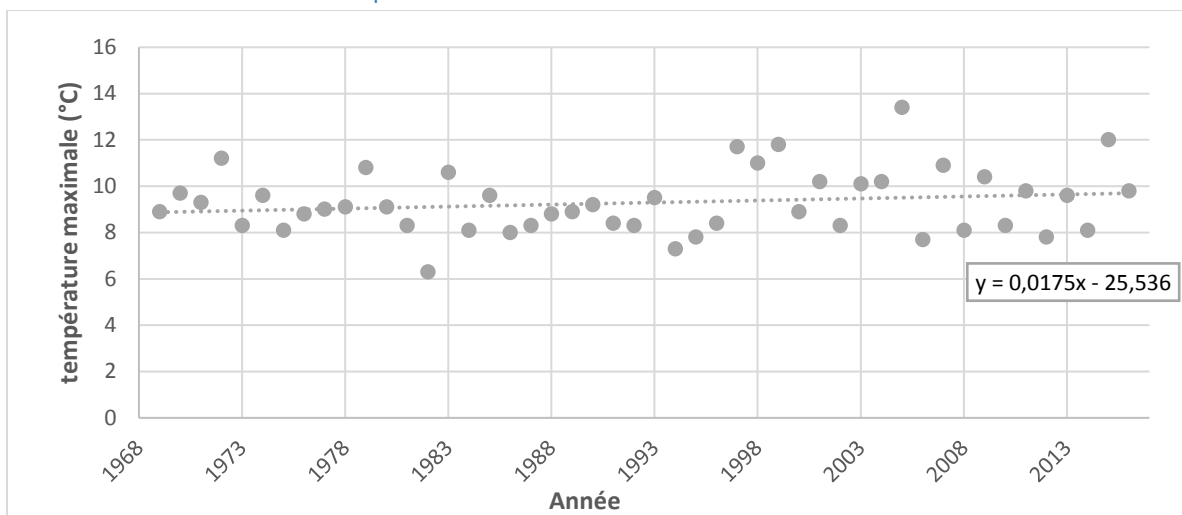
Annexe 1: température à Ny-Ålesund.....	II
A- Evolution de la température minimale annuelle	II
B- Evolution de la température maximale annuelle	II
C- Température moyenne au cours de la fonte en fonction de la date de début de fonte	II
Annexe 2 : Radiations.....	III
A- Valeurs mensuelles du bilan radiatif et des incertitudes respectives :.....	III
B- Variation du bilan radiatif pour la journée moyenne annuelle :.....	III
Annexe 3: Nombre de jours de décalage avec les deux méthodes de translations temporelles de l'albédo.....	IV
Annexe 4 : Analyse de la vitesse de fonte	V
A- Vitesse de fonte en fonction de la hauteur de neige initiale :	V
B- Vitesse de fonte en fonction de la durée de la fonte :.....	V
C- Hauteur de neige et date de début de fonte :	V
Annexe 5 : énergie absorbée et hauteur de neige fondue	VI
A- Ratio inférieur à 1, Energie nécessaire inférieure à l'énergie absorbée :	VI
B- Ratio supérieur à 1, Energie nécessaire supérieure à l'énergie absorbée :	VI
Annexe 6 : Forçage radiatif.....	VII
A- Variation journalière du bilan radiatif pour une fonte précoce ou tardive	VII
B- Forçage radiatif apporté par les différents facteurs sur la surface terrestre :.....	VII
Annexe 7 : Ordre de mission	VIII

Annexe 1: Température à Ny-Ålesund

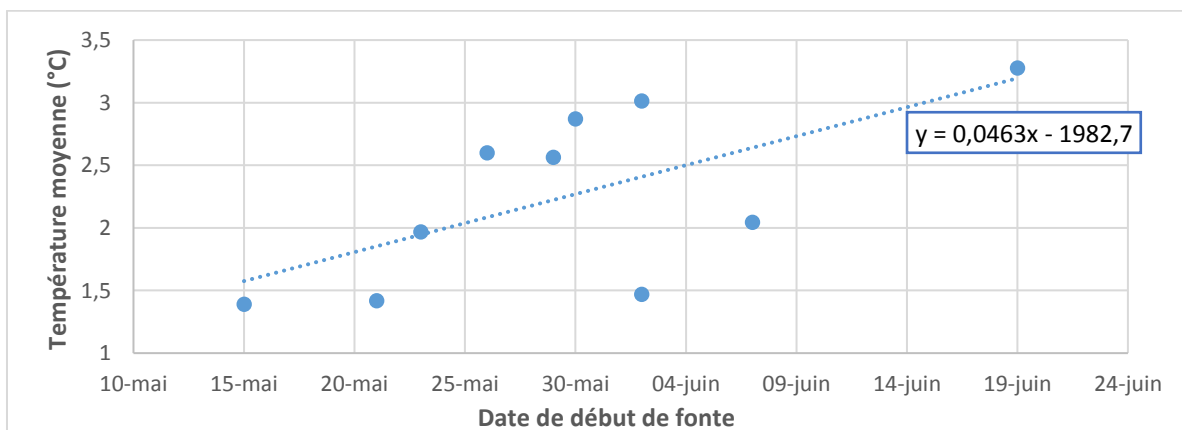
A- Evolution de la température minimale annuelle



B- Evolution de la température maximale annuelle



C- Température moyenne au cours de la fonte en fonction de la date de début de fonte

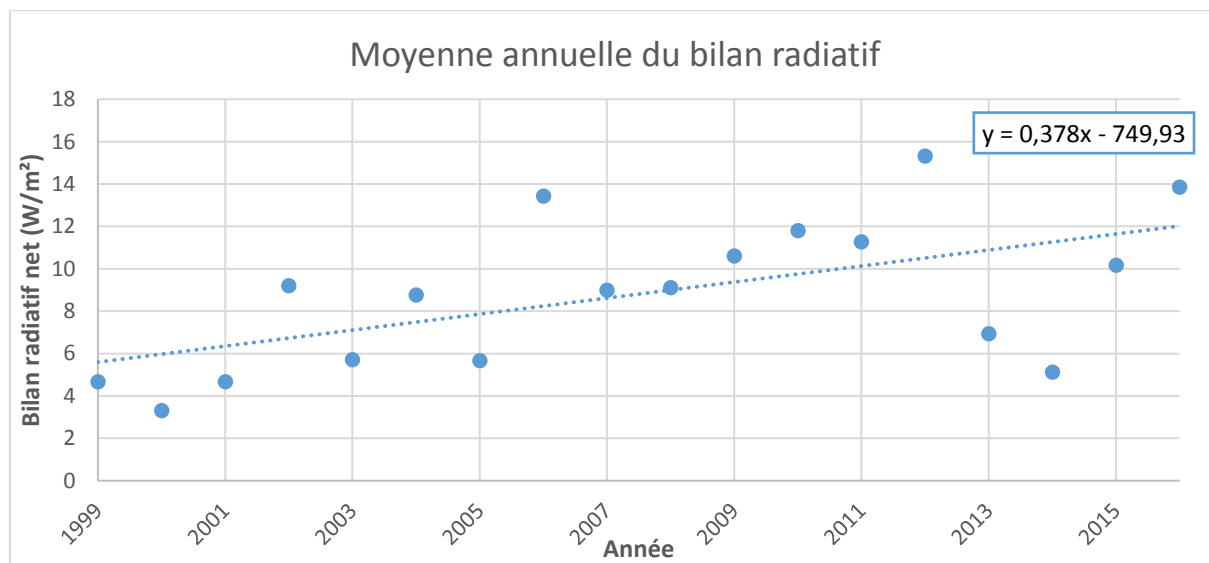


Annexe 2 : Radiations

A- Valeurs mensuelles du bilan radiatif et des incertitudes respectives :

Mois	Bilan radiatif net	Ecart type bilan	Bilan SW	Ecart type SW	Bilan LW	Ecart type LW
1	-30,36	7,42	-0,16	0,35	-30,22	7,40
2	-33,87	7,13	0,04	0,19	-33,95	7,06
3	-27,36	5,49	6,73	1,42	-34,12	5,91
4	-7,97	5,45	27,77	6,40	-35,87	6,08
5	20,04	13,04	54,96	15,67	-35,33	8,61
6	93,38	27,56	133,62	33,32	-41,36	9,50
7	101,17	9,87	151,89	15,57	-51,05	7,31
8	48,66	3,73	88,74	8,43	-40,17	5,45
9	-2,73	5,46	27,65	4,69	-30,38	6,38
10	-27,44	6,37	1,51	0,67	-29,24	6,09
11	-30,07	5,14	-0,11	0,14	-30,12	5,16
12	-33,45	6,26	-0,15	0,14	-33,29	6,47
Moyenne annuelle	8,81	3,42	41,31	4,24	-35,44	1,86

B- Variation du bilan radiatif pour la journée moyenne annuelle :

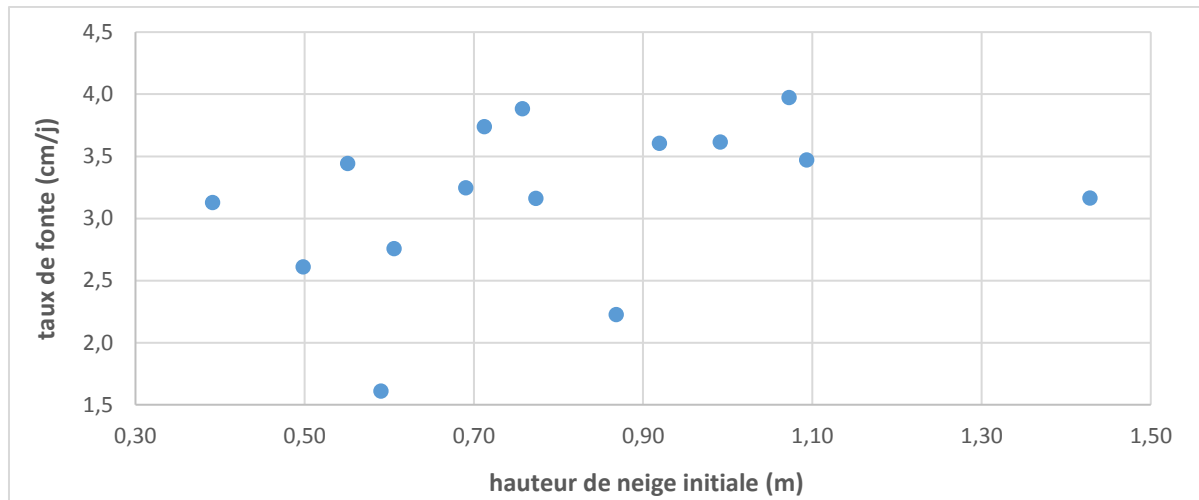


*Annexe 3: Nombre de jours de décalage avec les deux méthodes
de translations temporelles de l'albédo*

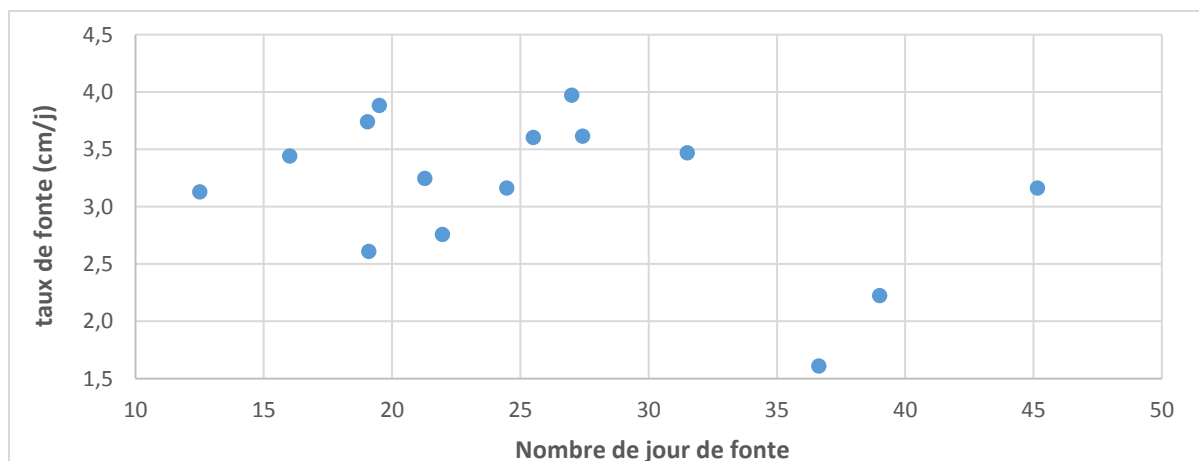
Année	décalage avec jour fin de fonte	décalage avec $a=f(h_{\text{neige}})$	Nombres de jours de décalage entre les deux méthodes	Albédo final jour 0	Remarques
2000	6	8	2	0,17	
2001	pas de données				
2002	3	3	0	0,13	<i>Chute de neige</i>
2003	-1	0	1	0,19	
2004	5	7	2	0,27	
2005	5	6	1	0,17	
2006	3	7	4	0,29	<i>dynamique de changement d'albédo différente, donnée que pour 7 jours</i>
2007	5	5	0	0,12	<i>Chute de neige</i>
2008	pas de données				
2009	3	4	1	0,17	
2010	10	12	2	0,20	
2011	-2	0	2	0,27	
2012	10	11	1	0,17	
2013	15	16	1	0,19	<i>Arret de la fonte</i>
2014	5	6	1	0,24	
2015	7	7	0	0,11	
2016	15	15	0	0,09	

Annexe 4 : Analyse de la vitesse de fonte

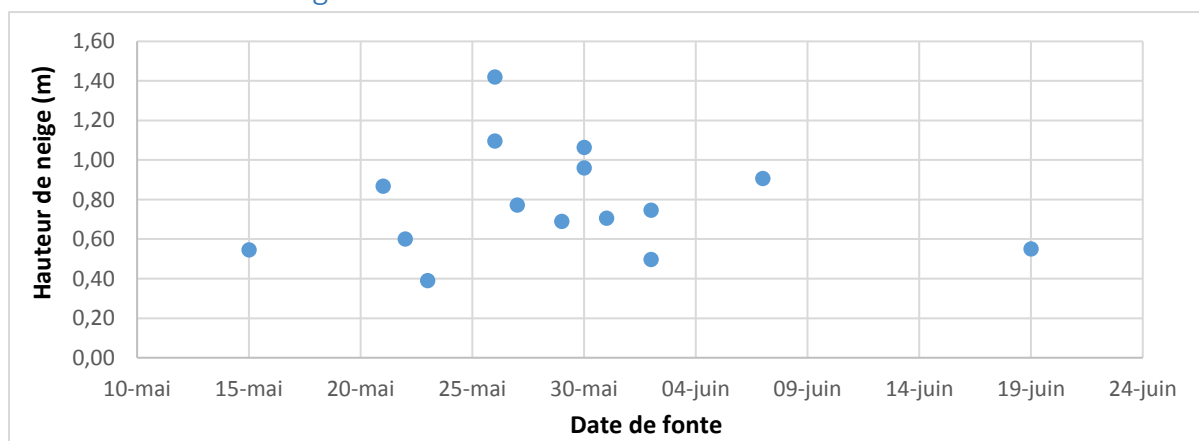
A- Vitesse de fonte en fonction de la hauteur de neige initiale :



B- Vitesse de fonte en fonction de la durée de la fonte :

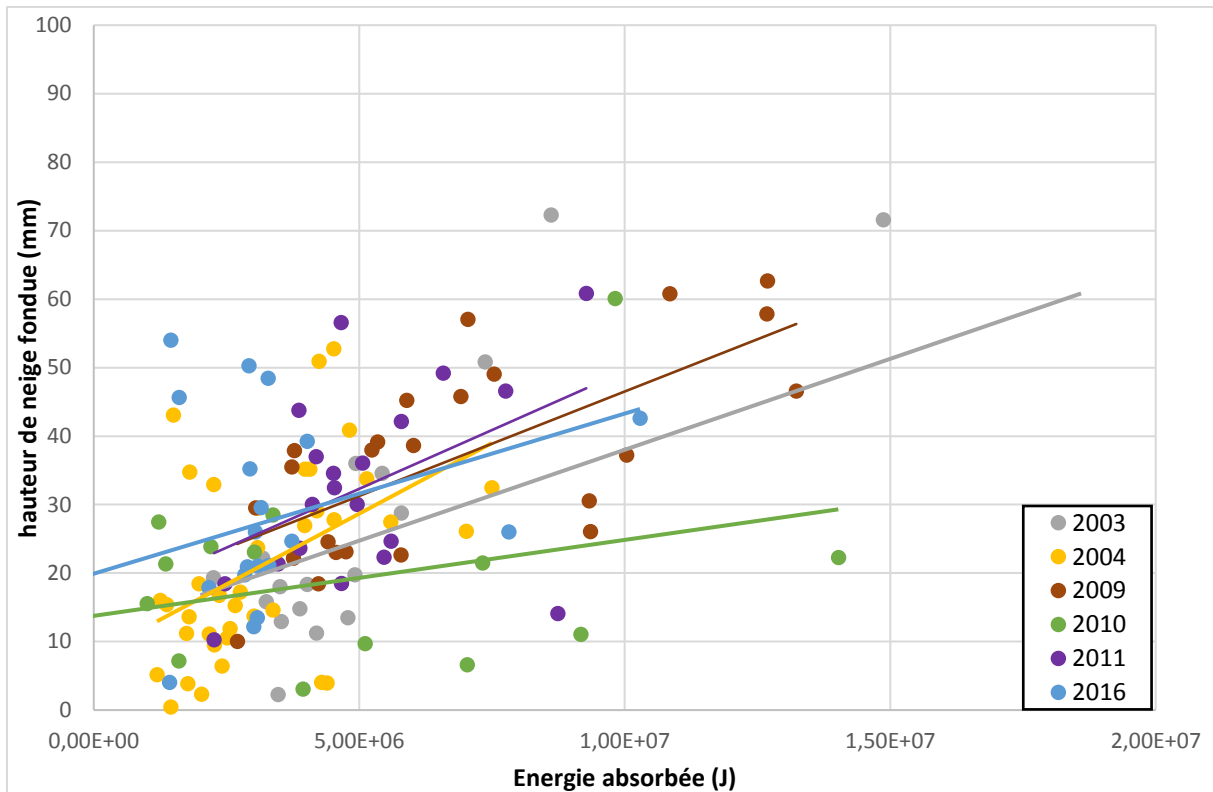


C- Hauteur de neige et date de début de fonte :

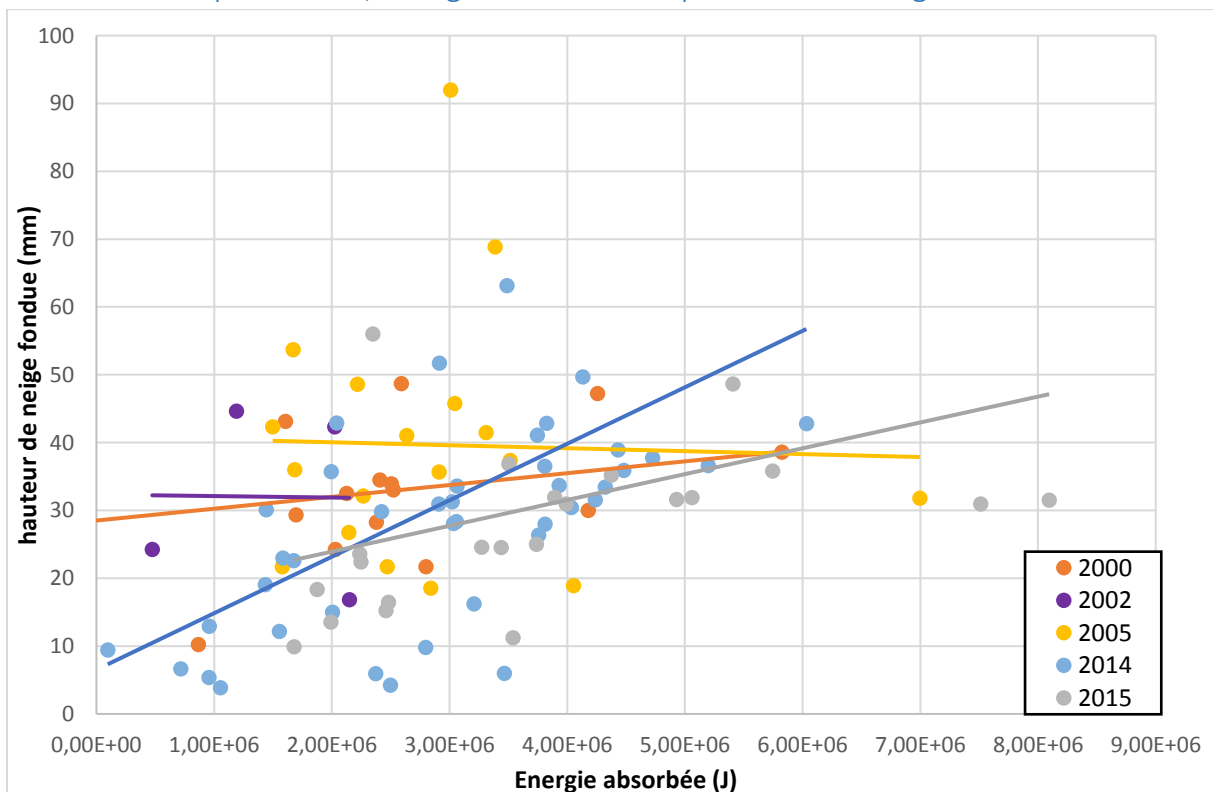


Annexe 5 : énergie absorbée et hauteur de neige fondue

A- Ratio inférieur à 1, Energie nécessaire inférieure à l'énergie absorbée :

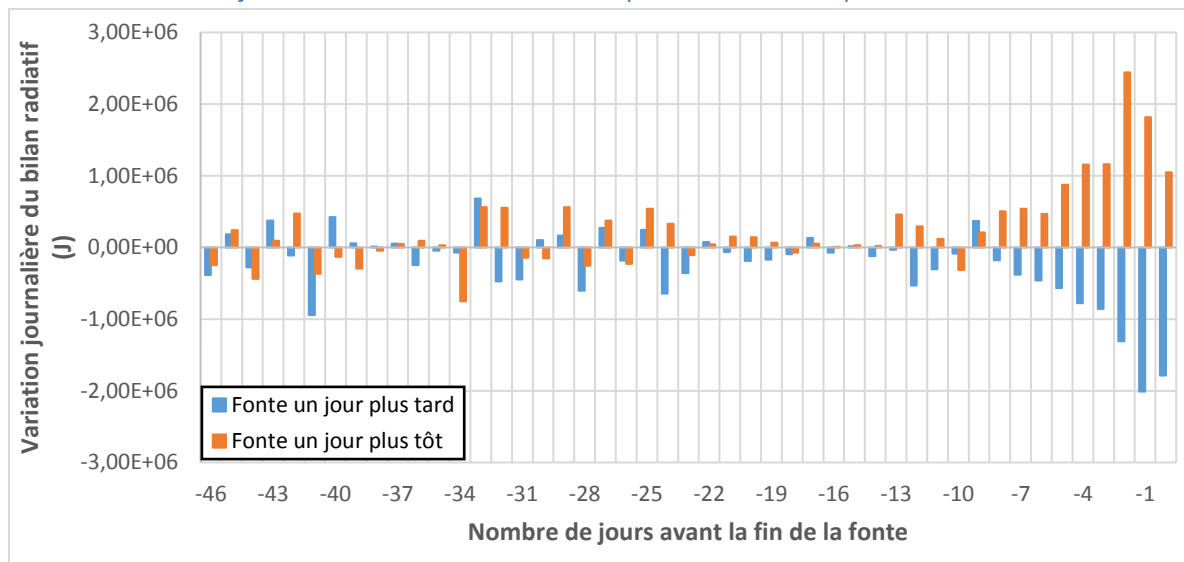


B- Ratio supérieur à 1, Energie nécessaire supérieure à l'énergie absorbée :

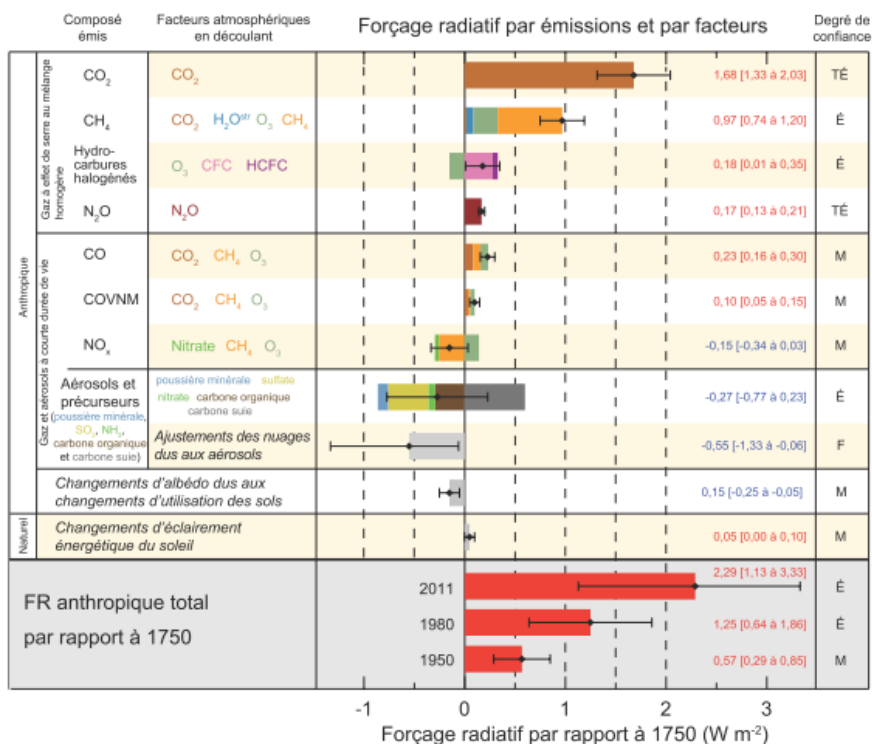


Annexe 6 : Forçage radiatif

A- Variation journalière du bilan radiatif pour une fonte précoce ou tardive :



B- Forçage radiatif apporté par les différents facteurs sur la surface terrestre :
 Le GIEC estime le forçage radiatif des principaux facteurs du changement climatique. Le forçage radiatif est donc une synthèse de facteur apportant un FR positif et un FR négatif.



Estimation du FR en 2011 par rapport à 1750 selon les différents facteurs (source : (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013)

La figure ci-dessus présente l'estimation du FR des différents facteurs, leur incertitude et le degré de confiance (TE : Très élevé, E : Elevée, .M : Moyen, F : Faible, TF : Très faible)

MEMOIRE DE FIN D'ETUDES
Diplôme d'Ingénieur de l'ENGEES
Spécialité : Hydrosystème

Auteur
ROGEAUX Camille

Année
2017

Titre
Analyse des interactions neige-atmosphère lors de la période de fonte à Ny-Ålesund, Arctique.

Nombre de pages texte 58p annexes 8p
Nombre de références bibliographiques 30

Structure d'accueil
Institut des géosciences de l'environnement (IGE) / Grenoble / Isère

Maître de stage
M. Hans-Werner JACOBI, Chargé de recherche - CNRS

Résumé
L'arctique subit un changement climatique particulièrement fort depuis quelques décennies. La station de Ny-Ålesund (79°N) possède une base de données importante sur plusieurs paramètres météorologiques. Leur étude montre une forte variabilité interannuelle, une augmentation du bilan radiatif moyen journalier et de la température moyenne, qui se répercutent sur le type de précipitation, devenant majoritairement liquide et sur la dynamique du manteau neigeux. Différentes méthodes d'estimation de l'albédo ont été développées pour calculer le bilan radiatif et comprendre les processus régissant la fonte. Elle résulte majoritairement de l'action des radiations, et de la température. Une fonte précoce engendre un forçage radiatif positif.

Mots-clés
Climatologie – Nivologie – Arctique – Ny-Ålesund – Analyse de données - Albédo – Forçage radiatif – Rétroactions.