



HAL
open science

Evolution couplée de la neige, du pergélisol et de la végétation arctique et subarctique

Mathieu Barrere

► **To cite this version:**

Mathieu Barrere. Evolution couplée de la neige, du pergélisol et de la végétation arctique et subarctique. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes; Université Laval (Québec, Canada), 2018. Français. NNT : 2018GREAU008 . tel-01867399

HAL Id: tel-01867399

<https://theses.hal.science/tel-01867399>

Submitted on 4 Sep 2018

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.



Communauté
UNIVERSITÉ Grenoble Alpes



UNIVERSITÉ
LAVAL

THÈSE EN COTUTELLE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers et de
l'Environnement (CESTUE)

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Mathieu BARRERE

Thèse dirigée par **Florent DOMINE**, Directeur de Recherche
et codirigée par **Samuel MORIN**, IPEF Météo-France, METEO
FRANCE

préparée au sein du **Laboratoire Institut des Géosciences de
l'Environnement**

dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**
et du **Centre d'Études Nordiques**

Evolution couplée de la neige, du pergélisol et de la végétation arctique et subarctique

Coupled evolution of snow, permafrost and vegetation in the arctic and subarctic

Thèse soutenue publiquement le **29 mars 2018**,
devant le jury composé de :

Monsieur FLORENT DOMINE

DIRECTEUR DE RECHERCHE, UNIVERSITE LAVAL - CANADA,
Directeur de thèse

Monsieur SAMUEL MORIN

DIRECTEUR DE RECHERCHE, METEO-FRANCE, CNRM-GRENOBLE,
Co-directeur de thèse

Monsieur STEPHANE BOUDREAU

PROFESSEUR, UNIVERSITE LAVAL - CANADA, Co-directeur de thèse

Monsieur GERHARD KRINNER

DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS DELEGATION ALPES, Président

Madame MONIQUE BERNIER

PROFESSEUR, INRS - CANADA, Rapporteur

Monsieur ALAIN ROYER

PROFESSEUR, UNIVERSITE DE SHERBROOKE - CANADA,
Rapporteur

Évolution couplée de la neige, du pergélisol et de la végétation arctique et subarctique

Thèse

Mathieu Barrère

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

et

Université de Grenoble
Grenoble, France
Docteur

Évolution couplée de la neige, du pergélisol et de la végétation arctique et subarctique

Thèse

Mathieu Barrère

Sous la direction de:

Florent Dominé, directeur de recherche
Samuel Morin, directeur de cotutelle
Stéphane Boudreau, codirecteur de recherche

Résumé

Le pergélisol est une composante majeure du système climatique terrestre. Avec le réchauffement du climat, le dégel du pergélisol profite à l'activité biochimique qui décompose davantage de matière organique dans les sols arctiques et la rejette dans l'atmosphère sous forme de gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4). Ce phénomène pourrait constituer une rétroaction climatique positive majeure. Prédire ces effets nécessite d'étudier l'évolution du régime thermique du pergélisol ainsi que des facteurs qui l'influencent. Le manteau neigeux, de par son pouvoir isolant, contrôle les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère une grande partie de l'année. Le flux de chaleur à travers la neige dépend de la hauteur du manteau neigeux et de la conductivité thermique des couches de neige qui le constituent. Ces deux variables sont elles-mêmes très dépendantes des conditions climatiques et de la présence de végétation. Nous réalisons ici le suivi des propriétés de la neige et du sol d'un site haut arctique de toundra herbacée (Île Bylot, 73°N), et d'un site bas arctique à la frontière de la toundra arbustive et forestière (Umiujaq, 56°N). Nous utilisons les données issues de stations de mesure automatiques complétées par des mesures manuelles. Une attention particulière est portée sur la conductivité thermique de la neige, car peu de données sont disponibles pour les régions arctiques. Le modèle numérique couplé ISBA-Crocus est ensuite utilisé pour simuler les propriétés de la neige et du sol des deux sites étudiés. Les résultats sont comparés aux mesures de terrain afin d'évaluer la capacité du modèle à simuler le régime thermique des sols arctiques.

Nous avons pu caractériser les interactions atmosphère-neige-végétation qui façonnent la structure des manteaux neigeux arctiques. Le vent et la redistribution de neige qu'il induit sont des paramètres fondamentaux qui déterminent la hauteur et la conductivité thermique de la neige. Un couvert végétal haut et dense (arbustes, arbres) piège la neige soufflée et l'abrite du tassement éolien. De plus, la structure ligneuse des massifs arbustifs soutient la masse de neige et empêche son tassement. Cet abri procure à la neige une capacité d'isolation élevée qui retarde le gel du sol dès les premières accumulations. Le refroidissement atmosphérique se poursuivant, le manteau neigeux peu épais est soumis à un gradient thermique élevé qui provoque d'importants transferts de vapeur d'eau depuis le sol et les couches de neige basales, vers les couches supérieures et l'atmosphère. La croissance de givre de profondeur qui s'opère, favorisée à la fois par le gradient thermique élevé et la faible densité de la neige, aboutit à la formation de couches très isolantes en contact avec la surface du sol. Tant que le sol demeure

relativement chaud, la croissance de givre de profondeur perdure. Finalement, des épisodes de fonte peuvent avoir lieu en automne durant la mise en place du manteau neigeux dans les régions arctiques. Le regel de la neige peut rapidement annuler ou même temporairement inverser l'effet isolant des interactions neige-végétation. Une surface de neige gelée ne subit pas l'effet du vent et empêche sa redistribution. La formation de croûtes de regel à forte conductivité thermique accélère le refroidissement du sol. Le manteau neigeux affecté par la fonte au début de l'hiver a donc une capacité d'isolation diminuée qui pourrait entraver le réchauffement des sols arctiques. Nos résultats de simulation montrent que ces différents effets ne sont pas correctement représentés dans les modèles de neige. Les erreurs dans les conductivités thermiques de la neige simulées sont particulièrement problématiques puisqu'elles interviennent lors de la période de gel du sol. Étant donné l'étendue des régions affectées par le pergélisol, ces erreurs sur la modélisation de la neige arctique pourraient significativement affecter les simulations climatiques et les projections de la hausse des températures globales.

Abstract

Permafrost is a major component of the Earth climatic system. Global warming provokes the degradation of permafrost which favors biogeochemical activity in Arctic soils. The decomposition of organic matter increases and results in the release of high amounts of greenhouse gases (CO_2 and CH_4) to the atmosphere. By amplifying the greenhouse effect induced by human activities, this phenomenon may constitute one of the strongest positive feedbacks on global warming. Predicting these effects requires to study the evolution of the permafrost thermal regime and the factors governing it. The snowpack, because of its insulating effect, modulates the heat fluxes between permafrost and atmosphere most of the year. The snow insulating capacity depends on snow height and thermal conductivity. These two variables are highly dependent on climatic conditions and on the presence of vegetation. Here we monitor the snow and soil physical properties at a high Arctic site typical of herbaceous tundra (Bylot Island, 73°N), and at a low Arctic site situated at the limit between shrub and forest tundra (Umiujaq, 56°N). We use data from automatic measurement stations and manual measurements. A special attention is given to the snow thermal conductivity because very few data are available for Arctic regions. Results are interpreted in relation to vegetation type and atmospheric conditions. The numerical coupled model ISBA-Crocus is then used to simulate snow and soil properties at our sites. Results are compared to field data in order to evaluate the model capacity to accurately simulate the permafrost thermal regime.

We managed to describe atmosphere-snow-vegetation interactions that shape the structure of Arctic snowpacks. Wind and the snow redistribution it induces are fundamental parameters governing snow height and thermal conductivity. A high vegetation cover (i.e. shrubs and forest) traps blowing snow and shields it from wind compaction. Vegetation growth thus favors the formation of an insulating snowpack which slows down or even prevents soil freezing. Furthermore, the shrubs woody structure supports the snow mass and prevents the resulting compaction of bottom snow layers. Thus sheltered, snow in shrubs develops a high insulating capacity which delays soil freezing. Continued atmospheric cooling increases the thermal gradient in the snow, maintaining large water vapor transfers from the soil and the snow basal layers to upper layers and atmosphere. The growth of depth hoar, enhanced by the large thermal gradient and the low snow density, results in the formation of highly insulating snow layers thus constituting a positive feedback loop between soil temperature and snow

insulation. As long as the soil stays relatively warm, depth hoar growth persists. Finally, if warm spells occur in autumn, they can trigger the partial melting of the early snowpack which can cancel or temporarily reverse the insulating effect of snow-vegetation interactions. A frozen snow surface prevents snow drifting and its redistribution. The presence of highly conductive refrozen layers facilitates soil cooling and reduces the thermal gradient. An early snowpack affected by melting is thus less insulative which could hamper Arctic soil warming. Simulation results show that these different effects are not correctly represented in snow models. Errors in the estimated snow thermal conductivities are particularly problematic as they highly affect the simulation of soil freezing. Given the area of permafrost-affected regions, these errors on Arctic snow modelling could significantly impact climate simulations and the global warming projections.

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	v
Table des matières	vii
Liste des tableaux	ix
Liste des figures	x
Remerciements	xix
Avant-propos	xx
Introduction	1
1 Contexte et revue bibliographique	5
1.1 Évolution du climat terrestre	5
1.2 Modèles climatiques, projections et incertitudes	15
1.3 Particularités des sols arctiques	18
1.4 Facteurs environnementaux qui contrôlent le régime thermique du pergélisol	26
1.5 Objectifs, hypothèses de recherche et plan de la thèse	36
2 Méthodes expérimentales et de modélisation	38
2.1 Description générale des sites d'étude	39
2.2 Campagnes de terrain	42
2.3 Stations de mesures automatiques	49
2.4 Comparaison des sites d'étude : gradient latitudinal	59
2.5 Outils de modélisation	71
3 Observations et modélisation préliminaire des interactions neige-pergélisol dans le haut arctique : Article 1	91
3.1 Avant-propos	91
3.2 Résumé	91
3.3 Texte intégral	92
3.4 Conclusion du chapitre	117
4 Modélisation des interactions neige-végétation-pergélisol dans le haut arctique : Article 2	118

4.1	Avant-propos	118
4.2	Résumé	118
4.3	Texte intégral	119
4.4	Conclusion du chapitre	148
5	Observations des interactions neige-végétation-pergélisol dans le bas arctique : Article 3	149
5.1	Avant-propos	149
5.2	Résumé	149
5.3	Texte intégral	150
5.4	Conclusion du chapitre	164
6	Modélisation des interactions neige-végétation-pergélisol dans le bas arctique	166
6.1	Avant-propos	166
6.2	Méthode	166
6.3	Résultats	168
6.4	Discussion et conclusion du chapitre	176
	Conclusion générale et perspectives	178
	Bibliographie	181

Liste des tableaux

2.1	Résumé des mesures accomplies lors des campagnes de terrain.	44
2.2	Liste et caractéristiques des capteurs des AWS.	51
2.3	Liste des capteurs mesurant les propriétés de la neige, et leur hauteur correspondante.	89
2.4	Liste des capteurs mesurant les propriétés du sol, et leur profondeur correspondante.	90
3.1	Variations in values of thermal conductivity, k_{snow} , and density of the basal depth hoar layer (lowest 5 cm) based on measurements in 10 pits on herb tundra.	101
4.1	Configurations of the numerical experiments, all realized with Crocus except for <i>ES</i> . Changes are incremented in addition to the previous configuration. . . .	129
4.2	Statistical indicators of the differences between observations and model results of the soil temperature (°C) at -15 cm on a 6-hour timestep. Bold values correspond to the best scores.	141
4.3	Statistical indicators of the differences between observations and model results of the soil volumetric water content (%) at -15 cm on a 6-hour timestep. Bold values indicate the best scores.	143

Liste des figures

1.1	Représentation simplifiée des composantes du système climatique, leurs processus et interactions (IPCC, 2007).	5
1.2	Effets de la latitude et de la nature de la surface terrestre sur l'absorption du rayonnement solaire. L'insolation est maximale au niveau de l'équateur, où les rayons du soleil frappe la surface à la verticale. Des valeurs d'albédo usuelles sont indiquées pour trois surfaces différentes : océan (0.06), forêt (0.1 - 0.2) et neige (0.6 - 0.9). L'albédo moyen de la surface terrestre vaut 0.31.	7
1.3	Carte actualisée de la classification climatique de Köppen-Geiger (Peel et al., 2007). Elle représente les 5 types de climats mondiaux désignés par les lettres A (climat tropical), B (climat sec), C (climat tempéré), D (climat continental) et E (climat polaire). Ces 5 grandes zones sont sub-divisées en fonction du régime pluviométrique et des variations de température afin de représenter la diversité des paysages climatiques mondiaux.	8
1.4	En haut : moyennes annuelles mondiales de températures (points noirs) et tendance linéaire. L'ordonnée de gauche montre des anomalies de température par rapport à la moyenne 1961–1990 et l'ordonnée de droite les températures réelles, toutes deux en °C. En bas : tendances mondiales linéaires de températures au cours de la période 1979 à 2005 estimées à la surface et dans la troposphère à partir d'enregistrements par satellite. Le gris indique les secteurs dont les données sont incomplètes (IPCC, 2007).	9
1.5	Données extraites de la carotte de glace de Vostok : variations de la température (écart par rapport à la moyenne du dernier millénaire en °C) et de la teneur atmosphérique en CO_2 (en ppmv) et CH_4 (en ppbv) au cours des 420 000 dernières années, d'après Petit et al. (1999).	10
1.6	Superficie de la banquise arctique en septembre 1979 et en septembre 2007. (Crédit : NASA)	13
1.7	Probabilité d'occurrence des écarts de température autour de la valeur moyenne actuelle (en bleu) et future (en rouge).	14
1.8	Maillage tridimensionnel classique (longitude, latitude, altitude) d'un modèle climatique. (Crédit : Météo-France)	16
1.9	Simulations de l'évolution de l'anomalie de température annuelle moyenne en surface de 1950 à 2100, par rapport à la période 1986-2005. Les projections indiquent la tendance moyenne du réchauffement et l'incertitude (parties ombrées) pour un scénario à faibles émissions de GES (bleu) et à fortes émissions (rouge). En noir les simulations du climat passé. Le nombre de modèles utilisés pour calculer chaque moyenne est indiqué à côté des courbes (IPCC, 2013).	17
1.10	Profil vertical d'un cryosol. (Crédit : Société Suisse de Géomorphologie)	18

1.11	Carte de répartition actuelle du pergélisol dans l'hémisphère nord. (Crédit : International Permafrost Association)	20
1.12	Valeurs représentatives de la teneur en eau liquide à des températures négatives, en fonction de la température et de la nature du sol, d'après Osterkamp and Burn (2015).	22
1.13	Schéma illustrant le gel de l'eau contenue dans le sol. Le phénomène d'attraction capillaire retient l'eau liquide dans les petits espaces formés entre les particules solides. L'eau confinée dans les plus petits volumes ($w3$) gèlera en dernier tandis que dans la partie plus évasée ($w1$), elle se transformera en glace à une température proche de 0°C.	23
1.14	Carte des teneurs en carbone organique (en kg m^{-2}) estimées dans les sols arctiques jusqu'à une profondeur de 3 mètres (Hugelius et al., 2014).	24
1.15	Représentation simplifiée des transferts de chaleur dans la neige, pour une neige (a) tendre à gros grains peu connectés (par ex. givre de profondeur) et (b) dure à grains fins très connectés (par ex. plaque à vent). Les échanges se font principalement par conduction à travers le réseau cristallin, car $k_{\text{glace}} > k_{\text{air}}$ et k_{latent} . Par conséquent, la conductivité thermique de la neige dépend de sa microstructure. (Crédit : F. Dominé)	28
1.16	Principaux types de neige rencontrés en Arctique, symboles usuels d'après Fierz et al. (2009) et valeurs typiques de densité et de conductivité thermique d'après Dominé et al. (2002); Domine et al. (2007a); Sturm et al. (1997). Sur les photos, les barres d'échelle mesurent 1 mm. (Crédit photo : F. Dominé)	30
1.17	Carte des principaux biomes arctiques (CAFF, 2001).	32
1.18	La forêt boréale en hiver. La neige est peu dense et constitue un manteau d'environ 50 à 60 cm d'épaisseur. Whapmagoostui-Kuujuarapik, Québec, Canada.	32
1.19	La toundra enneigée. Le manteau neigeux est compact et mesure 20 à 30 cm d'épaisseur. Île Bylot, Nunavut, Canada.	33
1.20	Températures à l'interface neige-sol en toundra arctique, en fonction de la végétation (Sturm et al., 2001b).	35
1.21	Boucle de rétroaction climat-neige-végétation-sol d'après Sturm et al. (2005b).	36
2.1	Localisation des sites d'étude sur la carte de l'Arctique en projection polaire, et limites climatiques usuelles, d'après CAFF (2001).	38
2.2	Localisation générale de l'île Bylot (Nunavut, Canada), et agrandissement de la zone d'étude (vallée de Qarlikturvik). L'emplacement du camp et de la station BylSta sont indiqués sur la carte élargie. Crédit : RNCAN	39
2.3	Réseau de polygones de toundra de la vallée de Qarlikturvik. Île Bylot, mai 2014.	40
2.4	Localisation générale d'Umiujaq (Nunavik, Canada), et agrandissement de la zone d'étude (vallée de Tasiapik). L'emplacement des stations UmiTundra et UmiForest sont indiqués sur la carte élargie. Crédit : RNCAN	42
2.5	Sites d'étude en haut de la vallée de Tasiapik. Umiujaq, novembre 2015.	43
2.6	Mesures hivernales des propriétés de la neige. À gauche : « snowpit » à Umiujaq, janvier 2016. À droite : mesures d'épaisseur de neige à Bylot, mai 2017.	45
2.7	Mesure de la masse volumique de la neige.	45
2.8	Mesure de la conductivité thermique de la neige avec une aiguille chauffée TP02. (1) Centrale d'acquisition CR10X, (2) aiguille TP02, (3) résistance chauffante, et capteurs de température (4) chaud et (5) froid.	46

2.9	Courbe de chauffe issue d'une mesure de conductivité thermique dans la neige à Bylot, le 12 mai 2015. Après environ 20 s, la courbe devient linéaire dont l'inverse de la pente donne $k_{eff} = 0.27 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$	46
2.10	Mesure de la surface spécifique de la neige avec DUFISSS, et schéma de la sphère intégrante et de ses composants d'après Gallet et al. (2009).	47
2.11	Mesures estivales des propriétés du sol. À gauche : Puit creusé à Bylot, juin 2014. À droite : mesures de teneur en eau, de température et de conductivité thermique à Bylot, juin 2014.	48
2.12	Photos des stations météorologiques de a) UmiTundra, b) UmiForest et c) BylSta, prises en été et en hiver.	50
2.13	Station UmiForest ensevelie sous la neige. Umiujaq, 25 février 2015.	53
2.14	Radiomètre CNR4 de la station UmiTundra recouvert de givre. Umiujaq, 22 février 2015.	53
2.15	Station BylSta inclinée d'environ 5° par rapport à l'horizontale. Bylot, 12 mai 2015.	54
2.16	Sondes de conductivité thermique fixes. À gauche : aiguilles TP02 de la station UmiTundra pliées lors de la fonte, au milieu d'arbustes de bouleau glanduleux mesurant environ 30 cm (Umiujaq, octobre 2014). À droite : sondes TP08 du site BylSta à la fin de l'hiver (Bylot, mai 2014).	55
2.17	Courbes de chauffe du 22 février 2013 obtenues automatiquement avec les aiguilles chauffées TP02 à la station UmiTundra. Les lignes rouges indiquent la régression linéaire qui permet d'extraire k_{eff} . L'intervalle de régression varie selon les processus impliqués pendant la chauffe. (a) Courbe de chauffe linéaire mesurée à 44 cm au-dessus du sol, l'intervalle de régression choisi est 40-100 s. (b) Courbe de chauffe issue de la sonde à 34 cm. La pente devient plus faible après environ 50 s de chauffe, indiquant le déclenchement de la convection. L'intervalle de régression sélectionné est 20-50 s.	56
2.18	Schéma de l'algorithme développé pour extraire automatiquement les valeurs de conductivité thermique fiables. ΔT_{max} représente l'élévation de la température mesurée au bout de 100 s de chauffe.	58
2.19	Moyennes mensuelles du rayonnement solaire mesuré à Umiujaq (UmiTundra en vert, UmiForest en rouge) et à Bylot (BylSta en bleu). L'écart-type autour des valeurs moyennes est représenté par des bandes colorées. Les pointillés indiquent des données horaires manquantes pour le calcul de la moyenne.	59
2.20	Moyennes mensuelles de la température de l'air mesurée à Umiujaq (UmiTundra en vert, UmiForest en rouge) et à Bylot (BylSta en bleu). L'écart-type autour des valeurs moyennes est représenté par des bandes colorées. Les pointillés indiquent des données horaires manquantes pour le calcul de la moyenne.	61
2.21	Moyennes mensuelles de la vitesse du vent mesuré à Umiujaq (SILA+UmiTundra en vert, UmiForest en rouge) et à Bylot (SILA+BylSta en bleu). L'écart-type autour des valeurs moyennes est représenté par des bandes colorées. Les données des stations SILA ont été converties à une hauteur de 2.3 m. Les pointillés indiquent des données horaires manquantes pour le calcul de la moyenne.	62
2.22	Station UmiTundra, tour SILA et pluviomètre Geonor. Umiujaq, 1 mars 2014.	64
2.23	Pluviomètre Geonor T-200B après avoir été déplacé, octobre 2014. Crédit : D. Sarrazin.	64

2.24	Conditions météorologiques mesurées à Umiujaq. a) Taux de précipitations horaire brut, b) température de l'air et c) vitesse du vent. Les zones grisées indiquent les périodes où la station UmiTundra n'a pas fonctionné, et pour lesquelles les données proviennent de stations voisines. Les seuils utilisés pour la correction des précipitations (température de l'air = -12°C , vitesse du vent = 7 m s^{-1}) sont indiqués par des lignes horizontales.	65
2.25	Comparaison de la vitesse du vent a) mesurée par la station UmiTundra à 2.3 m et par la tour SILA à 10 m au-dessus du sol, et b) ramenée à la hauteur du pluviomètre (1.8 m).	67
2.26	Cumuls de précipitation bruts et corrigés à Umiujaq.	68
2.27	Moyennes journalières de la hauteur de neige mesurée à Umiujaq (UmiTundra et UmiSILA en vert, UmiForest en rouge) et à Bylot (BylSta en bleu). Les résultats des mesures aléatoires (« random measurements ») réalisées manuellement avec la sonde à avalanche sont aussi indiqués. Les observations manuelles de janvier et février 2014 à Umiujaq ont été réalisées à l'aide d'un Magnaprobe (Busseau et al., 2017).	70
2.28	Comparaison des valeurs de température de l'air observées par la station SILA (août 2004 - juillet 2014) et BylSta (août 2014 - juin 2015), et issues des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures, à droite les moyennes mensuelles.	78
2.29	Comparaison des valeurs d'humidité spécifique de l'air observées par la station BylSta (août 2014 - juin 2015), et issues des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures, à droite les moyennes mensuelles.	79
2.30	Comparaison de la vitesse du vent observée par la station SILA (août 2004 - juillet 2014) et BylSta (août 2014 - juin 2015), et issue des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles, pour une hauteur de 10 mètres.	80
2.31	Comparaison du rayonnement incident de courte longueur d'onde ($0.3-2.8\ \mu\text{m}$) mesuré par la station BylSta (juillet 2013 - juin 2015), et issu des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles.	81
2.32	Comparaison du rayonnement de grande longueur d'onde ($4.5-42\ \mu\text{m}$) incident mesuré par la station BylSta (août 2014 - juin 2015), et issu des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles.	82
2.33	Comparaison des valeurs de température de l'air observées par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issues des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures, à droite les moyennes mensuelles.	83
2.34	Comparaison des valeurs d'humidité spécifique de l'air observées par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issues des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures, à droite les moyennes mensuelles.	84
2.35	Comparaison de la vitesse du vent observée par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issue des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles, pour une hauteur de 10 mètres.	85

2.36	Comparaison du rayonnement incident de courte longueur d'onde ($0.3-2.8 \mu m$) mesuré par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issu des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles.	85
2.37	Comparaison du rayonnement de grande longueur d'onde ($4.5-42 \mu m$) incident mesuré par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issu des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles.	86
2.38	Cumul de précipitations mesuré brut en bleu, mesuré et corrigé en rouge et issu des réanalyses ERA-interim en vert pour Umiujaq.	87
2.39	Bilan de la correction des biais pour la température (T_{air}) et l'humidité (H_{air}) de l'air, la vitesse du vent (WS), et à Umiujaq pour les rayonnements incidents de courtes (SWi) et grandes (LWi) longueurs d'onde. En haut : réduction d'erreurs et erreurs relatives. En bas : écart-type normalisé des données ERAi avant et après correction.	88
3.1	Location of the study site on Bylot Island in the Canadian Arctic archipelago and photograph of the monitoring station deployed. The polyethylene post with the three TP08 heated needle probes is in the foreground. The polyethylene post with the five thermistors is visible behind it. The radiometers, SR50 snow height gauge, cup anemometer, temperature and relative humidity gauge, and surface temperature sensors are visible on the tripod, from left to right. The CR1000 data loggers and batteries are in the metal box on the tripod. Batteries are recharged by solar panels and a wind mill in winter. Inset : detail of the lower two TP08 needles after their positions were lowered in July 2014.	95
3.2	Stratigraphy and vertical profiles of snow physical properties near our study site on 12 May 2015. Visual grain sizes are indicated in the stratigraphy. Density data are for the middle of the 3cm high sample. Snow type symbols are those of Fierz et al. (2009), except for the basal melt-freeze layer, which transformed into depth hoar to form an indurated layer, as detailed in the text.	99
3.3	Snow temperature, air temperature, wind speed, snow height and snow thermal conductivity at three heights during the 2014–2015 winter season at Bylot Island. The levels of the three thermal conductivity needle probes (NPs) are indicated in the snow height panel. Note that the snow height gauge and the NPs were about 5 m away, so that snow height between both spots may have been different. Snow temperatures were measured with the NPs every other day at 05 :00.	102
3.4	Vertical profiles of soil physical variables in pits dug in the polygon where our instrument station is located, during summers 2013 to 2015. (a) Temperature; (b) thermal conductivity; (c) volumetric liquid water content.	103
3.5	Seasonal evolution of the thermal conductivity, temperature and volume water content of the soil at 10 cm depth for the 2014–2015 season. The 5TM probe which measures both temperature and water content hourly is about 2 m from the TP08 NP, which measures thermal conductivity and temperature every 2 days.	104

3.6	Snow temperature, air temperature, wind speed, snow height and snow thermal conductivity at 7 cm height during the 2013–2014 winter season at Bylot Island. The levels of the three thermal conductivity needle probes (NPs) are indicated in the snow height panel, showing that only the lowermost NP was covered. . . .	105
3.7	Stratigraphy and vertical profiles of snow physical properties near our study site on 14 May 2014. Fresh snow is just a 2 mm thick sprinkling, also visible in the SSA profile. Density data are for the middle of the 3 cm high sample. Snow type symbols are those of Fierz et al. (2009), except for the lower wind slab, which transformed into depth hoar to form an indurated layer, as detailed in the text. Red-filled black squares in the stratigraphy indicate where thermal conductivity measurements were made.	106
3.8	Gaps in the snow in the basal depth hoar layer. (a, b) Gaps due to the spontaneous collapse of the depth hoar, following season-long mass loss because of the upward water vapour flux. (c, d) Lemming burrows, easily identifiable by their regular shape and the presence of characteristic feces (c, foreground). . . .	107
3.9	Photograph of the snow stratigraphy taken on 14 May 2014. The NPs are 7 and 17 cm above the ground. The various depth hoar and indurated depth hoar layers between 0 and about 11 cm are clearly visible, as well as the wind slab between 11 and 16 cm.	108
3.10	Seasonal evolution of the thermal conductivity, temperature and volume water content of the soil at 10 cm depth for the 2013–2014 season. The 5TM probe which measures both temperature and water content hourly is about 2 m from the TP08 NP, which measures thermal conductivity and temperature every 2 days.	109
3.11	Time series of the temperature gradient in the snow. Values were obtained from the heated needle probes at 2, 12 and 22 cm, with a data point every 2 days. Thermistors at 2 and 17 cm also measured temperature every hour, and the values are shown with an hourly resolution. The different start dates of each curve are determined by the date where the snow height reached the relevant level.	110
3.12	Time series of the water vapour flux at two levels in the snowpack. Positive fluxes are upward.	111
3.13	Vertical profiles of k_{snow} : (a) measured by the needle probes ; (b) modelled by CROCUS.	114
4.1	Location of the study site in the south-west plain of Bylot Island, in the Canadian Arctic archipelago.	122
4.2	Snow height evolution over the 2 years of observations. Results of several hundred measurements using an avalanche probe (random measurements) and of a few snow pit data close to our site, performed in May 2014 and 2015, are also shown.	131
4.3	Stratigraphies and vertical profiles of density measured on 14 May 2014 (left) and 12 May 2015 (right), and simulated densities on 14 May 2014 and 6 May 2015.	132
4.4	Vertical profiles of snow thermal conductivities measured on 14 May 2014 (left) and 12 May 2015 (right), and simulated on 14 May 2014 and 6 May 2015. . . .	133

4.5	Measured and simulated snow thermal conductivity values as a function of density. Crocus computes k_{snow} from the density only following Yen’s parameterization, while ES includes the thermal effects of latent heat fluxes within the snowpack. Regression curves from Yen (1981) and Sturm et al. (1997) are also shown, as well as observed snow types.	135
4.6	Evolution of simulated and observed temperatures within the snowpack during winter 2014-2015. Observations at 2, 12 and 22 cm come from the NPs, and the surface temperature is measured by the IR120 sensor.	136
4.7	Overview of snow height (top), mean thermal conductivity (middle), and thermal insulance (bottom) measured during May 2014 and 2015 field campaigns, and simulated values.	137
4.8	Evolution of the soil thermal conductivity measured at 10 cm depth, and simulated (run <i>wind</i>) at depths of 10 and 20 cm.	138
4.9	Vertical profiles of k_{soil} , soil temperature and volumetric water content measured on 29 June 2014 and simulated in the first 20 cm below the surface. Horizontal bars indicate the standard deviation of measurements. The runs <i>litter</i> , <i>SOC</i> , <i>wind</i> and <i>ES</i> simulated the same soil temperature profiles.	139
4.10	Observed and simulated daily mean soil temperature at 5, 10 and 15 cm deep. .	140
4.11	Observed and simulated daily mean soil volumetric water content at depths of 5, 10 and 15 cm.	142
5.1	Arctic vegetation-snow-soil interactions constituting negative and positive feedback loops whether melting happens or not in autumn. The positive feedback loop (red arrows) has been suggested by (Sturm et al., 2005b). The negative feedback loop (blue arrows) is proposed in this study. We focus on the three first steps influencing the soil temperature.	152
5.2	Location of the general study area and of specific sites near Umiujaq in Northern Quebec, Canada. The automatic weather stations SILA, KH2 and UmiTundra are indicated with triangles, snow pits with circles. Map source : NRCan. . . .	154
5.3	Weather stations KH2, SILA and UmiTundra located in the Tasiapik valley on 26 September 2017. The general area is covered with lichens and low (30 cm) to medium (70 cm) dwarf birches. Spruce stands like KH2 are thickets of trees isolated on the shrub tundra.	155
5.4	Evolution of meteorological conditions at 2.3 meter height and snow heights during the beginning of 2015-16 (left) and 2016-17 (right) snow seasons. Snow heights were automatically measured at UmiTundra (lichens with patches of low shrubs) and KH2 (medium shrubs and spruce) stations. A connectivity issue affected the precipitation gauge until we fixed it on 26 October 2015. Gaps in snow height were caused by defaulting ultrasonic sensors. They were replaced on 28 October 2016 at KH2. The shaded areas indicate the occurrence of warm spells, i.e. episodes with positive air temperature while snow was covering the ground.	157
5.5	Evolutions of atmospheric conditions and snow heights during three wind events when snow melt occurred : (a) on 6 November 2015, (b) on 25 December 2015, and (c) on 17 November 2016. Missing snow height data are filled with dashed lines.	159

5.6	Evolution of snow thermal insulances (R_T) at the different sites during autumn and early winter 2015-16 (a) and 16-17 (b). Missing R_T values are due to the lack of k_{eff} measurements when snow layers were too warm. The shaded areas indicate the occurrence of warm spells (i.e. positive air temperatures).	160
5.7	Evolution of snow thermal conductivities (k_{eff}) automatically measured at the station sites during autumn 2016. Values are missing when snow layers were too warm to perform k_{eff} measurement.	162
5.8	Evolution of soil temperatures (T) and volumetric water contents (VWC) at 10 cm below the surface.	163
6.1	Hauteurs de neige mesurées et simulées. Les mesures automatiques proviennent des stations UmiTundra et SILA en toundra arbustive à Umiujaq. Les moyennes de nos mesures manuelles sont indiquées par des carrés et les barres verticales représentent l'écart-type. La hauteur moyenne des arbustes est indiquée lorsqu'elle a été mesurée simultanément à la hauteur de neige. Les résultats de trois simulations différentes sont affichés : sans végétation (<i>Base</i>), arbustes de 20 cm (<i>Vegetation 20cm</i>) et arbustes de 80 cm (<i>Vegetation 80cm</i>).	169
6.2	Hauteurs de neige mesurées et simulées. Les mesures automatiques proviennent de la station UmiForest en toundra forestière à Umiujaq. Les moyennes de nos mesures manuelles de terrain sont indiquées par des carrés et les barres verticales représentent l'écart-type. Les résultats de trois simulations différentes sont affichés : sans végétation (<i>Base</i>), arbres de 2 m (<i>Vegetation 2m</i>) et arbres de 2 m avec les précipitations mesurées corrigées (<i>Vegetation 2m-precipcorr</i>).	170
6.3	Profils verticaux de masse volumique simulés et mesurés en toundra arbustive au cours des hivers 2012-13, 13-14, 14-15 et 15-16.	171
6.4	Profils verticaux de masse volumique simulés et mesurés en toundra forestière au cours des hivers 2012-13, 13-14, 14-15 et 15-16.	173
6.5	Conductivités thermiques de la neige en fonction de leurs masses volumiques mesurées à Umiujaq. Le type de grains de neige observé est signalé par un code couleur. Les courbes de régression proposées par Yen (1981) et Sturm et al. (1997) sont également affichées.	174
6.6	Évolution de la température moyenne journalière du sol mesurée en toundra arbustive et simulée aux profondeurs 10, 30 et 50 cm.	175
6.7	Évolution de la température moyenne journalière du sol mesurée en toundra forestière et simulée aux profondeurs 10, 30 et 50 cm.	176

Voir la Terre, c'est pour moi
l'étudier, [...] et je crois qu'il vaut
beaucoup mieux d'observer la
nature chez elle que de se
l'imaginer du fond de son
cabinet. Aucune description,
aussi belle qu'elle soit, ne peut
être vraie car elle ne peut
reproduire la vie du paysage, la
fuite de l'eau, le frémissement des
feuilles, le chant des oiseaux...
Pour connaître, il faut voir.

Élisée Reclus, *L'Homme et la
Terre* (1905)

Remerciements

Ce travail de thèse n'aurait pas vu le jour sans la collaboration de mes directeurs Florent Dominé, soutenu par le Centre d'Études Nordiques au Québec, et Samuel Morin et le Centre d'Études de la Neige en France. Mes premiers remerciements s'adressent donc à vous, pour m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ce projet international et multi-disciplinaire, pour vos conseils et enseignements pendant ces quatre années.

Un grand merci aux équipes des deux CEN pour m'avoir accueilli de chaque côté de l'Atlantique, et pour m'avoir aidé à couvrir la diversité des disciplines touchées par ce sujet de thèse. Je remercie tout particulièrement Matthieu Lafaysse et Vincent Vionnet à Grenoble, Denis Sarrazin, Guillaume Labrecque et Donald Cayer à Québec pour le temps qu'ils m'ont accordé. Merci également à Stéphane Boudreau et Esther Lévesque pour avoir répondu à mes nombreuses questions concernant la végétation arctique.

Les campagnes de terrain ont été une composante essentielle de cette thèse, et je tiens à saluer toutes les personnes qui ont contribué à mon expérience arctique. Les communautés inuites d'Umiujaq et de Pond « Pogne » Inlet, qui m'ont chaleureusement accueilli et parfois sorti de situations fâcheuses. Mary, avec qui j'ai partagé la plupart de mes aventures nordiques, mes victoires et mes déboires. Le *cartel* de Sherbrooke, Alain, Alex, Patrick, Caro et BC avec qui j'ai assisté à ma première aurore boréale et mangé ma première fondue au fromage à l'abri d'un quinzee. Les visiteurs saisonniers de l'île Bylot, qui chaque année travaillent d'arrache-pied dans une ambiance festive au milieu d'un environnement fabuleux. Une pensée aussi pour (Nuna)Vikie et Geremiah que j'ai toujours apprécié retrouver à Umiujaq.

Car vient le temps de remercier les personnes qui n'ont pas été directement impliquées dans cette thèse, mais sans qui ces quatre années (et demi) auraient été bien plus plates. Les copains de Grenoble, même les plus grelous d'entre eux : Jérèm, Thom, Luc, Pierre, Babat et le GUC. Les copains de Québec, même les plus rednecks d'entre eux : Yannou, Bibish, Mitch, Max, Zac et Doudou.

Merci enfin à ma famille pour son soutien inconditionnel malgré la distance. Et à Lily, qui m'accompagne et me supporte depuis tant d'années.

Avant-propos

Ce document présente une synthèse de mes travaux de recherche initiés par la collaboration entre Florent Dominé, du Centre d'Études Nordiques à l'Université Laval, et Samuel Morin au Centre d'Études de la Neige à l'Université de Grenoble. Les diverses collaborations ainsi que l'originalité des données apportées par ce projet ont été valorisées par la publication d'articles scientifiques, qui justifient le format « thèse-articles » adopté pour l'écriture de ce manuscrit. Les articles sont rédigés en anglais pour s'adresser à la communauté scientifique internationale. Ils ont été publiés dans des revues à comité de lecture et en accès libre (sous licence CC-BY). Un bref avant-propos, un résumé en français et une conclusion ont été ajoutés aux articles afin de faciliter la lecture du manuscrit. Ce choix implique une redondance dans les descriptions des sites d'étude et des méthodes employées. Cependant, chaque chapitre peut ainsi être lu indépendamment des autres.

Le chapitre 3 est publié dans la revue *The Cryosphere* (Domine et al., 2016b). Je ne suis pas l'auteur principal de cet article, mais j'ai contribué à l'ensemble des étapes jusqu'à sa publication (mesures de terrain, traitement et analyse des données de terrain et des stations de mesure automatiques, modélisation numérique, commentaires à la rédaction). Le chapitre 4 est publié dans la revue *Geophysical Model Development* (Barrere et al., 2017). Je suis l'auteur principal de cet article et le responsable des mesures de terrain, de la modélisation, du traitement et de l'analyse des données. Le chapitre 5 a été soumis dans la revue *Journal of Climate*, il est en cours de révision. Je suis l'auteur principal de cet article et le responsable des mesures de terrain, du traitement et de l'analyse des données. Le chapitre 6 ne sera pas publié sous forme d'un article.

L'ensemble du document a été édité selon les directives de l'Université Laval.

Cette thèse a été soutenue publiquement à l'Université Laval le 29 mars 2018 devant le jury d'évaluation composé de :

Martin Lavoie - Professeur au département de Géographie et Directeur des programmes de 2^e et 3^e cycles, Université Laval (UL), Québec (Canada). *Président de jury*

Monique Bernier - Professeure au centre Eau-Terre-Environnement, Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), Québec (Canada). *Examinatrice externe / Rapporteur*

Alain Royer - Professeur au département de Géomatique appliquée, Université de Sherbrooke, Québec (Canada). *Examineur externe / Rapporteur*

Gerhard Krinner - Directeur de Recherche CNRS à l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), Université Grenoble Alpes (UGA), France. *Examineur UGA / Examineur*

Stéphane Boudreau - Professeur au département de Biologie, Université Laval, Québec (Canada). *Examineur UL / Codirecteur*

Samuel Morin - Ingénieur des Ponts, des Eaux et des Forêts et Directeur du Centre d'Études de la Neige (CNRM/CEN), Université Grenoble Alpes, France. *Directeur*

Florent Dominé - Directeur de Recherche CNRS-Takuvik et Professeur associé au département de Chimie, Université Laval, Québec (Canada). *Directeur*

Introduction

La neige au cœur du système climatique terrestre

L'eau est un élément chimique fondamental sur Terre, qui y existe naturellement sous ses trois états : liquide, solide (glace) et gazeux (vapeur d'eau). Les changements de phase et la circulation de l'eau entre les différents compartiments terrestres sont décrits par le cycle biogéochimique de l'eau. Le temps de résidence de la vapeur d'eau dans l'atmosphère étant relativement court, l'eau est essentiellement stockée à la surface de la Terre sous forme liquide et solide. Au total 71% de la surface terrestre est recouverte d'eau, dont 97% se trouve dans les océans. Avec les lacs, les rivières et les nappes phréatiques, ces réservoirs d'eau liquide constituent l'hydrosphère, une composante essentielle du système climatique terrestre. En gelant, la glace forme des réservoirs d'eau solide qui composent la cryosphère.

La cryosphère inclue les calottes glaciaires et les glaciers, la banquise, la neige et les sols gelés. Les glaciers constituent le deuxième plus important réservoir d'eau avec environ 2% du volume total d'eau terrestre, dont l'essentiel est contenu dans les calottes polaires d'Antarctique et du Groenland. En terme d'étendue, les glaciers représentent actuellement 10% des surfaces continentales mondiales tandis que les sols gelés, ou cryosols, forment la plus grande superficie de glace terrestre avec environ 25% des surfaces émergées (Bockheim, 2015). Caractéristiques des régions froides, les cryosols ont la particularité de renfermer un socle gelé en permanence, le pergélisol. La couverture neigeuse, quant à elle, recouvre 9% des surfaces continentales. Cependant, au cœur de l'hiver boréal la neige saisonnière —qui disparaît au printemps— recouvre près de la moitié des surfaces continentales de l'hémisphère nord (Lemke et al., 2007; Robinson and Frei, 2000).

La neige fait donc partie intégrante du paysage nord-hémisphérique, et de multiples disciplines scientifiques se consacrent à ses impacts sur les activités humaines. Les ressources en eau, le débit des rivières, l'agriculture, l'aménagement du territoire ou encore les sports d'hiver sont les principaux domaines pour lesquels les effets de la neige sont étudiés. La prévision du risque d'avalanches reçoit un intérêt particulier dans les zones montagneuses aménagées, et a grandement contribué à améliorer les connaissances sur la neige. D'une part, ce domaine d'étude nécessite des observations continues et détaillées de l'évolution du manteau neigeux sous l'in-

fluence des conditions météorologiques, ainsi que sur les processus internes qui déterminent sa structure afin d'identifier les causes responsables du déclenchement d'avalanches. D'autre part, la prévision s'appuie sur des simulations numériques destinées à reproduire ces processus afin d'anticiper les risques. Dans ce domaine, le Centre d'Études de la Neige —l'unité de recherche spécialisée de Météo-France basée à Grenoble— fait preuve d'une expertise reconnue, notamment grâce au modèle numérique de neige Crocus qui y a été développé. Crocus est l'un des deux modèles de neige les plus détaillés qui existent à l'heure actuelle, car il intègre les principaux processus qui affectent la neige au sol : accumulation, fonte, tassement, changements de forme et d'agencement des grains de neige (métamorphisme), etc. Développé à l'origine pour l'analyse de la stabilité mécanique du manteau neigeux nécessaire à la prévision d'avalanches (Brun et al., 1989, 1992), son degré de complexité le rend aujourd'hui intéressant à utiliser dans d'autres domaines tels que l'hydrologie ou la climatologie (Vionnet et al., 2012).

Avec le réchauffement climatique causé par l'industrialisation et les émissions de gaz à effet de serre résultantes, une nouvelle problématique émerge. Le pergélisol, présent surtout dans les régions froides de l'Arctique, se réchauffe et commence à dégeler (Serreze et al., 2000). Contrairement aux latitudes tempérées, où le recyclage des nutriments dans le sol y est rapide, le gel inhibait jusqu'alors l'activité bactérienne des sols arctiques. La matière organique (composés carbonés provenant d'organismes vivants, essentiellement des végétaux) a pu s'accumuler dans ces sols depuis des millénaires. Le dégel du pergélisol l'expose davantage à la décomposition bactérienne, qui conduit à la transformation du carbone en gaz à effet de serre (Schuur et al., 2008). Il est difficile d'évaluer la quantité totale de carbone piégée dans le pergélisol, compte tenu de la vaste superficie qu'il recouvre, mais d'après les estimations les plus récentes elle serait près de deux fois supérieure à celle actuellement présente dans l'atmosphère (Hugelius et al., 2014; Tarnocai et al., 2009). L'émission de gaz à effet de serre provoquée par le dégel du pergélisol pourrait avoir des répercussions considérables sur le système climatique, et en amplifiant la cause originelle constituer une rétroaction climatique positive majeure (Koven et al., 2011). Cependant, d'importantes sources d'incertitudes limitent notre capacité à prévoir l'intensité de ce phénomène. L'évolution des conditions thermiques et du carbone dans le pergélisol sont encore mal comprises, car elles impliquent de nombreuses interactions physiques, chimiques et biologiques à des échelles variées entre la neige, la végétation, le pergélisol et le climat (Osterkamp and Burn, 2015). Ces effets ne sont par conséquent pas représentés dans les simulations numériques de l'évolution du climat global, ce qui pourrait causer une sous-estimation significative des projections actuelles du réchauffement climatique (Schuur et al., 2015). C'est dans ce cadre qu'est né le projet APT (« Acceleration of Permafrost Thaw », ou accélération du dégel du pergélisol), qui vise à mettre en relation des équipes scientifiques françaises et québécoises spécialisées dans l'observation et la modélisation de ces phénomènes. Le projet s'appuie sur le réseau d'observations du Centre d'Études Nordiques (CEN) basé à Québec, dont les infrastructures de recherche sont réparties à travers l'Arctique canadien.

Démarche scientifique et plan du manuscrit

Mon travail de doctorat s'inscrit dans ce projet. Dans un premier temps, il porte sur l'identification des facteurs qui gouvernent le régime thermique des sols arctiques, c'est à dire qui déterminent leurs conditions de température. À grande échelle, la température de l'air est le paramètre climatique majeur qui contrôle la température du sol. Mais des paramètres locaux interviennent aussi dans les échanges d'énergie entre l'atmosphère et le sol, dont la présence de neige est un facteur principal (Zhang, 2005). En se déposant à la surface du sol, la neige forme un milieu poreux constitué d'un volume important d'air qui est un très bon isolant thermique. Par conséquent, la présence d'une couverture de neige isole le sol sous-jacent de l'impact direct de la température de l'air. Cependant, les propriétés thermiques de la neige sont très variables dans l'espace et le temps. Suite à leur dépôt, les grains de neige se transforment sous l'influence des conditions météorologiques (température, précipitations, vent, etc.) et constituent des couches aux propriétés distinctes (Colbeck, 1991). Le métamorphisme, qui désigne l'ensemble de ces transformations, gouverne la structure du manteau neigeux. Il est donc nécessaire d'observer les conditions de formation et d'évolution des manteaux neigeux arctiques pour comprendre les processus dominants qui déterminent leurs propriétés thermiques et la température du sol résultante. De plus, les propriétés de la neige sont aussi influencées par la présence de végétation.

Sturm et al. (1995) ont mis en évidence que les manteaux neigeux présentaient des propriétés similaires au sein de grands écosystèmes tels que la toundra ou la taïga. D'une part car ces écosystèmes reflètent des zones climatiques distinctes, d'autre part car la présence de végétation influe directement sur le métamorphisme de la neige. Globalement, il semble que le développement d'une végétation haute favorise le dépôt d'un manteau neigeux à fort pouvoir isolant (Sturm et al., 2001b). La végétation est donc un autre facteur contrôlant la température du pergélisol, et elle est elle-même affectée par le réchauffement climatique. La densification de la végétation arctique est observée avec la croissance d'espèces érigées (arbustes et arbres) aux dépens d'une végétation rase (Myers-Smith et al., 2011; Ropars and Boudreau, 2012). Cette densification de la végétation constitue une des réponses majeures des écosystèmes arctiques et subarctiques au réchauffement climatique, et l'ensemble des facteurs qui déterminent les conditions d'existence du pergélisol sont altérés. Les interactions entre la neige, la végétation, le pergélisol et le climat semblent former une boucle de rétroaction positive, pouvant amplifier les effets du réchauffement climatique sur ces écosystèmes (Sturm et al., 2005b). Il est donc indispensable d'étudier leurs évolutions couplées afin d'identifier leurs interactions. L'objectif ultime de ce travail a consisté à évaluer la capacité des modèles de neige à reproduire les propriétés des manteaux neigeux arctiques, et à simuler le régime thermique du pergélisol. Pour ce travail de modélisation, nous avons utilisé nos mesures locales d'une part pour fournir au modèle les conditions climatiques respectives de nos sites d'étude, et d'autre part afin de comparer les résultats des simulations numériques de la neige et du pergélisol à nos

observations.

Le plan adopté pour le manuscrit suit cette démarche, il a été scindé en six chapitres. Le premier chapitre situe ce travail dans le contexte général du système climatique terrestre et de son évolution. Il permet d'établir la revue bibliographique de l'état actuel des connaissances sur les interactions entre les composantes du climat, et plus spécifiquement entre la neige, la végétation et le pergélisol. Les questions de recherche soulevées et les hypothèses sont émises à la suite de la revue des connaissances (section 1.5). Dans le deuxième chapitre, nous détaillons les méthodes expérimentales employées pour observer et mesurer les propriétés des manteaux neigeux arctiques et leurs interactions avec la végétation et le sol. Les modèles numériques utilisés et leur fonctionnement sont aussi décrits dans ce chapitre. Les résultats de nos observations et de nos simulations numériques sont présentés dans les quatre derniers chapitres. Le chapitre trois se focalise sur la structure du manteau neigeux relevée à l'île Bylot, un site haut arctique peu colonisé par la végétation. Le chapitre quatre est dédié à la modélisation des propriétés de la neige et du sol observées à l'île Bylot. Le chapitre cinq concerne l'impact de la végétation sur les propriétés de la neige et la température du sol à Umiujaq, dans le bas arctique canadien. Le chapitre six présente les résultats de modélisation des propriétés de la neige et du sol à Umiujaq en fonction de la végétation. La conclusion met en valeur les principaux résultats et les perspectives ouvertes par ce travail.

Chapitre 1

Contexte et revue bibliographique

1.1 Évolution du climat terrestre

1.1.1 Le système climatique terrestre et son évolution naturelle

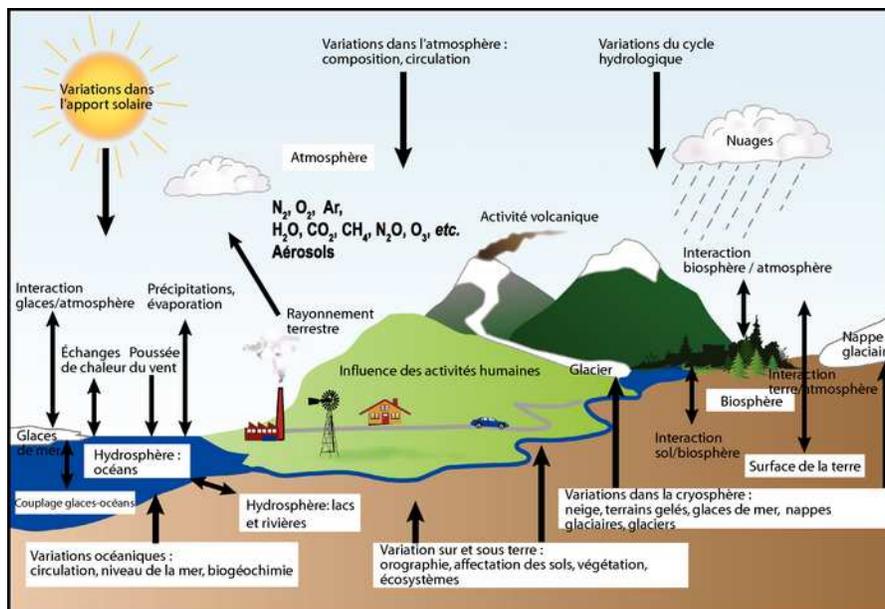


FIGURE 1.1 – Représentation simplifiée des composantes du système climatique, leurs processus et interactions (IPCC, 2007).

Le système climatique terrestre est un système complexe animé par le rayonnement solaire, et déterminé par les interactions entre les différentes enveloppes terrestres : l'atmosphère, l'hydrosphère (océans, lacs, rivières et nappes phréatiques), la cryosphère (calottes polaires, glaciers, banquise, surfaces enneigées et pergélisol), la lithosphère (surfaces continentales émergées) et la biosphère (organismes vivants). L'énergie provenant du rayonnement solaire est inégalement absorbée par la surface du globe, provoquant d'importants échanges d'énergie entre les dif-

férentes sphères du système qui génèrent le climat de la Terre (Berger, 1992). Ces échanges d'énergie s'opèrent à travers de nombreux processus physiques, chimiques et biologiques (Figure 1.1).

Le climat est la description des conditions atmosphériques d'une région pour une période donnée. Le terme provient du latin *climatis* et du grec *klima* qui signifie « inclinaison », les civilisations anciennes avaient déjà compris que l'état de l'atmosphère dépend de l'obliquité des rayons du soleil. La quantité d'énergie solaire absorbée par la surface terrestre (l'insolation) dépend principalement de deux paramètres, la latitude et l'albédo. Ces deux paramètres fondamentaux suffisent à expliquer en grande partie la diversité climatique de la Terre (Fig. 1.2). L'insolation est maximale entre les tropiques et diminue vers les pôles, où l'obliquité des rayons solaires limite la quantité d'énergie lumineuse reçue par unité de surface. L'albédo désigne le pouvoir réfléchissant d'une surface, c'est à dire la fraction du rayonnement solaire renvoyée vers l'atmosphère. Dans les régions polaires, la neige et la glace qui recouvrent une grande partie des océans et des continents réfléchissent environ 60 à 90% du rayonnement solaire. Les surfaces sombres comme l'océan ou les forêts tropicales ont un albédo beaucoup plus faible (inférieur à 0.20), elles se réchauffent donc plus vite. Ces écarts de température déclenchent les circulations atmosphérique et océanique, qui tendent à répartir la chaleur à travers le globe. Les régions polaires étant en déficit énergétique comparées aux autres régions du globe, elles jouent le rôle de « climatiseur » terrestre.

La notion de climat désigne la description statistique de l'état moyen de l'atmosphère en un lieu donné, relevé sur plusieurs décennies (généralement trois). Elle comprend la valeur moyenne des paramètres climatiques (température, insolation, pression atmosphérique, précipitations, humidité, vitesse du vent), mais aussi leur dispersion autour de cette moyenne afin de tenir compte des valeurs extrêmes. Des corrélations statistiques entre ces différents paramètres climatiques mesurés localement permettent ensuite de caractériser la diversité climatique. Une des classifications les plus utilisées provient de Wladimir Köppen (Köppen, 1936), elle est basée sur les données de température et de précipitations (Figure 1.3). Ainsi, cette classification aboutit à la distinction de 5 grands types de climats : tropical, sec, tempéré, continental et polaire. Ces derniers sont ensuite sub-divisés en plus petites zones dépendamment de la quantité de précipitations et de l'amplitude des variations annuelles de la température mesurées. La carte est régulièrement mise à jour afin de tenir compte de l'évolution du climat (par ex. Peel et al. (2007)).

Le climat de la Terre évolue naturellement au fil du temps, en réponse à des facteurs externes ou internes. Les interactions des composantes internes au système climatique sont la cause de la variabilité intrinsèque de ce système, qui explique les différences climatiques rencontrées localement d'une année sur l'autre, autrement dit les écarts autour des valeurs moyennes (ou « normales », valeurs moyennées sur des périodes de 30 ans) utilisées comme valeurs de référence pour décrire le climat local. Mais ce sont principalement des contraintes externes, appelées

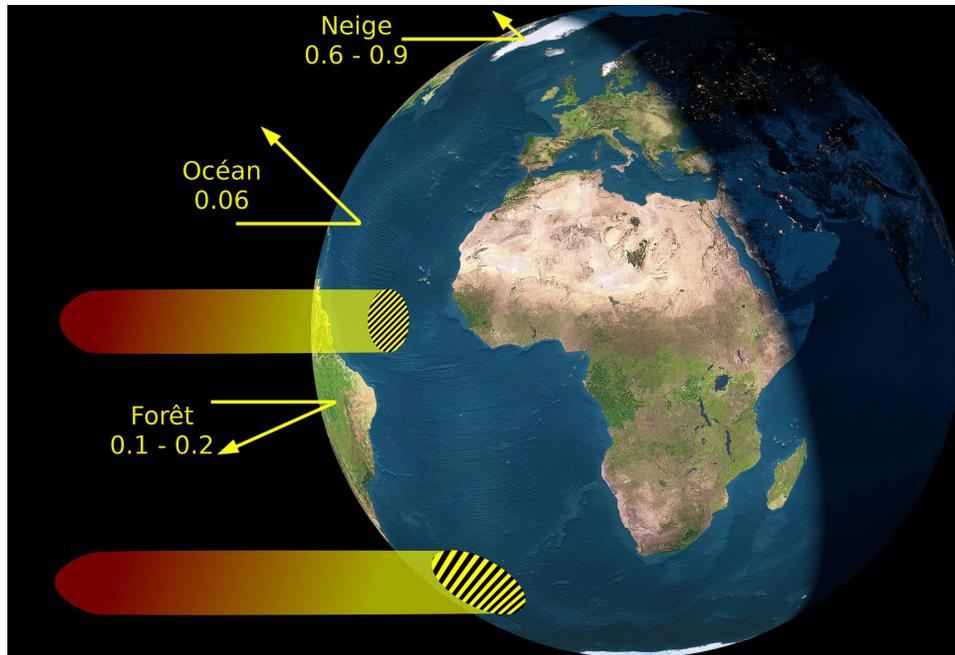


FIGURE 1.2 – Effets de la latitude et de la nature de la surface terrestre sur l’absorption du rayonnement solaire. L’insolation est maximale au niveau de l’équateur, où les rayons du soleil frappe la surface à la verticale. Des valeurs d’albédo usuelles sont indiquées pour trois surfaces différentes : océan (0.06), forêt (0.1 - 0.2) et neige (0.6 - 0.9). L’albédo moyen de la surface terrestre vaut 0.31.

forçages climatiques, qui provoquent la variation du climat global et modifient durablement l’équilibre —donc les normales— climatique. Les principaux forçages climatiques d’origine naturelle sont l’insolation et le volcanisme. L’activité du Soleil et les paramètres orbitaux de la Terre définissent la quantité d’énergie solaire qui atteint l’atmosphère terrestre. Ainsi, la distance au Soleil (excentricité de l’orbite), l’inclinaison (obliquité) et le mouvement de l’axe de rotation (précession) de la Terre varient cycliquement, entraînant l’alternance de périodes froides (glaciaires) et plus chaudes (interglaciaires). Ces cycles, appelés cycles de Milanković, ont respectivement une durée d’environ 100 000, 42 000 et 23 000 ans (Hays et al., 1976; Milankovitch, 1948).

En traversant l’atmosphère, le rayonnement solaire est en partie absorbé ou diffusé par les gaz et les aérosols qui la composent. L’énergie solaire reçue par la surface du globe dépend donc aussi de la concentration de ces éléments dans l’atmosphère. C’est pourquoi les éruptions volcaniques, en rejetant de grandes quantités de composés chimiques dans l’atmosphère, notamment des aérosols ou précurseurs d’aérosols de type SO_2 , peuvent réduire l’insolation et par conséquent entraîner un refroidissement du climat (Crowley, 2000; Serreze et al., 2000). La fraction résultante d’énergie solaire qui atteint la surface est partiellement absorbée et transformée en chaleur. La surface chauffée émet en retour un rayonnement thermique, dont l’intensité dépend de sa température. Ce rayonnement est lui aussi partiellement absorbé par

World map of Köppen-Geiger climate classification

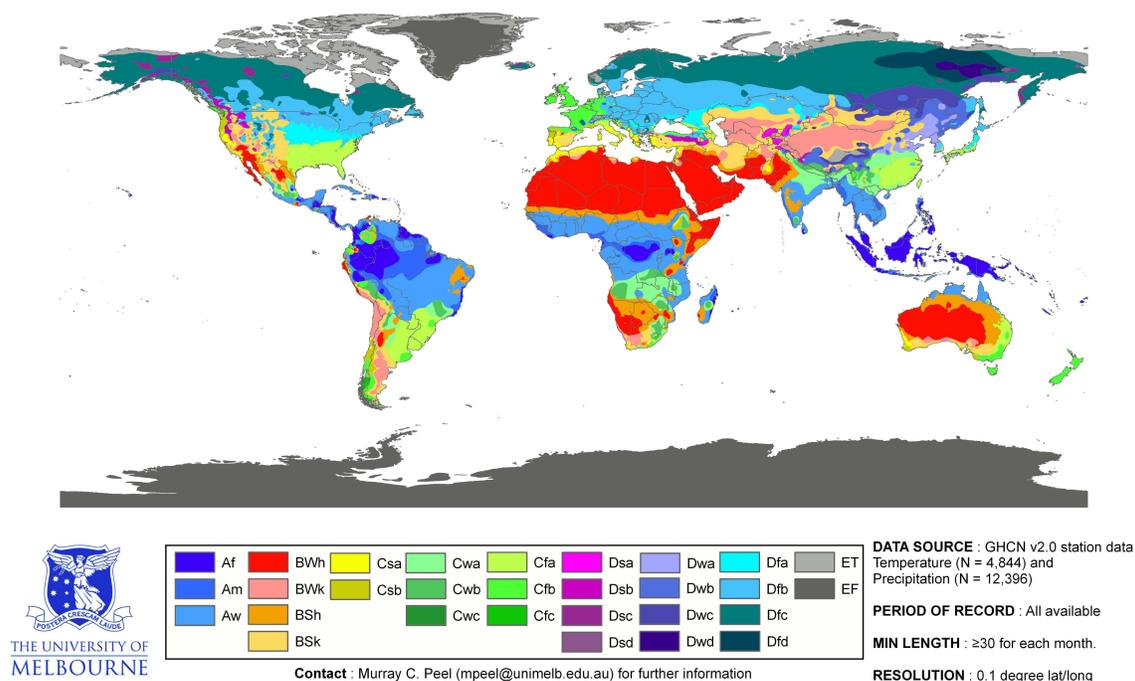


FIGURE 1.3 – Carte actualisée de la classification climatique de Köppen-Geiger (Peel et al., 2007). Elle représente les 5 types de climats mondiaux désignés par les lettres A (climat tropical), B (climat sec), C (climat tempéré), D (climat continental) et E (climat polaire). Ces 5 grandes zones sont sub-divisées en fonction du régime pluviométrique et des variations de température afin de représenter la diversité des paysages climatiques mondiaux.

les composés atmosphériques, qui maintiennent ainsi la chaleur dans les basses couches de l’atmosphère. C’est l’effet de serre, donc les principaux contributeurs sont la vapeur d’eau, le dioxyde de carbone CO_2 et le méthane CH_4 (Berger, 1992; Delmas et al., 2007). À ces facteurs viennent s’ajouter les récentes perturbations d’origine anthropique, qui modifient considérablement l’équilibre climatique naturel.

1.1.2 Problématique : réchauffement global actuel, impact anthropique

Les observations de la température moyenne de la surface du globe et des basses couches de l’atmosphère font état d’un réchauffement marqué depuis le milieu du XIX^e siècle, soit depuis la révolution industrielle (Figure 1.4). Entre 1850 et 2012, la température moyenne mondiale a augmenté de $0.78^\circ C$. Cette tendance s’est accélérée depuis 1950 environ, avec un taux de réchauffement moyen d’environ $0.12^\circ C$ par décennie (IPCC, 2013). Ce constat révèle qu’une plus grande quantité de chaleur est retenue à la surface de la Terre, mais les causes naturelles évoquées précédemment sont insuffisantes pour expliquer l’évolution rapide (Crowley, 2000; Lean et al., 1995).

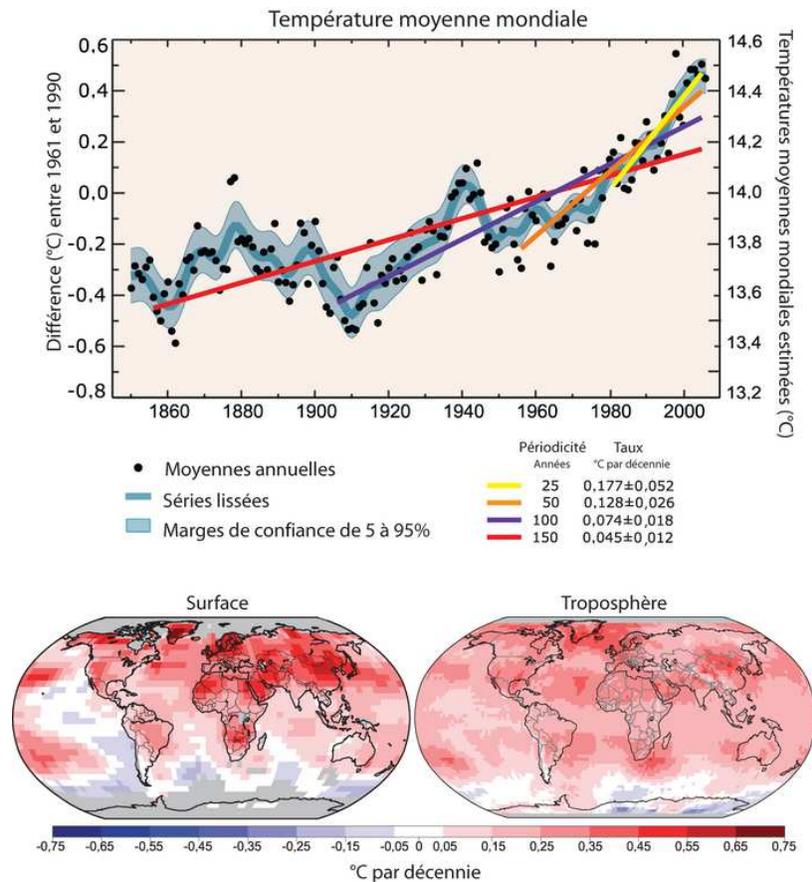


FIGURE 1.4 – En haut : moyennes annuelles mondiales de températures (points noirs) et tendance linéaire. L'ordonnée de gauche montre des anomalies de température par rapport à la moyenne 1961–1990 et l'ordonnée de droite les températures réelles, toutes deux en °C. En bas : tendances mondiales linéaires de températures au cours de la période 1979 à 2005 estimées à la surface et dans la troposphère à partir d'enregistrements par satellite. Le gris indique les secteurs dont les données sont incomplètes (IPCC, 2007).

Il est maintenant bien établi que la cause principale du réchauffement climatique brutal observé au cours des dernières décennies provient des activités humaines. Cette hypothèse a été confirmée grâce à l'analyse de carottes de glace extraites des calottes polaires, qui constituent une archive climatique permettant d'identifier avec précision les variations climatiques passées. Formées avec l'accumulation successive et la compaction des couches de neige, les glaces multi-millénaires des calottes polaires livrent des informations détaillées concernant le climat passé. La composition isotopique¹ de l'hydrogène permet d'estimer la température qui régnait lorsque la neige s'est déposée, et les bulles d'air qui ont été emprisonnées contiennent les traces de la composition de l'atmosphère. Le forage de Vostok en Antarctique fut le premier à atteindre

1. Les isotopes d'un élément chimique sont des atomes qui n'ont pas le même nombre de masse (protons ou neutrons). La composition isotopique indique donc les proportions des divers isotopes d'un élément chimique particulier. Elle est un indicateur indirect de divers paramètres, l'exemple le plus connu étant celui de la datation par le carbone 14.

une profondeur de 3623 mètres. La carotte de glace extraite a livré des informations précieuses sur les variations climatiques au cours des 400 000 dernières années (Petit et al., 1999).

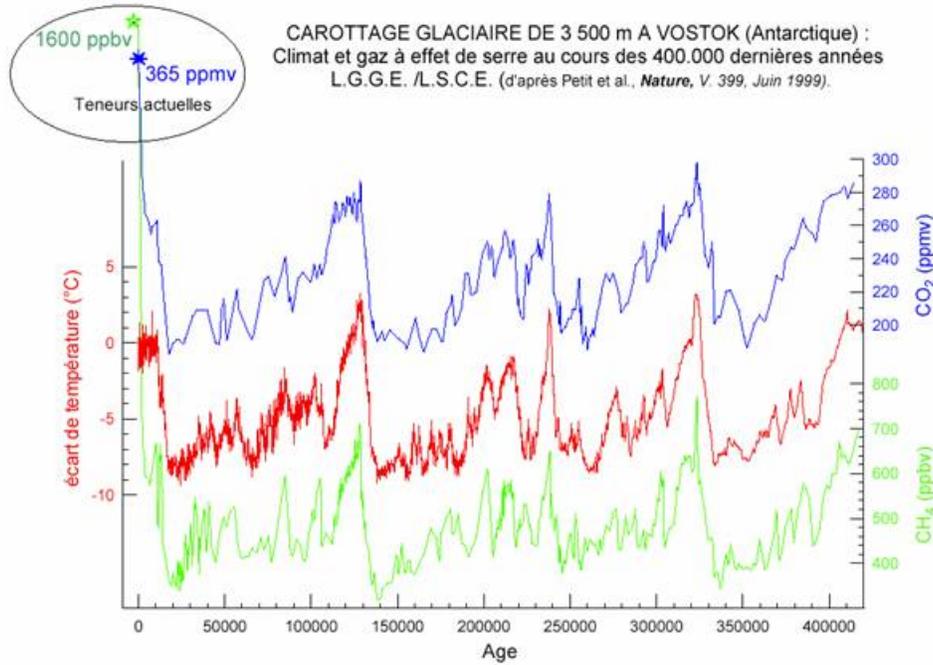


FIGURE 1.5 – Données extraites de la carotte de glace de Vostok : variations de la température (écart par rapport à la moyenne du dernier millénaire en °C) et de la teneur atmosphérique en CO_2 (en ppmv) et CH_4 (en ppbv) au cours des 420 000 dernières années, d'après Petit et al. (1999).

Depuis 400 000 ans, le climat terrestre connaît des cycles réguliers de glaciation et de réchauffement (Figure 1.5). Les périodes glaciaires durent environ 100 000 ans chacune, suivies de périodes plus chaudes (interglaciaires) d'environ 20 000 ans. Cette alternance de périodes glaciaires et interglaciaires est essentiellement causée par les variations des paramètres orbitaux de la Terre tels que décrits par Milanković (Hays et al., 1976; Milankovitch, 1948). Nous vivons depuis plus de 10 000 ans dans une période interglaciaire, dont l'actuelle évolution climatique s'ajoute au réchauffement naturel postérieur à la dernière glaciation.

L'analyse des bulles d'air montre que les variations des paramètres climatiques, tels que la température et les précipitations, sont étroitement corrélées à celles de la composition de l'atmosphère, et en particulier aux gaz à effet de serre (GES) (Lüthi et al., 2008). Les teneurs en CO_2 et CH_4 sont maximales durant les périodes interglaciaires (respectivement 280-300 ppmv² et 650-770 ppbv³), et minimales pendant les glaciations (respectivement 180 ppmv et 320-350 ppbv) (Petit et al., 1999). Cette corrélation s'explique par les interactions complexes qui ont lieu au sein du système climatique. Les variations naturelles du climat provoquées par

2. ppmv = parties par million en volume, soit 10^{-6} mol mol⁻¹
3. ppbv = parties par milliard en volume, soit 10^{-9} mol mol⁻¹

le forçage orbital entraînent des répercussions sur l'ensemble du système climatique, qui sont amplifiées par des phénomènes tels que l'effet de serre ou l'albédo (Delmas et al., 2007; Petit et al., 1999). Lorsque un effet agit sur la cause à l'origine, il constitue une rétroaction. La séquence de causes et d'effets forment une boucle de rétroaction, qui est dite positive si l'effet s'amplifie, négative s'il est amorti.

Cette découverte majeure a permis de mettre en évidence le lien étroit entre le climat et la biosphère. Les principaux réservoirs de carbone terrestre sont la lithosphère, les océans, l'atmosphère et la biosphère continentale (Delmas et al., 2007). La concentration atmosphérique en GES dépend des échanges entre ces réservoirs, qui constituent le cycle biogéochimique du carbone. Les activités humaines viennent perturber ce cycle et entraînent l'augmentation de la teneur atmosphérique en GES naturellement présents. Cet effet de serre additionnel provient des émissions de CO_2 par les combustibles fossiles, de l'altération de la biosphère continentale (déforestation, déstockage du carbone dans le sol), et des rejets de CH_4 causés par l'agriculture et l'élevage intensifs depuis la révolution industrielle (IPCC, 2013). Les teneurs actuelles en CO_2 et CH_4 , respectivement 400 ppmv et 1 845 ppbv en 2015 (WMO, 2017), n'ont jamais été atteintes au cours des 800 000 dernières années. Leur augmentation depuis les 50 dernières années est d'amplitude similaire à celles ayant lieu lors de la sortie de périodes glaciaires, dont la durée se mesure en milliers d'années (IPCC, 2013; Petit et al., 1999). L'augmentation de la température moyenne résultante, de l'ordre de 0.1 à 0.2°C par décennie (IPCC, 2013; WMO, 2017), se produit à une vitesse sans précédent depuis au moins 1 000 ans (Smith et al., 2015).

Contrairement aux variations naturelles passées, le réchauffement climatique actuel est donc majoritairement engendré par un effet de serre additionnel causé par l'industrialisation des activités humaines. Ce phénomène était déjà prévisible à la fin du *XIX^e* siècle, quand le scientifique suédois Svante Arrhenius a démontré par un calcul relativement simple le lien entre l'augmentation du CO_2 atmosphérique et le réchauffement de la surface terrestre (Arrhenius, 1896). Cependant, il pensait que les émissions anthropiques de CO_2 étaient nécessaires pour éviter une nouvelle glaciation et pour nourrir une population mondiale en pleine expansion :

« Nous entendons souvent se plaindre que le charbon stocké dans la terre est gaspillé par la génération actuelle sans penser au futur, et nous sommes terrifiés par la terrible destruction de la vie et des terres qui a suivi les éruptions volcaniques récentes. Nous pourrions trouver une forme de consolation en considérant qu'ici, comme dans toutes les situations, il y a du bon mélangé au diabolique. Par l'influence de l'augmentation de l'acide carbonique dans l'atmosphère, nous pouvons espérer profiter de temps aux climats plus doux et réguliers, en particulier concernant les régions les plus froides de la terre, temps durant lesquels la terre fournira des récoltes bien plus abondantes qu'aujourd'hui, au bénéfice de l'expansion rapide de l'humanité. » (Traduction libre.⁴)

4. « We often hear lamentations that the coal stored up in the earth is wasted by the present generation without any thought of the future, and we are terrified by the awful destruction of life and property which

Les observations des dernières décennies indiquent que la réponse du système terrestre à l'augmentation de l'effet de serre est bien plus complexe que le présumait Arrhenius.

1.1.3 Conséquences observées, changements rapides dans l'Arctique

En 1988 s'est tenue la Conférence mondiale sur l'atmosphère en évolution, avec pour thème les implications pour la sécurité du globe. Plus de 300 scientifiques et décideurs de 46 pays, d'organismes des Nations Unies, d'autres organismes internationaux et d'organismes non gouvernementaux ont participé aux séances, donc voici les principales conclusions :

« L'humanité se livre sans frein à une expérience inconsciente qui touche l'ensemble du globe et dont les conséquences définitives ne le céderaient en rien sinon à une guerre nucléaire mondiale. L'atmosphère terrestre change à une vitesse sans précédent en raison des polluants d'origine anthropique, du gaspillage des combustibles fossiles et des effets de l'augmentation rapide de la population dans plusieurs régions. Ces changements représentent une grande menace pour la sécurité internationale et ont déjà des conséquences néfastes dans de nombreuses parties du globe. Des répercussions profondes découleront du réchauffement mondial et de la hausse du niveau des océans, phénomènes qui se manifestent de plus en plus sous l'effet de l'accroissement de la concentration atmosphérique du gaz carbonique et des autres gaz à effet de serre. [...] Les meilleures prévisions dont nous disposons révèlent la possibilité d'une crise économique et sociale qui pourrait avoir de graves répercussions pour les générations actuelles et futures, aggraver les tensions internationales et augmenter les risques de conflits internationaux et de guerres civiles. Il importe au plus haut point d'agir dès maintenant. » WMO (1988)⁵.

L'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère est la cause principale du réchauffement de la surface terrestre. Les différentes sphères du système climatique étant étroitement liées, la perturbation d'une composante a des répercussions sur l'ensemble du système. Parmi les conséquences observées des changements climatiques (IPCC, 2013), notons :

- dans l'atmosphère : augmentation de la température et des précipitations moyennes mondiales.
- dans l'hydrosphère : élévation du niveau des océans causée par le réchauffement des eaux (dilatation thermique) et la fonte des calottes polaires.
- dans la cryosphère : réduction des surfaces gelées (calottes, glaciers, banquise et pergélisol) et enneigées.

has followed the volcanic eruptions of our days. We may find a kind of consolation in the consideration that here, as in every other case, there is good mixed with the evil. By the influence of the increasing percentage of carbonic acid in the atmosphere, we may hope to enjoy ages with more equable and better climates, especially as regards the colder regions of the earth, ages when the earth will bring forth much more abundant crops than at present, for the benefit of rapidly propagating mankind. » Arrhenius and Borns (1908)

5. Quelques mois plus tard était créé le Groupe d'Experts Intergouvernementaux sur l'Évolution du Climat (GIEC, ou IPCC en anglais pour « Intergovernmental Panel on Climate Change »).

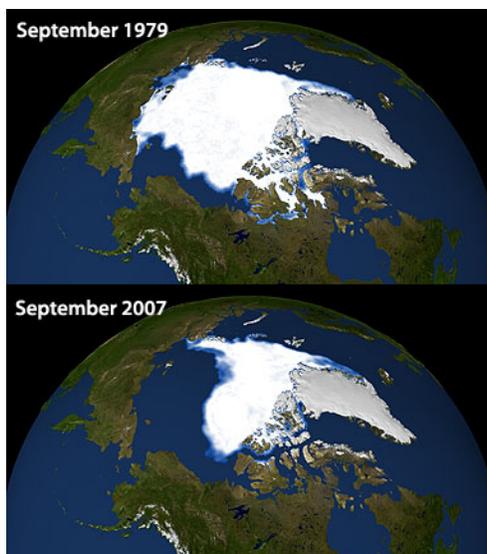


FIGURE 1.6 – Superficie de la banquise arctique en septembre 1979 et en septembre 2007. (Crédit : NASA)

Les conséquences du réchauffement sont particulièrement visibles dans les régions arctiques. La fonte de la banquise (Fig. 1.6) et la réduction de la durée d'enneigement (Hinzman et al., 2005; Serreze et al., 2000) entraînent une diminution générale de l'albédo, accélérant ainsi le réchauffement de la surface (Hall, 2004). De plus, l'air froid et sec de l'Arctique maintient une atmosphère stable, limitant le mélange des couches d'air qui permettrait de dissiper la chaleur excédentaire de la surface. À l'opposé, les grandes cellules convectives des régions tropicales redistribuent efficacement la chaleur vers les couches supérieures de l'atmosphère, c'est pourquoi le réchauffement de la surface y est moins rapide (Pithan and Mauritsen, 2014). En amplifiant l'augmentation de la température, ces phénomènes constituent une des rétroactions climatiques positives les plus importantes. Les observations révèlent que depuis les années 1990, l'Arctique se réchauffe deux fois plus vite que la moyenne planétaire (Chapin, 2005). Par conséquent, les changements environnementaux y sont plus rapides qu'ailleurs et la dynamique des écosystèmes nordiques est déjà altérée (Post et al., 2009). Le pergélisol, sol jusqu'alors gelé en permanence, commence à se dégrader (Jorgenson et al., 2001; Kane et al., 1991; Osterkamp and Jorgenson, 2009; Smith et al., 2010). Les frontières entre les populations végétales changent, la forêt boréale s'étend vers le nord (Danby and Hik, 2007; Frost and Epstein, 2014; Harsch et al., 2009) et les arbustes colonisent la toundra (Myers-Smith et al., 2011; Ropars and Boudreau, 2012; Tape et al., 2006). Les espèces animales doivent s'adapter aux changements de leur environnement, leurs aires de répartition évoluent et certaines espèces sont menacées d'extinction (Laidre et al., 2008; Post and Forchhammer, 2008).

1.1.4 Évolution future

Le réchauffement se poursuit et avec lui un certain nombre de records tombent les uns après les autres. D'après l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie, WMO (2017)), l'année 2016 a enregistré la température moyenne mondiale la plus élevée depuis l'époque pré-industrielle (+ 1.1°C). La température moyenne de l'océan a également été la plus élevée jamais relevée, le niveau des océans a continué de monter et la banquise arctique a été en déficit pendant la majeure partie de l'année. L'intensité de ces phénomènes a pu être amplifiée par un épisode d'*El Niño* particulièrement marqué en 2015-2016. Avec une température des eaux de surface du Pacifique supérieure de 2.3°C à la moyenne, il a été l'un des plus intenses avec ceux de 1997-1998 et 1982-1983 (WMO, 2017). La variabilité climatique induite s'ajoute aux conséquences directes des changements climatiques, et rend ainsi plus difficile de distinguer leur contribution respective aux phénomènes observés (Cullather et al., 2016; Overland and Wang, 2016).

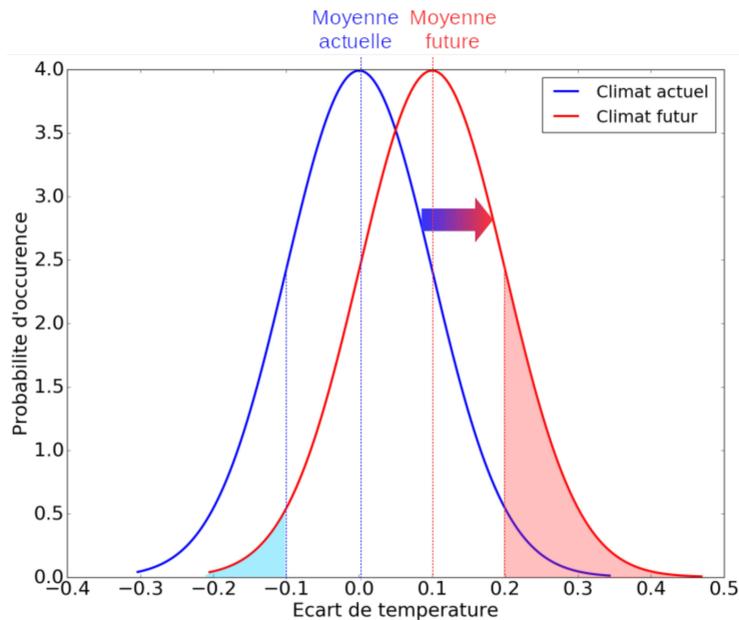


FIGURE 1.7 – Probabilité d'occurrence des écarts de température autour de la valeur moyenne actuelle (en bleu) et future (en rouge).

Cependant, la multiplication et l'intensification d'événements extrêmes au cours des dernières décennies indiquent que le réchauffement climatique global amplifie les situations existantes. Ce phénomène s'explique avec la description statistique des paramètres climatiques. Prenons comme exemple la distribution des valeurs de température mesurées en un lieu donné (Figure 1.7). Cette courbe en forme de cloche, appelée distribution « normale » ou « gaussienne », indique que la probabilité d'occurrence est maximale pour la valeur moyenne, et diminue avec la dispersion vers les valeurs extrêmes. Le réchauffement du climat entraîne un décalage de la moyenne vers des valeurs plus élevées, et donc une plus forte probabilité d'occurrence

d'évènements extrêmes (Hansen et al., 2011). Les vagues de chaleur et les précipitations intenses, provoquant canicules, incendies et inondations, sont ainsi particulièrement favorisées par l'évolution climatique actuelle (Coumou and Rahmstorf, 2012). De plus, ces changements entraînent une modification des zones climatiques actuelles, et donc de l'infrastructure agricole, économique et sociale qui leur est associée (Berger, 1992).

La complexité du système climatique et des processus physiques, chimiques et biologiques qui régissent le comportement de ses différentes composantes et leurs interactions rendent extrêmement compliquée l'étude globale de ces phénomènes. Les conséquences des changements climatiques sont donc difficiles à prévoir. L'étude du climat actuel et passé combine observations et modélisations numériques, mais la prévision de son évolution future ne peut faire appel qu'à la modélisation.

1.2 Modèles climatiques, projections et incertitudes

1.2.1 La modélisation du système climatique

Les modèles numériques, ou modèles informatiques, consistent à résoudre un ensemble d'équations mathématiques qui décrivent le phénomène étudié. Les simulations du climat sont réalisées à l'aide de modèles numériques chargés de résoudre les équations complexes qui représentent à la fois la circulation atmosphérique et océanique générale de la Terre. Ils sont désignés par l'acronyme anglais GCM pour « General Circulation Models », ou « Global Climate Models ». Communément appelés modèles climatiques, ils sont construits de la façon suivante : la surface terrestre est découpée en éléments finis pour former un maillage à deux dimensions. Des volumes ajoutés sur l'axe vertical permettent de représenter différents niveaux atmosphériques et océaniques (Figure 1.8). Les modèles se basent sur les paramètres caractéristiques du système climatique (température, précipitations, vent, humidité, pression, etc.) pour calculer leur évolution en tout point de la grille, et avec une résolution temporelle donnée.

Il existe des modèles climatiques de complexité variable, selon l'objectif et la puissance de calcul disponible. Les modèles sont constamment développés afin de se rapprocher de la complexité du système climatique, on parle aujourd'hui de ESM pour « Earth System Models ». Ils intègrent des descriptions de la banquise, des surfaces continentales, de la dynamique de la végétation et de la neige, des cycles biogéochimiques ou encore de la chimie atmosphérique, et des interactions résultantes (Anderson et al., 2016; Flato, 2011).

Les systèmes mathématiques qui modélisent les circulations générales sont basés sur les équations de Navier-Stokes, des équations aux dérivées partielles couplées et non linéaires qui peuvent engendrer un comportement chaotique durant leur résolution. C'est la théorie du chaos démontrée par Lorenz (1963), illustrée par la métaphore du papillon brésilien qui déclenche une tornade au Texas. Un modèle climatique est par définition très sensible aux conditions

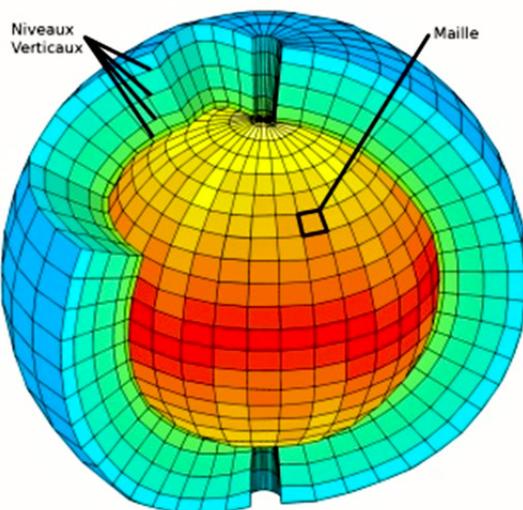


FIGURE 1.8 – Maillage tridimensionnel classique (longitude, latitude, altitude) d'un modèle climatique. (Crédit : Météo-France)

initiales, une erreur même minime peut se propager de façon exponentielle et engendrer des résultats très différents.

1.2.2 Projections, incertitudes et boucle de rétroaction pergélisol-climat

Les projections climatiques les plus récentes prévoient une augmentation de la température moyenne de la surface de 1.1 à 4.8°C d'ici 2100, par rapport à la moyenne de la période 1986-2005 (Figure 1.9). La fourchette de l'évolution des températures reflète les incertitudes liées à nos émissions futures de gaz à effet de serre, ainsi qu'à notre connaissance limitée du système climatique (Smith et al., 2002; Wigley and Raper, 2001).

Les modèles climatiques eux-mêmes comportent des incertitudes, induites par les simplifications des processus simulés et à la résolution spatiale et temporelle utilisée. Ces incertitudes sont progressivement réduites grâce aux améliorations constantes des modèles et de la capacité de calcul des ordinateurs. Mais l'évolution future du climat, et donc les « conditions initiales futures » sur lesquelles sont basées les projections, dépend fortement de l'intensité des émissions anthropiques futures de GES. À ce niveau entrent en jeu des considérations économiques, politiques et sociologiques tout aussi chaotiques et difficiles à prévoir. C'est pourquoi un regroupement de chercheurs et de spécialistes multi-disciplinaires (climatologues, modélisateurs, économistes, experts politiques, etc.) ont établi il y a quelques années 40 scénarios différents d'émissions futures (Moss et al., 2010; Van Vuuren et al., 2011). Ils prennent en compte diverses possibilités de développements démographiques et économiques, et d'avancées technologiques qui peuvent raisonnablement être attendues. Le scénario à fortes émissions correspond à un développement économique rapide et une utilisation privilégiée des combustibles fossiles (scénario « business-as-usual »), tandis que le scénario avec les émissions les plus faibles se base sur

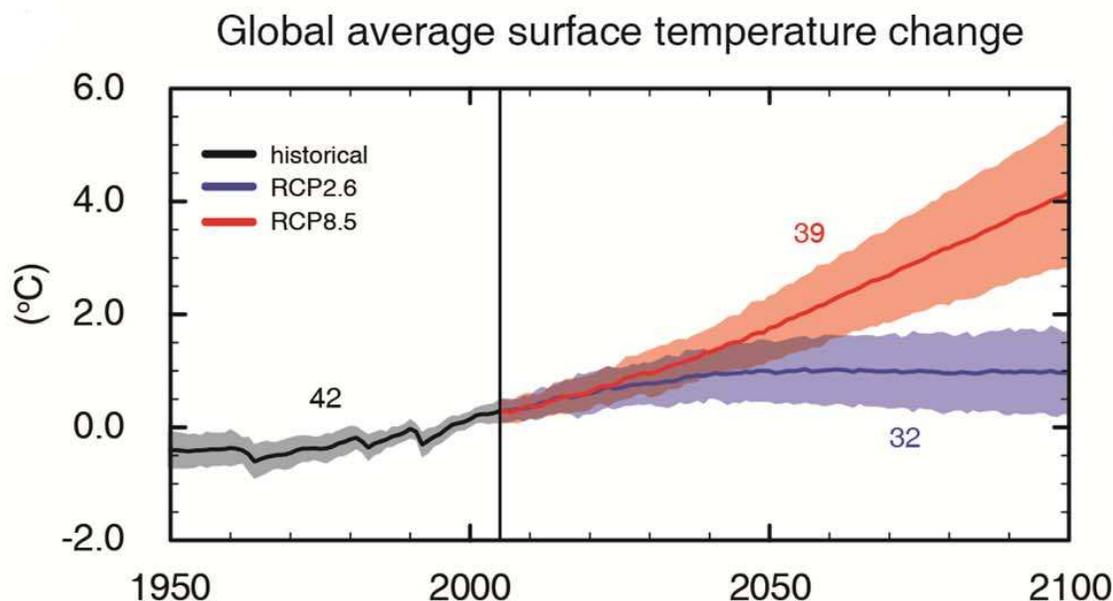


FIGURE 1.9 – Simulations de l'évolution de l'anomalie de température annuelle moyenne en surface de 1950 à 2100, par rapport à la période 1986-2005. Les projections indiquent la tendance moyenne du réchauffement et l'incertitude (parties ombrées) pour un scénario à faibles émissions de GES (bleu) et à fortes émissions (rouge). En noir les simulations du climat passé. Le nombre de modèles utilisés pour calculer chaque moyenne est indiqué à côté des courbes (IPCC, 2013).

une économie de services et d'information, et une recherche optimale d'efficacité énergétique (Hansen et al., 2011; IPCC, 2013). De nombreuses simulations sont réalisées avec l'ensemble des scénarios, et en utilisant différents modèles climatiques –environ 50– de complexité variable. Les estimations données par chaque modèle et scénario sont ensuite regroupées afin d'obtenir une tendance moyenne et l'incertitude associée (Fig. 1.9).

Néanmoins, une source d'incertitude majeure et délicate à quantifier provient de notre méconnaissance de la sensibilité du système climatique face aux bouleversements actuels. L'ensemble du système étant affecté avec une rapidité sans précédent, il est impossible de prévoir toutes les rétroactions engendrées. La fonte de la neige et de la glace des régions arctiques qui amplifie le réchauffement constitue la rétroaction climatique positive de référence. Une autre rétroaction tout aussi importante concerne le cycle du carbone, dont l'impact sur le climat au travers de l'effet de serre est maintenant bien connu. En revanche, les conséquences des changements climatiques sur le cycle du carbone ne sont pas toutes suffisamment comprises, et donc incorrectement traitées par les modèles climatiques (Flato, 2011). En particulier, l'augmentation des températures pourrait causer la libération du carbone séquestré dans les sols gelés de l'Arctique, le pergélisol, et ainsi amplifier l'effet de serre et le réchauffement global (Elberling et al., 2013; Schuur et al., 2015). Cet effet, considéré comme étant l'une des plus

importantes rétroactions climatiques positives, n'est pourtant toujours pas suffisamment bien pris en compte dans les projections climatiques (Schaefer et al., 2014).

De nombreuses incertitudes demeurent concernant la boucle de rétroaction entre le pergélisol et le climat. Sur la quantité de carbone contenu dans le pergélisol d'une part, mais aussi sur la vitesse de décomposition de ce carbone et les émissions résultantes de GES. Anticiper la vitesse de dégel du pergélisol nécessite de prévoir l'évolution future du régime thermique du pergélisol, qui est contrôlée par des facteurs climatiques et environnementaux locaux. Dans le contexte de réchauffement actuel, ces éléments évoluent tous de façon couplée et exigent des observations détaillées des processus impliqués à l'échelle locale et régionale.

1.3 Particularités des sols arctiques

1.3.1 Définition des sols arctiques

Un sol est un milieu poreux et multiphasique, il contient des particules solides, de l'eau liquide et de l'air s'il n'est pas saturé en eau. La particularité des régions arctiques est que les sols y sont soumis à des conditions extrêmes, où le froid et l'action du gel jouent un rôle déterminant dans leur développement. Ces conditions particulières affectent leurs propriétés physiques et chimiques au point de considérer les sols arctiques comme une catégorie à part. Dans les classifications, ils sont désignés par le terme cryosol (IUSS Working Group, WRB and others, 2006; Soil Classification Working Group, 1998), ou gélisol (Nachtergaele, 2001). Par définition, le cryosol est constitué d'un socle gelé pendant au moins deux années consécutives, le pergélisol (Van Everdingen, 1998), sur laquelle repose la couche active, ou mollisol, qui subit des cycles périodiques de gel-dégel (Figure 1.10).

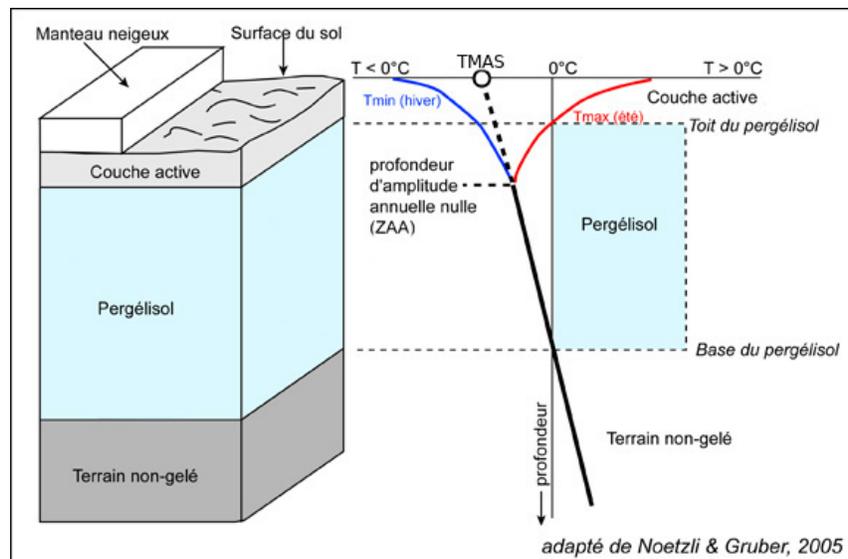


FIGURE 1.10 – Profil vertical d'un cryosol. (Crédit : Société Suisse de Géomorphologie)

Les cryosols se situent actuellement sous les hautes latitudes, ainsi que dans les zones montagneuses de haute altitude. Ils recouvrent une surface totale de 22 millions de km², soit environ 25% de la surface terrestre émergée. L'hémisphère nord accueille à lui seul près de 99% des cryosols, dont la majorité se situe dans les régions arctiques et subarctiques de la Sibérie, du Canada, du Groenland et de l'Alaska (Bockheim, 2015).

L'étude des cryosols est une science relativement récente, dont les premières observations remontent au *XIX*^e siècle lors des expéditions exploratoires conduites dans les régions subarctiques de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie. C'est en 1862, en Sibérie, que les premières mesures de température d'un cryosol furent publiées (Middendorf, 1862). L'exploration des régions froides est en vogue au début du *XX*^e siècle, avec la ruée vers l'or qui a lieu dans le nord-ouest canadien et l'Alaska, ainsi qu'avec les explorations de l'Antarctique et la course au Pôle Sud. Les observations du cryosol se multiplient, les connaissances sur les processus provoqués par le gel du sol s'approfondissent et ce domaine devient une discipline scientifique à part entière. À partir des années 1970, cette discipline devient une priorité aux États-Unis, au Canada, et en Russie pour des raisons géopolitiques et économiques. Le développement industriel de l'Arctique, motivé par l'exploitation et le transport des ressources naturelles, exige de meilleures connaissances des propriétés physiques des cryosols, notamment sur leur capacité à supporter des infrastructures (French, 2013; Bockheim, 2015; Marchenko and Etzelmuller, 2013). Finalement, une nouvelle problématique apparaît depuis les années 2000, avec la dégradation des cryosols causée par les changements climatiques.

1.3.2 Conditions de formation : facteurs climatiques

La formation des cryosols est avant tout un phénomène thermique, puisqu'elle n'est possible que si la température moyenne annuelle à la surface du sol (TMAS) est inférieure ou égale à 0°C (Marchenko and Etzelmuller, 2013). Cette situation permet la propagation du gel en profondeur, et avec le temps le développement du pergélisol. De nombreux facteurs contrôlent la TMAS, à la fois à l'échelle régionale et locale.

La température de la surface est dans un premier temps gouvernée par les conditions climatiques, notamment la température de l'air, l'insolation et les précipitations (French, 2013; Bockheim, 2015; Smith et al., 2010; Hinzman and Kane, 1992; Buteau et al., 2004), qui déterminent la quantité d'énergie disponible en surface. Le climat arctique présente une très forte saisonnalité, caractérisée par des étés frais et courts et des hivers longs et extrêmement froids. L'hiver le rayonnement solaire est très faible voire inexistant, tandis qu'il est continu au plus fort de la saison estivale. Mais à ces latitudes, le faible angle avec lequel le rayonnement solaire atteint la surface du sol limite considérablement l'énergie apportée au système (Zhang, 2005). La moyenne annuelle de la température de l'air varie de +1°C pour les régions subarctiques, à -20°C ou moins dans le haut arctique. Le cumul annuel de précipitations est compris entre 100 et 1200 mm (Bockheim, 2015). Ces conditions climatiques sont favorables

à une perte d'énergie de la surface du sol vers l'atmosphère en hiver, résultant en une TMS négative (Marchenko and Etzelmuller, 2013). L'humidité du sol se transforme alors en glace, et le cryosol se développe à mesure que le front de gel progresse en profondeur. Ce phénomène va continuer jusqu'à ce que le profil thermique du sol soit à l'équilibre avec le flux géothermique (l'énergie interne du globe dissipée vers la surface) et les conditions climatiques.

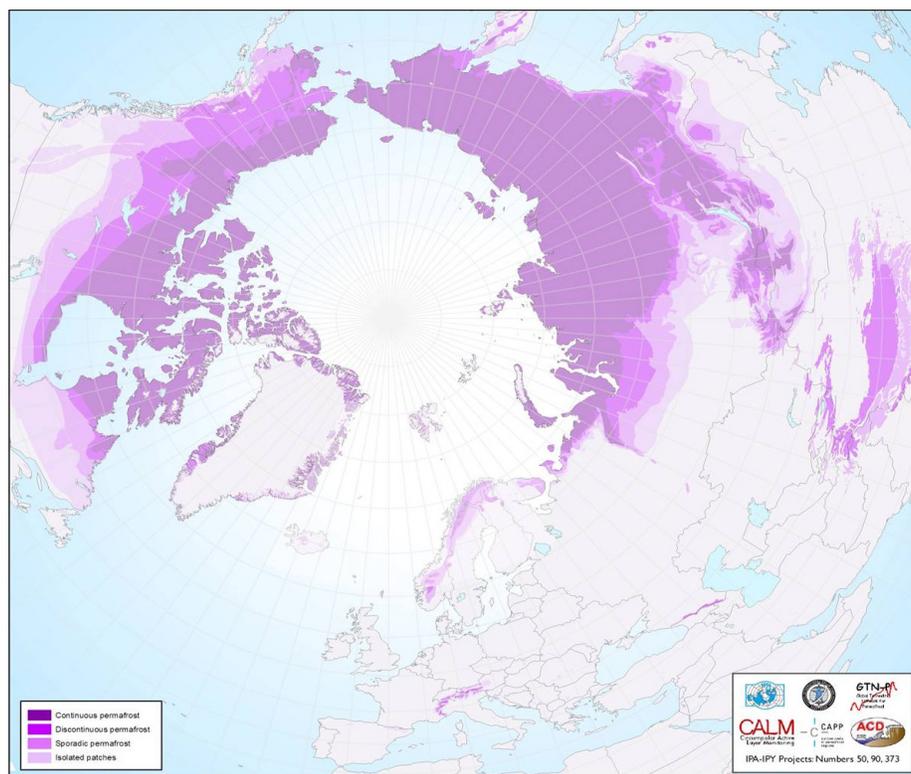


FIGURE 1.11 – Carte de répartition actuelle du pergélisol dans l'hémisphère nord. (Crédit : International Permafrost Association)

La formation du pergélisol est donc corrélée aux variations climatiques, sa croissance ayant été maximale au cours des grandes glaciations durant lesquelles il a pu recouvrir jusqu'à 40% de la surface terrestre (French, 2013). La majorité du pergélisol actuel s'est formée au cours du Quaternaire, la période géologique la plus récente qui couvre les dernières 2.6 millions d'années jusqu'à aujourd'hui (Marchenko and Etzelmuller, 2013; Jorgenson et al., 2010; Schuur et al., 2008). Elle comprend le Pléistocène, la dernière période marquée par les grandes glaciations qui s'est terminée il y a environ 12 000 ans, laissant place à l'actuelle période interglaciaire appelée Holocène. L'extension territoriale du pergélisol a été modulée par les cycles réguliers de glaciation et de réchauffement qui ont eu lieu au cours du Quaternaire. Depuis la fin du Petit Âge glaciaire, qui a eue lieu au milieu du *XIX^e* siècle, le climat n'a cessé de se réchauffer entraînant la disparition progressive du pergélisol.

À l'échelle continentale, les facteurs climatiques suffisent donc à expliquer la répartition géo-

graphique de ce phénomène. Les régions affectées par le pergélisol sont généralement divisées en trois catégories : le pergélisol continu, qui recouvre de 90 à 100% du sol, le pergélisol discontinu (50-90% du sol), et le pergélisol sporadique (0-50% du sol). Une catégorie supplémentaire est parfois utilisée, lorsque le pergélisol existe sous forme de patches isolés qui couvrent moins de 10% du sol (Figure 1.11). La limite actuelle du pergélisol continu est généralement associée à l'isotherme de la température moyenne annuelle de l'air de -8°C (Osterkamp and Burn, 2015).

1.3.3 Gel et porosité du sol

La couche active est la partie du cryosol qui subit des cycles de gel-dégel saisonniers, entraînant à chaque fois des changements importants de ses propriétés physiques et chimiques. C'est pourquoi la plupart de l'activité géomorphologique, hydrologique et biologique se déroule au sein de la couche active (Hinzman et al., 1991, 2005). L'eau contenue dans le sol commence à geler lorsque la température s'abaisse à 0°C ou en-dessous. Cependant, de l'eau peut rester sous forme liquide même à des températures très négatives (Schimel et al., 2004; Smith, 1985). La coexistence de l'eau et de la glace dans les pores du sol est une des caractéristiques les plus fondamentales des cryosols. Le mécanisme de gel est souvent décrit par analogie au processus de dessiccation du sol, car la diminution résultante de la teneur en eau liquide dépend des forces de rétention qui s'exercent.

Dans un sol non saturé, l'eau contenue dans les pores est soumise à des forces de tension élevées à l'interface avec l'air. Appelée tension superficielle, elle est le résultat des forces de cohésion entre les molécules d'eau de la phase liquide. Si les pores sont suffisamment volumineux, les termes de surface sont négligeables et l'eau peut s'écouler librement par gravité. Dans ce cas, son gel se produit à 0°C . Dans les plus petits volumes de pores, l'eau est attirée par capillarité vers les particules solides où elle adhère aux parois et s'étale afin de minimiser l'énergie à ses différentes interfaces. L'eau se retrouve ainsi confinée dans les espaces interstitiels étroits et forme des ponts capillaires. Ces forces la retiennent fortement dans les pores, elles définissent la capacité de rétention d'eau du sol et abaissent sa température de congélation en-dessous de 0°C . Plus la granulométrie du sol est fine et plus les forces d'attraction capillaire sont élevées, abaissant de ce fait la température de congélation de l'eau (Fig. 1.12).

Deux équations fondamentales sont généralement utilisées pour expliquer ce phénomène. La relation de Clausius-Clapeyron, qui permet de décrire l'évolution des pressions à l'interface entre deux phases en fonction de la température, et l'équation de Kelvin qui relie le différentiel de pression au rayon de courbure de l'interface. En combinant ces deux équations, il est possible d'estimer l'abaissement de la température de congélation de l'eau en fonction des rayons de courbure (Koopmans and Miller, 1966; Williams and Smith, 1991) :

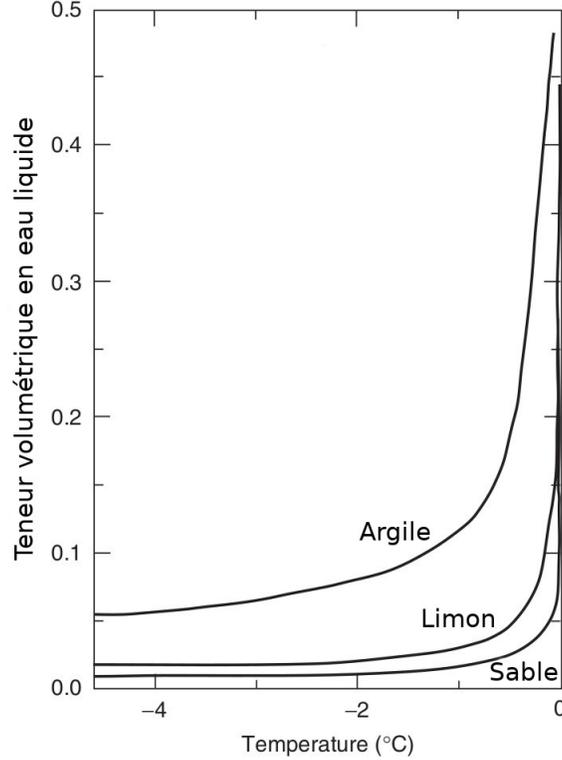


FIGURE 1.12 – Valeurs représentatives de la teneur en eau liquide à des températures négatives, en fonction de la température et de la nature du sol, d’après Osterkamp and Burn (2015).

$$T - T_0 = \frac{V_w 2\sigma T_0}{r L_f} \quad (1.1)$$

avec T la température du milieu (K), T_0 la température de congélation de l’eau à pression atmosphérique ($T_0 = 273.16 K$), V_w le volume spécifique de l’eau ($m^3 kg^{-1}$), L_f sa chaleur latente de fusion ($J kg^{-1}$), σ la tension superficielle de l’eau ($N m^{-1}$), et r le rayon de courbure de sa surface en m . Cette relation assume que l’eau ne contient pas de solutés, et que la pression dans la phase opposée au liquide est constante et atmosphérique.

σ varie en fonction des phases en contact : à $0^\circ C$, elle vaut environ $0.03 N m^{-1}$ à l’interface liquide-glace, $0.07 N m^{-1}$ à l’interface liquide-vapeur, et $0.10 N m^{-1}$ entre la glace et la vapeur (Miller, 1980). r est lié à la taille des pores dans lesquelles est confinée l’eau, il peut donc être substitué par le diamètre des pores (French, 2013; Mackay, 1980; Williams and Smith, 1991; Woo, 2012). Sous cette forme, il apparaît que le changement de la température de congélation de l’eau est proportionnel à la tension superficielle σ , et inversement proportionnel au diamètre des pores qui détermine r .

Afin d’illustrer ce phénomène, appliquons l’équation 1.1 à un sol saturé d’eau dont les grains et les pores sont supposés sphériques. Trois granulométries de sols différentes sont sélectionnées

d'après la classification USDA⁶ (Nachtergaele, 2001) : du sable grossier de 1 mm de diamètre, du limon de 20 μm et de l'argile de 1 μm . $V_w = 1/\rho_w = 10^{-3} m^3 kg^{-1}$, et $L_f = -3.34 \cdot 10^5 J kg^{-1}$. La température de congélation ainsi calculée vaut $-0.01^\circ C$ dans le sable grossier, $-0.41^\circ C$ pour le limon et $-7.24^\circ C$ pour l'argile. Cela montre qu'un sol constitué majoritairement de grains fins requiert des températures très basses avant de geler. Cet exemple est cependant simplifié, la granulométrie d'un sol est en réalité très hétérogène et présente systématiquement de petits interstices. De l'eau liquide persiste donc jusqu'à des températures très basses, même dans le sable (Fig. 1.13).

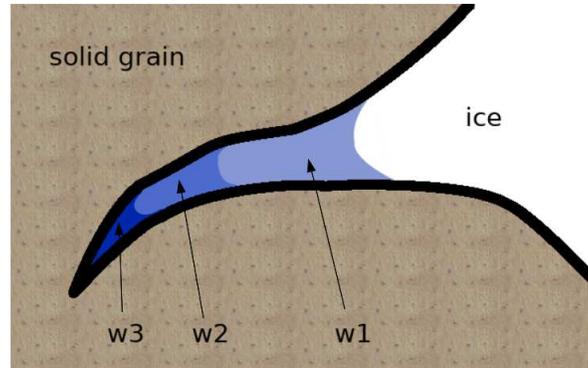


FIGURE 1.13 – Schéma illustrant le gel de l'eau contenue dans le sol. Le phénomène d'attraction capillaire retient l'eau liquide dans les petits espaces formés entre les particules solides. L'eau confinée dans les plus petits volumes ($w3$) gèlera en dernier tandis que dans la partie plus évasée ($w1$), elle se transformera en glace à une température proche de $0^\circ C$.

1.3.4 Accumulation de carbone organique

Le carbone est présent dans les sols sous deux formes, minérale ou bien en composés organiques lorsqu'il provient d'organismes vivants. Ce dernier est généralement désigné par l'acronyme SOC, pour « Soil Organic Carbon » en anglais.

La teneur en matière organique des sols arctiques dépend de la nature du substrat, ainsi que des végétaux qui ont colonisé la surface. D'après Tarnocai et al. (2009), les formations lœssiques, les tourbières à pergélisol et les dépôts deltaïques sont les sols arctiques qui contiennent la plus grande quantité de carbone organique. Ils font partie de la catégorie des cryosols turbiques et organiques. De nombreuses estimations de la teneur en carbone organique dans les cryosols n'incluent que les couches superficielles, alors que d'importantes quantités de SOC ont été observées dans les couches profondes (Kimble, 2004). Les plus récentes estimations se basent sur des mesures réalisées jusqu'à 3 mètres de profondeur (Figure 1.14). Elles font état d'environ 1300 à 1672 Pg de SOC contenu dans les cryosols arctiques, soit environ 30% du carbone organique des sols mondiaux (Hugelius et al., 2014; Tarnocai et al., 2009). Les cryosols constitueraient ainsi un des principaux réservoirs de carbone organique terrestre. Mais

6. United States Department of Agriculture (USDA)

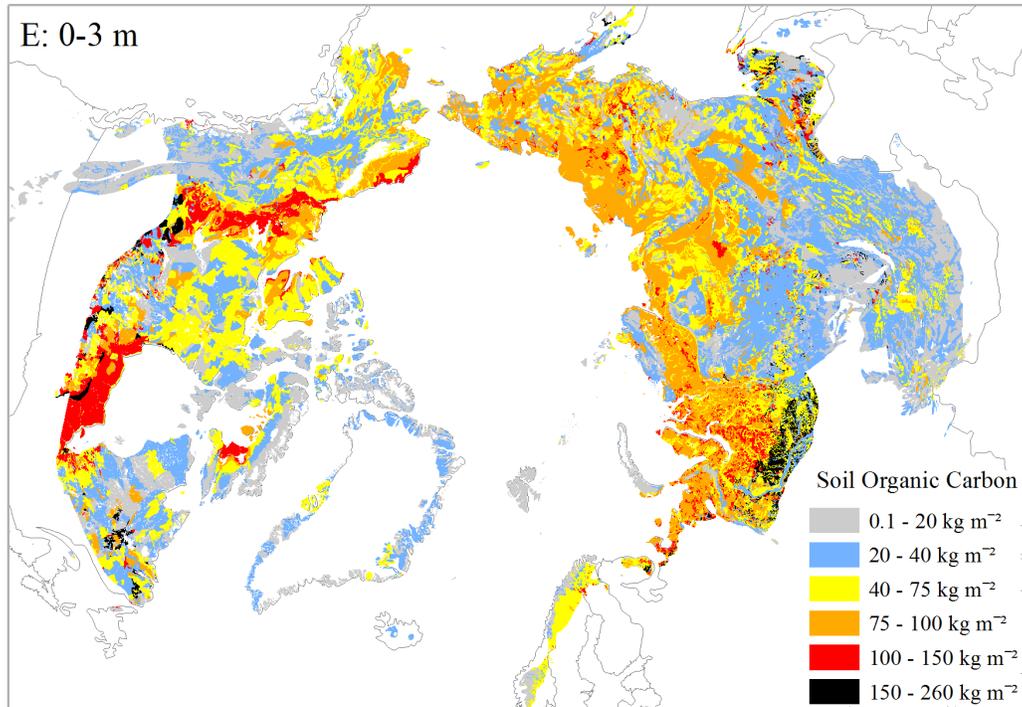


FIGURE 1.14 – Carte des teneurs en carbone organique (en kg m⁻²) estimées dans les sols arctiques jusqu'à une profondeur de 3 mètres (Hugelius et al., 2014).

les conditions particulières d'accumulation et d'enfouissement du carbone dans les cryosols rendent difficile l'évaluation précise de la quantité totale de SOC.

L'accumulation de matière organique est un processus capital dans la formation des cryosols, puisqu'elle finit par constituer d'importants réservoirs de carbone terrestre. Schuur et al. (2008) distinguent deux modes d'accumulation du carbone dans les sols affectés par le pergélisol. Tout d'abord, considérons le cas où le stockage se déroule simultanément à l'aggradation de matière en surface du cryosol. Les dépôts successifs de débris organiques et de sédiments éoliens et alluviaux en surface enfouissent progressivement le carbone en profondeur, à une vitesse de l'ordre de 0.7 mm par an. C'est ainsi que d'abondants dépôts loessiques ont eu lieu en Sibérie et Alaska au cours du dernier maximum glaciaire, formant un sol gelé de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur riche en carbone appelé Yedoma (Zimov et al., 2006; Schuur et al., 2015). Ce type de pergélisol est dit syngénétique. À l'inverse, lorsque le gel intervient après le dépôt des sédiments il est qualifié de pergélisol épigénétique. Dans ce cas, la présence de SOC séquestré dans les couches profondes provient du phénomène de cryoturbation, c'est à dire le remaniement des matériaux sous l'effet des cycles de gel-dégel et qui entraîne l'enfouissement du carbone des couches superficielles.

Ces méthodes d'accumulation résultent en une répartition du carbone dans les cryosols qui diffère des autres sols, car elles permettent d'incorporer du carbone organique en profondeur

jusque dans le pergélisol. Le mélange de la matière organique avec les couches minérales sous-jacentes expose le carbone aux interactions avec les minéraux, à des basses températures et à des teneurs en eau limitées. Ces conditions sont favorables au développement et à la préservation de réservoirs de carbone (Kimble, 2004). Le carbone organique est décomposé très lentement dans les cryosols car l'activité biogéochimique est inhibée par les faibles conditions de température et d'humidité (French, 2013; Kimble, 2004). Tant que ces conditions perdurent, elles permettent au SOC de s'accumuler. Néanmoins, la respiration bactérienne a tout de même lieu dans les cryosols pendant le dégel estival, et dans une moindre mesure en hiver dû à la présence d'eau liquide même à des températures négatives.

Le SOC subit donc une lente dégradation, durant laquelle se forment des composés organiques fins qui constituent l'humus. Avec le temps, l'activité bactérienne aboutit à la minéralisation des nutriments contenus dans le SOC (dont les principaux sont le carbone *C*, l'azote *N* et le phosphore *P*), en les transformant par réaction biochimique en éléments inorganiques disponibles pour les organismes vivants (Jonasson et al., 2001; Schimel et al., 2004; Schuur et al., 2015). Les interactions biochimiques qui ont lieu dans les cryosols sont marquées par la saisonnalité de l'infiltration et la présence d'eau liquide, elles dépendent donc de la taille et de la nature des particules solides du sol.

1.3.5 Dégel et rétroaction climatique

Les cryosols sont caractéristiques des régions froides, ils sont particulièrement abondants dans les régions arctiques où les conditions climatiques et environnementales favorisent le gel du sol. Les changements de phase de l'eau au cours des cycles de gel-dégel confèrent aux cryosols des propriétés physico-chimiques uniques, et contrôlent les processus cryogéniques à l'origine du développement de ces sols.

Mais le réchauffement du climat affecte la dynamique des cryosols en modifiant l'ensemble de leurs propriétés physiques et chimiques. L'augmentation des températures dans l'Arctique entraîne l'épaississement de la couche active aux dépens du pergélisol (Schuur et al., 2008). En dégelant, les couches supérieures du pergélisol riches en glace de ségrégation s'affaissent et provoquent un tassement de la surface. Ce phénomène d'érosion, dit thermokarstique, traduit l'instabilité du cryosol (Shur and Jorgenson, 2007; Osterkamp and Burn, 2015). Le pergélisol sous-jacent limitant le drainage, l'eau de fonte s'accumule dans la dépression topographique et peut former une mare de thermokarst. Ces mares, de même que la neige qui s'accumule aussi favorablement dans les creux du relief, jouent le rôle de couche tampon en limitant le gel du sol (French, 2013; Jorgenson et al., 2010; Schimel et al., 2004). La dégradation du pergélisol est ainsi amplifiée, avec des conséquences sur tout l'écosystème (Osterkamp and Jorgenson, 2009).

Du point de vue biochimique, le réchauffement de l'air et du sol accentue l'activité des micro-

organismes (Schimel et al., 2004). Le dégel du sol expose le carbone organique à la décomposition bactérienne, qui conduit à la minéralisation des nutriments et au rejet de gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4) vers l’atmosphère (Schuur et al., 2008, 2015; Sturm et al., 2001b). Les cryosols stockant d’énormes quantités de carbone organique, leur dégradation est susceptible d’accélérer fortement le réchauffement du climat terrestre constituant ainsi une rétroaction climatique positive majeure.

C’est dans ce contexte que de nombreuses études se portent maintenant sur l’évolution du régime thermique des sols arctiques, liée aux changements climatiques et environnementaux. Les propriétés de la neige et de la végétation, dont dépendent les conditions d’existence du pergélisol, évoluent aussi en réponse aux modifications du climat. Il est donc nécessaire d’étudier leurs évolutions couplées et de comprendre leurs influences respectives pour parvenir à prévoir l’avenir des cryosols.

1.4 Facteurs environnementaux qui contrôlent le régime thermique du pergélisol

En zone de pergélisol discontinu, il est possible de rencontrer du cryosol alors que la température moyenne annuelle de l’air est positive, ou inversement des sols dégélés à des températures négatives (Shur and Jorgenson, 2007). Cela s’explique par des facteurs locaux qui régissent les échanges de chaleur entre l’atmosphère et la surface du terrain. La couverture de neige au sol ainsi que la hauteur et la densité du couvert végétal sont les principaux facteurs environnementaux qui impactent la température de la surface et du sol sous-jacent, ils constituent la couche tampon (Osterkamp and Burn, 2015; French, 2013).

1.4.1 Neige

En s’accumulant sur le sol, les cristaux de neige forment progressivement un milieu poreux constitué de glace et d’air, de vapeur d’eau et parfois d’eau liquide et d’impuretés : le manteau neigeux. De par ses propriétés particulières d’isolation thermique, la présence d’un manteau neigeux influe significativement sur le régime thermique du sol sous-jacent en établissant une interface qui contrôle les échanges d’énergie entre l’atmosphère et le sol (Zhang, 2005).

Alors que le sol a emmagasiné la chaleur de l’été, le refroidissement hivernal de l’air entraîne un écart de température élevé entre l’atmosphère et le sol, qui génère un flux de chaleur à travers le manteau neigeux. Ce flux de chaleur F (en $W m^{-2}$) varie selon deux paramètres principaux, l’épaisseur de neige dz (en m) et sa conductivité thermique k_{neige} (en $W m^{-1} K^{-1}$), et s’exprime d’après la loi de Fourier :

$$F = -k_{neige} \frac{dT}{dz} \quad (1.2)$$

avec dT/dz le gradient vertical de température dans la neige (en $K\ m^{-1}$), qui dépend de la différence de température dT entre la surface et la base du manteau neigeux et de son épaisseur dz . Le flux de chaleur qui s'établit à travers le manteau neigeux est orienté verticalement, généralement de la base du manteau vers sa surface plus froide, jusqu'au réchauffement printanier et l'inversion du gradient thermique. Le pouvoir isolant de la neige contrôle l'intensité du flux de chaleur, et donc les échanges thermiques entre le sol et l'atmosphère. Les transferts de chaleur s'effectuent non seulement par conduction entre les cristaux de glace (k_{glace}), mais aussi par conduction à travers l'air interstitiel (k_{air}) et par les échanges d'énergie latente (k_{latent}) causés par des changements de phase de l'eau et par la diffusion de vapeur d'eau dans les pores (Calonne et al., 2011; Morin et al., 2010). Un phénomène de convection peut également intervenir dans certaines situations (Sturm and Benson, 1997). La conductivité thermique de la glace ($k_{glace} = 2.2\ W\ m^{-1}\ K^{-1}$) étant cent fois supérieure à celle de l'air ($k_{air} = 0.023\ W\ m^{-1}\ K^{-1}$), la chaleur se propage majoritairement à travers le manteau par les réseaux de cristaux de glace interconnectés (Fig. 1.15). k_{neige} va ainsi varier en fonction de la microstructure de la neige, allant de 0.026 à $0.65\ W\ m^{-1}\ K^{-1}$ (Sturm et al., 1997).

D'après l'équation 1.2, les échanges de chaleur seront plus lents (F plus faible) avec l'épaississement du manteau neigeux (dz plus élevé), et/ou si les grains de neige sont moins connectés entre eux (k_{neige} plus faible). C'est la démonstration mathématique d'un phénomène connu depuis longtemps, citons par exemple Jules Verne avec *Le Pays des Fourrures*, paru en 1873 :

« La neige, en effet, est, de sa nature, une mauvaise conductrice de la chaleur ; elle ne permet pas à celle-ci d'entrer, il est vrai, mais, ce qui est beaucoup plus important pendant les hivers arctiques, elle l'empêche de sortir. » (Verne, 1873)

Mais un manteau neigeux est en général constitué de plusieurs couches qui présentent des propriétés différentes, et qui évoluent durant l'hiver en fonction des conditions météorologiques auxquelles elles sont soumises (Colbeck, 1991). Le métamorphisme désigne l'ensemble des transformations morphologiques subies par la neige lors de son évolution post-dépôt. Le pouvoir isolant d'un manteau neigeux dépend donc des propriétés des couches qui le constituent, et peut être exprimé par sa résistance thermique R_T (Domine et al., 2012) :

$$R_T = \sum_i \frac{h_i}{k_{neige,i}} \quad (1.3)$$

avec h_i l'épaisseur de la couche i . Une bonne connaissance de la structure détaillée du manteau neigeux et de son évolution est donc indispensable pour calculer le régime thermique du pergélisol.

En Arctique, trois processus fondamentaux interviennent dans le métamorphisme de la neige, dépendamment de la présence d'eau liquide, du gradient de température et de l'intensité du vent (Colbeck, 1991; Domine et al., 2007a; Sommerfeld and LaChapelle, 1970). Dans tous

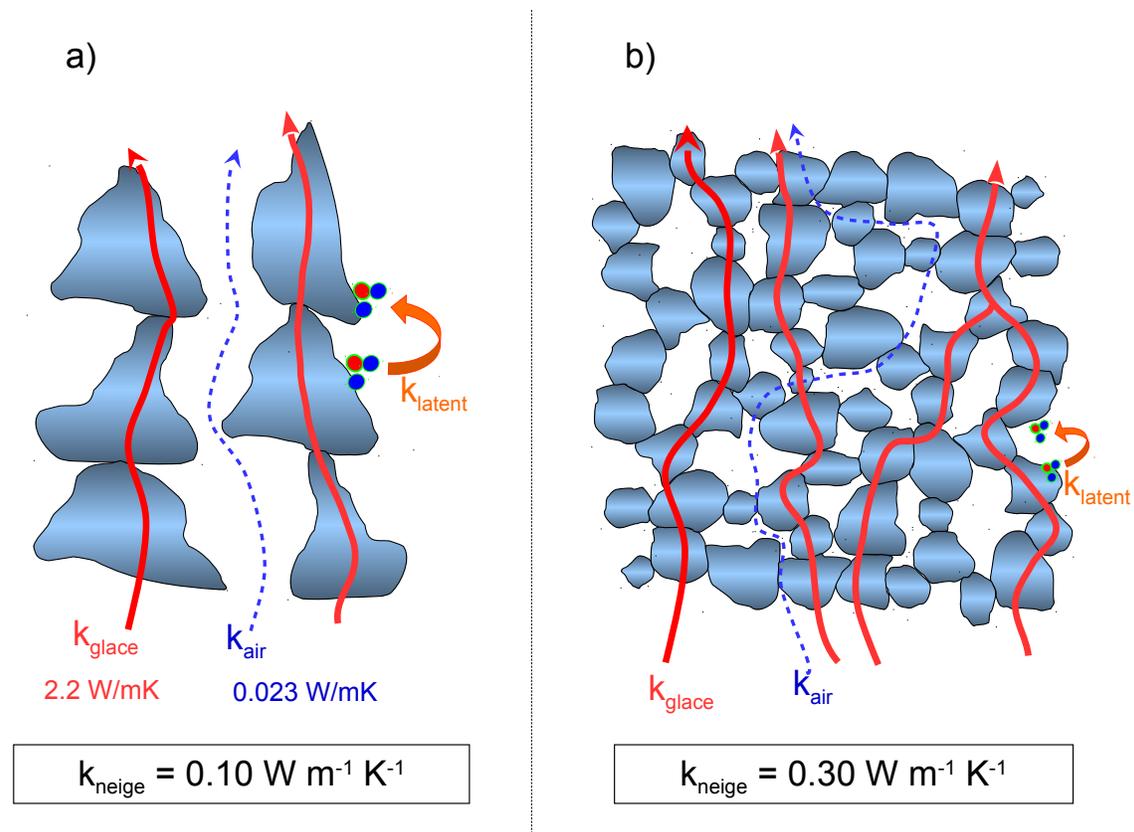


FIGURE 1.15 – Représentation simplifiée des transferts de chaleur dans la neige, pour une neige (a) tendre à gros grains peu connectés (par ex. givre de profondeur) et (b) dure à grains fins très connectés (par ex. plaque à vent). Les échanges se font principalement par conduction à travers le réseau cristallin, car $k_{\text{glace}} > k_{\text{air}}$ et k_{latent} . Par conséquent, la conductivité thermique de la neige dépend de sa microstructure. (Crédit : F. Dominé)

les cas, ces processus modifient la forme des grains, leur taille, la cohésion et affectent par conséquent l'ensemble des propriétés physiques, chimiques et mécaniques du manteau neigeux.

Effet du vent L'Arctique étant venté et recouvert de neige en moyenne neuf mois par an, la structure du manteau neigeux peut être autant déterminée par la variabilité des précipitations que par l'action mécanique du vent (Dominé et al., 2002; Sturm et al., 2001b). Pendant leur chute ou en surface du manteau, les cristaux de neige peuvent être soulevés, transportés et brisés par le vent, et les collisions entre eux les réduisent à des petites particules rondes. Leur accumulation est alors gouvernée par la topographie, les parties exposées au vent sont érodées tandis qu'ils s'accumulent dans les zones protégées du vent, où ils forment des couches de neige dures constituées de grains fins (Fig. 1.15b). Ce phénomène s'accompagne de l'apparition de ponts de glace entre les grains, appelée cohésion de frittage, et conduit à la formation de croûtes ventées de masse volumique ($300 - 600 \text{ kg m}^{-3}$) et de conductivité thermique élevées

(0.2 - 0.6 $W m^{-1} K^{-1}$, Fig. 1.16).

Effet du gradient thermique En l'absence d'eau liquide, le métamorphisme de neige sèche se produit sous forme de transferts de vapeur d'eau à la surface des grains dont l'intensité est déterminée par le gradient de température. L'air interstitiel contient de la vapeur d'eau en quantité variable selon la température, l'air plus chaud pouvant contenir plus de vapeur d'eau. La pression de vapeur d'eau en équilibre avec sa phase liquide ou solide est appelée la pression de vapeur saturante P_{sat} . La relation de Clausius-Clapeyron permet de déterminer P_{sat} (en Pa) au-dessus d'une surface de glace en fonction de la température T :

$$P_{sat}(T) = P_{sat}(T_0) \exp\left(-\frac{L_s}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0}\right)\right) \quad (1.4)$$

avec T_0 une température de référence, L_s la chaleur latente de sublimation de la glace (en $J mol^{-1}$) et R la constante des gaz parfaits ($8.314 J mol^{-1} K^{-1}$). La pression de vapeur saturante, qui détermine la quantité de vapeur d'eau disponible dans l'air interstitiel du manteau neigeux, augmente donc exponentiellement avec la température. Une différence de température entre deux grains de neige superposés cause le gradient des pressions de vapeur, qui génère un flux de vapeur d'eau maintenu par la sublimation d'une partie du grain le plus chaud vers le grain plus froid. Les sublimations et condensations successives des grains de neige font évoluer leur taille et leur forme, c'est le métamorphisme de gradient (Colbeck, 1983; Sommerfeld and LaChapelle, 1970). Ce métamorphisme est d'autant plus important que si le gradient de température est élevé, ce qui se produit généralement au début de l'hiver lorsque le manteau neigeux est peu épais et que le gradient de température est le plus élevé entre l'air froid et le sol encore chaud. Le gradient thermique vertical provoque le transfert de matière des grains les plus chauds à la base du manteau vers les grains plus froids situés au-dessus. La forme des grains dépend de leur vitesse de croissance, lorsque les transferts sont suffisamment rapides des formes anguleuses caractéristiques apparaissent.

Typiquement, l'apparition de faces planes se produit à partir d'un gradient thermique de $5^\circ C m^{-1}$, on parle alors de grains facettés (Fig. 1.16). Au-delà de $20^\circ C m^{-1}$, les sublimations successives de la partie supérieure des grains et la croissance de leur base forment des gros grains de neige creux et de forme pyramidale, le givre de profondeur⁷ (Colbeck, 1983; Dominé et al., 2002; Marbouty, 1980). Dans l'Arctique, la température de l'air pouvant atteindre des valeurs très basses, des gradients thermiques largement supérieurs à $20^\circ C m^{-1}$ sont couramment observés (Domine et al., 2007a; Sturm and Benson, 1997). Ce processus affecte peu la masse volumique de la neige, mais s'accompagne d'une diminution de la conductivité thermique ($0.03 - 0.15 W m^{-1} K^{-1}$) liée à la perte de cohésion (Fig. 1.15a).

7. Aussi appelé « gobelet » à cause de sa forme pyramidale et creuse, le givre de profondeur est une neige bien connue des skieurs pour son manque de cohésion et le risque d'avalanche associé.

Effet de l'eau liquide Lorsque la température est suffisamment élevée, l'apparition d'eau liquide dans le manteau neigeux modifie rapidement la microstructure de la neige. Le métamorphisme de neige humide, qui se déroule à l'interface entre les cristaux de glace et l'eau liquide, est comparable au processus de gel de l'eau du sol tel que décrit dans la section 1.3.3. L'équation 1.1 démontre que la température de congélation (ou de fusion) de l'eau est proportionnelle au rayon de courbure de son interface. Par conséquent, les plus petits grains de neige qui présentent le plus faible rayon de courbure sont les premiers à fondre tandis que les grains plus gros s'arrondissent. L'eau s'accumule au niveau des joints de grain et par écoulement gravitaire densifie les couches inférieures du manteau neigeux. Si cette neige humide subit un refroidissement, son regel entraîne le grossissement rapide des grains et la formation de solides ponts de glace entre eux, c'est la cohésion de regel. La neige prend alors l'aspect d'une croûte de regel de masse volumique ($150 - 400 \text{ kg m}^{-3}$) et de conductivité thermique ($0.1 - 0.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) élevées (Fig. 1.16).

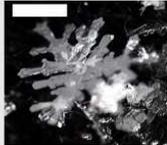
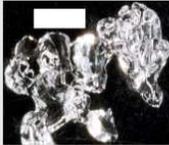
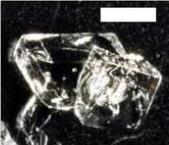
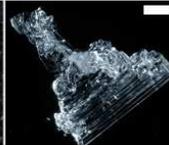
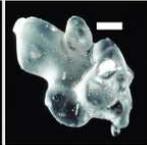
Type de neige	Neige fraîche	Grains fins, croûtes de vent	Grains facettés	Givre de profondeur	Croûte de regel
Symbole	+	• ✎	□	∧	⊗
Masse volumique, kg m^{-3}	50 - 200	300 - 600	130 - 300	150 - 300	150 - 400
Conductivité thermique, $\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$	0.03 - 0.12	0.20 - 0.60	0.08	0.03 - 0.15	0.10 - 0.50
Photo					

FIGURE 1.16 – Principaux types de neige rencontrés en Arctique, symboles usuels d'après Fierz et al. (2009) et valeurs typiques de densité et de conductivité thermique d'après Dominé et al. (2002); Domine et al. (2007a); Sturm et al. (1997). Sur les photos, les barres d'échelle mesurent 1 mm. (Crédit photo : F. Dominé)

Finalement, une dernière particularité de la neige est sa capacité à renvoyer une grande partie de l'énergie qui provient du rayonnement solaire vers l'atmosphère. Son albédo est le plus élevé de toutes les surfaces terrestres, il varie entre 0.6 et 0.9 tandis que la surface des sols arctiques a un albédo moyen inférieur à 0.3 (Sturm et al., 2005a; Jorgenson et al., 2010). Ce déficit d'énergie solaire en hiver a pour effet d'abaisser la température à la surface du manteau neigeux, et ainsi d'accroître l'écart de température avec le sol. L'albédo de la neige varie avec deux paramètres : la taille des grains et la teneur en impuretés (Warren, 1982). Pour des couches de neige d'épaisseur finie, comme c'est le cas pour tous les manteaux neigeux saisonniers, la masse volumique affecte aussi l'albédo en agissant sur l'épaisseur optique qui détermine l'absorption et la diffusion du rayon lumineux dans la neige (Bohren and Barks-

trom, 1974). Les longueurs d'onde visibles du rayonnement électromagnétique (0.36 - 0.7 μm) sont diffusées par les grains de neige, l'absorption est quasi-nulle ce qui implique un albédo élevé. Cependant, la présence d'impuretés (poussières minérales, carbone suie, débris végétaux, etc.) augmente l'absorption du rayonnement visible et diminue donc l'albédo de la neige. Le rayonnement proche-infrarouge (0.7 - 2.5 μm) est lui partiellement absorbé par les grains de neige. La glace devient le principal absorbeur, l'albédo dépend alors de la taille des grains. Plus ceux-ci sont gros et plus l'absorption est importante, la présence d'impuretés n'influe pas sur l'absorption dans ces longueurs d'onde (Warren and Wiscombe, 1980). La neige fraîche, constituée de petits cristaux de formes complexes et « propres », a donc l'albédo le plus élevé. Avec le métamorphisme, la taille des grains évolue et par conséquent l'albédo aussi. En brisant les grains en de plus petites particules, le vent a la capacité de faire augmenter l'albédo de la neige. Autrement, l'albédo diminue avec le temps et avec la formation de gros grains de givre de profondeur ou de neige humide (Domine et al., 2009), et avec le dépôt d'impuretés qui augmentent l'absorption.

La couverture de neige au sol va donc limiter le refroidissement hivernal du sol grâce à son pouvoir isolant. Mais ce dernier dépend des propriétés physiques de la neige, qui peuvent être affectées par des facteurs externes comme la présence de végétation.

1.4.2 Végétation

Les formations végétales qui caractérisent les régions arctiques sont composées de deux grands ensembles, ou biomes : la forêt boréale (*taïga*) et la steppe herbacée (*toundra*, Fig. 1.17). La frontière entre les biomes est largement contrôlée par les conditions climatiques, en particulier par la température et les précipitations (Harsch et al., 2009).

Dans les régions subarctiques, la forêt boréale forme une vaste continuité boisée s'étendant sur plus de 6 000 km de longitude en Eurasie et sur 3 500 km en Amérique du Nord. Au total, elle occupe environ 10% des terres émergées (CAFF, 2001). Les arbres les plus répandus sont des conifères adaptés au froid, comme les épinettes, les sapins, les pins et les mélèzes (Fig. 1.18). On trouve également des feuillus, notamment les bouleaux, les saules et les peupliers, ainsi qu'un tapis végétal constitué de mousses et lichens et quelques herbacées.

En montant vers les hautes latitudes, la forêt devient de plus en plus clairsemée et arbustive. La transition entre taïga et toundra, appelée écotone ou limite des arbres, varie en latitude en fonction des différences climatiques. Elle s'établit actuellement vers 68°N dans l'Ouest canadien, 70°N en Scandinavie et à seulement 55° de latitude nord au Québec. Elle suit approximativement la ligne de Köppen, qui matérialise l'isotherme +10°C de la moyenne du mois le plus chaud (CAFF, 2001).

En zone de toundra, les conditions climatiques extrêmes et la présence du pergélisol limite la croissance des végétaux. Il y pousse principalement une végétation de type herbacée (gra-

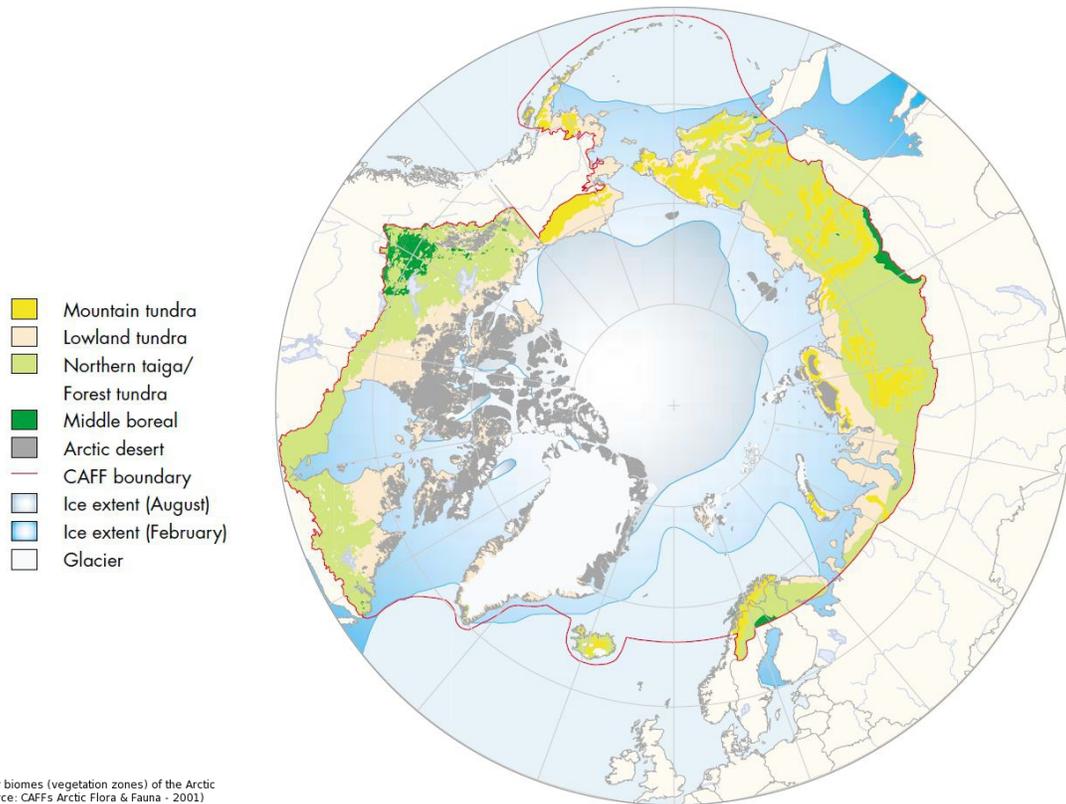


FIGURE 1.17 – Carte des principaux biomes arctiques (CAFF, 2001).



FIGURE 1.18 – La forêt boréale en hiver. La neige est peu dense et constitue un manteau d'environ 50 à 60 cm d'épaisseur. Whapmagoostui-Kuuujuarapik, Québec, Canada.

minées, cypéracées), des mousses et lichens ainsi que quelques espèces arbustives (bouleaux nains, saules et aulnes, Fig. 1.19). Dans les régions les plus septentrionales, ou à des altitudes élevées, la température et l'humidité sont trop faibles pour que la végétation puisse se développer. Les seules espèces végétales capables de survivre dans ces conditions sont des plantes non-vasculaires telles que les mousses et les lichens, regroupées sous l'appellation de croûte biologique (Bliss et al., 1994). Autrement la roche affleure en surface, lorsqu'elle n'est pas recouverte de neige et de glace, façonnant le paysage typique des déserts polaires. Au nord de la limite des arbres, les paysages et la végétation sont grandement influencés par la présence du pergélisol. En bloquant l'accès aux nutriments et le développement racinaire, le pergélisol limite la taille et le type de plantes qui peuvent se développer. De plus, le déplacement répété des matériaux du sol soumis à la cryoturbation rend l'habitat instable pour les plantes.



FIGURE 1.19 – La toundra enneigée. Le manteau neigeux est compact et mesure 20 à 30 cm d'épaisseur. Île Bylot, Nunavut, Canada.

Mais les conditions d'existence du pergélisol dépendent aussi de la végétation, qui joue un rôle majeur dans les échanges d'énergie et de chaleur à l'interface sol-atmosphère. Les conséquences sur la température du sol sont variables selon le type de couvert végétal. L'été, la végétation limite l'insolation du sol par effet d'ombrage, et accentue la perte d'humidité du sol vers l'atmosphère par évapotranspiration. Ces deux effets tendent à réduire localement le réchauffement estival du sol (Blok et al., 2010; Osterkamp and Burn, 2015). De même, la présence d'un tapis de mousse à faible conductivité thermique isole le sol-sous-jacent, et participe ainsi à diminuer le flux de chaleur qui pénètre dans le sol en été (Walker et al., 2003; Beringer et al., 2001). Mais la mousse a aussi une forte capacité de rétention d'eau qui affecte l'hydrologie du sol. Lorsque la mousse est saturée en eau, sa conductivité thermique augmente et facilite les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère. Ce phénomène est particulièrement important l'automne, quand le sol commence à geler. La conductivité thermique de la mousse gelée est élevée, et favorise la perte de chaleur du sol (Osterkamp and Burn, 2015). Toutefois en absorbant une

plus grande part de l'énergie solaire, le développement d'une couverture végétale sombre diminue l'albédo de la surface et retient le rayonnement infrarouge qui réchauffe l'atmosphère et le sol pendant la nuit. De plus, l'augmentation de la concentration atmosphérique en vapeur d'eau amplifie l'effet de serre. Ces phénomènes contribuent au réchauffement atmosphérique, constituant des rétroactions positives qui interviennent à l'échelle régionale et globale (Chae et al., 2015; Pearson et al., 2013).

L'impact du couvert végétal sur le régime thermique du sol varie selon le type de végétation, sa hauteur et sa densité. L'été, la végétation agit directement sur les échanges d'énergie entre le sol et l'atmosphère. En hiver, la végétation a aussi des effets indirects sur la température du sol car elle influence les propriétés de la neige.

1.4.3 Évolution couplée climat-végétation-neige-pergélisol

Parmi les conséquences du réchauffement climatique global, la dynamique des communautés végétales arctiques est particulièrement touchée par l'évolution des températures et des précipitations (Hinzman et al., 2005; Serreze et al., 2000; Post et al., 2009). De nombreuses observations attestent de la transformation du paysage arctique et subarctique, liée à la migration des espèces végétales et aux changements de leur abondance. La croissance d'espèces ligneuses érigées (arbustes, arbres) est favorisée, l'expansion d'espèces arbustives qui colonisent les espaces de toundra herbacée est observée à travers l'ensemble des régions arctiques et subarctiques (Boulanger-Lapointe et al., 2014; Myers-Smith et al., 2011; Ropars and Boudreau, 2012; Tape et al., 2006). La transition entre taïga et toundra est aussi affectée, avec le déplacement vers le nord de la limite des arbres (Danby and Hik, 2007; Harsch et al., 2009; Pearson et al., 2013). Les propriétés du manteau neigeux étant fortement dépendantes de la présence de végétation (Sturm et al., 1995), l'évolution des conditions climatiques entraîne des changements considérables du couvert nival et du régime thermique du sol.

La présence d'une végétation érigée a pour effet de ralentir la vitesse du vent à proximité de la surface. La végétation peut alors piéger la neige transportée par le vent, et restreindre la perte d'eau causée par la sublimation lors du transport éolien. En toundra arctique, au-dessus de la limite des arbres, les observations font état d'épaisseurs de neige au sol plus importantes à proximité des arbustes (Liston et al., 2002; Sturm et al., 2001b), avec pour conséquence des températures à l'interface neige-sol plus élevées (Fig. 1.20). Le même phénomène se produit en forêt, où l'accumulation de neige augmente avec la densification des arbres (Domine et al., 2007a; Rasmus et al., 2011; Sturm et al., 1995).

En plus d'intercepter la neige soufflée, la présence d'une végétation érigée limite le tassement de la neige causée par le vent. Le manteau neigeux qui se développe est épais et peu dense, donc à fort pouvoir isolant. Le sol se refroidit moins, par conséquent le gradient thermique à travers le manteau neigeux est amplifié. Ces conditions favorisent la croissance de givre

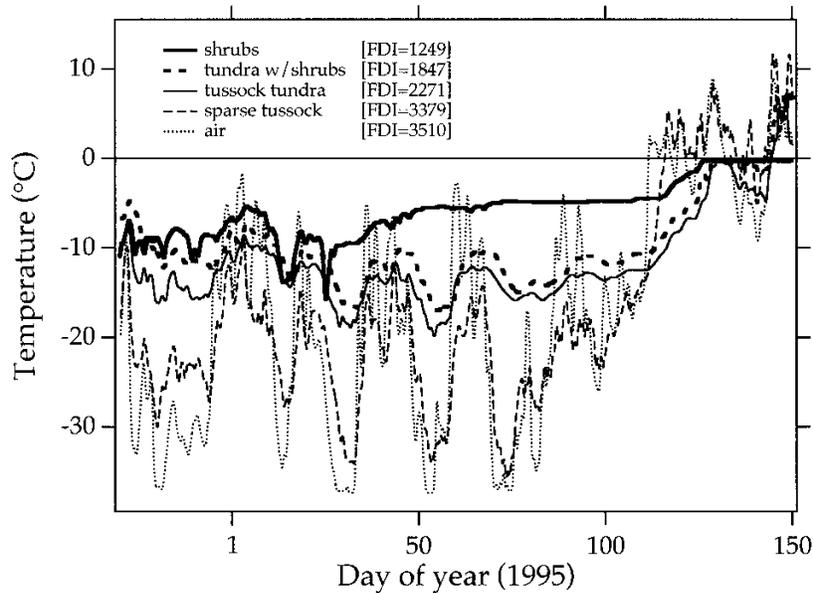


FIGURE 1.20 – Températures à l’interface neige-sol en toundra arctique, en fonction de la végétation (Sturm et al., 2001b).

de profondeur à faible conductivité thermique, et constituent ainsi une rétroaction positive accélérant le réchauffement du sol (Sturm et al., 2001b).

Enfin, la présence d’arbustes ou d’arbres qui dépassent de la neige assombrissent sa surface, et donc absorbent une plus grande part d’énergie solaire (Chapin, 2005). D’après Sturm et al. (2005b), les branches d’arbustes peuvent réduire de 30% l’albédo de la neige. La fonte du manteau neigeux est alors plus rapide, ce qui impacte directement la durée d’enneigement (Pomeroy et al., 2006).

Ces effets constituent les principales interactions de la neige avec la végétation. En retour, l’isolation accrue du manteau neigeux profite à la croissance de la végétation en la protégeant de l’abrasion du vent et de la dessiccation hivernale (Bokhorst et al., 2008; Sturm et al., 2001b). De plus, le réchauffement du sol facilite le recyclage des nutriments indispensables à la croissance des plantes (Schimel et al., 2004; Sturm et al., 2005b). Avec l’augmentation des températures hivernales du sol, les bactéries ont accès à de plus grandes quantités d’eau liquide et leur activité est renforcée. La dégradation de la matière organique ainsi que la minéralisation des nutriments sont accrues (Sturm et al., 2001b, 2005b). En particulier, le processus de nitrification (oxydation de l’azote atmosphérique en nitrate par les bactéries) devient plus intense, produisant une plus grande quantité d’azote inorganique disponible pour la croissance des plantes (Chapin, 2005; Jonasson et al., 2001). Une boucle de rétroaction positive relie ainsi la neige, la végétation et le pergélisol (Fig. 1.21).

Les propriétés de la surface, et en particulier la neige et la végétation, contrôlent les échanges

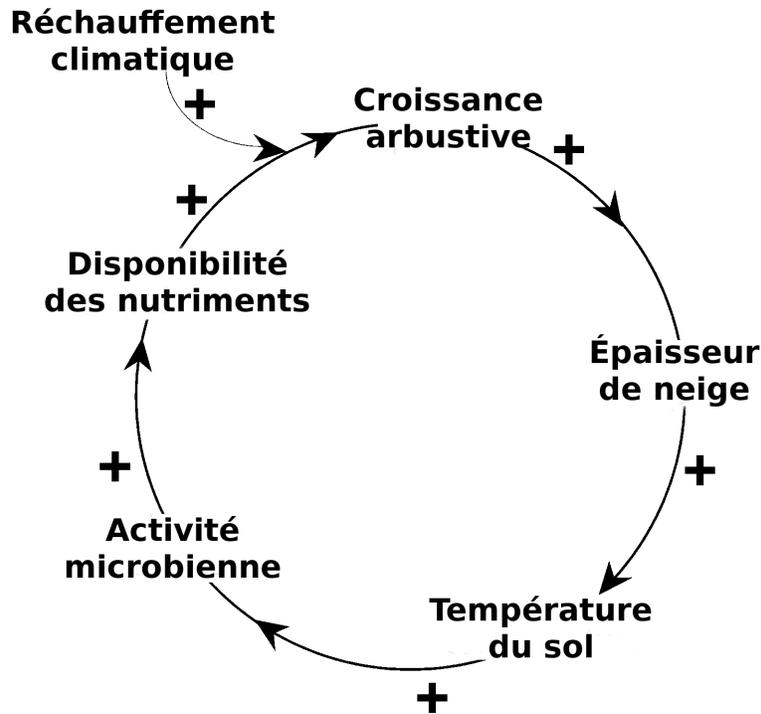


FIGURE 1.21 – Boucle de rétroaction climat-neige-végétation-sol d’après Sturm et al. (2005b).

d’énergie et de chaleur entre l’atmosphère et le sol. Leurs impacts sur la température du sol sont variés, et leurs interactions intensifient la complexité du système. Les conditions d’existence des cryosols sont donc sensibles aux variations du climat et à leurs impacts sur les propriétés de la surface. La prévision de leurs évolutions couplées est difficile, mais nécessaire pour estimer la vitesse de dégel du pergélisol et les émissions de GES résultantes. Les problématiques qui ressortent sont les suivantes :

1. Quels sont les processus qui déterminent les propriétés physiques des manteaux neigeux arctiques, et comment sont-ils affectés par la présence de végétation ?
2. La croissance de la végétation accélère ou ralentit-elle la dégradation du pergélisol ?
3. Les modèles numériques actuels sont-ils capables de simuler les propriétés des manteaux neigeux arctiques et le régime thermique du pergélisol ?

1.5 Objectifs, hypothèses de recherche et plan de la thèse

L’objectif général de cette thèse est d’apporter des éléments de réponse à ces questions. Pour cela, nous avons mené en parallèle des campagnes de terrain, afin d’effectuer des observations et de récolter des données locales, et un travail de modélisation visant à simuler nos observations. Plus spécifiquement, le but de cette recherche doctorale est de suivre l’évolution saisonnière des propriétés physiques de la neige dans un site haut-arctique (Île Bylot, 73°N) et un site bas-arctique (Umiujaq, 56°N), en utilisant des mesures issues de stations automatiques complétées

par des mesures manuelles. Les résultats sont interprétés en fonction du couvert végétal et des conditions climatiques. Les contrastes entre ces deux sites d'étude donnent un aperçu de la diversité des zones bioclimatiques en Arctique. Des simulations numériques du couvert nival et du pergélisol sont ensuite réalisées à l'aide des modèles couplés sol-neige au sein de la plateforme de modélisation de surface SURFEX. Les résultats permettent d'identifier les obstacles majeurs rencontrés par les modèles actuels pour simuler correctement la température des sols arctiques.

Le **chapitre 2** décrit les conditions climatiques et environnementales de nos sites d'étude, ainsi que les méthodes expérimentales employées pour mesurer l'évolution des conditions climatiques locales, des propriétés de la neige et du sol. Certaines mesures réalisées sont inédites dans ces régions, c'est le cas du suivi automatique de la conductivité thermique de la neige. Nous décrivons aussi dans cette partie les modèles utilisés et leur fonctionnement. Un point important a été la construction des fichiers destinés à forcer les modèles avec les conditions climatiques locales. Pour cela, nous avons utilisé les mesures issues des stations météorologiques complétées par les données de réanalyse ERA-interim.

Le **chapitre 3** est dédié à l'étude du manteau neigeux à l'île Bylot, un site haut arctique dans l'archipel canadien. Situé en zone de pergélisol continu, ce site est colonisé par une végétation rase typique de la toundra herbacée. La neige y est donc peu perturbée par la végétation. L'objectif ici est de répondre à la première question : quels sont les processus qui déterminent les propriétés physiques de la neige arctique, en absence de végétation ? Nos observations s'intéressent alors à l'évolution de la structure du manteau neigeux et des conductivités thermiques de la neige et du sol.

Le **chapitre 4** présente les résultats de modélisation des propriétés de la neige et du pergélisol à l'île Bylot. Nous cherchons ainsi à répondre à la troisième question : les modèles numériques actuels peuvent-ils simuler les propriétés de la neige arctique et la température du sol résultante ? Les sorties de modèle sont comparées aux mesures de terrain afin d'évaluer la capacité des modèles couplés sol-neige ISBA-Crocus et ISBA-ES à reproduire les conditions observées.

Le **chapitre 5** dresse le bilan de nos recherches à Umiujaq, dans le bas arctique canadien. Ce site est colonisé par une grande variété d'espèces végétales, notamment des arbustes et des arbres, ce qui permet d'étudier leurs impacts respectifs sur les propriétés thermiques de la neige afin de répondre aux deux premières questions. Nous nous sommes particulièrement intéressés à l'impact de la végétation sur la mise en place du manteau neigeux au début de l'hiver et sur le gel du sol résultant.

Enfin, les résultats de modélisation des conditions observées à Umiujaq sont discutés au **chapitre 6**. Dans ce dernier chapitre, nous proposons des améliorations visant à intégrer certaines des interactions neige-végétation dans les modèles de neige en réponse à la troisième question pour la toundra arbustive et forestière.

Chapitre 2

Méthodes expérimentales et de modélisation

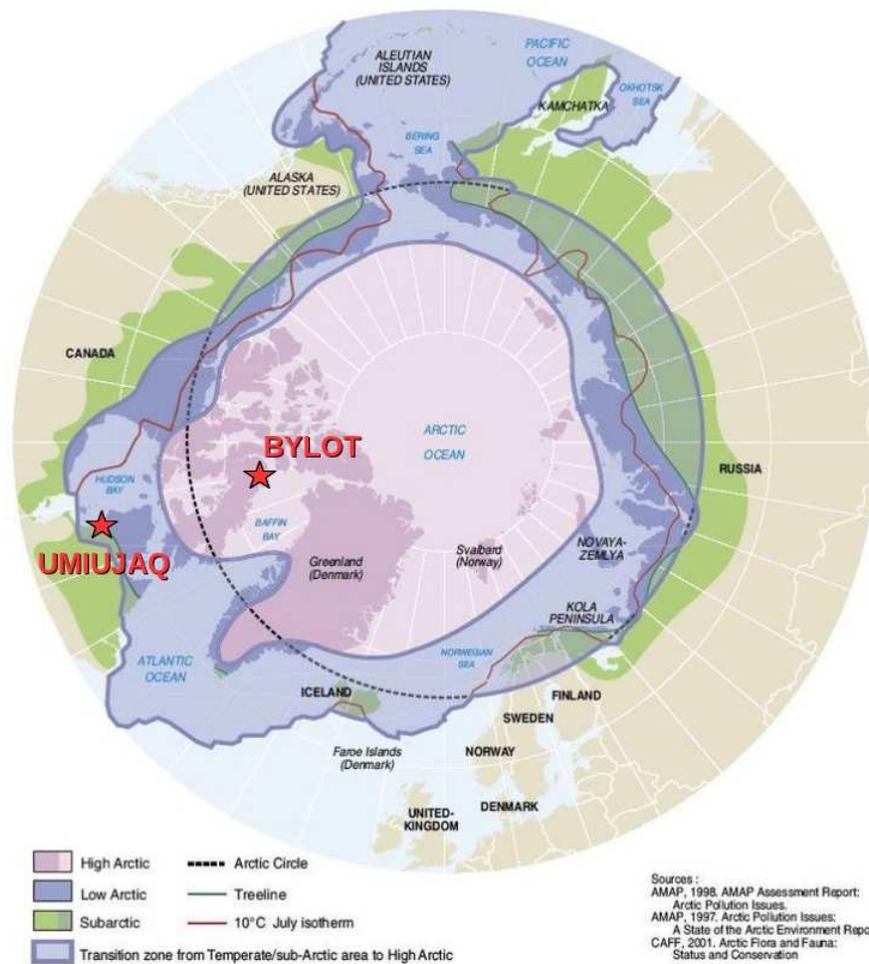


FIGURE 2.1 – Localisation des sites d'étude sur la carte de l'Arctique en projection polaire, et limites climatiques usuelles, d'après CAFF (2001).

2.1 Description générale des sites d'étude

Nos sites d'étude se trouvent dans les régions arctiques et subarctiques du Canada, le long d'un gradient latitudinal qui traverse différentes zones climatiques (Fig. 2.1). Ils font partie du réseau de recherche du Centre d'Études Nordiques (CEN), et ont été sélectionnés pour la diversité des écosystèmes qu'ils accueillent, représentatifs de leurs climats respectifs. Ils comprennent de la toundra herbacée, de la toundra arbustive avec des arbustes bas (≤ 40 cm) et hauts (de 40 cm à 2 m), et de la toundra forestière. De même, la présence de pergélisol s'intensifie avec la disparition de la végétation.

2.1.1 île Bylot

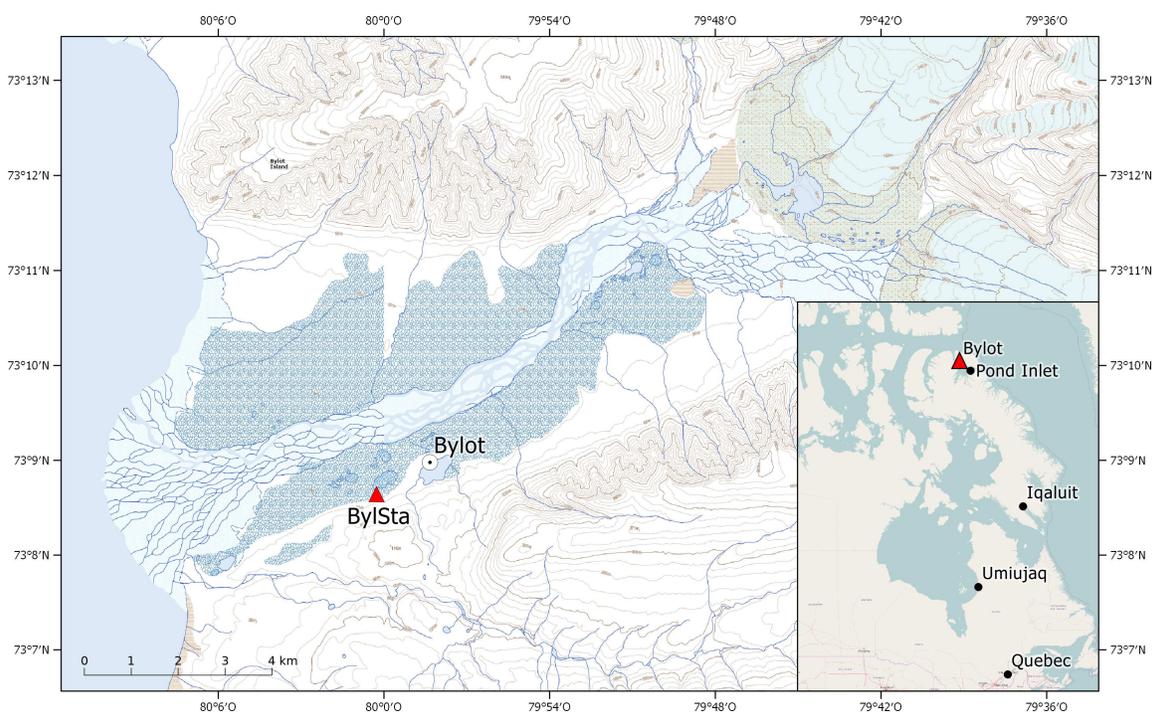


FIGURE 2.2 – Localisation générale de l'île Bylot (Nunavut, Canada), et agrandissement de la zone d'étude (vallée de Qarlikturvik). L'emplacement du camp et de la station BylSta sont indiqués sur la carte élargie. Crédit : RNCAN

L'île Bylot (73°08'N ; 80°00'W) se situe au nord de la terre de Baffin, dans le territoire du Nunavut, Canada (Fig. 2.2). D'une superficie de 11 100 km², elle fait partie de l'archipel arctique canadien et est la 17^e plus grande île du Canada. Elle fut nommée d'après l'explorateur britannique Robert Bylot, qui découvrit l'île en 1616 à bord du *Discovery* et en compagnie de William Baffin au cours de leurs expéditions à la recherche du passage du nord-ouest. Sa côte est distante d'environ 20 km de Pond Inlet (ou Mittimatalik en inuktitut), le village le plus proche installé à la pointe nord de l'île de Baffin. Soumise à un climat haut arctique

(Fig. 2.1), l'île Bylot est en grande partie recouverte de montagnes et de glaciers. La température moyenne annuelle pour la période 1998-2013 est -14.3°C , et il tombe en moyenne 220 mm de précipitations par an (CEN, 2016). Les données ne remontent pas assez loin dans le temps pour dégager une tendance climatique parmi la variabilité interannuelle naturelle, néanmoins la température moyenne de ces dernières années a fréquemment dépassé -14°C . De plus, la température moyenne mensuelle indique une tendance au réchauffement particulièrement marquée au printemps et en été de l'ordre de 0.3 à 1.1°C par décennie (Gauthier et al., 2013). Le pergélisol est présent en continu, dont l'épaisseur peut dépasser 400 mètres (Fortier and Allard, 2004). La partie côtière, et plus particulièrement la plaine sud, est caractérisée par de vastes zones peu élevées où pousse une végétation très diversifiée. La zone d'étude s'étend sur toute la plaine sud, mais les recherches se concentrent particulièrement dans une vallée glaciaire mesurant environ 15 km de long et 5 km de large, à l'extrémité sud-ouest de l'île (Fig. 2.2). Cette vallée, nommée Qarlikturvik par les locaux, était recouverte par un glacier dont le front atteignait la mer, et dont le recul a débuté il y a environ 6 000 ans (Allard, 1996). De nos jours, deux glaciers s'écoulent jusqu'à l'entrée de la vallée, et alimentent la rivière qui se jette dans le Navy Board Inlet en formant un delta. Le sol de la vallée est constitué de fins dépôts glaciaires et éoliens et de sédiments organiques. Le fond de la vallée est humide, il est composé de lacs, de mares de thermokarsts et de polygones de toundra.



FIGURE 2.3 – Réseau de polygones de toundra de la vallée de Qarlikturvik. Île Bylot, mai 2014.

Les polygones de toundra, caractéristiques des zones de pergélisol, dessinent des figures géométriques à la surface du sol (Fig. 2.3). Ils sont le résultat de fissures formées par contraction

thermique du sol sous l'effet du gel. Au printemps, l'eau issue de la fonte du manteau neigeux s'infiltré dans les fissures ouvertes et gèle dans le pergélisol, formant ainsi une veine de glace. Au fil des ans, le sol en se fissurant toujours au même endroit favorise l'accumulation de veines de glace jusqu'à former des coins de glace (Allard, 1996; Fortier and Allard, 2004). Les coins de glace constituent alors les sillons de réseaux polygonaux, dont le centre des polygones est en général plus bas que les côtés (« polygone à centre déprimé »). Les polygones peuvent parfois être « à centre bombé » si les coins de glace ont fondu.

La capacité de rétention d'eau des polygones, combinée à la faible capacité de drainage du pergélisol, contribua à la formation des milieux humides de la vallée. La végétation caractéristique de ces milieux humides se compose principalement de graminées, de plantes herbacées (en majorité *Carex* et *Eriophorum*) et de plusieurs espèces de mousses (Duclos et al., 2006; Gauthier et al., 2013). Mais ces milieux humides ne représentent que 10% de la superficie de la plaine sud. Sur les versants des montagnes, les plateaux surélevés ainsi que sur les crêtes des polygones à centres déprimés, on retrouve des habitats plus secs appelés milieux mésiques. Ces habitats sont colonisés par des communautés végétales distinctes, constituées de plantes herbacées (*Arctagrostis* et *Dryas*), de graminées et d'arbustes le plus souvent prostrés (*Salix* sp.).

2.1.2 Umiujaq

Umiujaq (56°33'N ; 76°28'W) est un village inuit de la côte est de la Baie d'Hudson, dans la région du Nunavik au Québec, Canada (Fig. 2.4). La température annuelle moyenne calculée entre 1997 et 2015 est de -3°C, et les précipitations moyennes sont estimées à environ 500-700 mm par an (CEN, 2017). Les données météorologiques recueillies dans différentes communautés inuites (Kuujjuarapik, Inukjuak, et Kuujjuaq) montrent une augmentation d'environ 3°C de la température de l'air depuis 1992, comparativement aux années de référence 1961-1990 (Fortier et al., 2011). Situé en zone de pergélisol discontinu, ce site du bas arctique (Fig. 2.1) se trouve à la frontière des régions subarctiques et de la limite des arbres. C'est pourquoi il y pousse une diversité intéressante de couverts végétaux (Gregoire and Begin, 1993; Provencher-Nolet et al., 2014). Les vallées, séparées par des cuestas¹, permettent le développement de zones forestières abritées des vents violents, composées en majorité d'épinettes noires (*Picea mariana*). Les secteurs plus élevés sont colonisés par des lichens (*Cladonia* sp.) et par différentes espèces d'arbustes, des bouleaux glanduleux (*Betula glandulosa*), des saules (*Salix* sp.) et des aulnes (*Alnus crispa*). Quelques reliques de pergélisol subsistent sous forme de palses et lithalses², bien que la plupart aient déjà entièrement dégelé formant des mares de thermokarsts. Ces zones humides présentent une végétation plutôt herbacée.

1. Plateaux basaltiques à double pente, l'une douce appelée le revers et l'autre escarpée, le front.

2. Buttes de pergélisol mesurant quelques mètres de haut, se développant avec l'aggradation de lentilles de glace dans les sols limoneux et argileux. Les palses sont recouvertes de tourbe, tandis que les lithalses sont entièrement minérales.

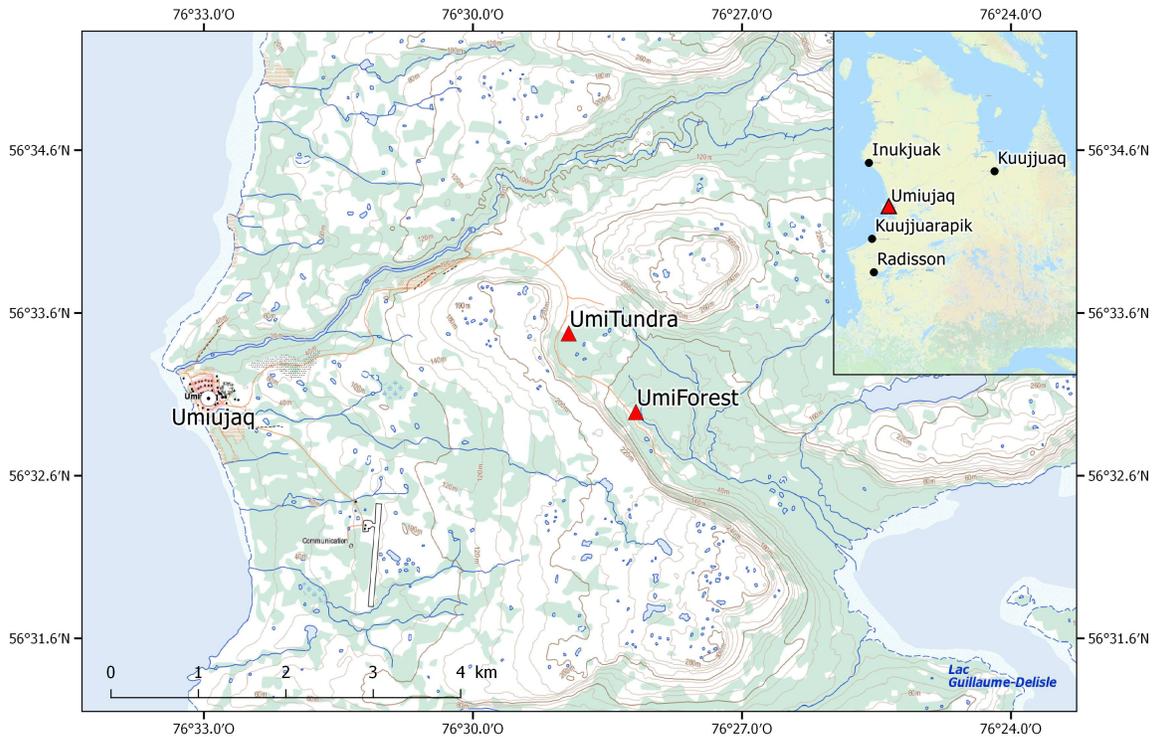


FIGURE 2.4 – Localisation générale d’Umiujaq (Nunavik, Canada), et agrandissement de la zone d’étude (vallée de Tasiapik). L’emplacement des stations UmiTundra et UmiForest sont indiqués sur la carte élargie. Crédit : RNCAN

À quelques kilomètres du village, vers l’intérieur des terres, la vallée de Tasiapik mène à l’extrémité nord du lac Guillaume-Delisle (Fig. 2.5). Du long de ses 4 kilomètres, cette vallée est notamment étudiée pour les différents écosystèmes qu’elle traverse. Le sol de la vallée est constitué de dépôts sédimentaires marins et de dépôts glaciaires, recouverts d’une quantité variable de matière organique dépendamment du couvert végétal (Allard and Seguin, 1987).

2.2 Campagnes de terrain

Des campagnes de terrain sont nécessaires pour réaliser des observations détaillées du manteau neigeux, de la végétation et du sol. Depuis le début de ce travail de doctorat, qui a débuté en octobre 2013, j’ai eu la chance de me rendre sur nos sites d’étude 8 fois en hiver et 3 fois en été (Tableau 2.1), pour un total d’environ 6 mois passés sur le terrain. Les difficultés logistiques du transport pour l’île Bylot limitent nos observations hivernales à une campagne au mois de mai, donc à la fin de l’hiver. En revanche, les sites d’Umiujaq étant plus facilement accessibles, nous pouvons nous y rendre à plusieurs reprises en hiver de façon à étudier le manteau neigeux à différentes étapes de son évolution. Ces séjours offrent la possibilité de réaliser de nombreuses mesures manuelles, afin d’évaluer la variabilité spatiale des propriétés mesurées, et d’identifier

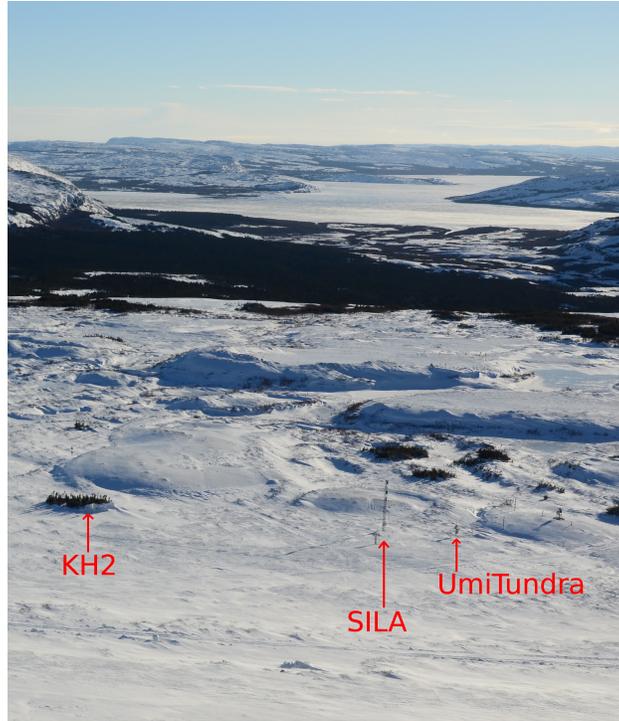


FIGURE 2.5 – Sites d'étude en haut de la vallée de Tasiapik. Umiujaq, novembre 2015.

les processus qui interviennent dans les interactions entre la neige, la végétation et le sol. C'est pourquoi les sites sont sélectionnés en grande partie en fonction de la végétation qui y pousse.

2.2.1 Campagnes hivernales

L'hiver, des puits sont creusés dans la neige jusqu'au sol afin d'étudier les propriétés du manteau neigeux. Notre méthodologie consiste à analyser la stratigraphie, c'est à dire à identifier les types de grains de neige qui constituent les différentes couches du manteau neigeux, et à dresser les profils verticaux des propriétés physiques suivantes : température, masse volumique, conductivité thermique et surface spécifique. De plus, de nombreuses mesures de l'épaisseur du couvert nival sont réalisées (Fig. 2.6).

Épaisseur de neige h Mesurée à l'aide d'une sonde à avalanche graduée tous les centimètres. Les mesures sont prises de la surface du sol à celle de la neige, c'est pourquoi par commodité nous parlerons également de hauteur de neige. La répétition de centaines de mesures aléatoires sur nos sites nous apporte des informations cruciales sur l'accumulation moyenne de neige et sa variabilité.

Température T Relevé en $^{\circ}C$ à l'aide d'un thermomètre, le profil thermique de la neige donne des indications utiles sur le gradient de température et le métamorphisme résultant.

Masse volumique ρ_{neige} Un échantillonneur en métal parallélépipédique de 100 cm^3 (3 cm de haut) est utilisé pour prélever des échantillons de neige, qui sont ensuite pesés sur une balance électronique (Fig. 2.7). Le résultat (en kg m^{-3}) exprime la quantité de glace dans un volume donné de neige. La glace pure a une masse volumique de 917 kg m^{-3} à 0°C , tandis que la masse volumique de la neige peut varier de 10 kg m^{-3} , pour une neige fraîche qui se dépose sans vent et dans des conditions très froides, à plus de 600 kg m^{-3} pour une neige tassée par le vent ou qui a subi des cycles de fusion-regel (Dominé et al., 2002; Sturm et al., 1997). La faible masse volumique relative de la neige reflète donc les grandes quantités d’air qu’elle contient. Étant donné la simplicité de ces mesures, qui ne requièrent pas d’instrumentation complexe, la masse volumique sert souvent de variable proxy pour d’autres propriétés de la neige, telles que la conductivité thermique (Yen, 1981) ou la surface spécifique (Domine et al.,

TABLE 2.1 – Résumé des mesures accomplies lors des campagnes de terrain.

Lieu	Date	Sites	Milieu	Mesures
Umiujaq	Janvier 2014	7 sites en tundra arbustive et forestière	Neige	Conductivité thermique, densité, température, dureté, SSA et hauteur de neige
Umiujaq	Février 2014	10 sites en tundra arbustive et forestière ¹	Neige	Conductivité thermique, densité, température, dureté et SSA
Bylot	Mai 2014	10 sites en tundra herbacée et arbustive	Neige	Conductivité thermique, densité, température, SSA et hauteur de neige
Bylot	Juillet 2014	20 sites en tundra herbacée et arbustive	Sol	Conductivité thermique, teneur en eau liquide et température
Umiujaq	Février 2015	6 sites en tundra arbustive et forestière	Neige	Conductivité thermique, densité, température, SSA et hauteur de neige
Umiujaq	Mars 2015	14 sites en tundra arbustive et forestière ²	Neige	Conductivité thermique, densité, température, SSA et hauteur de neige
Bylot	Mai 2015	11 sites en tundra herbacée et arbustive	Neige	Conductivité thermique, densité, température, SSA et hauteur de neige
Bylot	Juillet 2015	15 sites en tundra herbacée et arbustive ²	Sol	Conductivité thermique, teneur en eau liquide et température
Umiujaq	Septembre 2015	13 sites en tundra arbustive et forestière ²	Sol	Conductivité thermique, densité, température et teneur en eau liquide
Umiujaq	Oct-Nov-Dec 2015	11 sites en tundra arbustive et forestière ^{1,2}	Neige	Conductivité thermique, densité, température, SSA et hauteur de neige
Umiujaq	Janvier 2016	6 sites en tundra arbustive et forestière ^{1,2}	Neige	Conductivité thermique, densité, température, SSA et hauteur de neige

¹ En relation avec les mesures de végétation réalisées par l’équipe de Stéphane Boudreau.

² En relation avec les mesures optiques effectuées par l’équipe de Ghislain Picard.



FIGURE 2.6 – Mesures hivernales des propriétés de la neige. À gauche : « snowpit » à Umiujaq, janvier 2016. À droite : mesures d'épaisseur de neige à Bylot, mai 2017.

2007b). Cependant, la corrélation entre ces variables est limitée et la masse volumique à elle seule ne suffit pas à décrire la microstructure de la neige. Rappelons que la masse volumique est souvent confondue avec la densité, qui désigne le rapport entre la masse volumique d'un matériau et celle de l'eau pure ($d_{neige} = \rho_{neige} / \rho_{eau}$, avec $\rho_{eau} = 1000 \text{ kg m}^{-3}$).



FIGURE 2.7 – Mesure de la masse volumique de la neige.

Conductivité thermique effective k_{eff} Mesurée avec une sonde TP02 fabriquée par la compagnie Hukseflux, et reliée à une centrale d'acquisition portative Campbell CR10X, la conductivité thermique (en $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) est un facteur primordial dans les échanges thermiques à travers la neige (voir Sect. 1.4.1). La valeur mesurée est définie comme « effective », car elle inclue à la fois les processus de conduction dans la neige, dans l'air et les transferts de chaleur latente sous l'influence du gradient thermique (Domine et al., 2015; Morin et al., 2010). La méthode de mesure part du principe que la vitesse de dissipation de la chaleur dans un milieu dépend de sa conductivité thermique. La sonde TP02 est constituée d'une aiguille

de 15 cm comprenant une résistance chauffante et deux capteurs de température, l'un proche de la résistance (capteur « chaud ») et l'autre à l'extrémité de l'aiguille (capteur « froid », Fig. 2.8). Pour réaliser une mesure, l'aiguille est insérée horizontalement dans la neige jusqu'à la base de la sonde. Après un délai nécessaire à l'équilibre thermique entre l'aiguille et la neige environnante, un cycle de chauffe de 150 secondes est lancé. L'écart de température ΔT mesuré par les deux capteurs indique l'élévation de la température de la neige au cours de la mesure. À une puissance de chauffe q donnée, une élévation importante de la température signifiera que la conductivité thermique de la neige est faible. À l'inverse, un faible signal de température suggère une rapide dissipation de la chaleur, et par conséquent une conductivité thermique élevée.

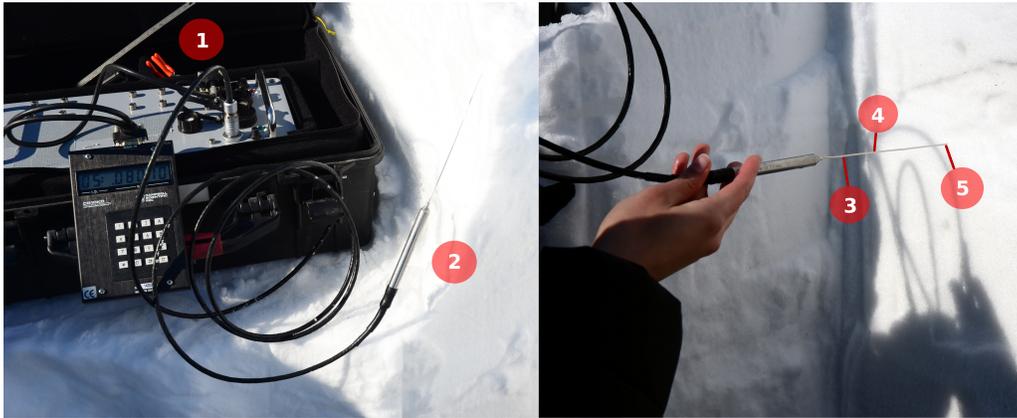


FIGURE 2.8 – Mesure de la conductivité thermique de la neige avec une aiguille chauffée TP02. (1) Centrale d'acquisition CR10X, (2) aiguille TP02, (3) résistance chauffante, et capteurs de température (4) chaud et (5) froid.

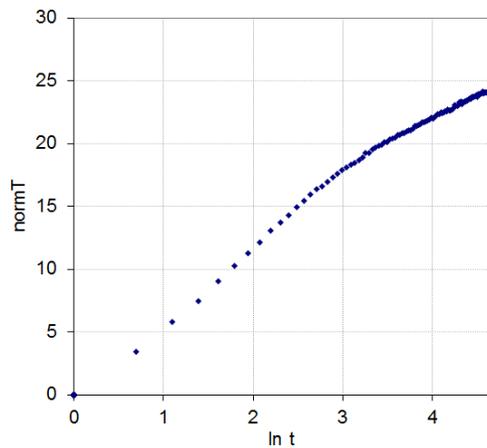


FIGURE 2.9 – Courbe de chauffe issue d'une mesure de conductivité thermique dans la neige à Bylot, le 12 mai 2015. Après environ 20 s, la courbe devient linéaire dont l'inverse de la pente donne $k_{eff} = 0.27 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

En pratique, en affichant l'élévation de température normalisée ($normT = 4\pi\Delta T/q \text{ K m W}^{-1}$) en fonction de $\ln(t)$, où t est le temps en secondes, la courbe de chauffe doit être linéaire (Fig. 2.9). La conductivité thermique est alors déterminée à partir d'une régression linéaire, dont la pente est inversement proportionnelle à k_{eff} . Typiquement, la linéarité est atteinte après une période d'initiation de 20 secondes pour laquelle l'équation linéaire ne s'applique pas (Morin et al., 2010). La période d'initiation peut aussi être affectée par un contact imparfait entre l'aiguille et la neige (Riche and Schneebeli, 2010). L'intervalle de temps utilisé pour la régression linéaire est sélectionné manuellement pour chaque mesure, afin d'extraire des valeurs précises et fiables de conductivité thermique. Étant donné que ces mesures enregistrent la température du milieu, elles apportent aussi des valeurs supplémentaires au profil de température.

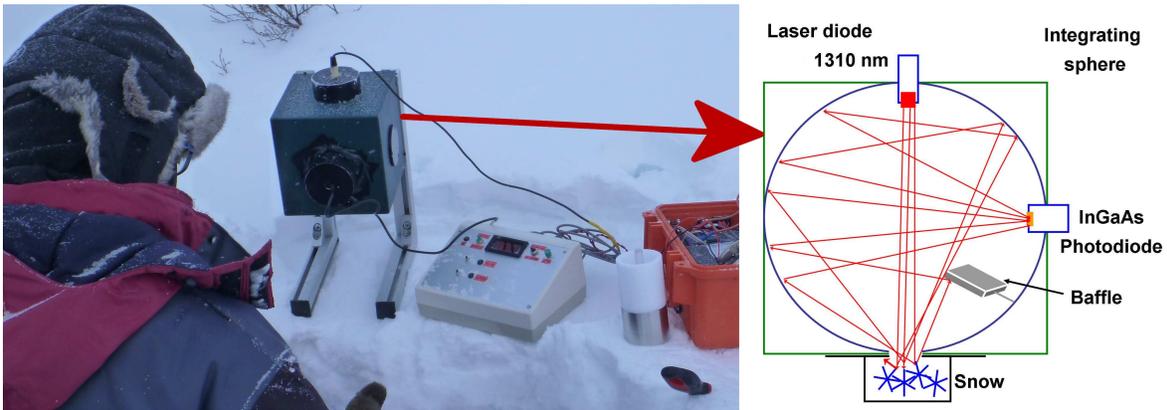


FIGURE 2.10 – Mesure de la surface spécifique de la neige avec DUFISSS, et schéma de la sphère intégrante et de ses composants d'après Gallet et al. (2009).

Surface spécifique SSA La surface spécifique de la neige, donnée en $m^2 \text{ kg}^{-1}$, désigne le rapport de la surface de glace S par unité de masse M ($SSA = S/M = S/V\rho_{glace}$, où V est le volume de glace et $\rho_{glace} = 917 \text{ kg m}^{-3}$ sa masse volumique). C'est la variable la plus pertinente pour décrire la taille des grains, qui contrôle les propriétés chimiques (Dominé et al., 2002) et optiques (Warren and Wiscombe, 1980) de la neige. Du point de vue optique, l'absorption du rayonnement électromagnétique proche-infrarouge (700 - 2500 nm) dépend de la taille des grains, et une corrélation entre SSA et réflectance a pu être établie (Domine et al., 2006). L'instrument DUFISSS (*Dual Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurement*) s'appuie sur cette corrélation (Gallet et al., 2009). Un échantillon de neige est prélevé à l'aide d'un carottier, et inséré dans un porte-échantillon cylindrique de 6.3 cm de diamètre et 3 cm d'épaisseur. La surface de l'échantillon est ensuite éclairée par une diode laser à 1310 nm. La lumière réfléchiée par la neige dans la sphère intégrante de l'appareil est collectée par une photodiode, qui convertit le signal lumineux en signal électrique (Fig. 2.10). Des calibrations sont alors nécessaires pour obtenir la valeur de réflectance, et la SSA résultante. La première calibration, réalisée sur le terrain, consiste à mesurer le signal électrique de six standards dont

la réflectance est connue afin d'obtenir la relation entre signal et réflectance. La courbe de calibration entre réflectance et SSA provient de mesures en laboratoire.

2.2.2 Campagnes estivales

En été, lorsque le couvert nival a entièrement fondu, nous pouvons étudier les propriétés des sols de nos sites, en relation avec différents types de végétation. De la même façon que pour les mesures de neige, des puits sont creusés dans le sol et leur stratigraphie est examinée. À Bylot, avec la présence continue de pergélisol, la profondeur des puits va dépendre de l'épaisseur de la couche active. Les profils verticaux suivants sont ensuite dressés : température, teneur en eau liquide et conductivité thermique (Fig. 2.11).

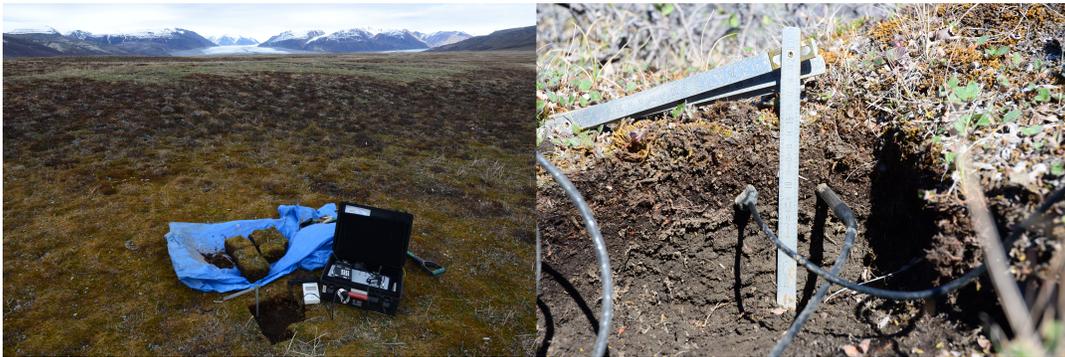


FIGURE 2.11 – Mesures estivales des propriétés du sol. À gauche : Puit creusé à Bylot, juin 2014. À droite : mesures de teneur en eau, de température et de conductivité thermique à Bylot, juin 2014.

Conductivité thermique k_{sol} et température T La conductivité thermique du sol, en $W m^{-1} K^{-1}$, est mesurée avec une aiguille TP02 ou TP08 de Hukseflux. La méthode est similaire aux mesures réalisées dans la neige (voir Sect. 2.2.1).

Teneur en eau volumétrique VWC La quantité d'eau liquide contenue dans le sol, en %, est habituellement estimée en pesant un échantillon de sol avant et après séchage en étuve. La différence correspond à la teneur en eau massique du sol. Cette technique est simple mais peu adaptée aux exigences du terrain. Nous utilisons alors une sonde EC-5 de Decagon, qui mesure la permittivité diélectrique du sol. Cette variable traduit la capacité d'un matériau à absorber l'énergie d'une onde électromagnétique qui le traverse. La permittivité de l'eau est très élevée par rapport à celle des minéraux, c'est pourquoi la mesure dépend grandement de la teneur en eau du sol. La formule de Topp, qui est une relation empirique, permet d'obtenir la teneur en eau volumétrique (en $m^3 m^{-3}$) correspondante à la valeur de permittivité diélectrique d'un sol. Nous utilisons la calibration du constructeur pour les sols minéraux, avec une précision estimée à $\pm 3\%$.

D'après nos observations hivernales et estivales, nous constatons que certaines propriétés de la neige et du sol semblent particulièrement affectées par la végétation. C'est le cas de l'épaisseur et de la conductivité thermique de la neige, qui sont des variables clés contrôlant le flux de chaleur qui traverse le manteau neigeux (voir l'équation 1.2). De même, les conditions de température et d'humidité des sols sont très variables. C'est pourquoi nous portons nos efforts sur la mesure de ces propriétés, de façon ponctuelle lors des campagnes de terrain ainsi que de façon continue, grâce à des stations de mesure automatiques. Comme l'objectif de modélisation de ce travail impose la connaissance d'autres variables, notamment météorologiques, nos stations de mesure réalisent en continu le suivi des variables atmosphériques, des propriétés de la neige et du sol.

2.3 Stations de mesures automatiques

Les travaux de recherche sur les interactions entre la neige, la végétation, le pergélisol et le climat dans l'Arctique ont débuté au cours de l'année 2012, avec l'installation d'instruments de mesure sur nos sites d'étude permettant d'évaluer en continu les conditions météorologiques, les propriétés du manteau neigeux et celles du sol. Pour chaque site, des observations du couvert végétal sont réalisées afin d'interpréter nos mesures en fonction du type de végétation, en collaboration avec des spécialistes de la végétation arctique et subarctique. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique, le suivi à long terme de l'évolution des conditions météorologiques, des propriétés de la neige, de la végétation et du sol apporte des informations capitales pour la compréhension des processus et des rétroactions qui interviennent entre ces différentes composantes du système climatique. Leurs évolutions étant couplées, le suivi des conditions météorologiques sur nos sites d'étude nous servira à interpréter nos observations des propriétés de la neige et du sol. De même, nous pourrions forcer le modèle numérique de surface continentale avec les conditions météorologiques mesurées localement.

2.3.1 Suivi des conditions météorologiques locales

Stations météorologiques

Des stations météorologiques automatiques fixes, désignées par l'acronyme AWS (pour « Automatic Weather Station », en anglais), ont été installées sur chaque site pour mesurer les conditions météorologiques locales. Des mâts fixés sur un trépied accueillent divers capteurs, reliés à une centrale d'acquisition Campbell CR1000 (Fig. 2.12). L'ensemble du système est alimenté par des batteries de 12 volts, qui sont rechargées à l'aide de panneaux solaires. La liste des variables mesurées ainsi que les types de capteurs correspondants est présentée dans le tableau 2.2. En général, les données enregistrées représentent les moyennes horaires de mesures réalisées toutes les minutes.

À Umiujaq, deux AWS ont été installées en septembre 2012 dans la vallée de Tasiapik (Fig.

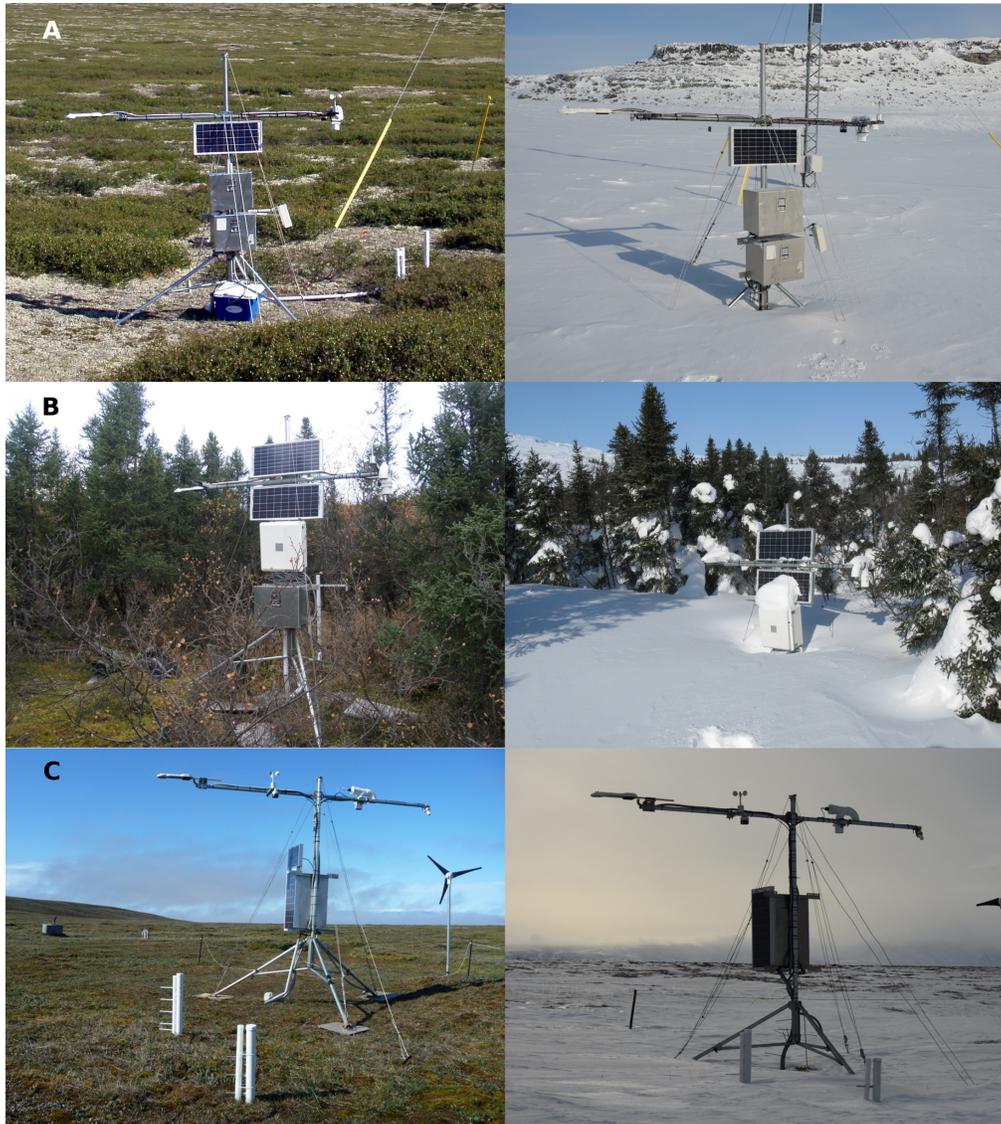


FIGURE 2.12 – Photos des stations météorologiques de a) UmiTundra, b) UmiForest et c) BylSta, prises en été et en hiver.

2.4). Une première station a été placée en haut de la vallée, à une altitude de 131 mètres : « UmiTundra » ($56^{\circ}33'31.3''$ N, $76^{\circ}28'56.7''$ W, Fig. 2.12a). Situé dans une zone de toundra arbustive colonisée majoritairement par du bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) mesurant 20 à 30 centimètres de haut, et par des lichens (*Cladonia stellaris*) qui forment un tapis de 5 à 10 centimètres d'épaisseur recouvrant entièrement le sol, ce site présente le grand avantage d'héberger d'autres stations de mesure appartenant au réseau instrumental du CEN dont une tour SILA de 10 mètres (Fig. 2.5). La seconde station a été déployée plus bas dans la vallée, à une distance d'environ 1 kilomètre de la première station et à une altitude de 60 mètres : « UmiForest » ($56^{\circ}33'02.5''$ N, $76^{\circ}28'11.0''$ W, Fig. 2.12b). Elle se trouve en bordure d'une toundra forestière peu dense constituée en majorité d'épinettes noires (*Picea mariana*)

mesurant en moyenne 5 mètres de haut, et d'arbustes de saules (*Salix* sp.) et d'aulnes (*Alnus crispa*) pouvant atteindre 2 mètres. Enfin, un dernier site a été instrumenté en octobre 2014 non loin des stations UmiTundra et SILA. Appelé « KH2 » (56°33'32.9" N, 76°28'54.3" W, Fig. 2.5), ce site est constitué d'un massif dense d'épinettes noires de 2 à 3 mètres de haut, qui sont la relique d'un passé plus chaud (Laberge et al., 2000; Payette et al., 1994). Ce massif émerge au milieu de bouleaux glanduleux mesurant 50 à 70 cm. Afin d'évaluer l'effet de la végétation, des instruments mesurant les propriétés de la neige et du sol ont été placés dans le massif d'épinettes et dans les arbustes à proximité. Ce site sera donc ultérieurement séparé en deux, « KH2 spruces » désigne les capteurs dans les épinettes et « KH2 shrubs » dans les arbustes.

Au cours de l'été 2013, une AWS a été installée dans la vallée de Qarlikturvik sur l'île Bylot : « BylSta » (73°09'01.4" N, 80°00'16.6" W, Fig. 2.2). Cette station se trouve près du Lac aux Goélands, au milieu d'un polygone de toundra à centre déprimé. En été, ce polygone n'est pas inondé d'eau et le sol y est relativement peu humide. Le couvert végétal est typique de la toundra herbacée, constitué d'un tapis de mousse (*Aulacumnum turgidum*) de 2-3 cm d'épaisseur, de carex, de graminées (*Poa* sp.) et de quelques pousses rases de saule arctique (*Salix arctica* et *Salix herbacea*). À cause de la nuit polaire qui limite le rendement des panneaux solaires, une éolienne a été ajoutée à cette station afin de fournir de l'énergie aux batteries même en hiver (Fig. 2.12c). D'autres stations appartenant au CEN sont disséminées dans la vallée, notamment une AWS à l'extrémité Nord-Est du Lac du Camp et une tour SILA sur une butte située entre les deux lacs.

TABLE 2.2 – Liste et caractéristiques des capteurs des AWS.

Variable	Type de capteur	Hauteur de mesure, cm	Précision des mesures
Température de l'air, °C	Rotronic HC2S3-L, ventilé	200	±0.1°C
Humidité relative, %			±1%
Vitesse du vent, m s ⁻¹	Campbell 014A-L 3-Cup Anemometer	230	±0.1 m s ⁻¹
Rayonnement incident et réfléchi de courtes longueurs d'onde, W m ⁻² (0.3 < λ < 2.8 μm)			±5%
Rayonnement incident et émis de grandes longueurs d'onde, W m ⁻² (4.5 < λ < 42 μm)	Kipp & Zonen CNR4, chauffé et ventilé	200	±10%
Température de surface, °C	Campbell IR-120	env. 150	±0.2°C
Hauteur de neige, m	Campbell SR50A	200	±1 cm

Qualité des données

Certains appareils sont ventilés afin de réduire les erreurs de mesure liées aux conditions météorologiques. C'est le cas des radiomètres CNR4, qui sont reliés à un ventilateur chauffé CNF4 dans le but de réduire le risque d'accumulation de neige et la formation de givre et de rosée sur les capteurs. De même, les capteurs de température et d'humidité HC2S3 ont été placés dans un tube de PVC blanc en forme de U, comportant un ventilateur visant à limiter le réchauffement causé par l'absorption du rayonnement solaire. Les ventilateurs opèrent toutes les heures, pendant les 5 minutes qui précèdent l'enregistrement de la moyenne horaire. Pour ces instruments, une valeur ventilée et une valeur non ventilée sont enregistrées simultanément toutes les heures. La valeur ventilée correspond à la mesure instantanée prise immédiatement après le cycle de ventilation, tandis que la valeur non ventilée se rapporte à la moyenne horaire de toutes les mesures, ventilées ou non, relevées chaque minute.

Les mesures de rayonnement sont particulièrement délicates. Les radiomètres sont constitués d'une paire de pyranomètres, qui mesurent le rayonnement incident et réfléchi de courtes longueurs d'onde (ou solaire), et d'une paire de pyrgeomètres sensibles au rayonnement de grandes longueurs d'onde (infrarouge). L'ensemble des mesures permettent d'évaluer le bilan radiatif de la surface, et notamment l'albédo. Cependant, les capteurs doivent être absolument parallèles à la surface du sol car les pyranomètres sont très sensibles à l'angle d'incidence du rayonnement solaire. Les pyrgeomètres sont pour leur part sensibles aux différences de température avec les éléments qui leur font face, généralement le sol et le ciel. Une sonde de température est donc intégrée à l'appareil afin de calculer le flux émis par la surface des pyrgeomètres et ainsi de corriger le rayonnement infrarouge mesuré.

Mais compte tenu des conditions environnementales difficiles, les stations de mesure sont soumises à d'énormes contraintes pouvant occasionner des pannes et des dégâts. Le vent, le froid et les cycles de gel-dégel abîment l'électronique et les batteries des stations. À Umiujaq, les chutes de neige recouvrent parfois les panneaux solaires et empêchent la recharge des batteries d'alimentation des centrales d'acquisition (Fig. 2.13). La neige et le givre peuvent aussi recouvrir les capteurs et perturber les mesures (Fig. 2.14). Ces sources de problèmes surviennent essentiellement l'hiver : la station UmiTundra a connu deux périodes de pannes en raison de la décharge des batteries d'alimentation, du 29 décembre 2012 au 11 février 2013, et du 20 janvier au 26 février 2014. La station UmiForest s'est retrouvée plusieurs fois ensevelie sous la neige, elle a fini par être déplacée en septembre 2015 pour un site de toundra forestière plus ouvert.

À Bylot, où la nuit est continue en hiver, l'éolienne permet de maintenir la charge des batteries d'alimentation. En revanche, un problème électronique a empêché les mesures de température au cours de la première année, et fut réparé en juillet 2014. Un autre problème rencontré concerne l'affaissement de la station lié au dégel de la couche active. Un déplacement d'environ



FIGURE 2.13 – Station UmiForest ensevelie sous la neige. Umiujaq, 25 février 2015.



FIGURE 2.14 – Radiomètre CNR4 de la station UmiTundra recouvert de givre. Umiujaq, 22 février 2015.

5° par rapport à l'horizontale, comme observé en juillet 2014 (Fig. 2.15), entraîne des erreurs dans les mesures de rayonnement.

2.3.2 Suivi des propriétés de la neige

Nos stations sont aussi équipées d'instruments permettant de suivre l'évolution des propriétés du manteau neigeux en hiver : hauteur, conductivité thermique et température. Des capteurs acoustiques Campbell SR50A, fixés sur chaque AWS, enregistrent toutes les heures l'épaisseur de neige accumulée au sol. Le principe de cet appareil consiste à déterminer la distance d'une cible en mesurant le temps de retour d'une impulsion ultrasonique réfléchiée par la surface. Pour obtenir des mesures précises de hauteur de neige, l'appareil doit être monté à la perpendiculaire du sol avant les premières chutes de neige afin de déterminer la hauteur du capteur au-dessus



FIGURE 2.15 – Station BylSta inclinée d’environ 5° par rapport à l’horizontale. Bylot, 12 mai 2015.

du sol. Lorsque la neige s’accumule, le capteur mesure la hauteur entre le capteur et la surface de neige.

Les capteurs SR50A sont programmés pour calculer la distance en utilisant la vitesse du son à 0°C (331.4 m s^{-1}). Étant donné que la vitesse du son dans l’air change avec la température, une mesure indépendante de la température est nécessaire pour corriger la distance mesurée à l’aide de la formule de compensation (Éq. 2.1). Idéalement, le capteur de température doit être placé à mi-distance entre la SR50 et la surface, de façon à prendre en compte le gradient de température entre la neige et le capteur. Ici, les valeurs de température utilisées pour corriger les données de hauteur de neige sont mesurées à l’intérieur du boîtier de la centrale d’acquisition.

$$d_{corr} = d_{mes} \sqrt{\frac{T}{273.15}} \quad (2.1)$$

avec d_{corr} la distance corrigée, d_{mes} la distance mesurée par le capteur et T la température de l’air en degrés Kelvin. La croissance de la végétation en été ou encore l’affaissement de la station peuvent causer un biais dans les mesures de hauteur de neige, facilement corrigeable en ramenant à 0 les mesures estivales. Les capteurs SR50A ont une durée de vie limitée et nécessitent d’être changés régulièrement.

Des sondes de température et de conductivité thermique ont été fixées sur des supports verti-

caux à différentes hauteurs autour des stations, afin qu'elles soient enfouies durant la mise en place du manteau neigeux et qu'elles restent ensevelies jusqu'à sa fonte (Fig. 2.16). La neige peut ainsi s'accumuler autour des sondes en favorisant un contact idéal, sans être perturbée par une insertion ultérieure. Les instruments utilisés ainsi que leurs hauteurs respectives sont listés dans le Tableau 2.3. La « référence zéro » correspondant à la surface du sol est parfois difficile à établir compte tenu de la continuité entre le tapis végétal et la litière sous-jacente, les hauteurs sont alors arbitrairement mesurées à partir de la surface du tapis végétal. Ce problème est négligeable à Bylot. De plus, les aiguilles sont parfois pliées sous le poids de la neige humide lors de la fonte printanière, rendant difficile le contrôle précis de la hauteur des sondes (Fig. 2.16). L'utilisation d'aiguilles plus courtes (TP08 plutôt que TP02) permet de limiter ce problème.



FIGURE 2.16 – Sondes de conductivité thermique fixes. À gauche : aiguilles TP02 de la station UmiTundra pliées lors de la fonte, au milieu d'arbustes de bouleau glanduleux mesurant environ 30 cm (Umiujaq, octobre 2014). À droite : sondes TP08 du site BylSta à la fin de l'hiver (Bylot, mai 2014).

Jusqu'à présent, très peu de données sur la conductivité thermique de la neige arctique et subarctique étaient disponibles malgré l'importance de cette variable dans le calcul du pouvoir isolant du manteau neigeux. Les seuls suivis en continu furent réalisés dans la taïga (Sturm and Johnson, 1992) et en milieu alpin (Morin et al., 2010). Des sondes de conductivité thermique de type TP02 et TP08, fabriquées par Hukseflux, ont donc été installées sur nos sites d'étude. Fixées horizontalement à différentes hauteurs sur un poteau vertical, elles mesurent en continu la conductivité thermique et la température de la neige. Reliées aux centrales d'acquisition CR1000 des stations, les sondes ont été programmées pour effectuer une mesure de conductivité thermique de la neige tous les deux jours afin de minimiser l'impact de la chauffe sur le métamorphisme de la neige. De même, les mesures sont lancées à 5 heures du matin et à condition que la température de la neige soit en-dessous de -2°C afin d'éviter le risque de fonte qui perturberait à la fois la mesure et la microstructure de la neige. La puissance de chauffe est de 0.4 W m^{-1} .

L'analyse manuelle de chaque courbe de chauffe permet d'éliminer les potentielles erreurs de

mesure et d'optimiser l'extraction de k_{eff} . Mais étant donné la grande quantité de mesures effectuées par ces appareils tout au long de l'année, nous avons développé un algorithme permettant d'extraire automatiquement des valeurs fiables de la conductivité thermique effective de la neige. La méthodologie est décrite dans Domine et al. (2015).

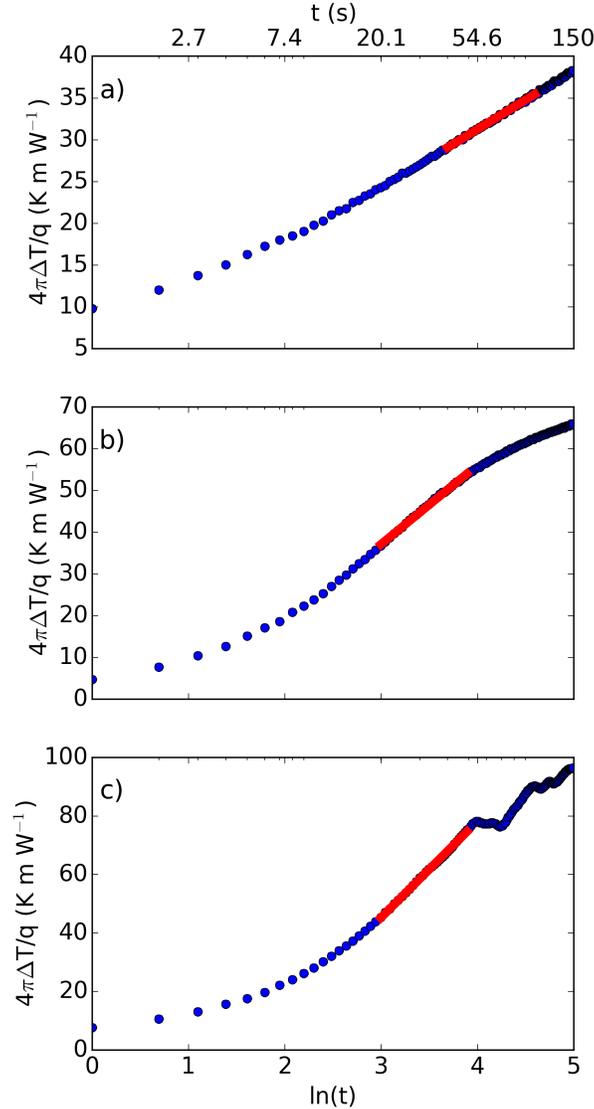


FIGURE 2.17 – Courbes de chauffe du 22 février 2013 obtenues automatiquement avec les aiguilles chauffées TP02 à la station UmiTundra. Les lignes rouges indiquent la régression linéaire qui permet d'extraire k_{eff} . L'intervalle de régression varie selon les processus impliqués pendant la chauffe. (a) Courbe de chauffe linéaire mesurée à 44 cm au-dessus du sol, l'intervalle de régression choisi est 40-100 s. (b) Courbe de chauffe issue de la sonde à 34 cm. La pente devient plus faible après environ 50 s de chauffe, indiquant le déclenchement de la convection. L'intervalle de régression sélectionné est 20-50 s.

En théorie, la courbe de chauffe obtenue après un cycle doit être linéaire, dont la pente est inversement proportionnelle à k_{eff} . C'est le cas dans les neiges denses, où l'intervalle de temps

utilisé pour la régression linéaire importe peu au-delà de la période d'initiation (Fig. 2.17a). Mais plusieurs perturbations peuvent intervenir, provoquant des variations dans l'élévation de la température mesurée et donc des valeurs de k_{eff} différentes en fonction de la partie de la courbe sélectionnée. En particulier, un phénomène de convection peut se déclencher dans l'air interstitiel et contribuer aux transferts de chaleur dans le manteau neigeux (Sturm and Johnson, 1991, 1992). Ce phénomène induit par la mesure a pour conséquence d'accélérer la dissipation de la chaleur émise par l'aiguille, et se traduit par une pente plus faible et donc une valeur de k_{eff} plus élevée. Sur la Figure 2.17b, k_{eff} extraite de l'intervalle 90-140 s donne $0.115 W m^{-1} K^{-1}$, tandis que sans convection (intervalle 20-50 s) $k_{eff} = 0.053 W m^{-1} K^{-1}$. Puisque nous nous intéressons seulement aux processus conductifs et latents, nous cherchons à extraire une valeur de k_{eff} qui ne soit pas affectée par la convection. Celle-ci se produit systématiquement dans des neiges à faible densité et à gros grains, qui présentent donc une perméabilité à l'air élevée avec de grands volumes de pores dans lesquels des cellules convectives peuvent facilement se mettre en place (Domine et al., 2013). De plus, ce processus est favorisé par la faible conductivité thermique du givre de profondeur qui favorise l'élévation de la température.

L'enjeu de notre algorithme consiste donc à détecter automatiquement la convection, et à sélectionner l'intervalle de régression adéquat. Pour cela, nous avons manuellement analysé 404 mesures de k_{eff} issues de la station UmiTundra. Il est apparu que la convection se déclenche systématiquement lorsque l'élévation maximale de la température (ΔT_{max}) dépasse $1.18^\circ C$ au bout de 100 s de chauffe. Quand ΔT_{max} n'excède pas $1.07^\circ C$, la convection n'est jamais observée. Entre ces deux seuils, la convection peut se déclencher mais n'est pas systématique. Dans ces cas, l'algorithme compare les valeurs de k_{eff} issues des intervalles de régression courts (20-50 s) et longs (40-100 s) afin de détecter un changement de pente. Si la valeur obtenue avec l'intervalle long est 5% ou plus supérieure à la valeur de l'intervalle court, cela signifie que la convection s'est déclenchée. À l'inverse, si les deux valeurs sont proches ou si k_{eff} extraite de l'intervalle court est la plus élevée, alors il n'y a pas de convection. Le choix des intervalles de temps pour la régression linéaire a été guidé par la comparaison des valeurs extraites automatiquement et manuellement. Les écarts les plus faibles ont été obtenus avec les intervalles de régression 40-100 s lorsqu'il n'y a pas de convection, et 20-50 s avec convection. Finalement, une dernière condition assure la bonne qualité de la mesure. Si le coefficient de détermination R^2 de la régression linéaire est inférieur à 0.97, la mesure est considérée comme peu fiable et elle est éliminée (Fig. 2.18).

En supplément, des thermistances Pt1000 ont été ajoutées afin d'apporter des informations sur le profil vertical de température dans la neige et son évolution, avec une résolution temporelle allant de 10 minutes à 1 heure. L'ensemble de ces données nous fournissent des renseignements précieux sur l'évolution du gradient thermique dans la neige, et sur son métamorphisme lié aux conditions météorologiques ainsi qu'à la présence de végétation.

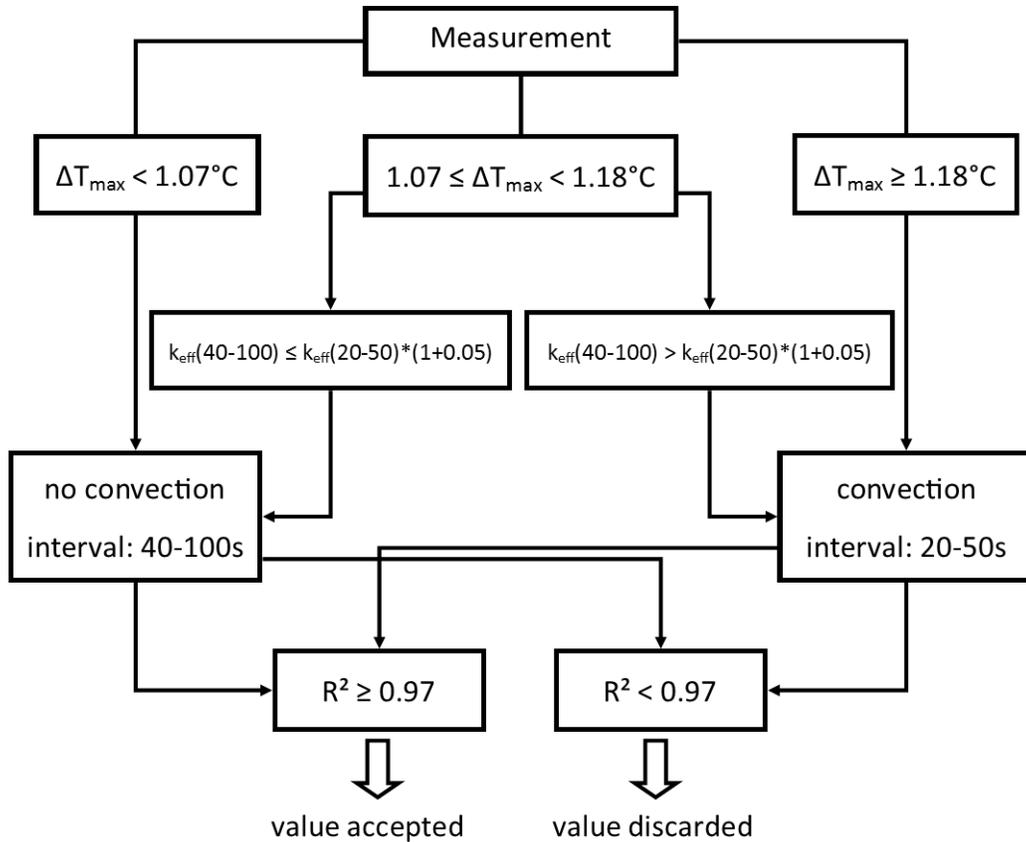


FIGURE 2.18 – Schéma de l’algorithme développé pour extraire automatiquement les valeurs de conductivité thermique fiables. ΔT_{max} représente l’élévation de la température mesurée au bout de 100 s de chauffe.

2.3.3 Suivi des propriétés du sol

Enfin, nos sites d’étude accueillent aussi des instruments mesurant en continu les propriétés du sol des stations (Tableau 2.4). Des sondes Decagon de type 5TM enregistrent toutes les heures la température et la teneur en eau liquide du sol à différentes profondeurs. L’évolution temporelle de ces données nous renseigne sur le régime thermique du sol jusqu’à plusieurs dizaines de centimètres de profondeur, et notamment sur les périodes et l’intensité du gel du sol. Ces capteurs ont été installés à proximité de nos stations, ainsi que sur 6 autres sites disséminés dans la zone d’étude de l’île Bylot.

En complément, des sondes Hukseflux (TP08 et TP01) mesurent aussi la conductivité thermique du sol de la station BylSta et UmiForest. Similaire aux sondes placées dans la neige, la TP08 de la station Bylot effectue une mesure de conductivité thermique du sol tous les 2 jours. Près de la station Umiujaq forest, ce sont 2 sondes de type TP01 qui ont été insérées dans le sol afin de mesurer sa conductivité thermique et sa diffusivité avec un intervalle de 6 heures.

2.4 Comparaison des sites d'étude : gradient latitudinal

La description suivante des conditions climatiques de l'île Bylot et d'Umiujaq se base sur 3 années de données, de septembre 2012 à août 2015. Les données issues de la station UmiForest sont disponibles jusqu'en octobre 2014.

2.4.1 Rayonnement solaire incident

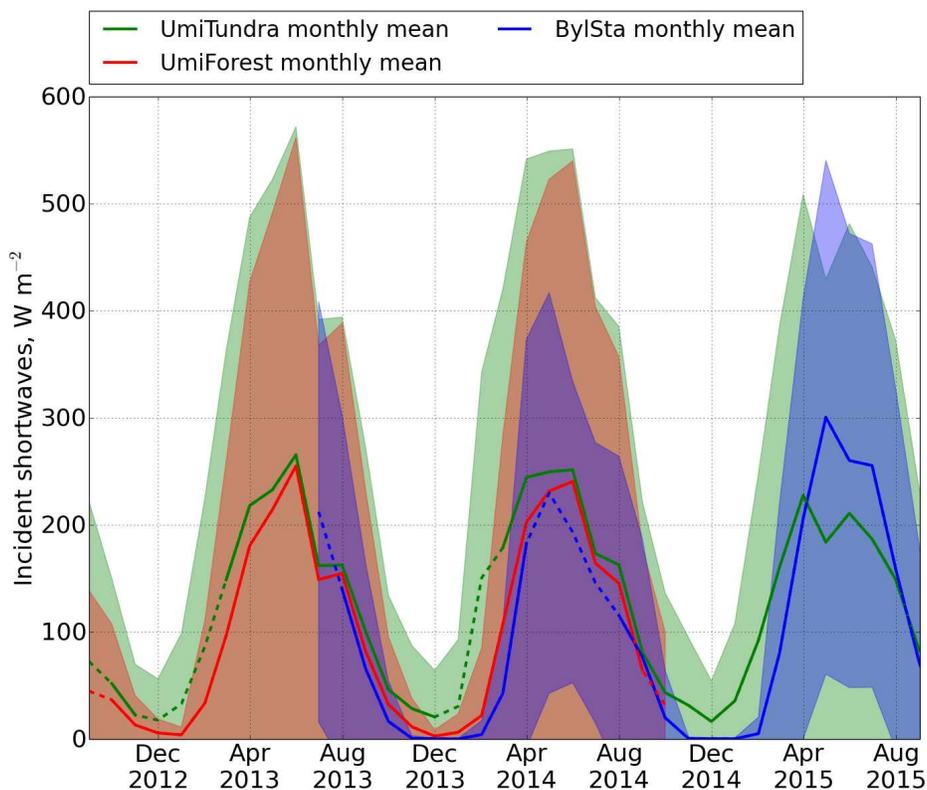


FIGURE 2.19 – Moyennes mensuelles du rayonnement solaire mesuré à Umiujaq (UmiTundra en vert, UmiForest en rouge) et à Bylot (BylSta en bleu). L'écart-type autour des valeurs moyennes est représenté par des bandes colorées. Les pointillés indiquent des données horaires manquantes pour le calcul de la moyenne.

Dans l'Arctique, la quantité d'énergie solaire reçue varie beaucoup d'une saison à l'autre. En effet, le rayonnement solaire varie de zéro durant l'hiver à des valeurs très élevées pendant les jours d'été, où la durée d'ensoleillement est de 24 heures. À l'île Bylot, la nuit polaire dure de mi-novembre à fin janvier, et le jour polaire de début mai à début août. La période d'insolation maximale se produit entre avril et juin, avec des insulations moyennes mensuelles de l'ordre de 250 à 300 $W m^{-2}$ enregistrées à Umiujaq et Bylot (Figure 2.19). Malgré la différence de latitude, les moyennes printanières sont similaires entre ces sites car l'insolation est continue à Bylot à cette saison. Le pic d'intensité du rayonnement solaire est cependant plus élevé à

Umiujaq (environ 900 W m^{-2}) qu'à Bylot (environ 700 W m^{-2}). L'hiver (décembre - janvier - février), le rayonnement solaire mensuel est nul à Bylot contre 41 W m^{-2} mesuré à UmiTundra.

L'énergie solaire reçue par la station UmiForest est plus faible, notamment l'hiver avec des écarts supérieurs à 20 W m^{-2} par rapport à la station UmiTundra. Cette différence provient de l'effet d'ombrage causé par les cuestas et la présence d'arbres tout autour de la station UmiForest. L'hiver, le soleil étant plus bas sur l'horizon, le relief et la canopée masquent le soleil plus longtemps.

2.4.2 Température de l'air

Pour la période décrite (septembre 2012 - août 2015), les données sont manquantes pour 84 jours à Umiujaq, principalement l'hiver (janvier-février 2013 et janvier-février 2014). Les données manquantes ont été remplacées par les données de la station Immatsiak2 (CEN, 2017). À Bylot, un problème technique empêcha les mesures de température de l'air durant la première année. Le problème fut résolu en juillet 2014, avant cette date nous utilisons les données de la tour SILA (CEN, 2016).

La température annuelle moyenne mesurée par nos stations est de -13.9°C à l'Île Bylot, et de -4.7°C à Umiujaq (UmiTundra). Pendant la saison estivale (juin-juillet-août), cette moyenne augmente respectivement à 5.1°C et 10.5°C . Au cours de l'hiver (décembre-janvier-février), elle peut descendre aussi bas que -31.9°C et -20.0°C . Les températures enregistrées par la station UmiForest sont en moyenne 0.5°C plus chaudes de celles de UmiTundra.

Les stations UmiTundra et UmiForest étant distantes d'environ 1 km, une différence moyenne de 0.5°C semble cohérente compte tenu de la différence d'altitude et de topographie. La station UmiTundra étant située plus haut, il est logique que la température de l'air enregistrée y soit généralement plus froide qu'à la station UmiForest. De même, en absorbant le rayonnement solaire, les arbres qui entourent la station UmiForest contribuent au réchauffement de l'air en journée. Cependant, nous avons pu constater des cas réguliers où la température est plus froide en forêt qu'en toundra. Ces situations se rencontrent systématiquement pendant la nuit, en hiver comme en été. Ce phénomène provient de la restitution de la chaleur emmagasinée par la forêt durant la journée. Par conditions anticycloniques, le refroidissement radiatif nocturne conduit à la formation d'une couche d'inversion et l'air froid s'accumule au fond de la vallée. Les écarts de température entre les deux stations les plus importants que nous ayons relevés se sont produits au cours des mois de mars et avril 2014, affichant des différences de plus de 10°C aussi bien en journée (forêt plus chaude) que la nuit (forêt plus froide).

Le mois le plus froid de l'année est février, celui de 2015 fut particulièrement froid avec une moyenne de -38.8°C à Bylot et -30°C à Umiujaq. Les températures les plus chaudes ont été relevées en juillet 2015 pour Bylot (8.2°C), et août 2014 pour Umiujaq (13°C). L'amplitude thermique, qui correspond à la différence de température entre le mois le plus chaud et celui

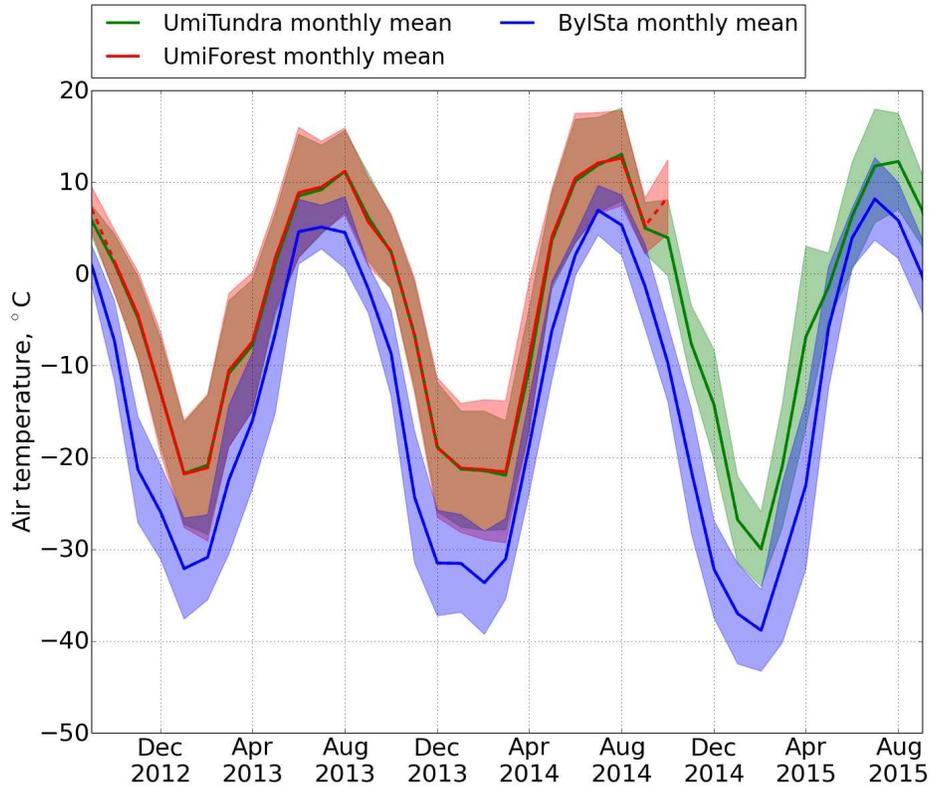


FIGURE 2.20 – Moyennes mensuelles de la température de l’air mesurée à Umiujaq (UmiTundra en vert, UmiForest en rouge) et à Bylot (BylSta en bleu). L’écart-type autour des valeurs moyennes est représenté par des bandes colorées. Les pointillés indiquent des données horaires manquantes pour le calcul de la moyenne.

le plus froid, est d’environ 30°C à Bylot, et dépasse 40°C à Umiujaq.

2.4.3 Vitesse du vent

Pour les conditions de vent, nous utilisons préférentiellement les mesures réalisées à 10 mètres de haut par les stations SILA (CEN, 2016, 2017). Pour Bylot, ces données sont complétées avec les mesures issues de la station BylSta à partir de juillet 2015. À Umiujaq, les données manquantes (69 jours) sont remplacées par les mesures de la station UmiTundra. Les données de la station UmiForest ont été conservées. Les vitesses de vent sont mesurées par nos trois stations à 2.3 mètres de hauteur (BylSta, UmiTundra et UmiForest). Afin de les comparer, les mesures issues des stations SILA ont été rapportées à une hauteur h de 2.3 mètres d’après la formule donnée par Førland et al. (1996) :

$$V = \frac{\log\left(\frac{h}{z_0}\right)}{\log\left(\frac{H}{z_0}\right)} * VH \quad (2.2)$$

avec V la vitesse du vent (en $m s^{-1}$) à la hauteur h souhaitée, VH la vitesse du vent mesurée à la hauteur H (10 m), et z_0 la rugosité de la surface (en m). Pour obtenir les valeurs les plus précises, nous avons réalisé cette étape en tenant compte du couvert végétal et de la hauteur de neige au sol pour le calcul de la hauteur des appareils, ainsi que pour la valeur de rugosité de la surface. La hauteur de végétation est prescrite à 5 cm pour BylSta (herbes) et 20 cm pour UmiTundra (arbustes). Lorsque l'épaisseur de neige mesurée recouvre la végétation, la rugosité est fixée à celle de la neige, soit 1 mm. Autrement, la hauteur de rugosité prescrite correspond à un dixième de la hauteur de la végétation (Bewley et al., 2010).

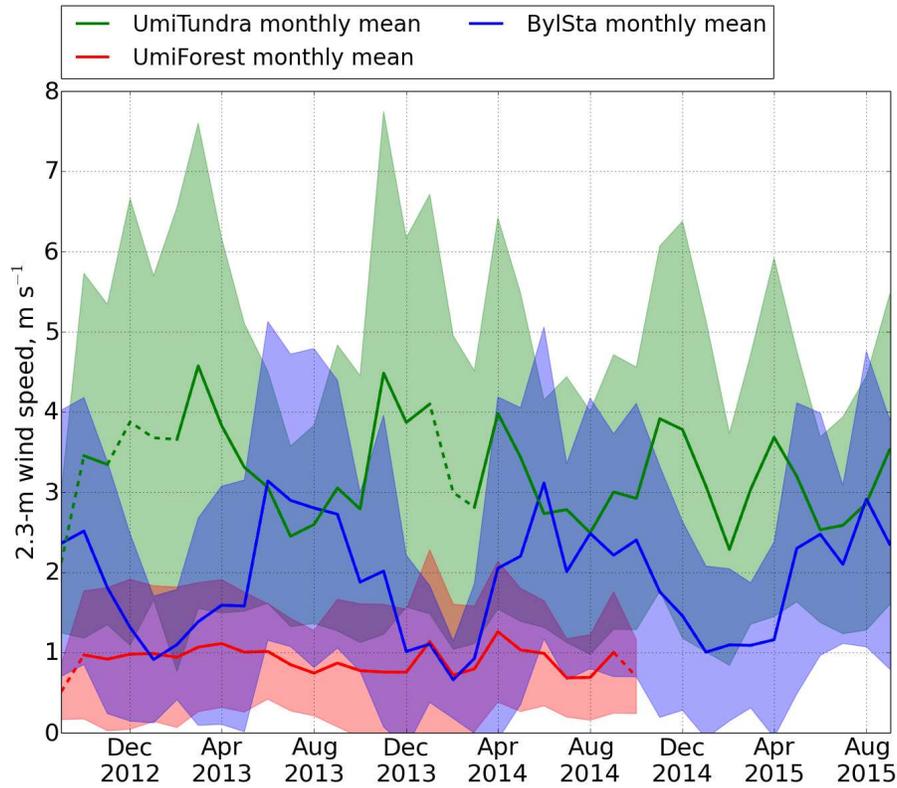


FIGURE 2.21 – Moyennes mensuelles de la vitesse du vent mesurée à Umiujaq (SILA+UmiTundra en vert, UmiForest en rouge) et à Bylot (SILA+BylSta en bleu). L'écart-type autour des valeurs moyennes est représenté par des bandes colorées. Les données des stations SILA ont été converties à une hauteur de 2.3 m. Les pointillés indiquent des données horaires manquantes pour le calcul de la moyenne.

Sur l'île Bylot, la vitesse moyenne annuelle du vent est de $1.9 m s^{-1}$. La période estivale connaît les vents les plus forts avec une vitesse moyenne de $2.6 m s^{-1}$, tandis qu'en hiver les masses d'air froides sont plus stables et le vent plus faible ($1.1 m s^{-1}$). À Umiujaq, les vents les plus forts sont enregistrés au début du printemps (mars-avril) et à la fin de l'automne (novembre-décembre), lorsque les contrastes entre les surfaces enneigées/englacées et déneigées/dégelées sont les plus importants. La moyenne annuelle enregistrée en toundra est de $3.3 m s^{-1}$, avec des valeurs plus élevées l'hiver ($3.5 m s^{-1}$) que l'été ($2.7 m s^{-1}$). La station UmiForest a relevé

les vitesses de vent les plus faibles, la moyenne annuelle est de 0.93 m s^{-1} . La vitesse du vent serait donc diminuée d'environ 70% par la forêt, mais aussi par la topographie car la station UmiTundra est située près du col de la vallée de Tasiapik, donc soumise à un effet Venturi probablement significatif.

2.4.4 Précipitations

Les données de la station météo d'Environnement Canada à Pond Inlet³ permettent de calculer les normales climatiques sur la période 1981-2010. La moyenne annuelle des précipitations est de 189 mm, dont environ 70% tombe sous forme de neige.

À Umiujaq, nous utilisons les données de précipitation issues d'un pluviomètre Geonor T-200B (CEN, 2017). Il fournit des mesures horaires de la masse d'eau recueillie en $kg \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, qui est équivalent au $mm \text{ h}^{-1}$ pour une densité de l'eau égale à 1 g m^{-3} . Les précipitations sont collectées par un cylindre de 200 cm^2 de base (16 cm de diamètre), et tombent directement dans un seau de collecte d'une capacité de 1000 mm. Le fond du récipient est rempli avec un antigel (glycol), de façon à faire fondre les précipitations solides et d'éviter ainsi l'obstruction de l'orifice par la neige. Cette méthode permet de ne pas avoir à chauffer l'appareil, et par conséquent de ne pas perturber les mesures de taux de précipitations en faisant fondre la neige recueillie par cycles (Duchon et al., 2008). Une couche d'huile est déposée à la surface de l'antigel, afin de limiter l'évaporation. La masse des précipitations ainsi recueillies est mesurée à l'aide de capteurs de charge à fil vibrant, avec une précision de 0.1%. Jusqu'à octobre 2014, le pluviomètre était fixé sur un pied en bois et le niveau supérieur de réception de l'appareil se situait à 1.80 mètres au-dessus du sol. Une structure circulaire soutenant un pare-vent constitué de lames en bois (« home made shield ») entourait le Geonor, en laissant dépasser le haut du collecteur de 2-3 cm (Fig. 2.22). Un seul fil vibrant mesurait la masse des précipitations. En octobre 2014, le pluviomètre a été déplacé d'une dizaine de mètres vers l'ouest. Il repose maintenant sur un pied métallique fixé dans une dalle en béton, et est entouré d'un pare-vent de 1.2 mètres de diamètre de type Alter shield, constitué de 32 lames métalliques (Fig. 2.23). Trois capteurs à fil vibrant assurent la continuité des mesures et leur qualité.

Une correction des données brutes issues du Geonor est nécessaire afin d'obtenir des valeurs de précipitations horaires fiables. Un premier traitement permet d'éliminer les fausses valeurs positives et négatives fréquemment enregistrées par le Geonor. Ces erreurs, qui dépassent parfois $\pm 10 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (Fig. 2.24a), sont induites par des perturbations du fil vibrant liées aux vibrations de la structure entière sous l'effet du vent, et aux variations de température. Bien que le cumul total des valeurs positives et négatives serait correct, cela n'aurait aucun sens de reporter des valeurs de précipitation négatives de même que des fausses valeurs positives.

3. http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_e.html?searchType=stnName&txtStationName=pond+inlet&searchMethod=contains&txtCentralLatMin=0&txtCentralLatSec=0&txtCentralLongMin=0&txtCentralLongSec=0&stnID=1774&dispBack=1

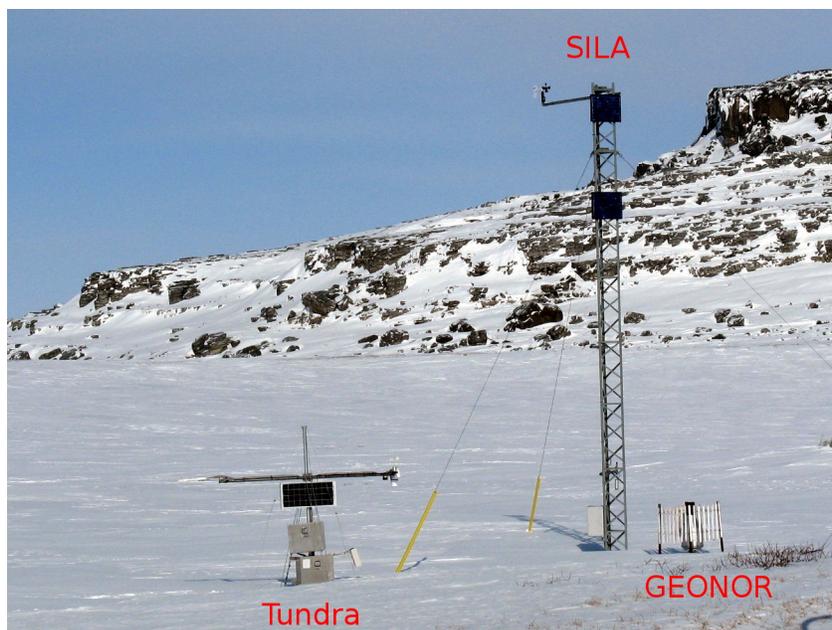


FIGURE 2.22 – Station UmiTundra, tour SILA et pluviomètre Geonor. Umiujaq, 1 mars 2014.



FIGURE 2.23 – Pluviomètre Geonor T-200B après avoir été déplacé, octobre 2014. Crédit : D. Sarrazin.

Pour les corriger, nous avons cherché à compenser les valeurs négatives par les faux-positifs.

Un algorithme dédié à la détection de faux-positifs a été appliqué, en se basant sur les données d'humidité de l'air issues de la station UmiTundra située à quelques mètres du pluviomètre (Fig. 2.22). Une mesure positive de précipitation est considérée fautive lorsque la valeur d'humidité relative correspondante est inférieure à 95%. Cependant, les données d'humidité relative

de l'air mesurées par la sonde HC2S3-L de Rotronic étant définies par rapport à l'eau, même à des températures négatives, ce seuil de saturation varie en fonction de la température de l'air. Il est donc nécessaire de corriger le rapport des pressions de vapeur saturantes entre l'eau surfondue et la glace à la température considérée. En hiver, suite à des défaillances des batteries par manque d'énergie solaire, les données d'humidité relative ne sont pas toujours disponibles. Notre algorithme utilise alors les valeurs de hauteur de neige mesurées par la station UmiTundra et la tour SILA pour détecter les fausses précipitations. Dans ces cas, une élévation minimale de 5 mm de la surface du manteau neigeux est requise pour considérer qu'il y a eu une précipitation.

Après avoir détecté les faux-positifs, notre algorithme va ensuite se charger d'éliminer les erreurs. Lorsqu'une valeur de précipitation négative est rencontrée, la fausse valeur positive la plus proche (en avant ou en arrière dans le temps) est réduite d'autant, jusqu'à ce que toutes les valeurs négatives aient été compensées.

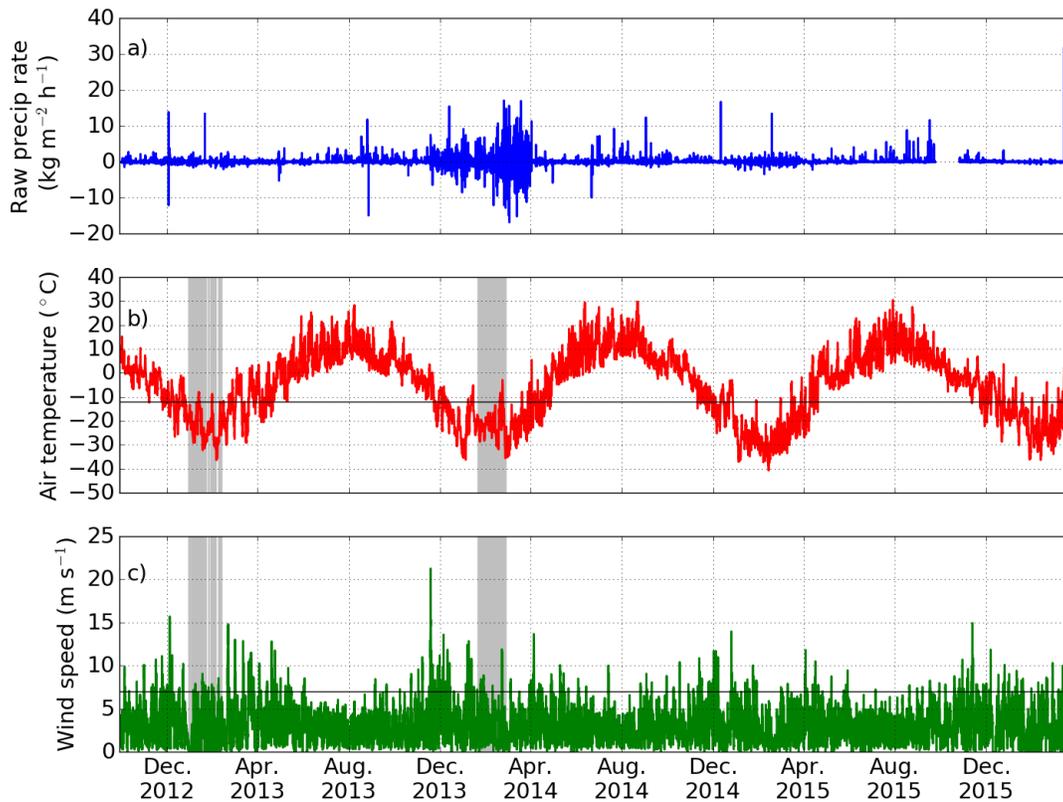


FIGURE 2.24 – Conditions météorologiques mesurées à Umiujaq. a) Taux de précipitations horaire brut, b) température de l'air et c) vitesse du vent. Les zones grisées indiquent les périodes où la station UmiTundra n'a pas fonctionné, et pour lesquelles les données proviennent de stations voisines. Les seuils utilisés pour la correction des précipitations (température de l'air = -12°C , vitesse du vent = 7 m s^{-1}) sont indiqués par des lignes horizontales.

Une fois cette étape réalisée, il reste à séparer les précipitations liquides et solides et à les

corriger afin de compenser la sous-estimation inhérente aux mesures de précipitation (Duchon et al., 2008; Smith, 2007). La principale source d’erreur de ces mesures est la déviation de la trajectoire des particules de précipitations sous l’effet du vent, qui entraîne une sous-captation des précipitations. Ce phénomène affecte particulièrement les chutes de neige, qui tombent plus lentement. C’est pourquoi il est nécessaire de corriger les valeurs mesurées, en les multipliant par un facteur de correction k , qui dépend de la température de l’air et de la vitesse du vent à la hauteur du cône de réception (Førland et al., 1996; Morin et al., 2012). Ainsi, pour des précipitations solides et avec un vent soufflant entre 1.0 et 7.0 m s^{-1} , le facteur de correction suivant est appliqué :

$$k = \exp(\beta_0 + \beta_1 u g + \beta_2 T + \beta_3 u g T) \quad (2.3)$$

avec $\beta_0 = -0.12159$, $\beta_1 = 0.18546$, $\beta_2 = 0.006918$, $\beta_3 = -0.005254$, $u g$ la vitesse du vent à la hauteur du pluviomètre (en m s^{-1}) et T la température de l’air (en $^{\circ}\text{C}$). Si la vitesse du vent est inférieure à 1.0 m s^{-1} , aucune correction n’est appliquée. Au-delà de 7.0 m s^{-1} , la valeur de 7.0 m s^{-1} est retenue. De la même façon, lorsque la température est inférieure à -12°C , la valeur minimale de -12°C est fixée. Dans le cas de précipitations liquides, l’équation suivante est utilisée :

$$k = \exp(\alpha_0 + c + \alpha_1 u g + \alpha_2 \ln(I) + \alpha_3 u g \ln(I)) \quad (2.4)$$

avec $\alpha_0 = 0.007697$, $\alpha_1 = 0.034331$, $\alpha_2 = -0.00101$, $\alpha_3 = -0.012177$, $c = -0.05$, $u g$ est la vitesse du vent à la hauteur du pluviomètre (en m s^{-1}) et I est le taux de précipitation (en $\text{kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Les données de température et de vent utilisées pour corriger les précipitations sont issues de la station UmiTundra. Lorsque ces données sont manquantes (janvier-février 2013 et 2014), nous avons utilisé les données issues de la tour SILA pour le vent (figure 2.24c), et de la station Immatsiak2 pour la température (figure 2.24b) (CEN, 2017). L’anémomètre de la tour SILA étant situé à 10 mètres de haut et celui de la station UmiTundra à 2.3 mètres, les valeurs de vitesse du vent mesurées par ces stations ont été réduites pour correspondre à la hauteur de la surface de collecte du pluviomètre ($h = 1.8 \text{ m}$) d’après la formule donnée par Førland et al. (1996) (équation 2.2). Le pluviomètre est situé sur un site ouvert, sans obstacle avoisinant, au milieu d’un couvert arbustif de 20 cm de haut. La rugosité de la surface des arbustes est prescrite à 2 cm, et celle de la neige à 1 mm.

Les valeurs brutes de vitesse de vent sont comparées sur la figure 2.25a, et les valeurs ramenées à la hauteur du pluviomètre sur la figure 2.25b. Les deux séries de données sont bien corrélées, avec un coefficient de détermination de 0.922. Les observations effectuées depuis la tour SILA indiquent un vent moyen de 4.06 m s^{-1} , tandis que la vitesse moyenne du vent mesurée par

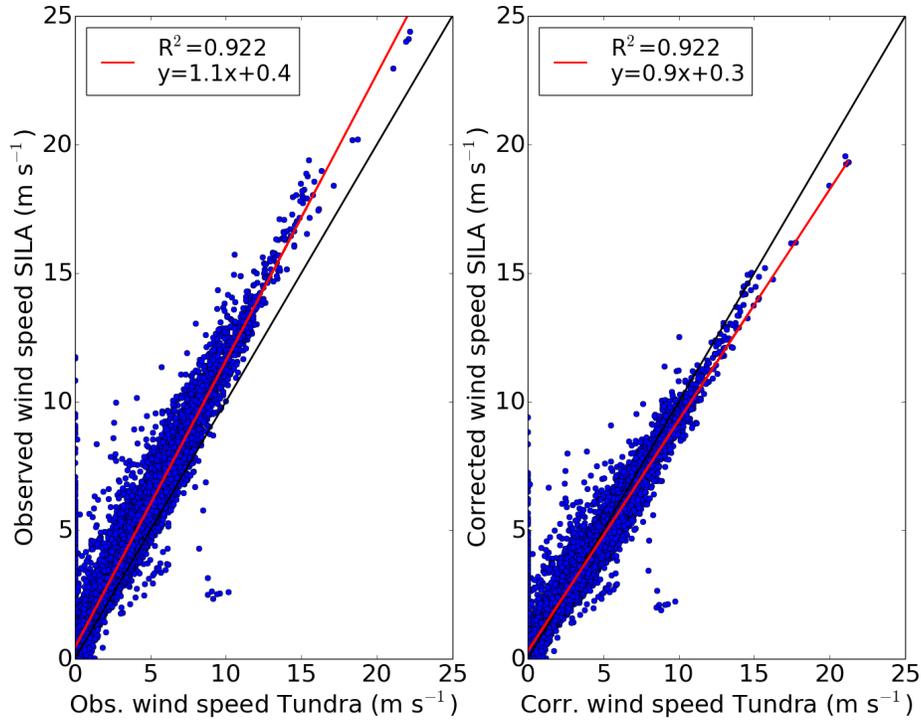


FIGURE 2.25 – Comparaison de la vitesse du vent a) mesurée par la station UmiTundra à 2.3 m et par la tour SILA à 10 m au-dessus du sol, et b) ramenée à la hauteur du pluviomètre (1.8 m).

la station UmiTundra est de 3.25 m s^{-1} , soit une différence de 20%. Après correction, ces moyennes passent respectivement à 3.07 et 3.08 m s^{-1} .

La station Immatsiak2 fait partie du réseau de surveillance des eaux souterraines dans la région d'Umiujaq, elle mesure la température de l'air et du sol. Cette station se trouvant aussi à quelques mètres du pluviomètre, la température observée devrait être très proche de la température enregistrée par la station UmiTundra. Cependant, cette dernière effectue des relevés de température à l'aide d'une sonde ventilée, de façon à limiter les perturbations liées au rayonnement solaire. Si l'on compare les températures des deux stations, nous constatons une différence moyenne (UmiTundra – Immatsiak2) de 0.025°C en 2 ans (octobre 2012 à octobre 2014), mais des écarts pouvant dépasser 4°C . Néanmoins, il faut retenir que les données issues de la station Immatsiak2 ne représentent que 7.5% de l'ensemble des valeurs de température que nous utilisons pour la correction des précipitations. Nous pouvons donc considérer que les éventuelles erreurs de correction des précipitations induites par les écarts de température entre les deux stations sont négligeables.

Pour différencier les précipitations solides et liquides, nous avons comparé deux méthodes : en fixant un seuil pluie/neige à une température de 1°C (correction $T1$), et en considérant un mélange de pluie et de neige à des températures comprises entre 0 et 2°C (correction T_{mix}).

Les résultats des corrections sont présentés sur la figure 2.26.

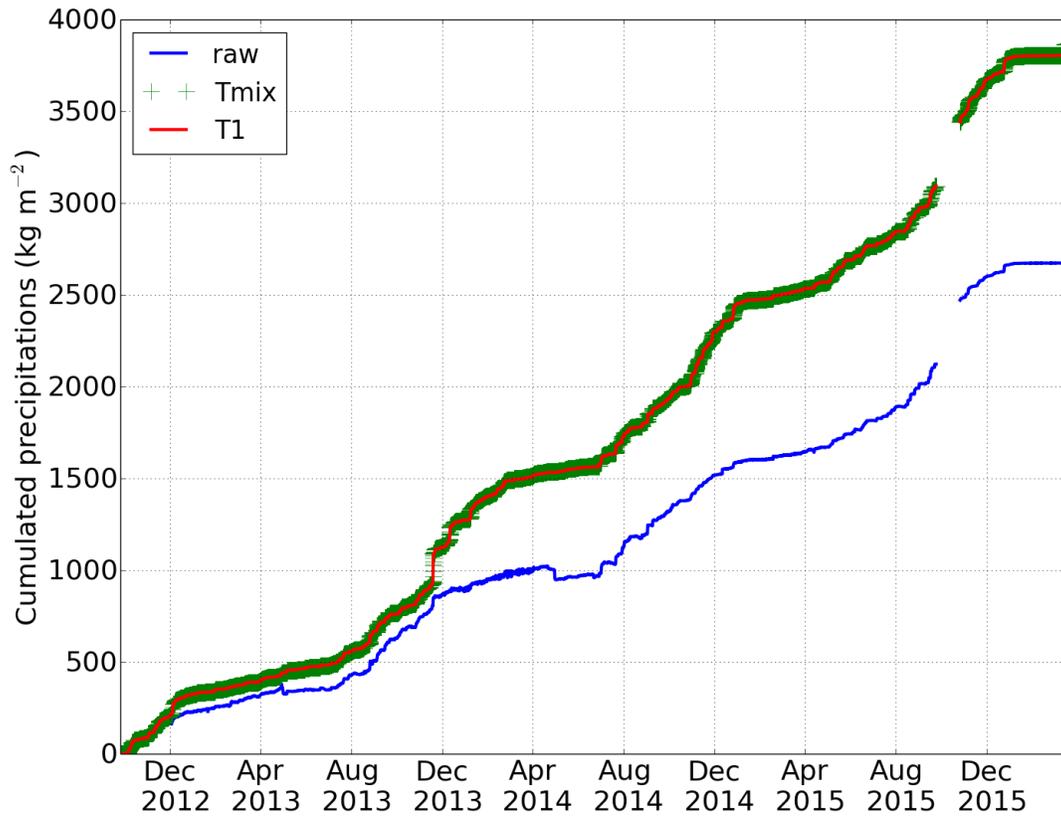


FIGURE 2.26 – Cumuls de précipitation bruts et corrigés à Umiujaq.

Calculé entre le 1er octobre 2012 et le 19 mars 2016, le cumul de précipitation total brut vaut 2708 kg m^{-2} , tandis qu’après correction le cumul total atteint 3896 kg m^{-2} pour la correction *T1*, et 3870 kg m^{-2} pour la correction *Tmix*. L’écart entre les deux corrections étant minimale, nous n’utiliserons ultérieurement que la correction *T1*. Ces résultats indiquent que les précipitations mesurées seraient sous-estimées de 31% en moyenne. Pour l’année 2012-2013, le cumul corrigé indique 763 kg m^{-2} tandis que le pluviomètre a enregistré un cumul de 629 kg m^{-2} , soit 17% de précipitations en moins. En 2013-2014, la correction donne 1173 kg m^{-2} et le cumul mesuré 694 kg m^{-2} , soit 41% de moins. Enfin pour 2014-2015, les mesures brutes indiquent un cumul de 800 kg m^{-2} soit 31% de moins qu’après correction (1157 kg m^{-2}). Ces différences ne sont pas surprenantes, compte tenu du vent souvent présent qui souffle fort en toundra (Fig. 2.24c). La correction agit surtout sur les mesures hivernales, car les précipitations solides sont les plus affectées par le problème de sous-captation des pluviomètres (Førland et al., 1996). Cette méthode permet aussi de compenser les mesures négatives, qui impliquent des pertes apparentes dans les précipitations cumulées. Ces mesures négatives sont bien visibles aux mois de mai et juin 2013 et 2014, pendant le réchauffement printanier (Fig. 2.26). Ce phénomène n’est pas observé au printemps 2015, ce qui suggère que le renforcement de

la structure du Geonor réalisé en octobre 2014 a amélioré la qualité des mesures. Néanmoins, la faible efficacité du pare-vent original (« home made shield ») et la quantité importante d'erreurs de mesure laissent à penser que même après notre correction, les valeurs des précipitations restent inférieures aux précipitations réelles.

Les précipitation corrigées semblent pourtant excessivement élevées comparées aux données d'Environnement Canada qui n'ont subi aucune correction. L'interpolation de mesures de précipitation entre Kuujuarapik (55°28' N) et Inukjuak (58°45' N, Figure 2.4) donne une moyenne annuelle de 550 mm (Ménard et al., 1998), donc inférieure même aux précipitations brutes mesurées sur notre site. Cependant, notre pluviomètre étant situé en haut de la vallée de Tasiapik il reçoit une quantité importante de précipitation provenant des masses d'air humides qui remontent de la Baie d'Hudson à l'ouest, et du lac Guillaume-Deslile à l'est. De plus, nos résultats de correction de la sous-captation des précipitations sont cohérents avec les valeurs issues de la littérature (Førland et al., 1996; Macdonald and Pomeroy, 2007; Smith, 2007).

Le vent a donc un impact majeur sur les précipitations dans l'Arctique, et sur l'accumulation de neige en hiver. Ces conditions rendent très délicates les mesures de précipitation et limitent leur fiabilité. Néanmoins, la présence d'un pare-vent efficace et la méthode de correction appliquée ici permettent de réduire les incertitudes. La correction a pour effet de mieux représenter les précipitations réelles, en prenant en compte la sous-captation par le pluviomètre des précipitations ventées.

2.4.5 Hauteur de neige

La figure 2.27 montre les hauteurs de neige mesurées par les capteurs SR50A de nos stations. Le capteur de la station UmiTundra a cessé de fonctionner le 9 décembre 2013, et a été changé le 29 mars 2015. Celui de la station BylSta a flanché le 14 mai 2014, et a été remplacé le 26 juillet de la même année. Afin de compléter les données manquantes de UmiTundra, nous utilisons les mesures relevées quelques mètres plus loin par la tour SILA à Umiujaq. Les résultats de nos mesures manuelles de hauteur de neige (moyenne et écart-type) sont aussi présentées. Les mesures manuelles de janvier et février 2014 à Umiujaq ont été réalisées avec un Magnaprobe (« Magnetic Pole Detector »), avec la collaboration de l'équipe *CARTEL* de l'Université de Sherbrooke (Busseau et al., 2017).

Les stations UmiTundra (ou SILA) et UmiForest sont éloignées d'environ 1 kilomètre, elles reçoivent donc des précipitations similaires. Les manteaux neigeux les plus épais ont été observés par la station UmiForest avec des accumulations dépassant 1 mètre. L'écart entre les stations d'Umiujaq est bien visible l'hiver 2013-2014, avec une accumulation en forêt de l'ordre de 1.2 à 1.4 mètres, tandis que la station SILA a relevé un maximum de 0.8 mètres en zone arbustive. Cette différence s'explique par la redistribution de neige sous l'effet du vent et du piégeage de la neige soufflée par la végétation (Busseau et al., 2017). L'accumulation est cependant très

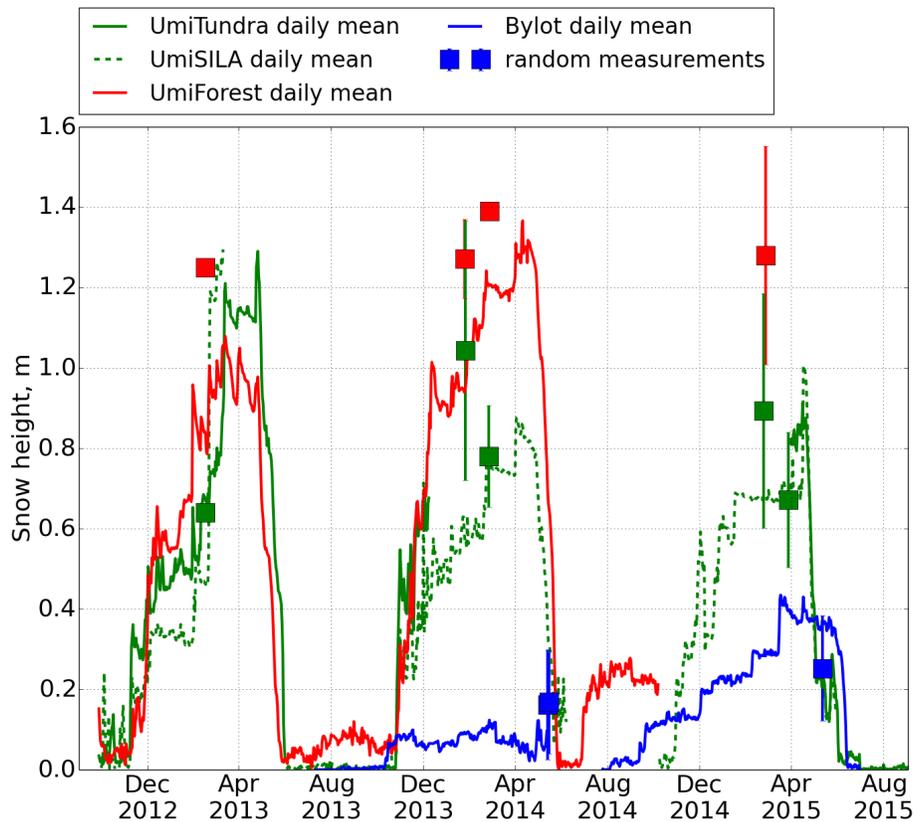


FIGURE 2.27 – Moyennes journalières de la hauteur de neige mesurée à Umiujaq (UmiTundra et UmiSILA en vert, UmiForest en rouge) et à Bylot (BylSta en bleu). Les résultats des mesures aléatoires (« random measurements ») réalisées manuellement avec la sonde à avalanche sont aussi indiqués. Les observations manuelles de janvier et février 2014 à Umiujaq ont été réalisées à l’aide d’un Magnaprobe (Busseau et al., 2017).

variable spatialement, comme l’illustrent les écart-types élevés des mesures aléatoires, et il est difficile de sélectionner un unique emplacement représentatif de toute la zone d’étude. Le capteur SR50A de la station UmiForest étant situé dans une clairière où il y a moins de neige, il sous-estime l’accumulation moyenne de neige en forêt à hauteur de 10 à 20%. Les relevés manuels indiquent systématiquement 1.5 à 2 fois plus de neige en forêt qu’en toundra.

L’hiver 2013-2014 fut peu enneigé à Bylot, la station BylSta a relevé une accumulation inférieure à 15 cm et nos mesures manuelles indiquent 20 cm. L’hiver suivant (2014-2015), jusqu’à 40 cm de neige se sont accumulés au pied de la station. Ce même hiver, nous avons relevé environ 2 fois plus de neige à UmiTundra qu’à Bylot, et environ 3 fois plus autour de la station UmiForest. L’enneigement débute plus tôt à Bylot (relevé le 10 octobre 2013 au lieu du 26 octobre à Umiujaq), et la fonte est plus tardive (détectée fin-mai à Bylot contre fin-avril à Umiujaq).

2.4.6 Bilan

D'après les mesures réalisées par nos stations météorologiques, nos sites d'étude sont soumis à des conditions représentatives de leurs zones climatiques respectives. L'île Bylot éprouve des conditions typiques du haut arctique : des températures très froides, peu de précipitations et un faible enneigement, ce qui explique la présence de pergélisol continu et épais. Umiujaq est représentatif du bas arctique, avec des températures moins froides qu'à l'île Bylot mais aussi une forte saisonnalité. L'enneigement y est par contre exceptionnellement élevé comparé aux quantités de précipitation reçues sous des latitudes similaires, notamment à l'ouest de la Baie d'Hudson, dû à l'influence océanique (NRCAN, 2016). Umiujaq est aussi un site de transition particulièrement intéressant pour l'étude des interactions entre la neige et différents types d'espèces végétales.

2.5 Outils de modélisation

L'objectif de modélisation consiste à simuler les propriétés physiques de la neige et du sol de nos sites d'études, et à les comparer à nos observations afin d'évaluer la capacité des modèles numériques à reproduire les conditions réelles rencontrées sur nos sites arctiques. Les simulations numériques sont réalisées à travers la plateforme de modélisation de surface SURFEX (SURFace EXternalisée) développée par Météo-France et ses nombreux partenaires scientifiques (Masson et al., 2013). Cette plateforme permet de simuler les échanges d'énergie et d'eau entre la surface et les basses couches atmosphériques. Pour calculer l'évolution de la surface, SURFEX utilise les paramètres climatiques habituels (température, insolation, pression atmosphérique, précipitations, humidité, vitesse du vent) provenant d'observations, de réanalyses météorologiques ou en étant directement couplé avec un modèle climatique. SURFEX peut représenter quatre types de surface : sol nu et végétation, zones urbanisées, lacs et océans. Nous n'utiliserons que le module gérant les surfaces continentales naturelles, ISBA (Interactions Sol-Biosphère-Atmosphère, Noilhan and Planton (1989); Noilhan and Mahfouf (1996)), qui décrit l'évolution des propriétés de la végétation et du sol, en surface et en profondeur. ISBA propose un choix de plusieurs modèles de neige de complexité variée, allant du modèle monocouche (Douville et al., 1995) au modèle multicouche Explicit Snow (ES, Boone and Etchevers (2001); Decharme et al. (2016)), jusqu'au modèle détaillé Crocus (Brun et al., 1989, 1992; Vionnet et al., 2012). Les schémas les plus simples sont destinés à être utilisés dans les modèles climatiques en raison de leur faible temps de calcul, tandis que les schémas plus complexes intègrent les processus internes gouvernant l'évolution du manteau neigeux. Les modèles de neige et de sol sont couplés par un schéma semi-implicite à une dimension, la dimension verticale, car les simulations sont réalisées ponctuellement en « colonne », constituée d'une seule maille horizontale avec toutes les couches verticales superposées, sans échanges horizontaux.

2.5.1 Description des modèles

Modèle de surface continentale : ISBA

La surface continentale est traitée par le modèle multicouche ISBA. Ce modèle décrit les échanges d'énergie et d'eau entre l'atmosphère, la végétation et le sol, en calculant l'évolution du bilan hydrique de la surface ainsi que celle de dix variables prognostiques : la température de la surface, l'humidité du sol proche de la surface, la température moyenne du sol, son contenu en eau liquide et en glace, l'eau liquide interceptée par la végétation, l'équivalent en eau du manteau neigeux, ainsi que son contenu en eau liquide, son albédo et sa densité moyenne (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996). Comme le bilan énergétique du module de neige est séparé de celui de la végétation, nous détaillerons le traitement de la neige dans un paragraphe dédié.

Les deux paramètres principaux dans ISBA sont la texture du sol, c'est à dire les proportions de sable, de limon et d'argile qui le composent (d'après la classification granulométrique de l'USDA), et le type de végétation dominant. Les autres paramètres, tels que la porosité, la conductivité hydraulique⁴ ou encore le potentiel matriciel⁵ à saturation du sol sont déterminés à partir de la texture du sol, tandis que la rugosité de surface et l'indice de surface foliaire (LAI, en anglais « Leaf Area Index ») dépendent du type de végétation. ISBA utilise les 12 types génériques de végétation issues de la base de données ECOCLIMAP (Masson et al., 2003; Faroux et al., 2013).

Les propriétés des sols arctiques sont grandement déterminées par les cycles de gel et dégel (voir Sect. 1.3). Dans ISBA, ce processus est représenté par la fonction d'enthalpie libre (ou énergie libre) de Gibbs qui décrit l'état thermodynamique du sol (Boone et al., 2000). Elle permet de calculer la température de changement de phase de l'eau du sol, en fonction du potentiel matriciel qui dépend lui-même de la porosité et de la teneur en eau du sol. Lors du gel (dégel) du sol, sa teneur en eau liquide diminue (augmente) tandis que son contenu en glace augmente (diminue), tout en conservant la quantité totale d'eau. La libération (consommation) résultante d'énergie par chaleur latente, appelée aussi enthalpie de changement d'état, est prise en compte par la même fonction.

Les propriétés thermiques du sol minéral, qui contrôlent les transferts de chaleur, sont déduites des propriétés combinées de l'eau liquide, de la glace et de la composition du sol, de sa teneur en eau et de sa porosité (Peters-Lidard et al., 1998). Plus spécifiquement, la conductivité thermique du sol est exprimée en fonction de la quantité de quartz ($k_{quartz} = 7.7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), d'eau liquide ($k_{eau} = 0.57 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) et de glace ($k_{glace} = 2.2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) qui le compose. La conductivité thermique des minéraux autres que le quartz est fixée à $3.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$

4. La conductivité hydraulique exprime l'écoulement gravitaire de l'eau à travers un milieu poreux.

5. Le potentiel matriciel d'un sol désigne sa capacité de rétention d'eau, il correspond aux forces de rétention (capillaire et osmotique) exercées par la matrice sur les molécules d'eau. Un potentiel matriciel faible indique une rétention d'eau élevée.

lorsque la teneur en sable est inférieure à environ 20%, autrement elle vaut $2.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Récemment, ISBA a intégré la présence de matière organique dans le sol. D'une part, ISBA peut représenter une litière, qui correspond à la surface du sol recouverte d'une couche de débris végétaux et de matériaux organiques divers, souvent rencontrée en zone forestière (Napoly et al., 2017). L'inclusion d'une litière entre la végétation et le sol implique une diminution de la conductivité thermique des couches superficielles du sol, qui est alors calculée en fonction de la conductivité thermique de la matière organique ($k_{MO} = 0.05 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ si sèche, et $k_{MO} = 0.25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ si saturée en eau) en plus des paramètres précédents. La présence d'une litière limite aussi l'évaporation de l'eau du sol, car sa porosité élevée empêche les remontées capillaires d'eau liquide vers la surface. D'autre part, ISBA inclut aussi la présence de carbone organique (SOC), qui agit sur les propriétés thermiques et hydriques du sol (Decharme et al., 2016). La teneur en SOC est renseignée pour les couches superficielles du sol, de 0 à 30 cm et de 30 cm jusqu'à 1 m de profondeur. Au-delà, elle diminue fortement avec la profondeur afin de représenter la décomposition croissante de la matière organique. Les propriétés du sol minéral sont ensuite combinées avec les propriétés de la matière organique, qui ont pour effet de réduire la conductivité thermique du sol, et d'augmenter sa porosité et sa conductivité hydraulique résultante.

Modèle de neige détaillé : Crocus

Crocus est un modèle de neige multicouche, basé sur les principes thermodynamiques qui déterminent le bilan d'énergie et de matière du manteau neigeux (Brun et al., 1989, 1992; Vionnet et al., 2012). Il simule l'évolution d'une couverture nivale en fonction des transferts d'énergie et de masse entre le manteau neigeux, l'atmosphère et le sol. Développé à l'origine pour la prévision du risque d'avalanches, la plupart des processus internes au manteau neigeux sont représentés : métamorphisme, fonte et regel, percolation de l'eau liquide, tassement, érosion par le vent. Dans Crocus, les couches de neige sont traitées dynamiquement afin de reproduire une stratification réaliste tout en gérant un nombre de couches limité (typiquement 50), et en respectant les contraintes numériques du manteau neigeux discrétisé. Cette paramétrisation est nécessaire pour tenir compte des contrastes entre les propriétés des couches qui constituent le manteau, et qui au cours du temps et du métamorphisme peuvent évoluer de façons différentes. Chaque couche numérique est décrite par un certain nombre de variables prognostiques, comprenant son épaisseur, sa masse volumique, sa température, son contenu en eau liquide ainsi que quatre variables représentant ses propriétés microstructurales : dendricité, sphéricité, taille de grains et âge de la couche. Ces trois premières variables décrivent l'évolution morphologique des grains de neige en fonction du métamorphisme, tandis que l'âge de la couche constitue une variable historique indiquant si elle a auparavant été soumise à un fort gradient de température, ou en contact avec de l'eau liquide (Vionnet et al., 2012). En général la neige fraîche est considérée dendritique (dendricité = 1 ; sphéricité = 0.5), puis

elle évolue avec le temps vers des formes non dendritiques (dendricité = 0) et plus ou moins sphériques ou angulaires selon le type de métamorphisme. La conductivité thermique de la neige k_{neige} , utilisée pour calculer la propagation de chaleur dans le manteau neigeux d’après l’équation 1.2, est déterminée à partir de la masse volumique de la neige ρ_{neige} selon la relation de Yen (1981) :

$$k_{neige} = k_{glace} \left(\frac{\rho_{neige}}{\rho_{eau}} \right)^{1.88} \quad (2.5)$$

Crocus est actuellement l’un des modèles de neige les plus sophistiqués avec SNOWPACK (Bartelt and Lehning, 2002; Lehning et al., 2002), il est donc le plus susceptible de reproduire avec succès nos observations détaillées des manteaux neigeux arctiques. Passons en revue la façon dont il traite les processus fondamentaux qui déterminent leur structure, tels que décrits dans la Section 1.4.1.

Effets du vent Crocus décrit de façon simplifiée le tassement et le métamorphisme des couches de neige superficielles lors d’épisodes ventés. Pour cela, il calcule tout d’abord un indice de mobilité pour chaque couche de neige, indiquant leur potentiel d’érosion par le vent. Basé sur une approche empirique, l’indice de mobilité est déterminé à partir des propriétés microstructurales de la couche de neige et fonction de sa masse volumique (Guyomarc’h and Mérindol, 1998; Vionnet et al., 2012). La neige fraîche (dendricité élevée et faible masse volumique) présente un potentiel de mobilité élevé, qui diminue avec le temps et l’augmentation de cohésion et de masse volumique résultante. Le givre de profondeur et les grains facettés sont plus facilement érodés par le vent que les grains ronds, car leur cohésion (indiquée par la sphéricité des grains) est plus faible. En présence d’eau liquide ou de neige regelée, la cohésion est suffisamment élevée pour que ces types de neige ne soit pas érodés. Une fois l’indice de mobilité calculé pour chaque couche, il est comparé à la vitesse du vent afin de détecter les couches qui seront érodées. L’érosion d’une couche de neige implique son tassement et la fragmentation des grains, qui se traduit par une augmentation de masse volumique et de la sphéricité des grains de neige. Si la couche de surface est érodée, le phénomène se propage vers les couches inférieures jusqu’à atteindre une couche de neige non érodable.

Crocus peut aussi représenter la sublimation de la neige érodée par le vent, en s’appuyant sur les conditions atmosphériques proche de la surface. Si l’air est sous-saturé par rapport à la glace, Crocus retire la masse de neige correspondant au taux de sublimation de la surface du manteau neigeux (Brun et al., 2013). Ce processus est le seul à affecter la masse du manteau neigeux lors d’épisodes ventés dans le modèle. Crocus étant unidimensionnel, il ne peut pas simuler la redistribution horizontale de neige par le vent qui aboutit localement à une accumulation ou une érosion accrue (Brun et al., 2013; Vionnet et al., 2012).

Métamorphisme sec et humide L'évolution morphologique des grains de neige soumis à un gradient de température ou à la présence d'eau liquide, s'appuie sur des lois empiriques issues d'expériences contrôlées en chambre froide (Brun et al., 1992; Colbeck, 1983; Marbouty, 1980). Dans le cas d'une couche de neige sèche exposée à un gradient de température, les variables microstructurales (dendricité, sphéricité et taille de grains) évoluent en fonction de l'intensité du gradient. Un gradient thermique inférieur à 5°C m^{-1} entraîne l'arrondissement des grains (la sphéricité tend vers 1), tandis qu'un gradient plus important provoque le développement de faces planes (la sphéricité tend vers 0). L'apparition de givre de profondeur nécessite un gradient thermique supérieur à $15^{\circ}\text{C m}^{-1}$, et s'accompagne d'une augmentation de la taille des grains. De même, en présence d'eau liquide les grains de neige s'arrondissent et grossissent.

Sous l'effet du métamorphisme, la morphologie des grains de neige évolue et forme des couches aux propriétés distinctes, qui sont utilisées pour simuler les processus internes au manteau neigeux. En particulier, Crocus considère la neige comme un fluide newtonien dont la viscosité dépend de la température, de la masse volumique, du type et de la taille des grains de neige. Une couche de neige qui supporte le poids des couches supérieures va progressivement se tasser, et l'augmentation de masse volumique résultante dépend de sa viscosité. Ainsi, une couche de givre de profondeur a une viscosité plus élevée qu'une couche de neige humide, elle se compacte donc plus difficilement (Vionnet et al., 2012).

Albédo L'absorption du rayonnement solaire en surface et en profondeur du manteau neigeux est traitée pour trois bandes spectrales ($[0.3 - 0.8]$, $[0.8 - 1.5]$ et $[1.5 - 2.8]$ μm), et suit les travaux théoriques réalisés par Warren (1982). En fonction de la longueur d'onde, l'albédo et le coefficient d'absorption sont déterminés par les caractéristiques microstructurales de la neige de surface, la taille et le type de grains, ainsi que l'âge de la couche qui représente l'effet de salissement causé par le dépôt d'impuretés (Brun et al., 1992). Une fois l'albédo de surface déterminé, la part restante du rayonnement solaire pénètre dans le manteau neigeux où elle est progressivement absorbée. La propagation du rayonnement à travers le manteau neigeux suit une décroissance exponentielle avec la profondeur, qui dépend de la taille des grains et de la masse volumique des couches (Vionnet et al., 2012).

2.5.2 Données de forçage

L'objectif consiste à reproduire les propriétés physiques de la neige et du sol observées sur nos sites d'études à l'aide de la plateforme de modélisation SURFEX. Pour cela, le modèle est forcé par les variables météorologiques suivantes, qui caractérisent les conditions climatiques locales (Brun et al., 1989; Vionnet et al., 2012) :

- Température de l'air,
- Humidité spécifique de l'air,

- Vitesse du vent,
- Précipitation pluvieuse,
- Précipitation neigeuse,
- Rayonnement de courte longueur d’onde incident,
- Rayonnement de grande longueur d’onde incident.

Plusieurs stations météorologiques présentes sur les sites d’étude permettent de fournir la plupart des données requises par le modèle. Cependant, compte tenu des conditions environnementales difficiles, les stations de mesure subissent parfois des défaillances entraînant la perte de données. Pour pallier à ce problème, nous nous sommes procurés les données de réanalyse ERA-interim.

Les données ERA-interim (ERAi) fournissent les variables représentant les conditions atmosphériques à l’échelle du globe. Produites pour une grille horizontale d’environ 80 km de résolution, et sur 60 niveaux verticaux, ces données sont disponibles depuis janvier 1979 jusqu’à aujourd’hui avec un pas de temps de 3 heures (Dee et al., 2011). Les réanalyses atmosphériques ERAi sont construites à partir de l’assimilation de nombreuses observations en continu (des dizaines de millions par jour), distribuées sur l’ensemble du globe. Ces observations proviennent de sources diverses, telles que des stations de mesures locales, des satellites de télédétection, des radiosondages, etc. Les réanalyses sont alors utilisées pour initialiser un modèle de prévision à court terme, qui fournit à son tour une estimation de l’état initial du cycle d’analyses suivant.

Nous avons des données d’observations depuis la fin du mois de septembre 2012 à Umiujaq, et depuis l’été 2004 à Bylot. Ces données vont être utilisées en priorité pour réaliser les simulations numériques. Les périodes sans observation sont complétées par les données ERAi. Cette source de données supplémentaire va aussi nous permettre d’initialiser le modèle à partir des conditions météorologiques antérieures à l’installation des stations. Les données issues des réanalyses ERA-interim ont été extraites aux points de la grille les plus proches de nos stations. Pour Umiujaq ce point se situe aux coordonnées (56.75 N, 76.25 O) à une altitude de 126 m, et pour Bylot (73.25 N, 79.75 O) à 395 m d’altitude (V. Vionnet, communication personnelle, 2016). La différence d’altitude est notable avec celle de la station BylSta (20 m). Il est donc nécessaire de comparer les données ERAi extraites aux observations locales, de manière à évaluer leur qualité et identifier d’éventuels biais afin de les corriger.

Afin de comparer les données à des pas de temps similaires, les valeurs issues des stations météorologiques, enregistrées à une résolution horaire, sont ré-indexées selon la grille de temps ERAi à un pas de temps de 3 heures. Les données de réanalyse correspondent généralement aux valeurs instantanées des variables, sauf pour les données de précipitation et de rayonnement qui se rapportent à la moyenne des 3 heures précédentes. Il faut aussi tenir compte du fuseau

horaire, car nos sites d'étude sont situés à UTC-5 tandis que les dates des réanalyses sont exprimées à UTC+0. La comparaison aux données ERAi sera ainsi cohérente. Nous corrigeons ensuite les éventuels biais systématiques des données de réanalyse suivant la méthode proposée par Vuichard and Papale (2015). Cette méthode consiste à calculer la pente et l'origine de la régression linéaire des données ERA-interim brutes (ERA) en fonction des observations (obs). Les données de réanalyses débiaisées ($ERAd$) sont calculées ainsi :

$$ERAd = ERA \times pente + origine \quad (2.6)$$

Pour la vitesse du vent, l'origine de la régression linéaire est fixée à 0. L'impact de la correction est ensuite estimé d'après la racine carrée de la moyenne des carrés ($RMSE$ pour « Root Mean Square Error », équation 2.7) et l'écart-type (SD pour « Standard Deviation »). Ces paramètres sont utilisés pour calculer la réduction d'erreur des données ERA ($err-reduc$, éq. 2.8), et l'erreur relative ($err-relative$, éq. 2.9) des données $ERAd$ comparée à la variabilité interne des observations. Enfin, la conservation de la variabilité initiale des données ERA-interim après correction est évaluée grâce à l'écart-type normalisé (NSD pour « Normalized Standard Deviation », éq. 2.10).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_1^n (ERA - obs)^2}{n}} \quad (2.7)$$

$$err - reduc = \frac{1 - RMSE(obs, ERAd)}{RMSE(obs, ERA)} \times 100 \quad (2.8)$$

$$err - relative = \frac{RMSE(obs, ERAd)}{SD(obs)} \times 100 \quad (2.9)$$

$$NSD(ERA) = \frac{SD(ERA)}{SD(obs)}; NSD(ERAd) = \frac{SD(ERAd)}{SD(obs)} \quad (2.10)$$

Hybridation avec les mesures locales de l'île Bylot

Depuis août 2004, nous disposons d'observations de la température de l'air et de la vitesse du vent réalisées depuis la tour SILA à l'île Bylot (CEN, 2016). À partir d'août 2014, nous utilisons les données de température et d'humidité de l'air ventilées, et de vitesse du vent mesurées par la station BylSta jusqu'en juin 2015. Nous comparons aussi ici les mesures ventilées de rayonnement incident réalisées à la station BylSta aux données de réanalyse, bien que ces mesures ne seront pas utilisées comme forçage à cause des problèmes décrits à la Section 2.3.1.

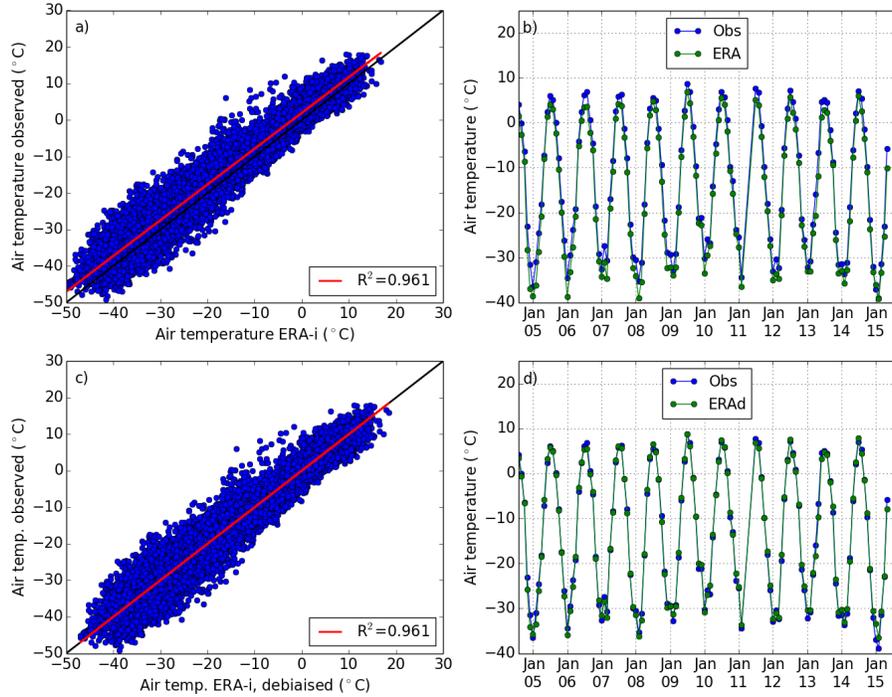


FIGURE 2.28 – Comparaison des valeurs de température de l’air observées par la station SILA (août 2004 - juillet 2014) et BylSta (août 2014 - juin 2015), et issues des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures, à droite les moyennes mensuelles.

Température de l’air Pour la période 2004-2015, la température moyenne observée est de -13.26°C tandis que la température moyenne issue des réanalyses ERA-interim indique -15.52°C . La corrélation entre les deux séries de données est élevée ($r^2 = 0.96$), mais montre une tendance des données ERAi à sous-estimer les températures locales de 2.3°C en moyenne (figure 2.28a). Après l’opération de débiaisage, la moyenne des températures ERAi est égale aux observations. La droite de régression entre les observations et les réanalyses débiaisées se superpose à l’axe 1:1 (fig. 2.28c), attestant de l’utilité de la correction. Elle permet de réduire de 20% le biais systématique des valeurs de réanalyse comparées aux observations de la température. L’erreur relative restante, correspondant à la variabilité interne des données d’observations, est aussi de 20% (fig. 2.39).

Humidité de l’air L’humidité relative de l’air RH mesurée par la station BylSta correspond au rapport entre la pression partielle de vapeur e et la pression de vapeur saturante e_s à une température T donnée (équation 2.11). Elle est exprimée en %, et dépend des conditions de pression et de température. Quand $RH = 100\%$, l’air est saturé.

$$RH = 100 \times \frac{e}{e_s(T)} \quad (2.11)$$

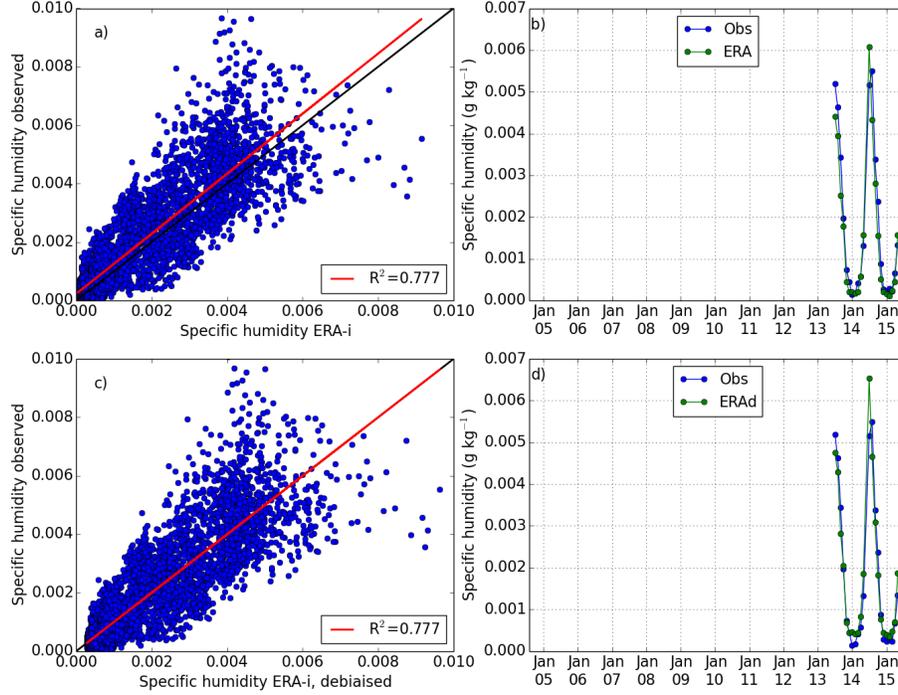


FIGURE 2.29 – Comparaison des valeurs d’humidité spécifique de l’air observées par la station BylSta (août 2014 - juin 2015), et issues des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures, à droite les moyennes mensuelles.

Les valeurs d’humidité provenant d’ERA-interim se rapportent à l’humidité spécifique q , définie comme le rapport de la masse volumique de la vapeur d’eau ρ_v sur la masse volumique totale de l’air ρ (équation 2.12). L’humidité spécifique est donnée en kg de vapeur d’eau par kg d’air sec, mais compte tenu des faibles valeurs elle est souvent exprimée en $g\ kg^{-1}$. Contrairement à l’humidité relative, l’humidité spécifique se conserve lors d’un changement d’altitude ou de température de la masse d’air, tant qu’il ne se produit ni perte (condensation) ni apport (évaporation) d’eau dans l’air.

$$q = \frac{\rho_v}{\rho} = \frac{\rho_v}{\rho_a + \rho_v} \quad (2.12)$$

où ρ_a est la masse volumique de l’air sec. La relation entre la masse volumique de la vapeur d’eau et celle de l’air sec est donnée par le rapport de mélange r (équation 2.13).

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_a} \approx 0.62198 \times \frac{e}{p - e} \quad (2.13)$$

où p est la pression atmosphérique en Pa . À partir des équations précédentes, nous avons converti les données d’humidité relative mesurées en valeurs d’humidité spécifique, en $g\ kg^{-1}$, afin de les comparer aux données de réanalyses.

L'humidité de l'air issue des réanalyses ERA-interim est en moyenne 11% plus faible que les observations réalisées par la station BylSta, du même ordre de grandeur que l'écart des températures. Le coefficient de détermination r^2 vaut 0.78 (fig. 2.29a). La dispersion des données augmente avec l'humidité, l'été les valeurs de réanalyse sont supérieures aux observations (fig. 2.29b). La correction est moins efficace que pour la température, elle entraîne une réduction d'erreur de 4.6% tandis que l'erreur relative reste élevée (47%, fig. 2.39). Ces résultats indiquent que l'essentiel des écarts entre les réanalyses et les observations d'humidité de l'air n'est pas lié à un biais systématique, et ne peut donc pas être corrigé par cette méthode.

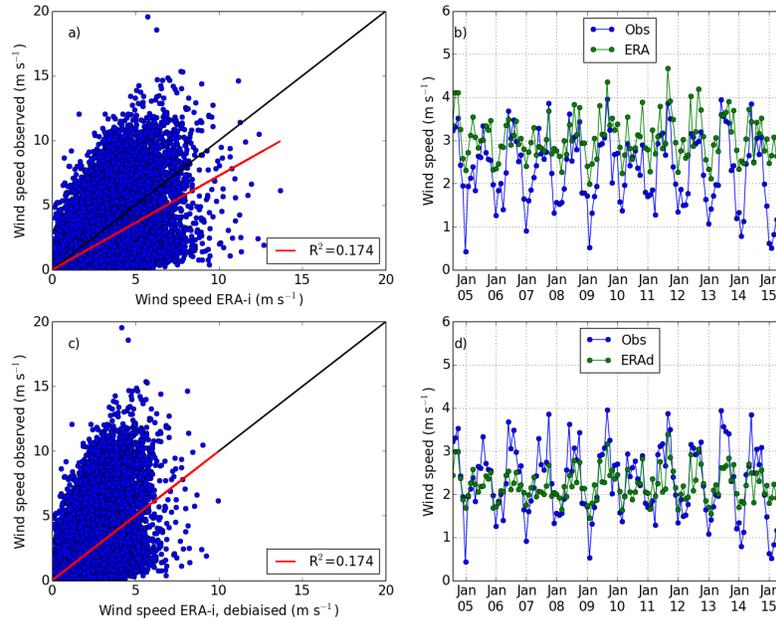


FIGURE 2.30 – Comparaison de la vitesse du vent observée par la station SILA (août 2004 - juillet 2014) et BylSta (août 2014 - juin 2015), et issue des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles, pour une hauteur de 10 mètres.

Vitesse du vent Les réanalyses ERA-interim fournissent la vitesse du vent à une hauteur de 10 mètres au-dessus du sol. Afin de comparer ces données aux valeurs mesurées, il est indispensable que ces dernières correspondent à la même hauteur. L'anémomètre de la tour SILA est situé à 10 mètres de hauteur, en revanche celui de la station BylSta est placé à 2.3 mètres au-dessus du sol. Les mesures provenant de BylSta sont donc corrigées pour se rapporter à la hauteur désirée (10 m), à partir de l'équation 2.2.

Malgré cette opération supplémentaire, la vitesse du vent moyenne donnée par ERAi est 19% plus élevée que les observations. La dispersion des données est importante, par conséquent la corrélation est mauvaise ($r^2 = 0.17$, figure 2.30). La réduction d'erreur atteint tout de même 10% et la moyenne *ERAd* résultante est proche des observations, mais l'erreur relative restante

de 92% (fig. 2.39) indique les limites de cette méthode de correction appliquée à des données très dispersées.

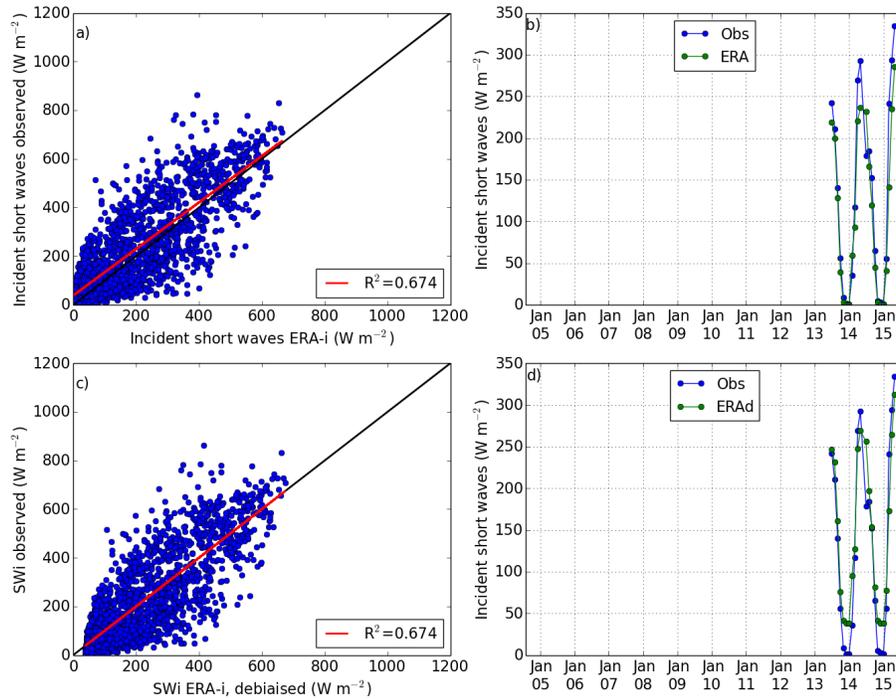


FIGURE 2.31 – Comparaison du rayonnement incident de courte longueur d’onde ($0.3\text{--}2.8\ \mu\text{m}$) mesuré par la station BylSta (juillet 2013 - juin 2015), et issu des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles.

Rayonnement de courte longueur d’onde incident L’affaissement de la station lors du dégel de la couche active au printemps 2014 a causé un déplacement du radiomètre d’environ 5° par rapport à l’horizontale. Le flux solaire mesuré est tout de même relativement bien corrélé aux données de réanalyse avec un coefficient de détermination de 0.67 (Fig. 2.31a). Mais un biais systématique apparaît nettement, les mesures locales étant près de 10% supérieures aux réanalyses (Fig. 2.31b). La correction des réanalyses permet de supprimer ce biais mais engendre des valeurs de rayonnement solaire aberrantes en hiver (environ $40\ \text{W m}^{-2}$ au lieu de 0). Les mesures locales du rayonnement solaire sont donc probablement biaisées, et par conséquent ne seront pas utilisées pour corriger les données ERA-interim.

Rayonnement de grande longueur d’onde incident Les observations du rayonnement incident de grande longueur d’onde ($4.5\text{--}42\ \mu\text{m}$) sont bien corrélées aux réanalyses avec un coefficient de détermination de 0.91 (Fig. 2.32a). Un biais systématique est ici aussi bien visible avec les mesures locales supérieures de 14% aux réanalyses (Fig. 2.32b). De la même façon que précédemment, la correction supprime ce biais mais produit des valeurs de rayonnement très

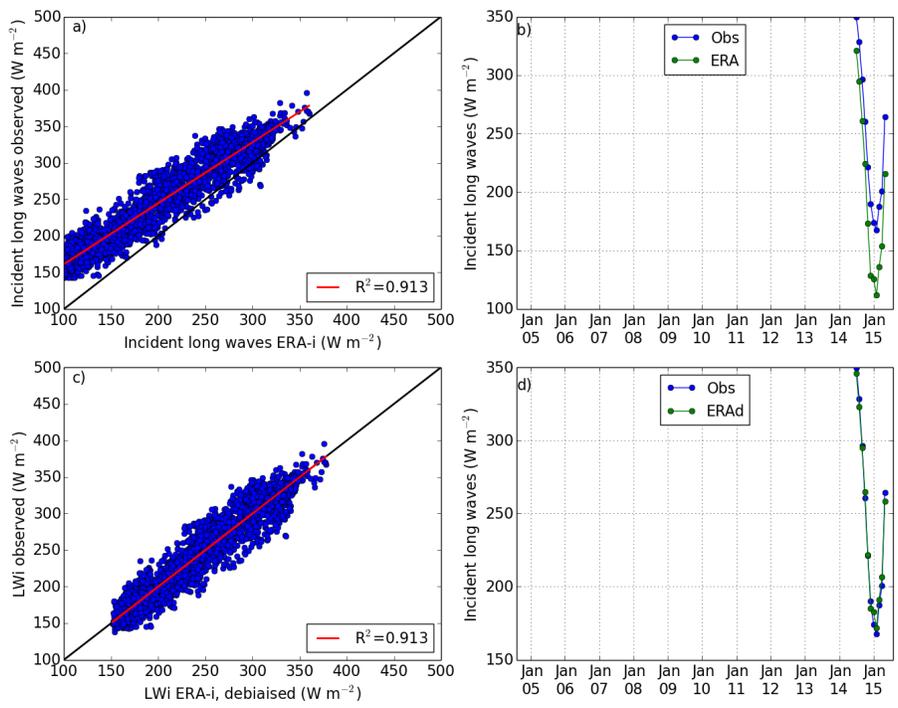


FIGURE 2.32 – Comparaison du rayonnement de grande longueur d’onde ($4.5-42 \mu m$) incident mesuré par la station BylSta (août 2014 - juin 2015), et issu des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles.

différentes des réanalyses brutes surtout en hiver. Nous choisissons ici aussi de ne pas utiliser les observations locales pour forcer le modèle afin d’éviter l’accumulation d’erreurs.

Hybridation avec les mesures locales d’Umiujaq

Nous comparons ici les données mesurées depuis le 28 septembre 2012 au 18 mars 2016 à l’aide de la sonde ventilée de température et d’humidité relative, de l’anémomètre et des radiomètres installés sur la station UmiTundra avec les données de réanalyse ERA-interim. Nous évaluons aussi les données de précipitation.

Température de l’air Nous pouvons observer une bonne corrélation entre les données de température à Umiujaq, avec un coefficient de détermination de 0.97 (figure 2.33a). Sur l’ensemble de la série, la température issue des réanalyses est en moyenne plus chaude de $0.11^\circ C$ que la température mesurée *in situ*. Cependant, il apparaît que les données *ERA* surestiment la température de l’air en hiver, tandis que l’été les observations indiquent des valeurs supérieures à *ERA* (fig. 2.33b). La méthode de correction permet de réduire le biais systématique des données *ERA* de 7%, et l’erreur relative restante est de 18% (fig. 2.39).

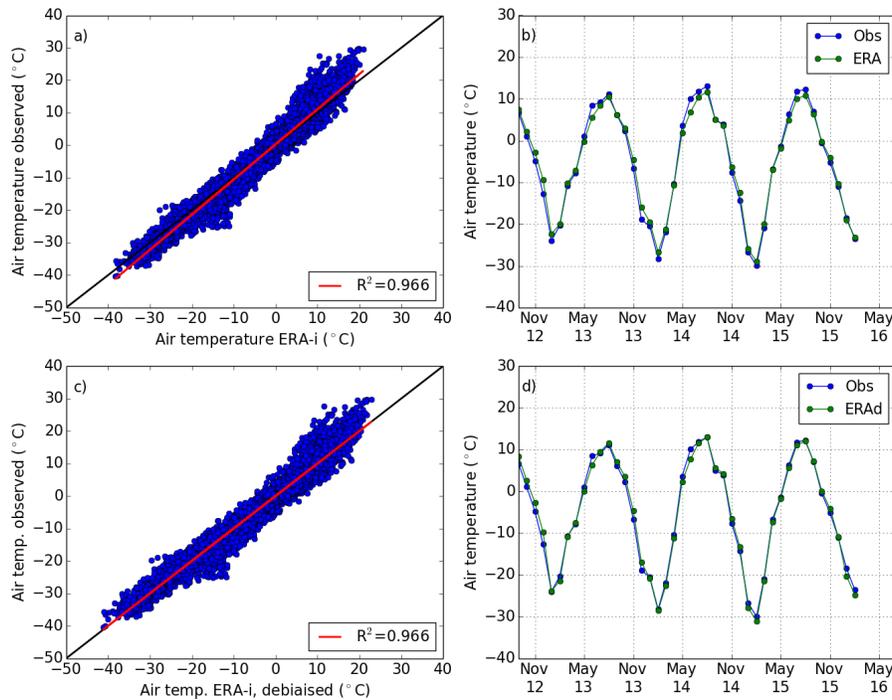


FIGURE 2.33 – Comparaison des valeurs de température de l’air observées par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issues des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures, à droite les moyennes mensuelles.

Humidité de l’air Après avoir transformé l’humidité relative observée en humidité spécifique, la corrélation aux données de réanalyse est de bonne qualité avec un coefficient de détermination de 0.95 (figure 2.34a). Les valeurs issues des réanalyses sont en moyenne 3.7% plus élevées que les observations. La correction entraîne une réduction d’erreur de 5% avec une erreur relative de près de 22%, du même ordre de grandeur que la température (fig. 2.39).

Il est intéressant de constater que les biais systématiques détectés dans les réanalyses ERA-interim sont légèrement positifs pour la température et l’humidité de l’air à Umiujaq ($ERA > obs$), tandis qu’ils sont significativement négatifs à Bylot ($ERA < obs$). Cela s’explique par l’altitude à laquelle ont été extraites les données de réanalyse : très proches dans le cas d’Umiujaq, les données ERAi pour Bylot correspondent à une altitude de 395 m alors que la station est située à 20 m. Cette différence d’altitude est cohérente avec l’écart des températures que nous avons trouvé, et puisque l’humidité relative observée est convertie en humidité spécifique en fonction de la température, le biais se propage aux données d’humidité. D’où l’intérêt de cette méthode de correction de biais.

Vitesse du vent La comparaison de la vitesse du vent issue des réanalyses aux données d’observations de la station UmiTundra, recalculées pour une hauteur de 10 mètres avec l’équation 2.2, indique une corrélation moyenne ($r^2 = 0.43$) (figure 2.35a). Les valeurs *ERA* sont

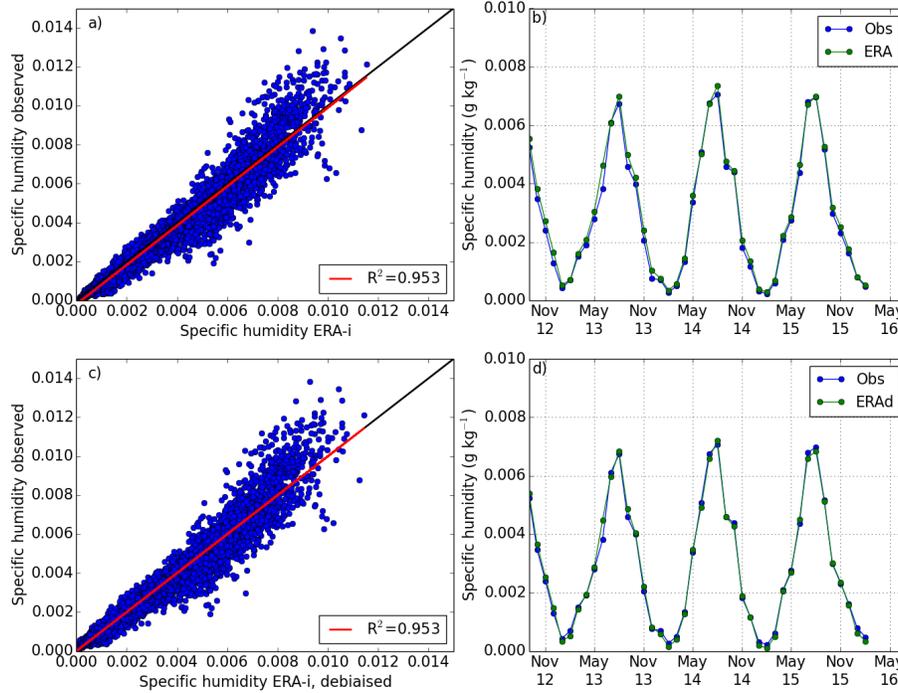


FIGURE 2.34 – Comparaison des valeurs d’humidité spécifique de l’air observées par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issues des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures, à droite les moyennes mensuelles.

en moyenne 33% supérieures aux observations. La méthode de correction permet de réduire le biais de 39%, avec une erreur relative de 76% (fig. 2.39).

Rayonnement de courte longueur d’onde incident Le flux solaire mesuré par le radiomètre de la station UmiTundra ($0.3 - 2.8 \mu\text{m}$) est assez bien corrélé aux données réanalysées, avec un coefficient de détermination de 0.70 (figure 2.36a). Les observations sont généralement inférieures aux réanalyses, avec un rayonnement solaire moyen observé de 117.2 W m^{-2} contre une moyenne de 123.8 W m^{-2} pour les réanalyses, soit un écart moyen de 3.7%. L’écart entre les deux séries de données augmente avec l’intensité lumineuse, et est maximal pendant les mois de mai, juin, juillet et août (fig. 2.36b). La correction réduit le biais de seulement 3%, l’erreur relative restante est de 55% (fig. 2.39).

Rayonnement de grande longueur d’onde incident Les observations du rayonnement incident de grandes longueurs d’onde ($4.5 - 42 \mu\text{m}$) sont bien corrélées aux réanalyses, le coefficient de détermination est de 0.83 (figure 2.37a). Les valeurs observées sont légèrement supérieures aux valeurs d’ERA-interim, avec un écart moyen de 14.5 W m^{-2} (4%). L’écart est ici aussi plus important en été, et peut dépasser 30 W m^{-2} pour les moyennes mensuelles (figure 2.37b). La correction entraîne une réduction de biais de 13%, avec une erreur relative de 41% (fig. 2.39).

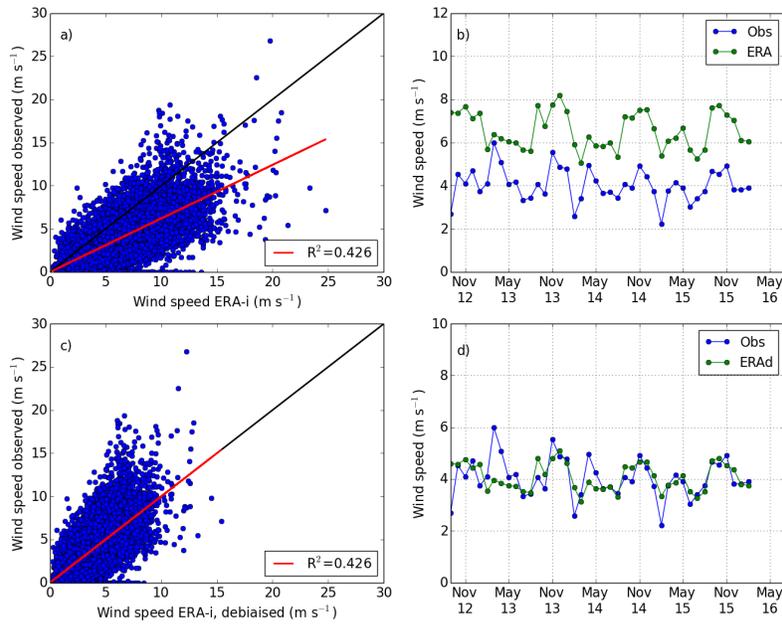


FIGURE 2.35 – Comparaison de la vitesse du vent observée par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issue des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles, pour une hauteur de 10 mètres.

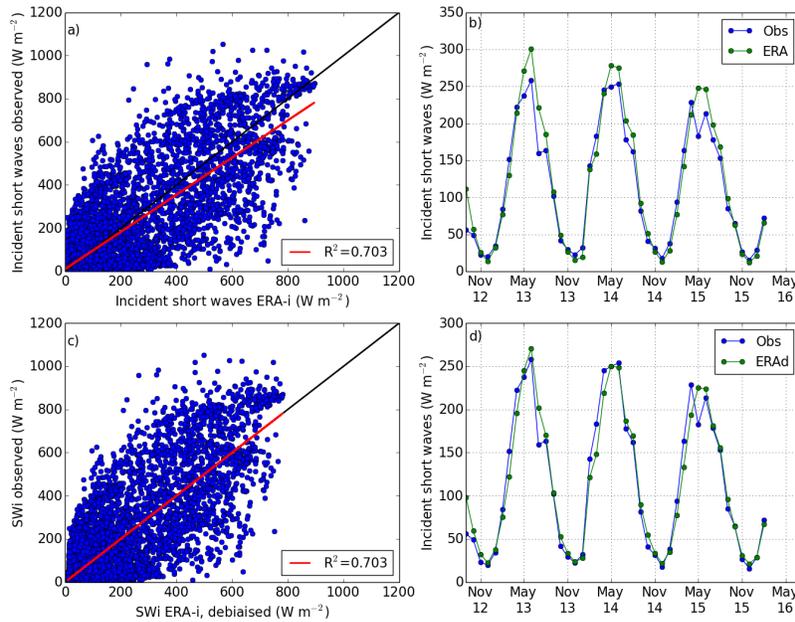


FIGURE 2.36 – Comparaison du rayonnement incident de courte longueur d’onde ($0.3\text{--}2.8\ \mu\text{m}$) mesuré par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issu des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles.

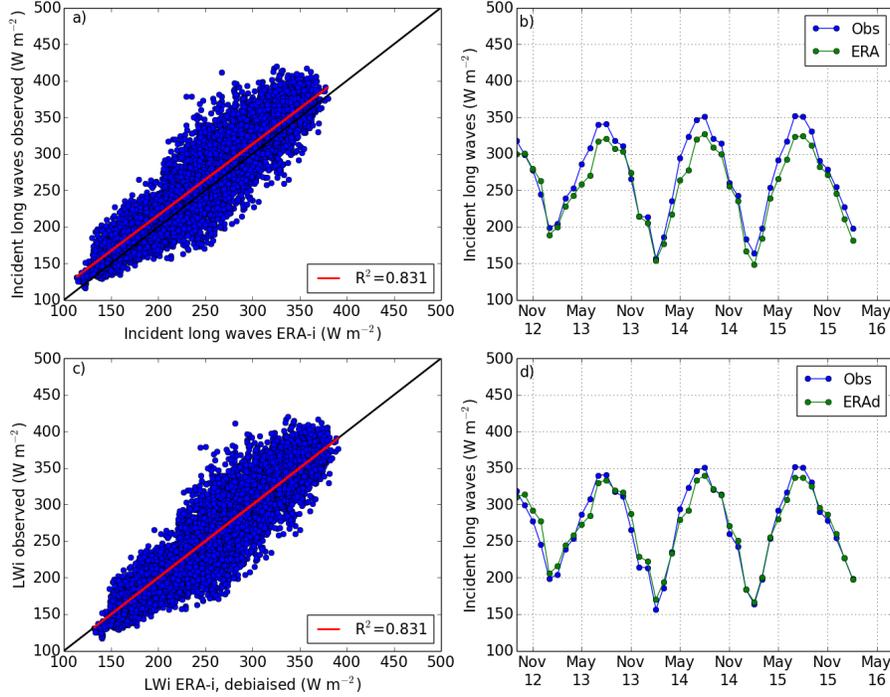


FIGURE 2.37 – Comparaison du rayonnement de grande longueur d’onde ($4.5-42 \mu m$) incident mesuré par la station UmiTundra (septembre 2012 - mars 2016), et issu des réanalyses ERA-interim brutes (a et b) et débiaisées (c et d). À gauche les moyennes sur 3 heures et à droite les moyennes mensuelles.

Précipitations Les données de précipitations fournies par ERA-interim sont séparées en deux catégories, les précipitations solides (neige) et liquides (pluie). Elles sont estimées à partir de la température et de l’humidité de l’air (Dee et al., 2011). Ces données sont exprimées en $kg m^{-2} s^{-1}$, soit en $mm s^{-1}$ pour une masse volumique de l’eau de $1 g cm^{-3}$. Elles correspondent à une moyenne du taux de précipitations instantané au cours des 3 heures précédentes.

Les précipitations brutes et corrigées issues du pluviomètre Geonor (voir Section 2.4.4) sont en $kg m^{-2} h^{-1}$, soit en $mm h^{-1}$, et correspondent à un taux de précipitations horaire (P_{mes}). Pour comparer ces mesures aux données de réanalyse, nous les avons converties en taux instantané ($\frac{P_{mes}}{3600} kg m^{-2} h^{-1} = P_{mes}^* kg m^{-2} s^{-1}$), puis nous avons calculé leurs moyennes par périodes de 3 heures. Les résultats sont présentés sur la figure 2.38.

Nous pouvons constater que les mesures de précipitations brutes sont très proches des données de réanalyse, tandis que les mesures corrigées sont plus élevées. Ainsi, à la fin du mois de juin 2015, les données de précipitations ERA-interim indiquent un cumul total de $1749 kg m^{-2}$, contre $1816 kg m^{-2}$ pour les observations brutes et $2767 kg m^{-2}$ pour les observations corrigées. Étant donné l’excellente concordance entre les mesures brutes et les réanalyses, et compte tenu de l’incertitude dans les mesures liée au problème de sous-captation des précipitations solides,

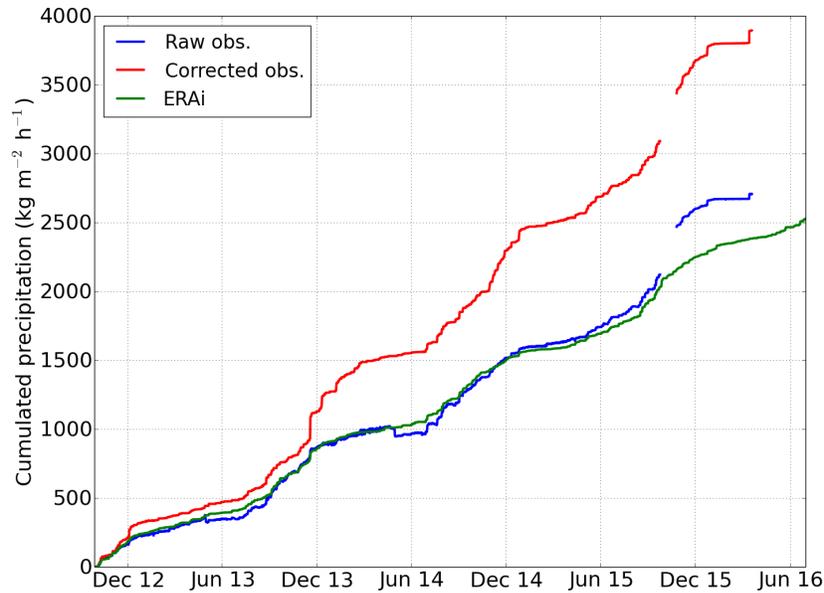


FIGURE 2.38 – Cumul de précipitations mesuré brut en bleu, mesuré et corrigé en rouge et issu des réanalyses ERA-interim en vert pour Umiujaq.

nous choisissons de ne pas corriger les données ERAi à partir des observations. À la place, nous évaluerons séparément les conséquences de l'utilisation des mesures de précipitation corrigées pour simuler le manteau neigeux à Umiujaq.

Bilan Dans l'ensemble, la réduction d'erreur ne dépasse pas 20%, excepté pour la vitesse du vent à Umiujaq (40%), ce qui signifie que la majorité des erreurs ne sont pas systématiques et ne peuvent par conséquent pas être corrigées par cette méthode. La performance de la méthode de correction varie selon les variables traitées, et reflète la variabilité interne des données. Celle-ci, représentée par l'écart-type normalisé, est généralement bien conservée après correction excepté pour le vent (fig. 2.39) La vitesse du vent est la variable avec la plus forte erreur relative. La correction de biais entraîne la perte de variabilité interne, qui se traduit par la diminution de l'écart-type normalisé. Cet impact témoigne de la limite de la méthode pour corriger un biais qui ne varie pas linéairement. L'importante réduction du biais dans les réanalyses de vent à Umiujaq provient probablement de l'effet de la topographie de ce site, car la même méthode appliquée à la vitesse du vent mesurée à la tour SILA à 10 mètres de hauteur produit des résultats similaires.

Pour chaque variable analysée, la correction de biais est appliquée à l'ensemble des données ERA-interim depuis 1979. Au cours de cette étape, la phase des précipitations ERAi est réévaluée à partir des températures corrigées et avec un seuil à 1°C. Ces données débiaisées sont utilisées pour compléter les observations manquantes, et les hybridations résultantes constituent les conditions météorologiques à partir desquelles nous réalisons nos simulations numériques.

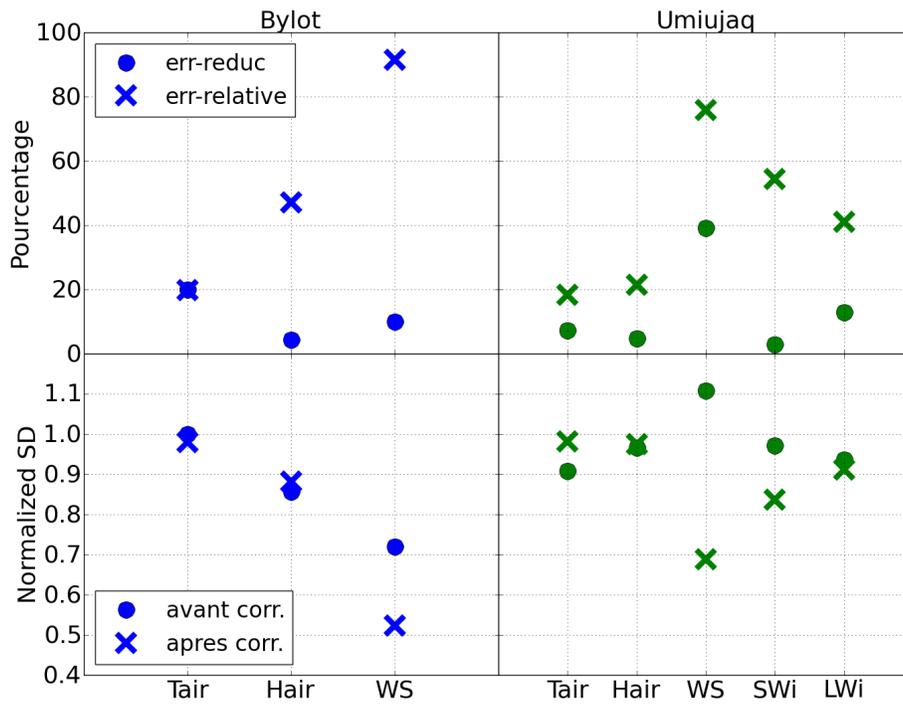


FIGURE 2.39 – Bilan de la correction des biais pour la température (Tair) et l’humidité (Hair) de l’air, la vitesse du vent (WS), et à Umiujaq pour les rayonnements incidents de courtes (SWi) et grandes (LWi) longueurs d’onde. En haut : réduction d’erreurs et erreurs relatives. En bas : écart-type normalisé des données ERAi avant et après correction.

TABLE 2.3 – Liste des capteurs mesurant les propriétés de la neige, et leur hauteur correspondante.

Site	Variable	Type de capteur	Hauteur de mesure, cm	Dates de fonctionnement
UmiTundra	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP02	14, 24, 34, 44	16 février 2013 - Septembre 2015
	Température, °C	Thermistances ¹		
	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP02	6, 16, 31, 48, 67	Septembre 2015 - présent
	Température, °C	Thermistances ¹		
	Température, °C	Tinytags	-4, 0, 8, 16, 24, 30, 38	Septembre 2012 - Septembre 2015
UmiForest	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP02	26, 41, 56, 71, 86, 101	Février 2013 - Octobre 2014
	Température, °C	Thermistances ¹		
	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP02	9, 24, 39, 69, 84, 99	Octobre 2014 - Septembre 2015
	Température, °C	Thermistances ¹		
	Température, °C	Tinytags	0, 8, 16, 24, 32, 44, 60	Septembre 2012 - Septembre 2015
KH2 spruces	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP08	4, 12, 32	Octobre 2014 - présent
	Température, °C	Thermistances ¹		
	Température, °C	Thermistances	22, 42, 64	
KH2 shrubs	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP08	2, 10, 30	Octobre 2014 - présent
	Température, °C	Thermistances ¹		
	Température, °C	Thermistances	20, 40, 62	
BylSta	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP08	7, 17, 27	Juillet 2013 - Juillet 2014
	Température, °C	Thermistances ¹		
	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP08	2, 12, 22	Juillet 2014 - présent
	Température, °C	Thermistances ¹		
	Température, °C	Thermistances	3, 7, 17, 27, 37	Juillet 2013 - présent

¹ Capteur de température intégré aux aiguilles de conductivité thermique Hukseflux.

TABLE 2.4 – Liste des capteurs mesurant les propriétés du sol, et leur profondeur correspondante.

Site	Variable	Type de capteur	Profondeur de mesure, cm	Dates de fonctionnement
UmiTundra	Température, °C	Decagon 5TM	-5, -10, -15, -30, -50	Septembre 2012 - Août 2013
	Teneur en eau liquide, $m^3 m^{-3}$			
	Température, °C	Decagon 5TM	-5, -10, -20, -30, -50	Septembre 2015 - présent
	Teneur en eau liquide, $m^3 m^{-3}$			
UmiForest	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP01	-10, -20	Septembre 2012 - Septembre 2015
	Température, °C	Decagon 5TM	-5, -10, -15, -30, -50	Septembre 2012 - Septembre 2015
KH2 spruces	Température, °C	Decagon 5TM	-5, -10, -30, -50	Octobre 2014 - présent
	Teneur en eau liquide, $m^3 m^{-3}$			
KH2 shrubs	Température, °C	Decagon 5TM	-5, -10, -30, -50	Octobre 2014 - présent
	Teneur en eau liquide, $m^3 m^{-3}$			
BylSta	Conductivité thermique, $W m^{-1} K^{-1}$	Hukseflux TP08	-10	Juillet 2013 - présent
7 sites différents	Température, °C	Decagon 5TM	-2 à -41, selon la profondeur de la couche active	Juillet 2013 - présent
	Teneur en eau liquide, $m^3 m^{-3}$			

¹ Capteur de température intégré aux aiguilles de conductivité thermique Hukseflux.

Chapitre 3

Observations et modélisation préliminaire des interactions neige-pergélisol dans le haut arctique : Article 1

« Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada »

3.1 Avant-propos

Ce chapitre constitue la première partie des résultats de nos travaux réalisés à l’île Bylot. Il est consacré à l’étude des caractéristiques de la neige et du sol dans un environnement haut arctique typique de la toundra herbacée. Nos observations se focalisent en particulier sur l’évolution de la structure du manteau neigeux et des conductivités thermiques de la neige et du sol.

Ces résultats ont fait l’objet d’un article scientifique publié *in extenso* : Domine, F., Barrere, M., and Sarrazin, D. (2016b). Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada. *The Cryosphere*, 10(6):2573–2588

3.2 Résumé

Le régime thermique du pergélisol arctique est fortement influencé par les conductivités thermiques de la neige (k_{neige}) et du sol (k_{sol}), pourtant très peu de données sont disponibles pour évaluer les simulations numériques de ces variables. Nous avons mesuré leurs évolutions

à l'aide d'aiguilles chauffées installées à l'Île Bylot dans l'archipel arctique canadien (73°N, 80°W) entre juillet 2013 et juillet 2015. Peu de mesures de k_{neige} ont pu être réalisées pendant l'hiver 2013-2014 à cause du faible enneigement. Au cours de l'hiver 2014-2015, les mesures automatiques de k_{neige} et nos observations de terrain indiquent qu'une couche de givre de profondeur de très faible conductivité thermique (environ $0.02 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) s'est rapidement développée à la base du manteau neigeux. À 12 et 22 cm de hauteur, les valeurs élevées de k_{neige} ($0.2 - 0.3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) attestent de la formation de croûtes ventées. L'évolution de k_{sol} mesurée à 10 cm de profondeur montre deux valeurs très différentes pour le sol gelé et dégelé, respectivement 1.9 et $0.7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. La transition entre ces deux valeurs se produit en l'espace de quelques jours seulement, le dégel étant le plus rapide. La rapidité des transitions suggère que l'utilisation d'une distribution bimodale pour la modélisation de k_{sol} pourrait être une méthode intéressante qui mérite un examen plus approfondi.

Des simulations préliminaires de k_{neige} à l'aide du modèle physique de neige Crocus ont été réalisées. À l'inverse des observations, Crocus prédit des valeurs de k_{neige} élevées à la base du manteau ($0.12 - 0.27 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) et des valeurs basses dans sa partie supérieure ($0.02 - 0.12 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). La raison principale semble provenir du manque de représentation des flux verticaux de vapeur d'eau dans Crocus. Déclenchés par le gradient thermique dans la neige et le sol, ces flux entraînent des transferts de matière entre le sol et la couche de neige basale vers les couches supérieures et l'atmosphère. Nous discutons finalement de l'importance de la structure et des propriétés des manteaux neigeux pour la vie arctique, puisque certaines espèces comme les lemmings passent la plupart de l'année sous la neige où ils sont contraints de se déplacer à la recherche de nourriture.

3.3 Texte intégral

3.3.1 Abstract

The values of the snow and soil thermal conductivity, k_{snow} and k_{soil} , strongly impact the thermal regime of the ground in the Arctic, but very few data are available to test model predictions for these variables. We have monitored k_{snow} and k_{soil} using heated needle probes at Bylot Island in the Canadian High Arctic (73°N, 80°W) between July 2013 and July 2015. Few k_{snow} data were obtained during the 2013-2014 winter, because little snow was present. During the 2014-2015 winter k_{snow} monitoring at 2, 12 and 22 cm heights and field observations show that a depth hoar layer with k_{snow} around $0.02 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ rapidly formed. At 12 and 22 cm, wind slabs with k_{snow} around 0.2 to $0.3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ formed. The monitoring of k_{soil} at 10 cm depth shows that in thawed soil, k_{soil} was around $0.7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ while in frozen soil it was around $1.9 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. The transition between both values took place within a few days, with faster thawing than freezing and a hysteresis effect evidenced in the thermal conductivity-liquid water content relationship. The fast transitions suggest that the use of a

bimodal distribution of k_{soil} for modelling may be an interesting option that deserves further testing. Simulations of k_{snow} using the snow physics model Crocus were performed. Contrary to observations, Crocus predicts high k_{snow} values at the base of the snowpack (0.12 to 0.27 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) and low ones in its upper parts (0.02 to 0.12 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). We diagnose that this is because Crocus does not describe the large upward water vapor fluxes caused by the temperature gradient in the snow and soil. These fluxes produce mass transfer between the soil and lower snow layers to the upper snow layers and the atmosphere. Finally, we discuss the importance of the structure and properties of the Arctic snowpack on subnivean life, as species such as lemmings live under the snow most of the year and must travel in the lower snow layer in search of food.

3.3.2 Introduction

Arctic permafrost contains large amounts of frozen organic matter (Hugelius et al., 2014). Its thawing could lead to the microbial mineralization of a fraction of this carbon, resulting in the release of yet undetermined but potentially very important amounts of greenhouse gases (GHG, CO_2 and CH_4) to the atmosphere (Schneider Von Deimling et al., 2012; Elberling et al., 2013; Schuur et al., 2015), resulting in a strong positive climate feedback. Predicting GHG release from permafrost first requires the prediction of the evolution of the permafrost thermal regime, which depends to a significant extent on snow and soil thermal conductivity. Several recent land surface model developments or improvements have indeed tested that these variables had a critical impact on ground temperature (Chadburn et al., 2015; Ekici et al., 2015; Paquin and Sushama, 2015). Snow in particular is often mentioned as a key factor in the permafrost thermal regime (Gouttevin et al., 2012; Burke et al., 2013). Yet, most land surface models which use an elaborate snow scheme often simply parameterize snow thermal conductivity as a non-linear function of its density. Even though the average density of snow may be adequately predicted in land surface models (Brun et al., 2013), the density profile of Arctic or subarctic snow is currently not predicted well by most or all snow schemes (Domine et al., 2013) because the upward water vapor flux generated by the strong temperature gradients present in these cold snowpacks (Sturm and Benson, 1997) is not taken into account. These fluxes lead to a mass transfer from the lower to the upper snow layers, and these transfers can result in density changes of 100 kg m^{-3} , perhaps even more (Sturm and Benson, 1997; Domine et al., 2013). Given the non-linearity between snow thermal conductivity and density used in most snow schemes, errors in the snow density vertical profile inevitably lead to errors in the snowpack thermal properties and therefore in the permafrost thermal regime.

Obviously, soil thermal conductivity is also important in determining vertical heat fluxes. For a given soil composition, this variable depends mainly on temperature and content in liquid water and ice, so that its value may show considerable variations over time (Penner et al., 1975; Overduin et al., 2006). Modellers of the permafrost thermal regime have stressed that

“monitoring of this parameter in the active layer all year-round would be useful if a more realistic numerical model is to be developed” (Buteau et al., 2004).

Another important interest of studying snow physical properties such as thermal conductivity and the heat budget of the ground lies in the understanding of the conditions for subnivean life. For example, lemmings live under the snow most of the year at Bylot Island (Bilodeau et al., 2013), and the temperature at the base of the snowpack conditions their energy expenses to maintain body temperature. Furthermore, energy expense for sub-nivean travel in search of food depends on snow hardness and snow conditions have been invoked to help explain lemming population cycles (Kausrud et al., 2008; Bilodeau et al., 2013), even though no comprehensive snow studies have yet been performed to fully establish links between lemming populations and snow properties. Snow thermal conductivity has been shown to be well correlated with snow mechanical properties (Domine et al., 2011), so that monitoring snow thermal conductivity may help quantify the effort required by lemmings to access food and hence understand their population dynamics.

Given the importance of snow thermal conductivity to simulate the ground thermal regime and to understand the conditions for sub-nivean life, we have initiated continuous automatic measurements of the snow thermal conductivity vertical profile at several Arctic sites using heated needle probes (NP). The first instrumented site was in low Arctic shrub tundra (Domine et al., 2015), near Umiujaq on the East shore of Hudson Bay. We present here an additional study with two years of snow thermal conductivity monitoring at Bylot Island, a high Arctic herb tundra site (73°N, 80°W). Since lemming populations have been monitored there for over two decades (Bilodeau et al., 2013; Fauteux et al., 2015), the snow work undertaken here may indeed also help understand snow-lemming relationships. Additionally, we also placed a heated NP in the soil at a depth of 10 cm to monitor soil thermal conductivity in the active layer over the seasonal freeze-thaw cycles.

3.3.3 Methods

Study site and instrumentation

Our study site is on Bylot Island, just North of Baffin Island in the Canadian high Arctic. The actual site was at the bottom of Qalikturvik valley, in an area of ice-wedge polygons (N 73°09'01.4", W 80°00'16.6"), in a context of high Arctic thick permafrost. This spot is within 100 m of that described by Fortier and Allard (2005). Our instruments were placed in July 2013 in a fairly well drained low-center polygon with peaty silt soil (Figure 3.1). Vegetation consists of sedges, graminoids and mosses (Bilodeau et al., 2013). The active layer is about 30 cm deep at our site and permafrost at Bylot Island is thought to be several hundred meters deep (Fortier and Allard, 2005). The site is only accessible with complex logistics, so that field work only takes place in late spring and summer.

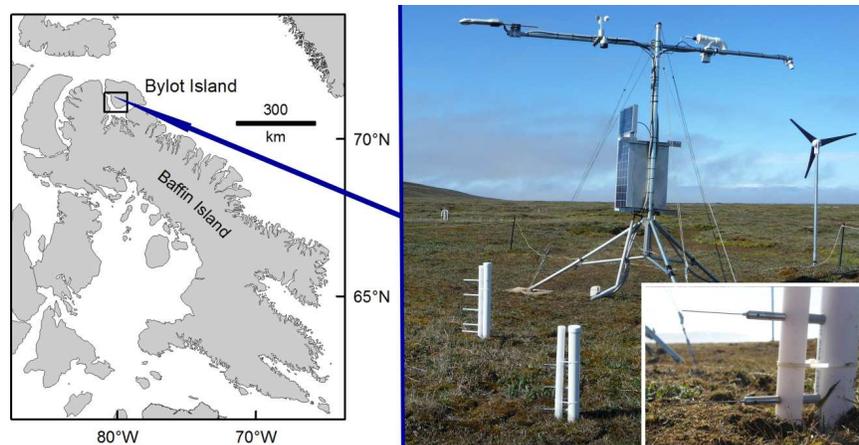


FIGURE 3.1 – Location of the study site on Bylot Island in the Canadian Arctic archipelago and photograph of the monitoring station deployed. The polyethylene post with the three TP08 heated needle probes is in the foreground. The polyethylene post with the five thermistors is visible behind it. The radiometers, SR50 snow height gauge, cup anemometer, temperature and relative humidity gauge, and surface temperature sensors are visible on the tripod, from left to right. The CR1000 data loggers and batteries are in the metal box on the tripod. Batteries are recharged by solar panels and a wind mill in winter. Inset: detail of the lower two TP08 needles after their positions were lowered in July 2014.

Three TP08 heated NPs from Hukseflux were positioned on a polyethylene post at heights above the ground of 7, 17 and 27 cm in July 2013. These heights were chosen somewhat arbitrarily before the snowpack structure could be observed. In July 2014 the TP08 needles were lowered to 2, 12 and 22 cm because we had realized during a field trip in May 2014 that the lowermost depth hoar layer could be thinner than 7 cm. On another nearby post, thermistors were placed at heights of 2, 7, 17, 27 and 37 cm. Heights intermediate between the TP08 heights allow the calculation of heat fluxes, using thermal conductivity and temperature values. Unfortunately, the cables of the thermistors at 7, 27 and 37 cm, although protected, were chewed by a fox in late summer 2014 and could only be replaced the following summer. In the ground, we also placed a TP08 NP at a depth of 10 cm with two thermistors at depths of 4.5 and 13.5 cm. In the immediate vicinity of the thermistors post, we placed 5TM sensors from Decagon to monitor ground temperature and volumetric liquid water content at depths of 2, 5, 10 and 15 cm. Water content sensors used the manufacturer’s calibration for mineral soils and were not recalibrated, which may produce an error of up to 3%. At that time, it was not possible to place deeper sensors because of the limited thaw depth. A few meters from these snow and ground instruments, we installed meteorological instruments to measure atmospheric variables including air temperature and relative humidity with a HC2S3 sensor from Rotronic, wind speed with a cup anemometer, both at 2.3 m height, snow height with a SR50A acoustic snow height gauge (Campbell Scientific), an IR120 infrared surface temperature sensor and a CNR4 radiometer with a CNF4 heating/ventilating system

from Kipp and Zonen which measured downwelling and upwelling shortwave and longwave radiation. Heating and ventilating radiometers is mandatory to limit snow accumulation and the build-up of frost and freezing rain. Heating and ventilation were performed for 5 minutes every hour prior to measurements. This protocol of instrumentation and measurement is similar to that employed near Umiujaq (Domine et al., 2015) and were operated in the same manner with a CR1000 data logger (Campbell Scientific). Briefly, hourly measurements were recorded, except for the TP08 needles, whose operation is described in the next section.

Thermal conductivity measurements

The NP method has been used extensively for soils for a long time (de Vries, 1952). Sturm and Johnson (1992) and Morin et al. (2010) discussed in detail the heated NP method in snow. The automatic operation of the TP08 needles in Arctic snow and the data analysis have been detailed in Domine et al. (2015) and only a brief summary will be given here. For a measurement cycle, the 10 cm-long needles were heated at constant power (0.4 W m^{-1}) for 150 s. The temperature was monitored by a thermocouple at the center of the heated zone. Heat loss is a function of the thermal conductivity of the medium. A plot of the thermocouple temperature as a function of $\ln(t)$, where t is time, theoretically yields a linear curve after an initiation period of 10 to 20 s. The slope of the linear part is inversely proportional to the thermal conductivity of the medium.

In snow, NPs in fact measures an effective thermal conductivity, k_{snow} , with contributions from conductive heat transfer through the network of interconnected ice crystals and through the interstitial air, and also heat transfer due to latent heat exchanges caused by water molecules sublimation and condensation generated by the temperature gradient around the heated NP (Sturm et al., 1997; Calonne et al., 2011). The variable k_{snow} is defined as:

$$F = -k_{snow} \frac{dT}{dz} \quad (3.1)$$

with dT/dz the vertical temperature gradient through the layer, in K m^{-1} , and F the heat flux in W m^{-2} .

The automatic routine developed by (Domine et al., 2015) was used to obtain k_{snow} from the heating curve. Essentially, that routine detects possible non-linearity in the heating curve and selects the most linear curve section to determine k_{snow} . The main cause of non-linearity is the occurrence of convection in the snow, which, by adding an extra heat transfer process, reduces the rate of temperature rise. This readily happens in depth hoar after 50 to 60 s of heating because of its high permeability. Since convective heat transfer is not an intrinsic snow property because it depends among other things on the heating power, it has to be detected and data affected by it must be discarded. Therefore, while for heating curves not perturbed by convection, the 40-100 s heating time range was used to derive k_{snow} , the range 20-50 s was used when convection was present (Domine et al., 2015). Other causes of non-linearity include

non-homogeneous snow and melting due to excessive heating. To avoid melting, automatic measurements were started only if the snow temperature was $< -2^{\circ}\text{C}$. Factors such as non-homogeneous snow may result in poor quality heating curves, which were discarded. Thermal conductivity measurements were performed once every 2 days, to take into account the slow evolution of this variable and to minimize thermal perturbation to the snow. Measurements were performed at 5:00 to minimize the risk of having warm snow. The NP heating sequence takes place regardless of whether the NP is covered by snow or not. The k_{snow} data that we determined took place in air were discarded. When an NP is not snow-covered, even a slight wind produces an erratic heating curve. Should there be very little wind, snow height measurement, the value of k_{snow} , and the presence of convection often allows the detection of a non-covered probes. Incorrect or uncertain determination of NP snow coverage is nevertheless still possible, and this will be discussed when relevant.

Measurements of soil thermal conductivity k_{soil} were not performed by Domine et al. (2015), and details are therefore given here. Since snow and soil NPs are all multiplexed onto the same data logger, the same heating power had to be used in snow and soil. The thermal conductivity of soils, especially when frozen, can be much greater than that of snow (Penner, 1970), so that heating by the NP can be much lower, resulting in more noise in the heating curves. NPs do not induce convection in soils because of their low permeability so that heating curves were always linear. The 30-90 s heating time range was thus used. A quality threshold based on the determination coefficient of the curve was used and curves with $R^2 < 0.75$ were discarded.

Measuring thermal conductivity in porous granular media such as snow has been suspected of presenting biases and/or systematic errors (Calonne et al., 2011; Riche and Schneebeli, 2013) and these have been discussed by Domine et al. (2015). One concern is that the relevant metric for heat exchanges between the ground and the atmosphere through the snow is the vertical heat flux. Snow is anisotropic (Calonne et al., 2011; Riche and Schneebeli, 2013) and NPs measure a mixture of vertical and horizontal heat fluxes. Anisotropy depends on snow type, with for example depth hoar being more conductive in the vertical direction and wind slabs in the horizontal direction. Moreover, a systematic error caused by the granular nature of snow was invoked by Riche and Schneebeli (2013). Domine et al. (2015) discussed the impact of these processes on the accuracy of k_{snow} measurement with NPs and concluded that if the snow type was not known, the maximum error was typically 29%. The largest contributions to error were the systematic error due to the use of the NP (20%) and error due to anisotropy (20%). The total error is the square root of the sum of the squares of all contributions. If the snow type is known, corrections for anisotropy and systematic bias are possible, potentially reducing errors to 10 to 20%. Such corrections were not, however, performed by Domine et al. (2015). Given that k_{snow} varies between 0.025 and 0.7 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$, errors due to the use of NPs are quite acceptable and measurements using NPs still

very useful. Alternative k_{snow} measurement methods, i.e. heat flux plates and calculations based on tomographic images, although potentially more accurate, are clearly impractical for season-long monitoring in remote and inaccessible high Arctic sites because they require sampling and complex instruments. For soils, the issues raised by Riche and Schneebeli (2013) are expected to have no impact because soils are much denser with smaller grains, and are closer to a homogeneous medium at the scale of a NP. Anisotropy may however be an issue in some soil types, but we have not developed this aspect here. Based on the quality of our soil heating curves, we estimate that the error on k_{soil} is 15% or less when the soil is not frozen and 25% when it is frozen, because higher k_{soil} means lower heating by the NP and therefore less accurate heating curves.

Field measurements of snow k_{snow} and soil k_{soil} were also performed during field campaigns in spring 2014 and 2015 and summer 2013, 2014 and 2015 with a TP02 NP. Additional spring field measurements included snow density with a 100 cm^3 , 3-cm high box cutter, which has a typical error of 10%, snow temperature and snow specific surface area (SSA) with the DUFISSS instrument based on infrared reflectance at 1310 nm (Gallet et al., 2009). SSA is the surface area per mass and is thus inversely proportional to snow grain size. SSA can be used to evaluate the intensity of metamorphism, as intense metamorphism driven by high temperature gradients lead to rapid grain growth and hence SSA decrease (Taillandier et al., 2007). The error on SSA is 12% (Gallet et al., 2009). Some of these snow measurements have been detailed by Domine et al. (2016a). Additional summer measurement included soil volume water content using an EC5 sensor from Decagon.

Soil granulometric analysis

Soil grain size distribution is useful to understand its physical properties. Samples were taken from our instrumented site at 10 cm depth in July 2015. Particle size distribution was measured with a Horiba partica LA-950V2 laser scattering particle size analyser, which used a 2-wavelength optical system, 405 and 650 nm. Five subsamples were analyzed and averaged.

Snow physics modelling

We used the Crocus model (Vionnet et al., 2012) coupled to the land surface model ISBA within the SURFEX interface (version 7.3) to simulate snow physical properties. We in fact used the simulations already described in (Domine et al., 2016a) for our Bylot Island site, but analyzed different output data. Very briefly, the model was forced with our meteorological data. When data were missing, ERA-interim reanalysis data were used (Dee et al., 2011), corrected following the procedure of Vuichard and Papale (2015) to minimize the bias between measured and ERA data. Snow thermal conductivity is calculated from the equation of Yen (1981), based on a correlation between density and thermal conductivity.

3.3.4 Results

The winter 2013-2014 was a low snow year so that two out of three NPs were not covered. Data are more complete for the following year and we therefore start with data from the 2014-2015 season.

2014-2015 season

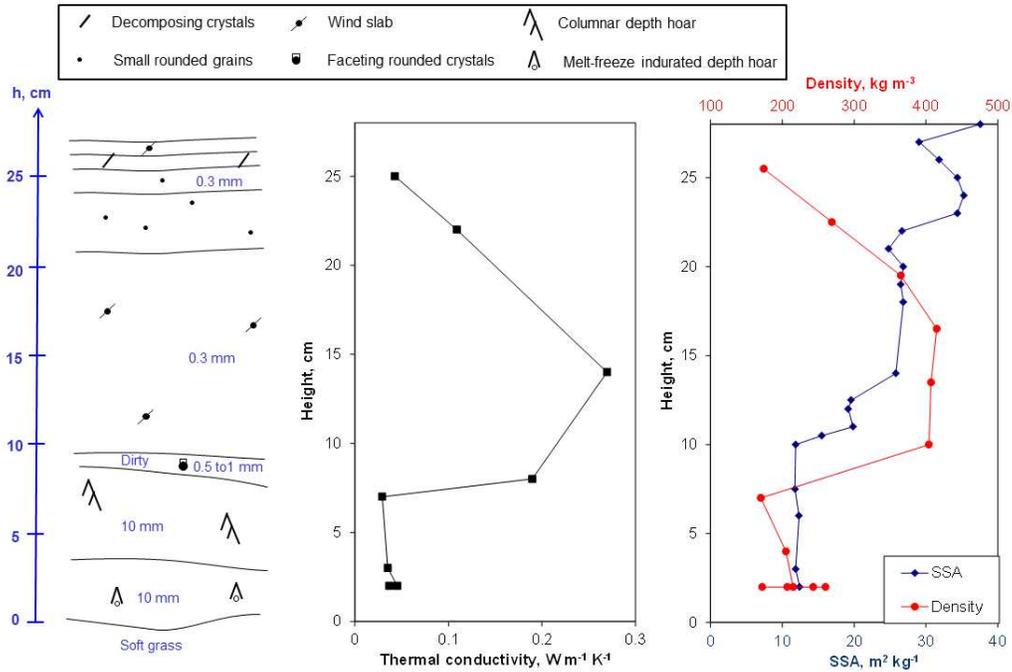


FIGURE 3.2 – Stratigraphy and vertical profiles of snow physical properties near our study site on 12 May 2015. Visual grain sizes are indicated in the stratigraphy. Density data are for the middle of the 3cm high sample. Snow type symbols are those of Fierz et al. (2009), except for the basal melt–freeze layer, which transformed into depth hoar to form an indurated layer, as detailed in the text.

Describing the structure and physical properties of the snowpack at Bylot Island helps in understanding the monitoring data. Observations made on 12 May 2015 close to our monitoring site are shown in Figure 3.2. Vegetation was observed to be mostly flattened by snow, with some sedge or graminoids stems still upright, but they did not seem to have impacted snow structure. We observed a basal depth hoar layer 8 to 10 cm thick, overlaid by a wind slab 11 to 12 cm thick, with in-between a thin layer of faceting crystals. Above the wind slab were thin layers of small rounded grains, decomposing precipitation crystals and a thin wind crust. The depth hoar layer was divided into two sublayers. The lower sublayer was slightly indurated and harder, although hardness and other properties appeared spatially very variable. Indurated depth hoar is a snow type seldom mentioned, as it does not form in Alpine or temperate snow, and it is not described in the international snow classification (Fierz et al., 2009), despite its widespread presence in the Arctic, where it has been observed without being named for decades. Hall et al. (1991) described “solid-type depth hoar”, presumably indurated

depth hoar. Sturm et al. (2002) mentioned “wind slab to depth hoar” layers, presumably also indurated depth hoar. Its most detailed description is probably that of Sturm et al. (2008):

“This type of layer is generally not seen outside of the Arctic. It arises in the Arctic because the temperature gradients are so strong that even dense, fine-grained layers of wind slab eventually metamorphose into large, faceted, and striated depth hoar grains. A key characteristic of these slab-to-hoar layers is that they are tough, not fragile like most depth hoar. If comprised of mainly depth hoar crystals, yet still cohesive, we called the layers “indurated”. If a significant number of small wind grains remained, we called them “slablike”.”

Domine et al. (2016a) gave complementary details:

“Indurated depth hoar [...] forms in dense wind slabs under very high temperature gradients not encountered in Alpine snow. Its density can exceed 400 kg m^{-3} . Large depth hoar crystals coexist with small grains that have not been subject to fast crystal growth, probably because water vapour vertical transfer has followed preferential paths in the dense snow. This often gives indurated depth hoar a milky aspect. Unlike typical depth hoar (e.g. taiga depth hoar, [...]) which has a very low cohesion, indurated depth hoar is reasonably cohesive, although fairly brittle, and large blocks can easily be cut out of it and manipulated.”

The indurated depth hoar here showed signs of early season melting in the form of rounded grains that were partially to almost totally transformed into depth hoar, but bonds were stronger than for regular depth hoar. There are therefore two main precursors to indurated depth hoar: wind slabs as detailed by Sturm et al. (2008), and refrozen layers as observed here and to the best of our knowledge only previously described in Domine et al. (2016a). The indurated depth hoar that forms in refrozen snow is slightly different from that observed in wind slabs, in that no small grains are present and it does not have a milky aspect. In line with Domine et al. (2016a), we represent this type of depth hoar with a symbol that does not exist in the classification of Fierz et al. (2009), as that classification is ideal for Alpine snow but is not detailed enough to represent many Arctic snow types. The depth hoar upper sublayer was very soft, appeared more homogeneous and showed no signs of melting. Vertical profiles of density, SSA and thermal conductivity are also shown in Figure 3.2. Several density measurements were made in the lower depth hoar layer, yielding values between 172 and 260 kg m^{-3} . In comparison, the upper depth hoar layer was at 170 kg m^{-3} , a rather low value for depth hoar. The vertical profiles of the three measured physical variables reflect the observed stratigraphy rather well, with higher values of all three variables for the wind slab and lower values for the depth hoar, as already noted by Domine et al. (2016a). The basal snow temperature was -17.1°C . Despite spatial variations in snow height and layer thickness, the profiles of Figure 3.2 are fairly typical. We measured 10 such profiles on herb tundra. In particular, the values of k_{snow} and density in the basal depth hoar layer seemed to all be within a fairly narrow range, as detailed in Table 3.1.

TABLE 3.1 – Variations in values of thermal conductivity, k_{snow} , and density of the basal depth hoar layer (lowest 5 cm) based on measurements in 10 pits on herb tundra.

	k_{snow} (W m ⁻¹ K ⁻¹)	Density (kg m ⁻³)
Number of values	23	28
Average	0.036	208
Standard deviation	0.008	35
Minimum	0.028	161
Maximum	0.058	286

Figure 3.3 shows time series for k_{snow} , as well as snow temperature, air temperature, wind speed and snow height. Snow height is spatially very variable in the Arctic at the 50 cm scale, mostly because of wind effects and of microtopography. Typically, in May around our site, snow height varied between 22 and 45 cm within 5 m. Measurements using an avalanche probe at 236 spots within 200 m of our site on 12 May 2015 showed a mean snow height of 25.3 cm, with a standard deviation of 13.1 cm (Domine et al., 2016a). Therefore, snow height given by our acoustic snow gauge can only be taken as an indication of the actual snow height at the very NP site, about 5 m away. On 12 May 2015, snow height was 27 cm at the pit shown in Figure 3.2, 50 cm from the NP post, while the snow gauge indicated 35 cm.

The lowest NP, at 2 cm, was covered by the first snow fall on 12 September 2014. That initial snow partially melted and the first data point that was almost certainly obtained in snow was on 24 September. After initial values around 0.04 W m⁻¹ K⁻¹, k_{snow} dropped to values around 0.02 W m⁻¹ K⁻¹ because of rapid depth hoar formation. These values may seem a bit low, especially considering that air has a thermal conductivity of 0.023 W m⁻¹ K⁻¹, but the low value can be attributed to a negative systematic error of about 20% caused by the NP method, and to anisotropy as described in Riche and Schneebeli (2013) and discussed above. Indeed, depth hoar is very anisotropic and its vertical component has the highest value (Riche and Schneebeli, 2013). Our NP measured a mixture of vertical and horizontal components producing another negative artefact. Taking into account all error sources, the actual vertical component is probably 25 to 30% greater than measured here, i.e. around 0.025 W m⁻¹ K⁻¹.

The NP at 12 cm was probably in fresh snow on 1 November. On 10 to 11 November, the strongest wind storm of the winter, reaching a speed of 12.9 m s⁻¹, appears to have formed a wind slab that buried the 12 cm NP, with $k_{snow} = 0.28$ W m⁻¹ K⁻¹. k_{snow} remained close to that value until 28 March. Until 1 January, data are noisy, possibly because the NP was close to the snow surface and therefore subject to air advection by wind, which, by adding a heat

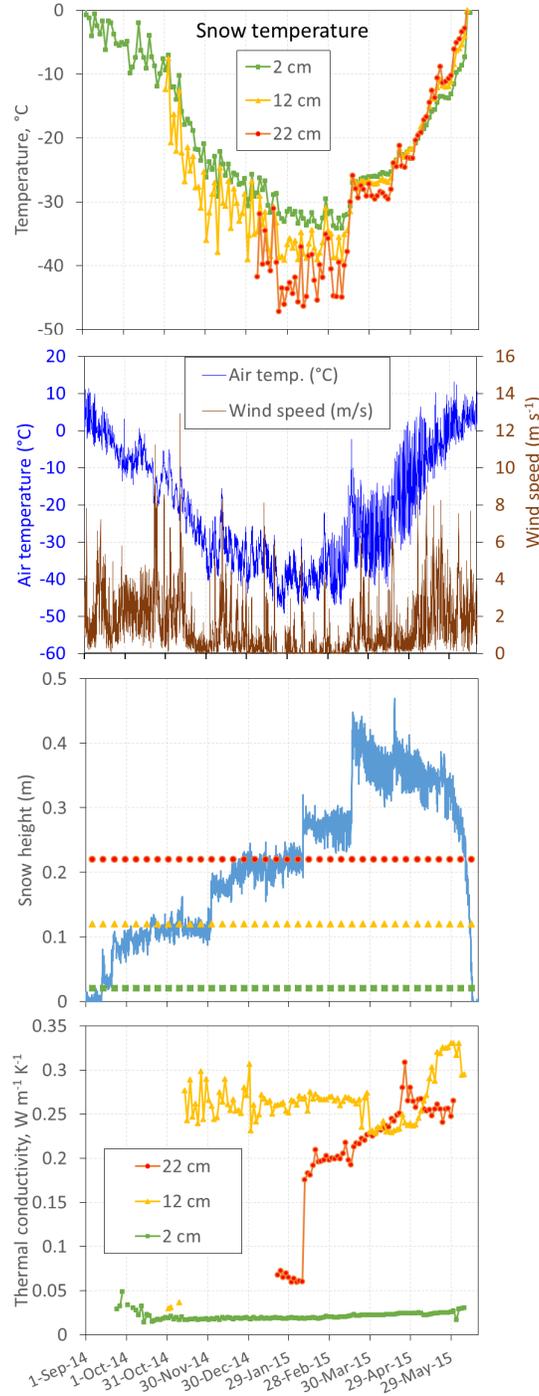


FIGURE 3.3 – Snow temperature, air temperature, wind speed, snow height and snow thermal conductivity at three heights during the 2014–2015 winter season at Bylot Island. The levels of the three thermal conductivity needle probes (NPs) are indicated in the snow height panel. Note that the snow height gauge and the NPs were about 5 m away, so that snow height between both spots may have been different. Snow temperatures were measured with the NPs every other day at 05:00.

loss process, produced randomly a slight positive artifact. k_{snow} then dropped to $0.23 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ on 30 March, while no special meteorological event was recorded. Between 27 and 30 March, the wind remained under 4 m s^{-1} and the temperature showed regular diurnal cycles between -40 and -20°C . The value of k_{snow} started rising steadily on 5 May to reach a value of $0.33 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ on 29 May. Considerations of the evolution of metamorphic conditions in the snowpack, discussed subsequently, are required to explain this process. The NP at 22 cm was definitely covered by snow on 21 January 2015. k_{snow} remained around $0.06 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ until 8 February, indicating that it remained as undisturbed precipitation. On that date, a moderate wind storm started, reaching 5.6 m s^{-1} at 11:00. The resulting wind slab had $k_{snow} = 0.175 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, increasing steadily to $0.25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ on 23 April, most likely because of slow sintering. On 25 April, the value rose to $0.309 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, but this is related to no wind event, and we explain this by an unsteady heating current that produced a slightly curved heating plot, or to just noise in the data. Except for this rise, k_{snow} stabilized around $0.26 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ until the end of May, which we will discuss subsequently in light of metamorphic conditions.

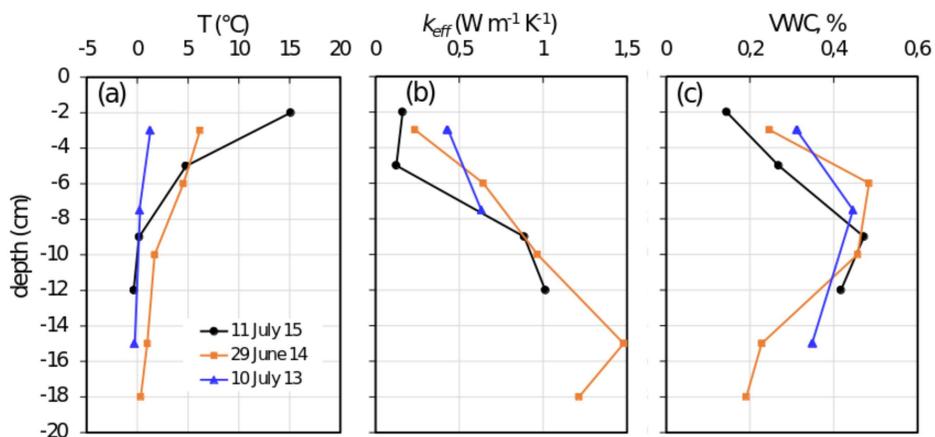


FIGURE 3.4 – Vertical profiles of soil physical variables in pits dug in the polygon where our instrument station is located, during summers 2013 to 2015. (a) Temperature; (b) thermal conductivity; (c) volumetric liquid water content.

Three soil pits were dug in the summers 2013 to 2015 down to the thaw front in the polygon where our instruments are located to measure soil physical properties and another two pits were dug just for observations. An organic litter layer 3.5 to 6 cm thick was observed. Lower down was a layer of organic-rich silt-looking material. Figure 3.4 shows vertical profile of soil temperature, thermal conductivity, k_{soil} , and volume water content fraction. The general trend is an increase of k_{soil} with depth, while temperature expectedly decreases. Soil grain size distribution was obtained from 5 samples taken around 10 cm depth. The average data show a bimodal size distribution with modes centered at 17 and $59 \mu\text{m}$. If the standard $50 \mu\text{m}$ size limit between sand and silt is used, then our sample is 65% silt and 35% sand by mass, so that the soil here is a mixture of silt and fine sand.

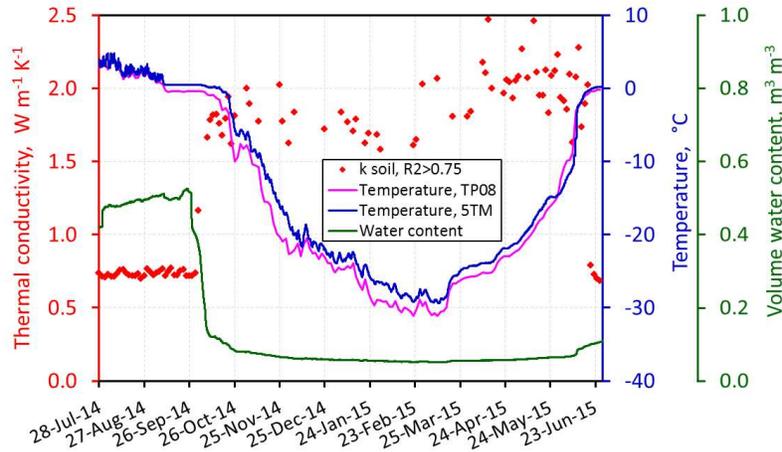


FIGURE 3.5 – Seasonal evolution of the thermal conductivity, temperature and volume water content of the soil at 10 cm depth for the 2014–2015 season. The 5TM probe which measures both temperature and water content hourly is about 2 m from the TP08 NP, which measures thermal conductivity and temperature every 2 days.

Figure 3.5 shows the evolution of the k_{soil} and temperature measured every other day by the NP at 10 cm depth between 28 July 2014 and 26 June 2015. Figure 3.5 also shows hourly soil temperature and volume water content at 10 cm depth measured by a 5TM probe located about 1 m away. Both temperature measurements show similar variations, but the 5TM is 1 to 2°C warmer, in part due to a positive 0.5°C offset on the 5TM. The soil temperature reached 0°C on 9 September and stayed at that temperature without significant freezing, as indicated by the water content, until 27 September. The soil water freezing continued until 10 October, at which point only water in small pores remained liquid. Until 30 September 2014, the soil thermal conductivity stayed constant with $k_{soil} = 0.73 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, with a standard deviation of $0.02 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, while the soil volume water content was $49.5 \pm 1.3\%$. Except for very low water contents, soil freezing is expected to manifest itself in an increase in k_{soil} (Penner, 1970; Inaba, 1983), because ice has a much higher thermal conductivity than water (2.22 vs. $0.56 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ at 0°C). Measurements of k_{soil} show detectable soil freezing between 30 September and 2 October, with k_{soil} increasing from 0.76 to $1.16 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. The value of k_{soil} then rapidly increased to $1.8 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ on 10 October, confirming 5TM data that the soil was then almost essentially frozen at 10 cm depth, except for water in small pores (Penner, 1970; Inaba, 1983). The average and standard deviation of k_{soil} then were $1.95 \pm 0.20 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for the winter season. The large standard deviation only indicates the greater uncertainty of our instrument for high k_{soil} values, because NP heating is less pronounced. The k_{soil} values of both unfrozen and frozen soil are consistent with those expected from a fine grain mineral material mixed with organic matter (Penner, 1970; Kujala et al., 2008). Even as the soil temperature decreases to -30°C , no further increase in k_{soil} is observed, suggesting that essentially all the water that can was already frozen on 10 October. The value of k_{soil} then

decreased in just a few days when thawing took place on 20 June 2015 and k_{soil} returned to its previous thawed value. Figure 3.5 shows that the increase in k_{soil} upon freezing takes place at the initiation of freezing, i.e. at low ice content. On the contrary in spring the decrease in k_{soil} takes place at the initiation of thawing i.e. at high ice content. There is therefore a hysteresis loop between k_{soil} and water content.

2013-2014 season

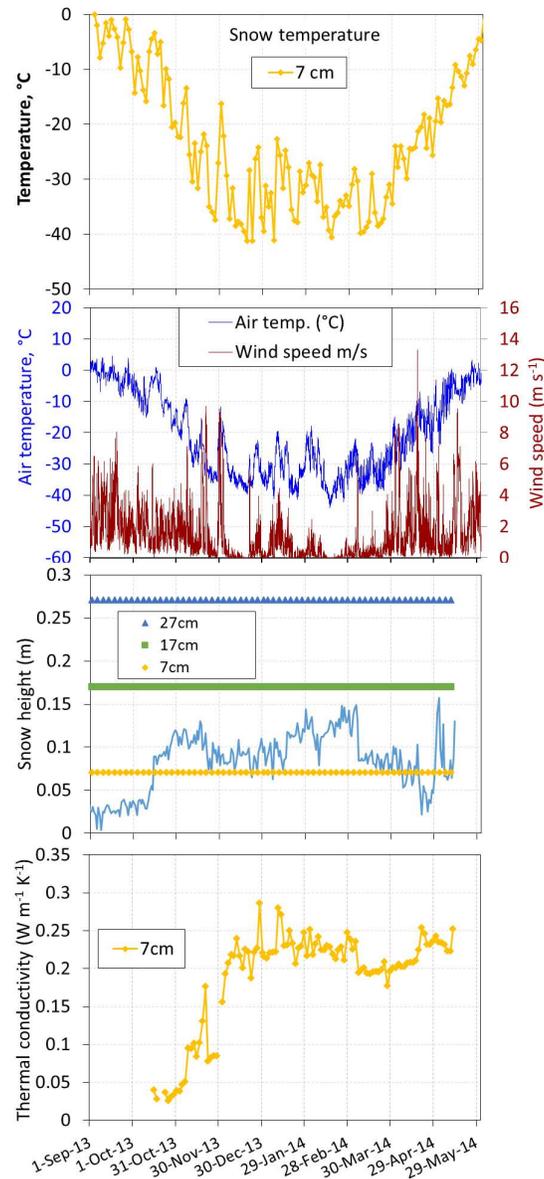


FIGURE 3.6 – Snow temperature, air temperature, wind speed, snow height and snow thermal conductivity at 7 cm height during the 2013–2014 winter season at Bylot Island. The levels of the three thermal conductivity needle probes (NPs) are indicated in the snow height panel, showing that only the lowermost NP was covered.

Figure 3.6 shows the value of k_{snow} at a height of 7 cm for the 2013-2014 season, as only that NP was sufficiently covered to give reliable data. As previously, we also show snow temperature and height, wind speed and air temperature. That season, the snow height at our snow gauge was noticeably lower than at our NP post. On 14 May 2014, the gauge indicated 13 cm, while there was 18 cm of snow at the NP post. Measurements using an avalanche probe at 314 spots within 200 m of our site on 14 May 2015 showed a mean snow height of 16.2 cm, with a standard deviation of 13.7 cm (Domine et al., 2016a).

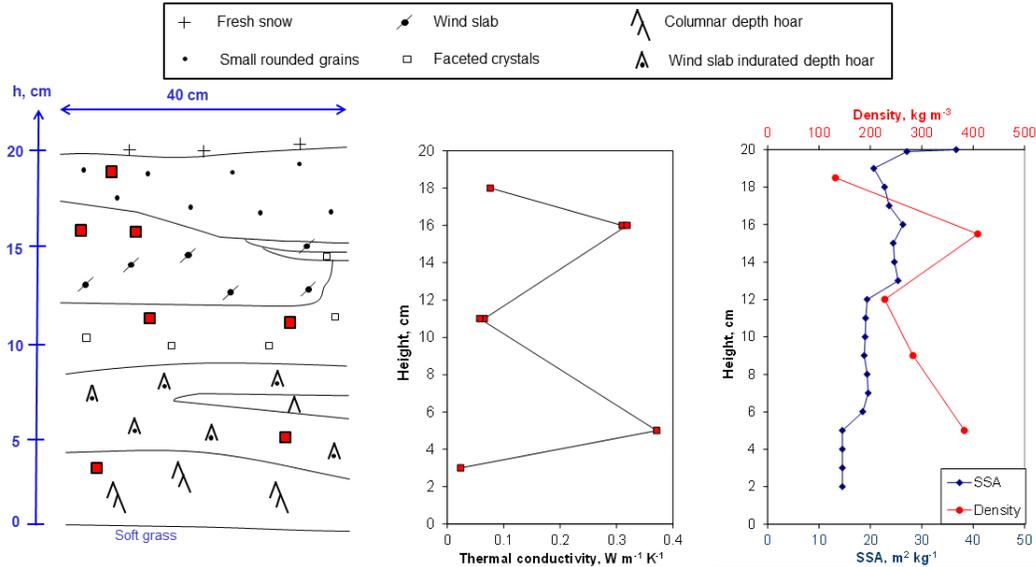


FIGURE 3.7 – Stratigraphy and vertical profiles of snow physical properties near our study site on 14 May 2014. Fresh snow is just a 2 mm thick sprinkling, also visible in the SSA profile. Density data are for the middle of the 3 cm high sample. Snow type symbols are those of Fierz et al. (2009), except for the lower wind slab, which transformed into depth hoar to form an indurated layer, as detailed in the text. Red-filled black squares in the stratigraphy indicate where thermal conductivity measurements were made.

The snow stratigraphy was observed on 14 May 2014 about 50 cm from the NP post and vertical profiles of density, specific surface area and thermal conductivity were measured and are shown in Figure 3.7. The stratigraphy was spatially extremely variable and complex with frequent alternation of hard and soft layers. The basal layer of columnar depth hoar was very soft and collapsed at the slightest contact so that we were not able to measure its density. By comparison with other observations, it was definitely $<200 \text{ kg m}^{-3}$ and more likely around 150 kg m^{-3} , perhaps even less. Gaps in the basal layer were frequent, indicating that it had collapsed naturally in many places. These spontaneous collapse features cannot be mistaken for lemming burrows (Figure 3.8). This very soft and fragile structure was most likely due to the loss of matter caused by the upward water vapor flux generated by the temperature gradient in the snowpack. Such basal depth hoar collapse in the low and high Arctic have already been described by Domine et al. (2015) and Domine et al. (2016a). Above the basal

depth hoar was a layer of indurated depth hoar formed by the metamorphism of a hard wind slab into depth hoar, as detailed above. Although brittle, the indurated depth hoar observed was fairly solid and could readily be sampled without damaging its structure. It has a high thermal conductivity ($0.37 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), high density (383 kg m^{-3}) and a SSA ($14.6 \text{ to } 19.6 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) slightly lower than most wind slabs but higher than typical depth hoar. No symbol for indurated depth hoar formed in wind slabs exists in the classification of Fierz et al. (2009). Since the symbol we proposed earlier for indurated depth hoar formed in refrozen snow consists of a depth hoar symbol with a large open circle, we propose to use a depth hoar symbol with a dot (the fine grain symbol) for indurated symbol formed in wind slabs.

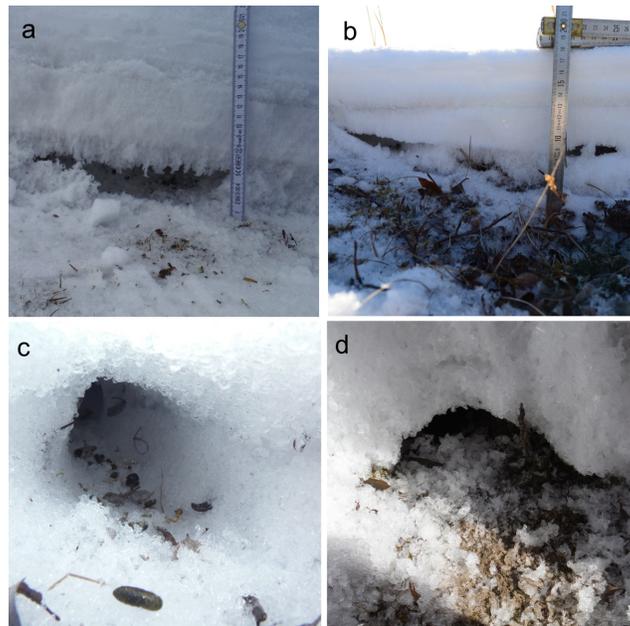


FIGURE 3.8 – Gaps in the snow in the basal depth hoar layer. (a, b) Gaps due to the spontaneous collapse of the depth hoar, following season-long mass loss because of the upward water vapour flux. (c, d) Lemming burrows, easily identifiable by their regular shape and the presence of characteristic feces (c, foreground).

The intermediate layer of faceted crystals around 10 cm indicates an extended period of low wind weather, as visible in Figure 3.6 between 21 January and 5 March, during which temperature gradient metamorphism could proceed without perturbation by any wind compaction episode. Few precipitation events took place that winter, as indicated by the small amount of snow observed in May 2014. The snow gauge (Figure 3.6) also indicates little precipitation, although many wind-erosion episodes at our gauge spot limit our ability to evaluate precipitation in 2013-2014.

Snow cover in 2013 started late, on 12 October. Our NP at 7 cm recorded a first significant k_{snow} increase, from 0.050 to 0.094, between 7 and 9 November, and we attribute this to a wind event that lasted about 14 hours on 7 November, with wind speed reaching 7 m s^{-1} , and which

must have formed a wind slab of moderate density and thermal conductivity around $0.1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, which remained stable for a few days before increasing to $0.178 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ between 17 and 21 November. This is well correlated to 2 consecutive wind events, each lasting over 24 hours on 18 and 21 November, and which respectively reached 8.8 and 9.4 m s^{-1} . We propose that erosion and redeposition of snow took place, leading to the formation of a denser layer that rapidly sintered. On 23 November, k_{snow} decreased to $0.077 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, which we attribute to wind erosion and subsequent redeposition of softer snow of low k_{snow} , as the 21 November storm lasted until noon, while the measurement took place at 5:00. The next observed rise in k_{snow} was on 3 December to 0.156 and then to $0.192 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ on 5 December. The rise between 29 November and 3 December was caused by a 48 hour wind storm that reached 9.3 m s^{-1} , making the 1 December heating plot unreliable. The subsequent rise is attributed to another storm on 2-3 December that reached 8.1 m s^{-1} . Variations in k_{snow} were thereafter small. The NP was certainly buried several cm below the surface and little more affected directly by wind. Factors which can affect the value of k_{snow} include temperature, through its effect on the thermal conductivity of ice (which increases as temperature decreases), wind which through wind pumping may add another heat transfer process and produce a positive artefact on k_{snow} , changes in snow structure due to metamorphism, and simply noise in the data. Deconvolution of all these effects, given their small impact and the presence of noise in the data, appears of little interest. It is nevertheless noteworthy that the drop from 0.238 to $0.193 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ on 8 March coincides with a wind event on 7 March (6.2 m s^{-1}). We speculate that this may have caused wind pumping leading to sublimation, mass loss and a drop in k_{snow} .



FIGURE 3.9 – Photograph of the snow stratigraphy taken on 14 May 2014. The NPs are 7 and 17 cm above the ground. The various depth hoar and indurated depth hoar layers between 0 and about 11 cm are clearly visible, as well as the wind slab between 11 and 16 cm.

On 14 May 2014, we excavated the snow around the NPs, essentially ending our time series. A photograph of the snow profile is shown in Figure 3.9. The NP at 7 cm was in an indurated depth hoar layer, but very close to the border with a thin depth hoar layer. Above that was a

layer of faceted crystals/depth hoar. Given the stratigraphy, the 7 cm NP had been completely buried for months and changes in k_{snow} for the past few months cannot be interpreted in terms of precipitation/erosion processes.

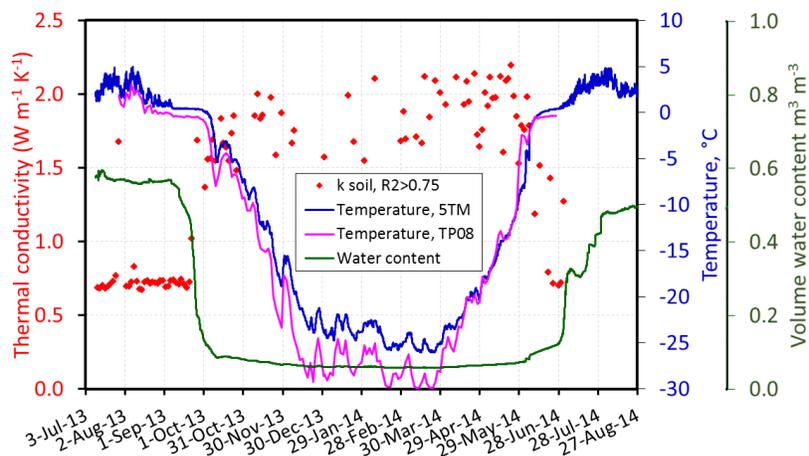


FIGURE 3.10 – Seasonal evolution of the thermal conductivity, temperature and volume water content of the soil at 10 cm depth for the 2013–2014 season. The 5TM probe which measures both temperature and water content hourly is about 2 m from the TP08 NP, which measures thermal conductivity and temperature every 2 days.

Figure 3.10 shows soil data for the 2013-2014 season. Before the initiation of freezing, the soil volume water content at 10 cm depth was $56.6 \pm 0.8\%$. The soil temperature at 10 cm depth reached 0°C on 6 September. Freezing was very slow until 12 September, when the water content started showing a detectable decrease. Most of the water was frozen on 1 October and the temperature started to drop. Until 20 September, k_{soil} was essentially constant, with $k_{soil} = 0.71 \pm 0.04 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. This is not significantly different from the following season, while the volume water content is slightly larger (56.6 vs. 49.5%). Again, here in autumn the increase in k_{soil} upon freezing takes place at low ice content whereas in spring the decrease in k_{soil} takes place at high ice content, confirming the existence of a hysteresis loop between k_{soil} and water content.

3.3.5 Discussion

Snow metamorphism and water vapor fluxes

The snowpack structure observed at Bylot Island, especially in 2015, is frequently encountered on Arctic tundra (Benson and Sturm, 1993; Dominé et al., 2002; Sturm and Benson, 2004; Sturm et al., 2008) especially in areas of moderate wind, and mostly consists of a lower depth hoar layer and an upper wind slab. The depth hoar layer forms because of the elevated temperature gradient at the beginning of the season. Figure 3.11 shows the temperature gradients in the 2-12 cm and 12-22 cm snow height ranges, as obtained from the NPs temperature measurements every other day at 5:00. Higher time resolution measurements would have been

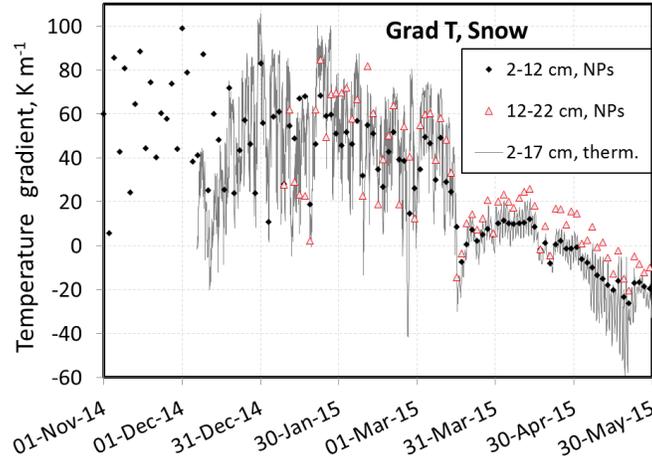


FIGURE 3.11 – Time series of the temperature gradient in the snow. Values were obtained from the heated needle probes at 2, 12 and 22 cm, with a data point every 2 days. Thermistors at 2 and 17 cm also measured temperature every hour, and the values are shown with an hourly resolution. The different start dates of each curve are determined by the date where the snow height reached the relevant level.

desirable, but most of the thermistors that logged temperature every hour were damaged by a fox. Figure 3.11 nevertheless shows that NP data are similar to the gradient derived from thermistor data at 2 and 17 cm, so that reasoning on NP data is still adequate. Values barely reach 100 K m^{-1} , while other Arctic or subarctic locations showed early season values in the $200\text{--}300 \text{ K m}^{-1}$ range (Sturm and Benson, 1997; Taillandier, 2006). Reasons for the lower values reported here include: (i) we only obtained values starting on 1 November because our thermistor at 7 cm did not function and we had to wait for the 12 cm NP to be covered to obtain data. Early season values, when the snowpack was thinner and the ground not completely frozen, were almost certainly higher; (ii) sites with higher gradients were inland sites and atmospheric cooling was faster, reaching -35°C in November (Taillandier, 2006). Here, the presence of the sea and the latent heat released by sea water freezing led to a much slower and gradual cooling, as shown in Figures 3.3 and 3.6. Figure 3.11 shows that the temperature gradient in both height ranges are pretty similar until 17 March. Between 15 and 17 March, the air temperature rose from -37 to -10.5°C (Figure 3.3), and that brutal and irreversible warming dramatically changed the thermal regime of the snowpack, as seen in Figure 3.11, where the gradient in the upper regions suddenly becomes much greater than in the lower one.

With regards to metamorphism, the actual variable of interest is the water vapor flux, rather than just the temperature gradient. This flux is the product of the diffusion coefficient of water vapor in snow, D_v , by the water vapor concentration gradient. D_v as reported by Calonne et al. (2014) depends on snow density and we estimate that it was $2 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ below 12 cm height because of the presence of depth hoar and $1 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ between 12 and 22 cm, where wind slabs prevail. Using known values of the water vapor pressures over ice (Marti and

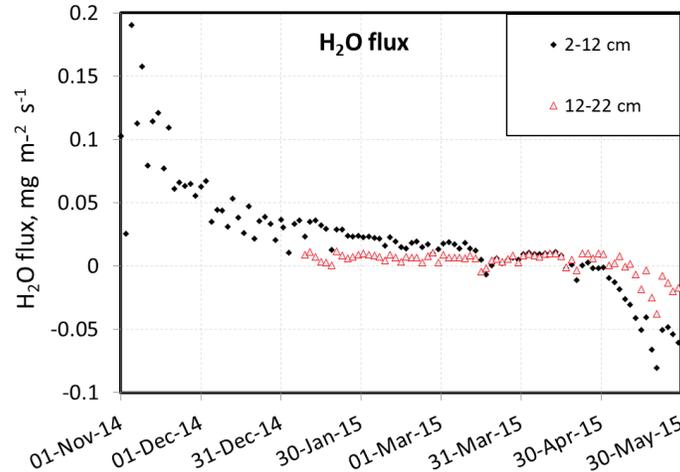


FIGURE 3.12 – Time series of the water vapour flux at two levels in the snowpack. Positive fluxes are upward.

Mauersberger, 1993), we computed the fluxes shown in Figure 3.12. Between 2 and 12 cm, the flux decreases exponentially over time due to snow cooling and the exponential dependence of vapor pressure on temperature. On December 1st, flux values have decreased to less than a quarter of their November 1st values. This is when the snow height increased from 10 to 18 cm (Figure 3.3) and based on Figure 3.2 and other pit observations, when deposited snow stopped transforming into depth hoar. The transition from depth hoar to wind slab in Arctic snowpack is almost always very abrupt, so that there is certainly a threshold effect, as already indicated by previous studies (Marbouty, 1980). Given the discontinuous nature of precipitation and snow accumulation (where wind plays a key role), these data suggest that at some point in the season, a snow accumulation episode (whether caused by precipitation or wind) will decrease the temperature gradient and hence the water vapor flux below the threshold triggering the depth hoar to wind slab abrupt transition.

It is interesting to evaluate whether calculated fluxes can explain the mass loss leading to snow collapse. Assuming all the flux comes from a 5 cm-thick depth hoar layer of density 250 kg m^{-3} , this represents 12.5 kg m^{-2} of depth hoar. Assuming early season fluxes reached $0.5 \text{ mg m}^2 \text{ s}^{-1}$ by extrapolating the data of Figure 3.12, this leads to a mass loss of 2.6 kg m^{-2} of depth hoar over 2 months, insufficient to explain the near-total disappearance of the depth hoar in some places, so that processes other than purely diffusive fluxes must have been operating. Convection-enhanced fluxes is a possibility, as these may have taken place in the highly permeable depth hoar that formed very early in the season, as evidenced by our thermal conductivity measurements (Figure 3.3). Sturm and Johnson (1991) did observe such convection in depth hoar, and the irregular nature of collapse (Figure 3.8) is compatible with the presence of convection cells. Another possible factor is wind-induced air advection. Wind-pumping was indeed favored by the rough snow surface, the nearly continuous wind

in the early season in both years studied (Figures 3.3 and 3.6) and the shallow and highly permeable snowpack. Finally, these estimates are based on the D_v values measured by Calonne et al. (2011), who, based on details given, do not seem to have studied large-grain depth hoar as found in the Arctic. It cannot be ruled out that vapor diffusion enhancement by the sublimation-condensation cycles (Sturm and Benson, 1997) does not take place in Arctic depth hoar. Sturm and Benson (1997) found an average enhancement factor of 4, and if such a factor applied to our case, it would explain the near complete disappearance of the basal depth hoar. We therefore do not present a final fully quantitative explanation of depth hoar collapse here, but this phenomenon is nevertheless real and has also been observed using automated measurements before (Domine et al., 2015).

Figure 3.12 shows that in the upper region, the water vapor flux was much lower and apparently insufficient to allow depth hoar formation. For most of the snow season, there was a continuous upward water vapor flux, leading to overall water vapor loss to the atmosphere. The late season reversal of the flux direction in early May lasted only about a month and was insufficient to reverse the overall loss trend. This reversal coincides with the change in the trend of evolution of k_{snow} at 12 and 22 cm. At 12 cm, k_{snow} started to rise and at 22 cm k_{snow} stopped rising at that moment. We propose that at 12 cm, the water vapor flux led to a density increase and enhanced sintering caused by the growth of bonds between grains under the low temperature gradient conditions (Colbeck, 1998), resulting in a k_{snow} increase. At 22 cm on the other hand, the snow became warmer than the other layers (Figure 3.3), so that the dominant process switched from condensation to sublimation, leading to a density decrease, halting the rise in k_{snow} or perhaps even producing a slight decrease.

There is also a temperature gradient, and hence a water vapor flux, between the soil and the snow, as already mentioned by Sturm and Benson (1997) from observations in interior Alaska. The resulting soil water vapor loss is detectable in Figure 3.10. In late summer 2013, the liquid water content in the soil at 10 cm depth was about 58%. After thawing in early July 2014, the water content only rises back to 31% meaning that almost half of the water present in the soil the previous summer has been lost by sublimation during the snow season. If this value applies to the top 10 cm of the soil, then it lost 17 kg m^{-2} of water, the same order of magnitude as observed by Sturm and Benson (1997), 5 kg m^{-2} . Within a few weeks, the water content had risen back to 47% because of precipitation in July 2014. At 2 and 5 cm depth, the loss appears even greater, but the signal is not as simple, as erratic water percolation due to snowmelt is superimposed onto the thawing signal.

Snowpack structure and subnivean life

The presence of a soft depth hoar layer clearly facilitates subnivean travel and food search. The softer the layer, the easier the travel and presumably the better the feeding and reproductive success of subnivean species. Factors that adversely affect the softness of this layer include

wind packing and melt-freeze events. The strength of the temperature gradient may allow the transformation of wind slabs and ice crusts into indurated depth hoar, but such depth hoar is much harder than that formed in softer snow (Domine et al., 2009, 2012). This is probably what happened in autumn 2014, as signs of early season melt-freeze cycling were still observable in May 2015 (Figure 3.3). Based on these observations, it appears that feeding conditions for subnivean species may have been slightly better in 2013-2014 than in 2014-2015.

The recent work of (Fauteux et al., 2016) is consistent with our observations. These authors measured lemming abundance very close to our snow study site right after snow melt in a large 9 ha enclosure to minimize predator impact on populations. The enclosure data is therefore expected to be more likely to be affected mostly by just snow conditions. Their data show counts of 6 lemmings ha^{-1} in June 2014 versus 2 lemmings ha^{-1} in June 2015, consistent with our field observations. This correlation is of course very preliminary but serves to illustrate the potential impacts of snow conditions on lemming population dynamics.

Measurements vs. simulations of snow k_{snow}

Our time series of k_{snow} allow us to test the ability of a detailed snow physics model to predict the value of this variable. This test is important, as the water vapor flux is an important process in the shaping of Arctic snowpacks. Giving that detailed snow physics models such as Crocus (Vionnet et al., 2012) or SNOWPACK (Fierz and Lehning, 2001) do not take into account these fluxes, their ability to predict k_{snow} needs testing. A paper on SNOWPACK (Bartelt and Lehning, 2002) states that that model does include water vapor fluxes, but the scheme described was never actually implemented in the model (C. Fierz, private communication, 2015). Figure 3.13 compares our measurements of k_{snow} with those simulated by Crocus. The Crocus runs performed are those detailed in Domine et al. (2016a) for herb tundra conditions.

It is clear that simulations and measurements yield very different results. Measurements show low values for the lower depth hoar layers and high values for the upper wind slabs. On the contrary, simulations show a value around $0.26 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for the very basal layer, indicating a melt-freeze crust, values around $0.12 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for the lower depth hoar layers and values always lower than $0.07 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for the upper layers. On 13 May, high simulated values appear around 22 cm.

Our proposed interpretation of these differences, aided by a detailed analysis of Crocus output data, is as follows. Crocus simulated a melting episode in late September, giving the basal layer a high thermal conductivity. This is consistent with our observations of a melt-freeze relic in the basal depth hoar layer. However, Crocus cannot predict the transformation of a melt-freeze layer into depth hoar because it does not simulate the required vapor fluxes. These fluxes lead to mass loss in the lower layers and mass gain in the upper ones. This is an important pro-

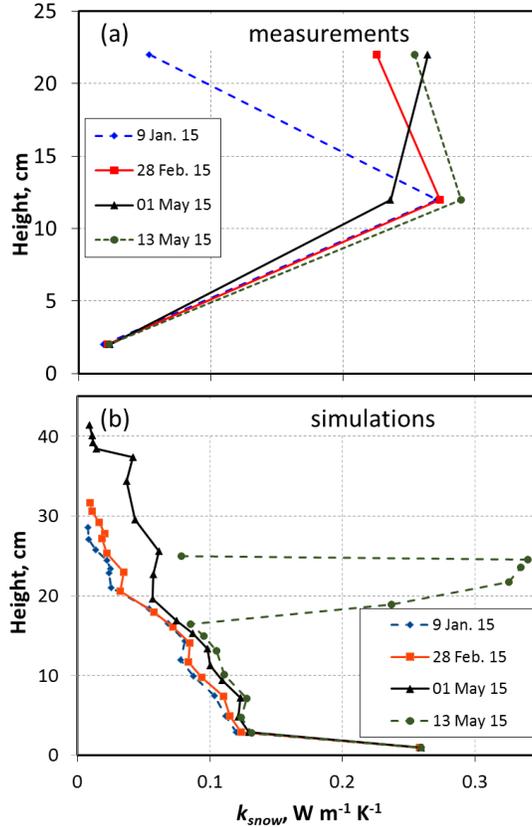


FIGURE 3.13 – Vertical profiles of k_{snow} : (a) measured by the needle probes; (b) modelled by CROCUS.

cess that contributes to the observed inverted density profiles (Figure 3.2) (Sturm and Benson, 1997) and hence the inverted thermal conductivity profiles because thermal conductivity is calculated from density only. The differences highlighted in Figure 3.13 are not due to specificities of Crocus. Simulations with SNOWPACK version 3.30 driven by North American Regional Reanalysis (NARR) data (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.narr.html>) for the same dates (not shown) revealed similar inverted density and thermal conductivity profiles (A. Langlois and J.-B. Madore, personal communication 2016). The other processes that lead to dense upper layers are wind packing and to a smaller extent weight compaction. The Crocus representation of the wind-packing process cannot be evaluated here, as the density increase also has contributions from water vapor deposition due to the upward flux and their respective contributions cannot be observed separately. An appropriate description of the water vapor flux is required to test the representation of wind packing here. In any case, it is clear that omitting vapor fluxes in Arctic snowpacks leads to an inadequate simulation of the density and thermal conductivity profile of the snowpack.

A detailed evaluation of the ability of Crocus to reproduce the ground thermal regime is in order. However, ground temperature also depends on soil properties so that coupling to a

land surface scheme is required for full testing. Crocus is currently coupled to the land surface scheme ISBA through the SURFEX interface. Improved snow and soil schemes for ISBA are being tested (Decharme et al., 2016) and the evaluation of these new schemes will be the subject of future work.

Lastly, the parameterization of Yen (1981) to calculate thermal conductivity from density may not be suitable for Arctic snow. For a density representative of the depth hoar studied, 200 kg m^{-3} , Yen (1981) predicts $k_{snow} = 0.11 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, while we consistently measured values in the range $0.025\text{-}0.035 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. The more recent parameterization of Calonne et al. (2011) predict $0.10 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. That of Löwe et al. (2013) $0.12 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. These parameterization are based on a limited number of values (30 for Calonne et al. (2011)) obtained on Alpine or temperate snows that were sampled for measurement in the laboratory. This means that they could not work (or do so with extreme difficulty) on low-density depth hoar, as this snow often collapses at the slightest contact. Their data sets then excludes one snow type of particular interest to us. Using their data to discuss our work is therefore irrelevant. By contrast, using the parameterization of Sturm et al. (1997) based on over 500 values of Arctic or subarctic snows predicts $k_{snow} = 0.065 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. That of Domine et al. (2011) based on 106 alpine and Arctic snows predicts $0.088 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Both latter studies show values as low as measured here and also indicate that for a given density value, the range of k_{snow} values varies by a factor of 4 to 5, and our measured values are within this range. These correlation-based estimated of k_{snow} show that (i) density-thermal conductivity correlations cannot accurately predict k_{snow} ; and (ii) using parameterizations based on a data sets consisting mostly of Alpine or temperate snow cannot be used for Arctic snow.

Seasonal variations of k_{soil}

Understanding and predicting the seasonal variations of k_{soil} is essential for modelling the thermal regime of frozen ground. Hysteresis loops have been observed for the freezing and thawing of boreal and Arctic soils. Overduin et al. (2006) monitored k_{soil} in an Alaskan cryaquept and observed such a hysteresis (more commonly shown by plotting water content versus temperature). Smerdon and Mendoza (2010) also observed a hysteresis in a boreal peatland in northern Alberta. Spaans and Baker (1996) and Smerdon and Mendoza (2010), among others, stressed the importance of an using an adequate relationship between soil temperature, liquid water content and thermal conductivity (the freezing function, in their terms) for the accurate modelling of thermal regime of Nordic soils. Here, we provide such data for the soil at our location and these will be used in future work to test our ability to simulate the permafrost thermal regime using the ISBA code (Decharme et al., 2016).

A tempting approximation would be to use a bimodal distribution of thermal conductivity values, as we find transition periods of less than ten days. The transition from thawed to frozen k_{soil} values takes six days in 2013 and eight days in 2014 (remember that measurements

are made every two days only). The transition from frozen to thawed k_{soil} values takes 2 days in 2015. In 2014, the data are not of sufficient quality to determine the transition duration accurately. However, a bimodal distribution, despite its advantage of being simple to implement in models, can lead to errors in soil temperature greater than 2°C, as shown by Smerdon and Mendoza (2010) for peat. Further work is required to test its interest for our more mineral soil.

3.3.6 Conclusion

We feel that the following points are important conclusions of this study:

1. Vertical water vapor fluxes induce by the temperature gradients in the soil and the snowpack strongly determine snow conditions, soil dehydration and the water budget of the surface.
2. Water vapor fluxes also determine the snow thermal conductivity profile and the ground thermal regime. The comparison of observed vs. simulated thermal conductivity profile demonstrates that omitting these fluxes lead to a radically different snow thermal conductivity profile.
3. Major snow models (Crocus, SNOWPACK) do not describe water vapor fluxes. The consequences on the water budget, on the ground thermal regime, on the energy budget of the surface, and possibly on climate may be quite significant.
4. For both years studied, a layer of soft depth hoar was present at the base of the snowpack, which seems to be favorable conditions for subnivean life. In the second year, a melt-freeze layer at the very base of the snow pack may have rendered conditions somewhat less favorable for a few weeks, but k_{snow} monitoring indicates that it transformed rapidly into depth hoar. In May 2015, however, we observed that that basal depth hoar was harder than in May 2014. We note with interest that lemming populations were also higher in spring 2014 than in spring 2015 (Fauteux et al., 2016).
5. Soil thermal conductivity showed transition periods of just a few days between the thawed and the frozen values. Modelling soil thermal conductivity with a step function may therefore be tested. A hysteresis process was observed, with the change from thawed to frozen value taking place at low ice content and the change from frozen to thawed values at high ice content. Further work is needed to determine whether these processes need to be taken into account for adequate simulation of the permafrost thermal regime at our study site.

Author contributions F. Domine designed research. D. Sarrazin built and deployed the instruments with assistance from F. Domine. M. Barrere and F. Domine performed the field measurements. F. Domine and M. Barrere analyzed the field data. M. Barrere performed the

model simulations. F. Domine prepared the manuscript with comments from M. Barrere and D. Sarrazin.

Acknowledgements This work was supported by the French Polar Institute (IPEV) through grant 1042 to FD and by NSERC through the discovery grant program. We thank Laurent Arnaud for advice in writing the program to run the needle probes. The Polar Continental Shelf Program (PCSP) efficiently provided logistical support for the research at Bylot Island. We are grateful to Gilles Gauthier and Marie-Christine Cadieux for their decades-long efforts to build and maintain the research base of the Centre d’Etudes Nordiques at Bylot Island. Winter field trips were shared with the group of Dominique Berteaux, who helped make this research much more efficient and fun. Bylot Island is located within Sirmilik National Park, and we thank Parks Canada and the Pond Inlet community (Mittimatalik) for permission to work there. The assistance of Matthieu Lafaysse, Samuel Morin and Vincent Vionnet at Centre d’Etudes de la Neige (Météo France-CNRS) for the use of Crocus is gratefully acknowledged. We thank J.-B. Madore and A. Langlois (University of Sherbrooke) for sharing with us their results on SNOWPACK simulations. Constructive reviews by Matthew Sturm and two anonymous reviewers are gratefully acknowledged.

3.4 Conclusion du chapitre

Les observations et mesures réalisées à l’Île Bylot ont mis en évidence l’importance des flux de vapeur d’eau qui façonnent la structure des manteaux neigeux arctiques. Ce phénomène se produit majoritairement au début de la saison hivernale, lorsque le sol est encore chaud et le manteau neigeux peu épais. L’intensité des gradients thermiques provoque d’important transferts de matière entre les couches de neige, qui mène à la perte de masse des couches basales au profit des couches supérieures. Les valeurs de conductivité thermique de la neige basale sont ainsi très faibles, ce qui influe grandement la température du sol en l’isolant du refroidissement atmosphérique.

Le résultats de modélisation indiquent que ce phénomène n’est pas représenté dans le modèle de neige Crocus. Les valeurs de conductivité thermique de la neige simulée sont erronées, ce qui pourrait avoir des conséquences majeures sur la simulation de la température du sol. Celle-ci étant aussi bien déterminée par les propriétés de la neige que du sol, une analyse plus détaillée de la simulation de l’ensemble de ces facteurs est nécessaire pour estimer l’impact respectif de la conductivité thermique de la neige.

Chapitre 4

Modélisation des interactions neige-végétation-pergélisol dans le haut arctique : Article 2

« Evaluating the performance of coupled snow-soil models in SURFEXv8 to simulate the permafrost thermal regime at a high Arctic site »

4.1 Avant-propos

Dans la seconde partie des résultats de nos travaux à l’île Bylot, nous nous intéressons à la modélisation des propriétés de la neige et du pergélisol. L’objectif est de réaliser et d’analyser en détail différentes simulations afin d’évaluer la capacité des modèles actuels à simuler le régime thermique du pergélisol arctique, et à prévoir son évolution sous un climat qui se réchauffe. Pour cela, nous utilisons le modèle de surface ISBA couplé aux modèles de neige Crocus et ES. Ce dernier correspond à un degré de complexité intermédiaire, il est basé sur les paramétrisations de Crocus lesquelles ont été simplifiées afin de réduire son temps de calcul et permettre ainsi son utilisation au sein des modèles climatiques globaux.

Ces résultats ont fait l’objet d’un article scientifique publié *in extenso* : Barrere, M., Domine, F., Decharme, B., Morin, S., Vionnet, V., and Lafaysse, M. (2017). Evaluating the performance of coupled snow–soil models in SURFEXv8 to simulate the permafrost thermal regime at a high Arctic site. *Geoscientific Model Development*, 10(9):3461–3479

4.2 Résumé

Avec le réchauffement climatique, le dégel du pergélisol pourrait entraîner la libération de grandes quantités de gaz à effet de serre dans l’atmosphère et avoir des répercussions considé-

rables sur tout le système climatique. Mais la prévision de ce phénomène est toujours limitée par le manque de connaissances sur les interactions entre la neige et le pergélisol, et les projections climatiques actuelles pourraient significativement sous-estimer le réchauffement global des températures. Cette étude évalue la capacité des modèles couplés sol-neige ISBA-Crocus et ISBA-ES à simuler les propriétés de la neige et du pergélisol à l'Île Bylot, un site haut arctique canadien situé en zone de pergélisol continu. Les mesures de terrain complétées avec les données de réanalyse ERA-interim sont utilisées pour forcer les modèles et évaluer les résultats des simulations. Les variables suivantes sont examinées afin d'identifier lesquelles sont impliquées dans le régime thermique du sol et de la neige : hauteur, masse volumique, conductivité thermique, surface spécifique et température de la neige, et température, humidité et conductivité thermique du sol.

Les résultats sont satisfaisants en été, bien que la simulation de la température du sol pourrait être améliorée avec une meilleure description des propriétés de la mousse et de la litière en surface, et notamment leur capacité de rétention d'eau. L'hiver, la simulation des masses volumiques de la neige sont incorrectes à cause de l'absence de représentation des flux de vapeur d'eau dans les modèles de neige. Ces flux déclenchés par des gradients thermiques élevés entraînent des transferts de matière importants entre les couches du manteau neigeux. Les profils verticaux de conductivité thermique sont alors inversés par rapport aux observations, avec des valeurs élevées à la base du manteau neigeux. Pourtant, ISBA-Crocus semble bien reproduire la température du sol en hiver. Les périodes de transition (gel et dégel du sol) sont les moins bien simulées car la conductivité thermique élevée de la neige basale permet des transferts de chaleur trop rapides avec le sol dans les simulations. Par conséquent, les modèles climatiques globaux devraient considérer attentivement les propriétés thermiques de la neige arctique afin de réaliser des prévisions exactes de l'évolution du pergélisol.

4.3 Texte intégral

4.3.1 Abstract

Climate change projections still suffer from a limited representation of the permafrost-carbon feedback. Predicting the response of permafrost temperature to climate change requires accurate simulations of Arctic snow and soil properties. This study assesses the capacity of the coupled land surface and snow models ISBA-Crocus and ISBA-ES to simulate snow and soil properties at Bylot Island, a high Arctic site. Field measurements complemented with ERA-interim reanalyses were used to drive the models and to evaluate simulation outputs. Snow height, density, temperature, thermal conductivity and thermal insulance are examined to determine the critical variables involved in the soil and snow thermal regime. Simulated soil properties are compared to measurements of thermal conductivity, temperature, and water content. The simulated snow density profiles are unrealistic, which is most likely caused

by the lack of representation in snow models of the upward water vapour fluxes generated by the strong temperature gradients within the snowpack. The resulting vertical profiles of thermal conductivity are inverted compared to observations, with high simulated values at the bottom of the snowpack. Still, ISBA-Crocus manages to successfully simulate the soil temperature in winter. Results are satisfactory in summer, but the temperature of the top soil could be better reproduced by representing adequately surface organic layers, i.e. mosses and litter, and in particular their water retention capacity. Transition periods (soil freezing and thawing) are the least well reproduced because the high basal snow thermal conductivity induces too rapid heat transfer between the soil and the snow in simulations. Hence, global climate models should carefully consider Arctic snow thermal properties, and especially the thermal conductivity of the basal snow layer, to perform accurate predictions of the permafrost evolution under climate change.

4.3.2 Introduction

The Arctic is warming at twice the average planetary rate (Sweet et al., 2015). As climatological, hydrological and biological systems are fully coupled (Hinzman et al., 2005), climate change affects each Arctic ecosystem (Post et al., 2009; Serreze et al., 2000). Consequences are already observed, such as reduced sea ice extent and snow cover duration (Serreze et al., 2000), shifts in vegetation (Pearson et al., 2013), permafrost degradation (Smith et al., 2010), and faunal redistribution (Post and Pedersen, 2008).

Permafrost degradation is of major concern because of its feedback on the global climate system. Indeed, large amounts of organic carbon are stored in perennially frozen soils because of the limited microbial activity (Jonasson et al., 2001). Recent studies estimate that about 1300 Pg of soil organic carbon (SOC) are stored in permafrost (Hugelius et al., 2014), constituting one of the largest terrestrial carbon pool. As permafrost is warming and thawing occurs, SOC becomes available for microbial mineralization, resulting in the release of potentially very important amounts of greenhouse gases (GHG) to the atmosphere (Elberling et al., 2013; Schuur et al., 2015). This effect is considered as one of the strongest positive climate feedbacks and needs to be taken into account in global temperature predictions. However, the permafrost-carbon feedback has not been included in the climate projections of the IPCC Fifth Assessment Report (Schaefer et al., 2014), so that current warming projections may be significantly underestimated.

Considerable uncertainties remain in the SOC decomposition rate and associated GHG emission in this climate change context. One of the main reasons is that the rate and extent of permafrost thaw is not well quantified, preventing accurate estimates of the potential magnitude of the permafrost-carbon feedback. In particular, how the permafrost thermal regime will respond to climate change is still poorly represented because of its high sensitivity to the properties of the surface. The snow cover and the vegetation type, by modifying surface energy

exchanges, are the main local factors influencing the permafrost thermal regime (Sturm et al., 2001b; Zhang, 2005). A snow cover acts as a thermal insulator by limiting soil winter cooling, but its insulating properties are highly variable and insufficiently detailed in global climate models (GCMs). These characteristics, and how they will change with climate, therefore need to be considered to successfully simulate the current and future permafrost thermal regime.

We attempt to contribute to these aspects by investigating the capacity of the soil multi-layer version of the land surface model ISBA (Interactions Soil Biosphere Atmosphere; Decharme et al. (2013)) coupled with the detailed snowpack scheme Crocus (Vionnet et al., 2012) or to the simpler scheme ES (Explicit Snow, Boone and Etchevers (2001); Decharme et al. (2016)) to simulate snow and soil properties at a high Arctic location. Crocus is currently the most detailed snowpack scheme coupled to ISBA, and corresponds to the highest existing level of complexity for snowpack models. However, its relatively large computation time limits its use in global climate models. ES is a multilayer snowpack scheme of intermediate complexity. Based on Crocus parameterizations, ES will be used for the upcoming CMIP6 CNRM-CM simulations (Eyring et al., 2016). Similar studies were performed over Siberian regions, using ISBA-Crocus (Brun et al., 2013) and ISBA-ES (Decharme et al., 2016). Models were evaluated based on snow height, snow water equivalent and soil temperature, but processes related to the simulated snowpacks have not been studied in detail yet.

Here, simulations are tested using field data obtained at one specific site on Bylot Island (73° N, 80° W), located north of Baffin Island in the Canadian Arctic archipelago. The mean annual air temperature for the period 1998-2013 is -14.3°C and permafrost thickness has been estimated to be over 400 m (Fortier and Allard, 2004). Site description and instrumentation are given in the first section, after which the main features of the models are detailed. Simulation results are shown and compared to field observations. A sensitivity analysis is performed to determine processes critical to simulate Arctic snow and soil, which are discussed in the last section of the paper.

4.3.3 Methods

Site description

The study area is in the Qarlikturvik valley of the south-west plain of Bylot Island, around 73°10' N, 80°00' W (Fig. 4.1). The glacial retreat around 6000 years ago left fine grained wind-deposits and organic sediments to form the soil (Allard, 1996). The valley bottom consists of wetlands with typical permafrost landforms, including tundra polygons, thaw lakes and ponds. Vegetation is mainly comprised of sedges, graminoids and mosses (Cadieux and Gauthier, 2008).

Our actual study site is located in wetlands of the valley floor, at 73°09'01.4" N, 80°00'16.6" W, in the middle of a low-center tundra polygon (Domine et al., 2016b). Vegetation con-

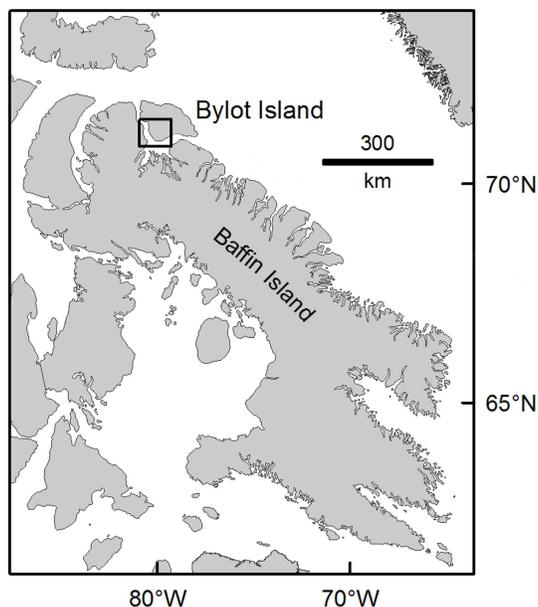


FIGURE 4.1 – Location of the study site in the south-west plain of Bylot Island, in the Canadian Arctic archipelago.

sists of a typical herb tundra environment, covered by sedges, graminoids (*Poa* sp.), mosses (*Aulacumnium turgidum*, 2-3 cm thick) and small prostrate arctic willows (*Salix herbacea* and *S. arctica*). Albedo measurements were performed in July 2015, using a SVC HR-1024 spectroradiometer. Averaged over the 346-2513 nm spectral range, the surface albedo of our very site was 0.17 (M. Belke-Brea, personal communication, 2015). The soil granulometry was analysed using a laser scattering particle size analyzer, which resulted in a combination of fine grain deposits comprised of 64% silt and 36% fine sand (Domine et al., 2016b), based on USDA classification. An organic litter layer (3.5 to 6 cm thick) was present at the interface between the surface vegetation and the ground. Because of the difficulty to determine the boundaries between the living moss, the litter and the underlying mineral soil, we estimated a total thickness of about 10 cm for both moss and litter. Field observations and simulations presented in this paper focus on this very spot.

Site instrumentation and data

As we investigate the coupled evolution of the atmosphere, snow and soil, various instruments have been installed to monitor meteorological conditions, along with snowpack and soil properties. The set of instruments was installed on the same tundra polygon, for the comprehensive monitoring of the spot. The protocol of instrumentation and measurement has been fully discussed in Domine et al. (2016b,a), thus only a brief description is given here.

Several automatic weather station (AWS) are operating on Bylot Island (CEN, 2016). In particular, a 10-m tower was installed in summer 2004 close to our study site, at 73°09'07.9" N,

79°59'19.0" W, to monitor air temperature and relative humidity, wind speed and direction and snow height. During summer 2013, an AWS (hereafter referred to as BylSta) was installed on the polygon of our study site (Domine et al., 2016b). It measures air temperature and relative humidity with a ventilated HC2S3 sensor from Rotronic, wind speed with a cup anemometer, surface temperature from an infrared IR120 sensor, and upwelling and downwelling shortwave and longwave radiation with a CNR4 radiometer associated to a CNF4 heating/ventilating unit from Kipp and Zonen. An issue with the HC2S3 sensor caused erroneous air temperature measurements in the first year. This was fixed in summer 2014, providing a fairly complete meteorological dataset since then.

Snow height was automatically monitored with a SR50A acoustic gauge installed on the AWS. A few meters further, three TP08 heated needle probes (NPs) from Hukseflux were placed at 7, 17 and 27 cm above the ground in summer 2013 to measure the snow temperature and its thermal conductivity k_{snow} . They were lowered to 2, 12 and 22 cm in July 2014 to better match the snowpack structure observed in May 2014. Operating methods and data analysis pertaining to the NPs are detailed in Domine et al. (2015), Domine et al. (2016b) and Morin et al. (2010). Applied to snow, the NP method is suspected of presenting a low systematic error of 20% on average, related to the granular structure of the medium (Calonne et al., 2011; Domine et al., 2015; Riche and Schneebeli, 2013). The anisotropy of the snow structure is another possible source of error, because horizontally inserted NPs measure a mixture of vertical and horizontal thermal conductivities. As heat exchanges between the ground and the atmosphere occur in the vertical dimension through the snow, the anisotropy of the snow thermal conductivity can produce errors up to 20% in measurements, resulting in a maximum total error of 29% (Domine et al., 2015). Compared to the large range of k_{snow} values (0.025-0.7 W m⁻¹ K⁻¹), and given that this method is the only suitable solution for remote field work, errors related to the use of NP are acceptable.

Field campaigns took place in May 2014 and 2015 at the end of the snow season. The snow accumulation was highly variable because of wind effects and microtopography (Liston and Sturm, 2002). The SR50A automatic point measurements are therefore not necessarily representative of the average snow conditions. To explore the spatial variability of snow properties, we performed hundreds of snow heights measurements covering different areas with an avalanche probe. In addition, snow pits were dug at a dozen specific sites to describe the stratigraphy and to measure vertical profiles of density with a 100 cm³ box cutter, and temperature and thermal conductivity with a TP02 heated needle. As we are focusing on the station site, we will only use data from the 3 snow pits dug within 20 m of the station both years.

Soil temperature and volumetric water content (VWC) have been monitored since July 2013 with Decagon 5TM probes, installed at depths of 2, 5, 10 and 15 cm. They were not calibrated for our specific soil, so we used the manufacturer's calibration for mineral soils which may

produce an error in water content of 3%. The temperature sensor accuracy is within $\pm 1^\circ\text{C}$. The active layer was 17 cm-thick at the time of installation so the sensors could not be placed deeper. A TP08 heated needle probe was inserted at 10 cm depth, just below the litter layer, to automatically monitor the soil thermal conductivity k_{soil} . The method used is the same as for the k_{snow} measurements, and data analysis is also detailed in Domine et al. (2016b). Our instrumental methods impose to use the same heating power in the NPs for snow and soil. The heating power was optimized for snow to minimize heating and hence perturbation to metamorphism. Since soils have a higher thermal conductivity than snow, especially when frozen, the thermal signal of the NPs is low and noise for frozen soil thermal conductivity data is higher than what could be achieved using a higher heating power. Two field campaigns were conducted in July 2014 and 2015 during which we measured soil water content profiles using an EC5 sensor from Decagon, and temperature and thermal conductivity with a TP02 heated needle at several dozen sites (Domine et al., 2016b).

Simulations

Simulations were performed using SURFEX v8 (SURFace EXternalisée), the surface modelling platform developed by Météo-France and partners (Masson et al., 2013). Used in stand-alone mode, it takes meteorological data as driving input. The snow cover and the underlying soil are coupled through a semi-implicit scheme (Decharme et al., 2016; Vionnet et al., 2012). Different configurations are tested and compared with field observations to identify critical processes affecting the permafrost thermal regime. Based on a series of incremental runs, we particularly focus on the following model features: surface litter, soil organic carbon and density of the drifting snow.

Meteorological driving data To calculate the energy and mass budget of the surface, the model needs the following input data: air temperature and specific humidity, wind speed, incoming shortwave and longwave radiation, precipitation rate (solid and liquid) and atmospheric pressure. We used observed local meteorological data when available, and missing data are filled with ERA-interim reanalysis (Dee et al., 2011). Available from 1979 to present, for a 0.7° grid with a 3-hourly time resolution, ERA-interim (ERAi) provides a continuous meteorological dataset available globally.

Air temperature and wind speed observations are available since 2004 from the 10-m tower. After July 2014, we used the ventilated air temperature and humidity, and the wind speed measured at BylSta. Radiation measurements were not used because the radiometer shifted by about 5° from its horizontal position when the tripod that supported it sank with the active layer thawing, causing errors to the data. The atmospheric pressure and precipitation were not measured, so we used ERA-interim reanalysis data for missing variables and possible data gaps.

To make the ERAi data consistent with the original field data, they were corrected following the method of Vuichard and Papale (2015). This method consists in calculating the linear regression between ERAi data and available field measurements. The regression coefficients (slope and intercept) are used to correct systematic biases in ERAi data, in order to better match the local meteorological conditions. Hence, we found a mean bias of -2.3°C in air temperature, $-2.7 \cdot 10^{-4} \text{ g kg}^{-1}$ in air humidity and $+0.7 \text{ m s}^{-1}$ in wind speed given by ERAi. The correction helped to reduce the standard deviation between the corrected ERAi and the observational data by respectively 20%, 4.6% and 10%. Differences in the correction performance mainly reflect the internal variability of the in-situ data.

The precipitation phase was recalculated using local and ERAi-corrected temperatures, with a threshold set at 1°C . During the ERAi reanalysis process, the precipitation fluxes are only predicted by the meteorological model with no assimilation of observations (Brun et al., 2013). Furthermore, our study site is surrounded by hills, altering the local aerology and therefore the precipitation amount. With no reliable precipitation gauge to evaluate the local variability, we consider the precipitation data as the highest uncertainty source of all the forcing data. Preliminary results indicated that an accurate snow height was critical to simulate correctly the soil thermal regime. Hence, we arbitrarily changed the ERAi precipitation data for Crocus to match the observed snow height at snow pits dug in the immediate vicinity of BylSta, which was achieved after reducing by 30% the solid precipitation rate in winter 2013-2014. Neither liquid precipitations nor snowfall were modified for the winter 2014-2015. ERAi radiation data were kept unchanged for lack of reliable measured values, as well as atmospheric pressure values which we assume suffer little from local variability.

Soil scheme The land-surface parameterization is managed by the ISBA scheme (Noilhan and Mahfouf, 1996; Noilhan and Planton, 1989). It describes the exchanges of energy and water between the atmosphere, the vegetation and the soil, by solving the 1-D Fourier's law for heat transfer and the mixed-form of Richards' equation for water mass transfer within the soil (Decharme et al., 2011). They are computed using 20 layers down to a depth of 12 meters. The main parameters are the soil texture and the vegetation type, from which other parameters can be derived, e.g. the soil porosity, the saturated matric potential and the saturated hydraulic conductivity. Following our measurements, the soil texture is set to 36% sand and 64% silt. Boreal grass covers the surface with a root depth of 20 cm, and the snow-free albedo is 0.17.

The soil freezing-thawing processes are critical in permafrost regions. They are handled using the drying-wetting analogy based on the Gibbs free-energy method (Boone et al., 2000). It allows the calculation of the temperature for phase changes as a function of the soil matric potential, which depends on porosity and water content. During phase changes, the liquid water content decreases (increases) correspondingly to the increase (decrease) in ice content,

thereby conserving the total water content in each soil layer. ISBA calculates the hydrology of the entire soil column in order to accurately represent the permafrost characteristics. Therefore, the model needs long simulation periods to guarantee that the water and heat profiles are equilibrated over the 12 meters soil depth. Water infiltration is limited by the presence of ice-rich permafrost and because of the topographic hollow of our study site water is at times poorly drained and can occasionally fill the center of the polygon. This process is reproduced by disabling lateral runoff when surface water is in excess (run *base* and following).

The soil thermal properties, i.e. thermal conductivity and heat capacity, are computed as a combination of water, ice and soil properties, volumetric water content and soil porosity, following the parameterizations of Peters-Lidard et al. (1998). Hence, the soil thermal conductivity is expressed as a function of its saturation, porosity, quartz content, dry soil conductivity and phase of water (frozen or unfrozen), where the ice, water and quartz thermal conductivities are respectively 2.2, 0.57 and 7.7 W m⁻¹ K⁻¹. Surface organic material like moss or litter, are known to greatly affect the thermal and hydraulic properties of the soil (Hinzman et al., 1991). ISBA cannot handle a surface moss cover, but it has the capacity to simulate a litter by conferring to the uppermost soil layers the thermal properties of organic matter. The thermal conductivity of organic matter is set to 0.05 W m⁻¹ K⁻¹ when dry, and to 0.25 W m⁻¹ K⁻¹ when wet. We evaluated the model sensitivity to the inclusion of a 10 cm-thick litter which affects thermal properties of the first 10 cm below the surface (run *litter* and following). Based on our measurements, the litter appears to have a high insulating capacity in summer while it becomes negligible in winter. To better reproduce the observations, the litter effect is therefore disabled as soon as 2 cm of snow covers the surface. The soil hydrology is not affected in the model, while in reality organic layers have a high hydraulic conductivity and a greater infiltration rate than mineral soils (Hinzman et al., 1991). The impact of this simplification will be evaluated with the results.

ISBA includes the dependency of soil hydraulic and thermal properties on soil organic carbon (SOC) content as fully described in Decharme et al. (2016). Briefly, depending on its content which decreases sharply with soil depth, including organic carbon reduces the dry soil thermal conductivity, increases its porosity and therefore its saturated hydraulic conductivity. Accounting for the effect of SOC could significantly help improve the simulation of the soil thermal regime, especially in Arctic areas where soils store large amounts of SOC (Hugelius et al., 2014). From the Harmonized World Soil Database (HWSD, FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC (2012)) with a 1 km resolution, the SOC content for our study site is estimated at 5.05 kg m⁻³ for the first soil horizon (0–30 cm), and 4.34 kg m⁻³ from 30 cm to 1-meter depth. A few soil samples were collected in July 2013 on the southern plain of Bylot Island for a radio-carbon analysis (ADAPT, 2014). From two humid and three mesic sites, the carbon concentration was 5.17 kg m⁻³ averaged over the first 30 cm of the soils. Given the excellent agreement with ADAPT data, we have a good confidence in the HWSD estimations used in our simulations

(run *SOC* and following).

Snowpack model: Crocus Crocus is a multilayer physical snow scheme designed to simulate the evolution of the snow cover as a function of energy and mass transfer between the snowpack, the atmosphere and the ground (Brun et al., 1989; Vionnet et al., 2012). Numerical snow layers are handled dynamically by the model, in order to keep their total number below a given number (typically 50), while respecting as much as possible the internal structure of the snowpack. Numerical snow layers are characterized by their thickness, density, temperature, liquid water content, and four variables representing microstructural properties (Vionnet et al., 2012). The freshly fallen snow is usually considered as dendritic, and evolves toward non-dendritic snow under the action of internal processes such as snow metamorphism, compaction, thermal diffusion and phase change.

These processes also affect the density of the snow layers, which is a key variable controlling other snow physical properties in Crocus. Density increases with compaction caused by the weight of upper layers, depending on the viscosity of the layer. The compaction rate is faster in the presence of liquid water, and it also depends on snow grain type. Angular grains such as depth hoar compact less. Wind events can also compact the surface layers, and due to frequent wind in the Arctic large amounts of snow are transported, compacted and sublimated (Liston and Sturm, 2002; Sturm et al., 2001b,a). Blowing snow occurs in the simulation when the wind speed is above a threshold value which depends on surface snow properties: microstructure and density (Guyomarc’h and Mérindol, 1998; Vionnet et al., 2012). On average, blowing snow is observed for wind speed greater than 5 m s^{-1} (Sturm et al., 2001a; Vionnet et al., 2013). From the 10-m tower in Bylot Island, wind speeds greater than 5 m s^{-1} occurred during 7% of the 2013-2014 snow season, and during 6% of the 2014-2015 one. Crocus takes into account the compaction and the microstructural evolution of the surface snow caused by blowing snow events, depending on wind speed, snow density and its microstructural properties (Vionnet et al., 2012). In addition, Crocus calculates the snow mass lost by sublimation during blowing snow events (Brun et al., 2013; Gordon et al., 2006). However, Crocus does not handle the snow redistribution since the model is one-dimensional (Brun et al., 2013). In the standard version of Crocus, wind-compacted snow layers can reach a maximum density of 350 kg m^{-3} . As we observed snow densities up to 450 kg m^{-3} in Bylot Island, and values up to 600 kg m^{-3} can be found in the literature (e.g. Sturm et al. (1997); Zhang (2005)), we increased this value to 600 kg m^{-3} (run *wind* and following). Because the mobility of snow layers depends on their density, increasing the density of the snow can limit its driftability.

The snow thermal conductivity k_{snow} , in $\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, which is used to solve the thermal diffusion equation in the snowpack, is calculated from the density using the equation of Yen (1981):

$$k_{snow} = k_{ice} \left(\frac{\rho}{\rho_w} \right)^{1.88} \quad (4.1)$$

with k_{ice} the thermal conductivity of ice ($2.22 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ρ the density of snow and ρ_w the density of liquid water (1000 kg m^{-3}).

Snow albedo depends on snow microstructure, on the amount of light-absorbing impurities and on the solar zenith angle (Warren, 1982). Crocus computes the snow albedo by considering microstructure to account for physical aspects and the age of the surface snow layer to account for chemical aspects, as exposed snow is subjected to impurity deposition. The incoming radiation is then transmitted and absorbed within the snowpack, following the exponential decay of radiation with depth as a function of the grain size and snow density (Vionnet et al., 2012). Because incoming radiation is preferentially scattered forward in the snow, light coming from a low sun angle penetrates less deep in the snowpack and the resulting albedo is higher. Despite its importance in Arctic regions, this last effect is not simulated in Crocus because it does not account for the solar zenith angle (SZA) in the albedo calculation. The physically-based radiative transfer model TARTES has been implemented in Crocus, making use of the SZA in the albedo calculation (Charrois et al., 2016; Libois et al., 2015) but also requiring knowledge on the vertical profile of light absorbing impurities (Tuzet et al., 2017). However, the lack of data on snow impurities (nature, deposition, light-absorbing spectroscopy) prevented us from using TARTES in Bylot Island simulations.

Snowpack model: Explicit Snow Explicit Snow (ES) is a multilayer snowpack scheme of intermediate complexity (Boone and Etchevers, 2001; Decharme et al., 2016). It is based on parameterizations used in Crocus, which are simplified to reduce the computation time and to facilitate its integration in global climate models. The main differences with Crocus are a constant number of layers, usually 12, blowing snow is not sublimated, and the snow microstructural properties are not simulated. Hence, parameterizations of snow albedo and compaction rate are functions of the layers density only. However, as in Crocus, the evolution of snow density in each layer is due to snow compaction resulting from changes in snow viscosity and wind-induced densification of near-surface snow layers (Decharme et al., 2016).

The k_{snow} calculation method is different from Crocus. In ES k_{snow} is computed from the density, based on the Yen’s equation (Eq. 4.1), with an additional term to account for latent heat transfer through sublimation-condensation processes during metamorphism (Sun et al., 1999):

$$k_{snow} = k_{ice} \left(\frac{\rho}{\rho_w} \right)^{1.88} + \frac{P_0}{P_a} \times \max \left(0, k_1 - \frac{k_2}{T_s - k_3} \right) \quad (4.2)$$

where P_a (Pa) is the air pressure, P_0 a reference pressure equal to 1000 hPa, T_s (K) the temperature of the snow layer, and the coefficients $k_1 = -0.06023 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $k_2 = 2.5425 \text{ W m}^{-1}$, and $k_3 = 289.99 \text{ K}$.

Even though ES is not based on the explicit representation of the snow microstructure, it remains one of the most sophisticated snowpack models that will be used for the upcoming

6th edition of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6, Eyring et al. (2016)). The results of our simulations with ISBA-ES (run *ES*) are expected to reflect the capacity of the latest generation of GCMs to simulate Arctic snow and soil properties.

Numerical experiments A first simulation was run from August 1979 to August 2012, constituting a 33 years initialization. This operation allowed reaching equilibrium between the ground properties and the local climate conditions, with the *base* configuration. Then, using the equilibrated soil profile as the initial state, we performed a series of runs with incremental complexities from August 2012 to June 2015 (Table 4.1). The run *wind* integrates all our changes, it consists in the most detailed configuration tested here with Crocus. ES uses the same configuration as the run *wind*.

TABLE 4.1 – Configurations of the numerical experiments, all realized with Crocus except for *ES*. Changes are incremented in addition to the previous configuration.

Run name	Run configuration
<i>base</i>	base simulation using SURFEX version 8.0 (rev. 4006), for a mineral soil
<i>litter</i>	addition of a 10 cm-thick surface litter
<i>SOC</i>	addition of organic carbon within the soil profile
<i>wind</i>	increase the maximum density for wind-induced snow compaction, from 350 to 600 kg m ⁻³
<i>ES</i>	use the ES snow scheme instead of Crocus, same configuration as <i>wind</i>

Evaluation metrics

Field observations of snow and soil properties are available from August 2013 to June 2015, allowing the evaluation of model performance to simulate two winters and one entire summer. Simulated snow properties are compared to measurements of snow height, density, thermal conductivity and temperature. As we assess the ability of the model to reproduce the soil thermal regime, we particularly focus on the snow thermal properties. Snow is thermally characterized by its thermal conductivity k_{snow} . We also rely on an alternate variable that characterizes the thermal properties of the whole snowpack rather than those of each layer. The thermal insulance of the snowpack R_T (in m² K W⁻¹) depends on the thickness h and the thermal conductivity of each layer i :

$$R_T = \sum_i \frac{h_i}{k_{snow,i}} \quad (4.3)$$

The simulated R_T is computed from the respective density- k_{snow} correlation used in the snowpack model (Eq. 4.1 and 4.2) and simulated layer thickness, while observed R_T is directly

based on measurements of k_{snow} and layer thickness. To determine the respective contributions of the snowpack thickness and the thermal conductivity on R_T , it is also necessary to look at the resulting mean thermal conductivity of the snowpack calculated as:

$$\overline{k_{snow}} = \frac{h}{R_T} \quad (4.4)$$

ISBA simulation results are compared to measurements of soil temperature, as well as the thermal conductivity and the water content which governs the soil thermal regime. Vertical profiles show the vertical soil stratification. Performances of each run are evaluated by comparing their deviations with time-series observations at different depths, using the squared correlation coefficient (r^2), bias (Eq. 4.5) and RMSE (Eq. 4.6) statistical errors.

$$bias = \frac{1}{n} \sum_i^n (sim_i - obs_i) \quad (4.5)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_i^n (sim_i - obs_i)^2} \quad (4.6)$$

where *sim* and *obs* refer to simulated and observed values respectively.

4.3.4 Results

Simulations of snow properties and comparison with field data

Snow height Figure 4.2 shows snow height automatically measured with the SR50A snow gauge, along with manual observations performed in May 2014 and 2015 and simulations results. SR50A data are missing between 14 May and 26 July 2014 because of an issue with the sensor. Random snow height measurements were performed within 200 m of our site on 14 and 16 May 2014, and on 12 May 2015. They evidenced the large spatial variability in snow height, as already indicated in Table 2 of Domine et al. (2016a). Snow-free areas were frequently encountered on the polygons edges, whereas snow heights up to 60 cm were found in the center of the polygons. Thus, one-point snow height monitoring may not be representative of the average snow accumulation. On 14 May 2014 the SR50A indicated 13 cm of snow, while we obtained a mean of 16.2 cm with a standard deviation of 13.7 cm from more than 300 measurements over the whole polygons area. We observed a noticeably lower snow accumulation under the station than a few meters away, which is confirmed by the 21 cm of snow averaged on the 3 snow pits dug in the vicinity of the station. On 12 May 2015, while the snow gauge indicated 35 cm, random measurements indicated 25.3 ± 13.1 cm of snow. From the 3 snow pits made, we obtained a mean snow height of 33 cm. Based on our observations, we explain these differences by a low snow year in 2013-2014 and a high wind redistribution (Domine et al., 2016a). Since a central objective of our simulations is to

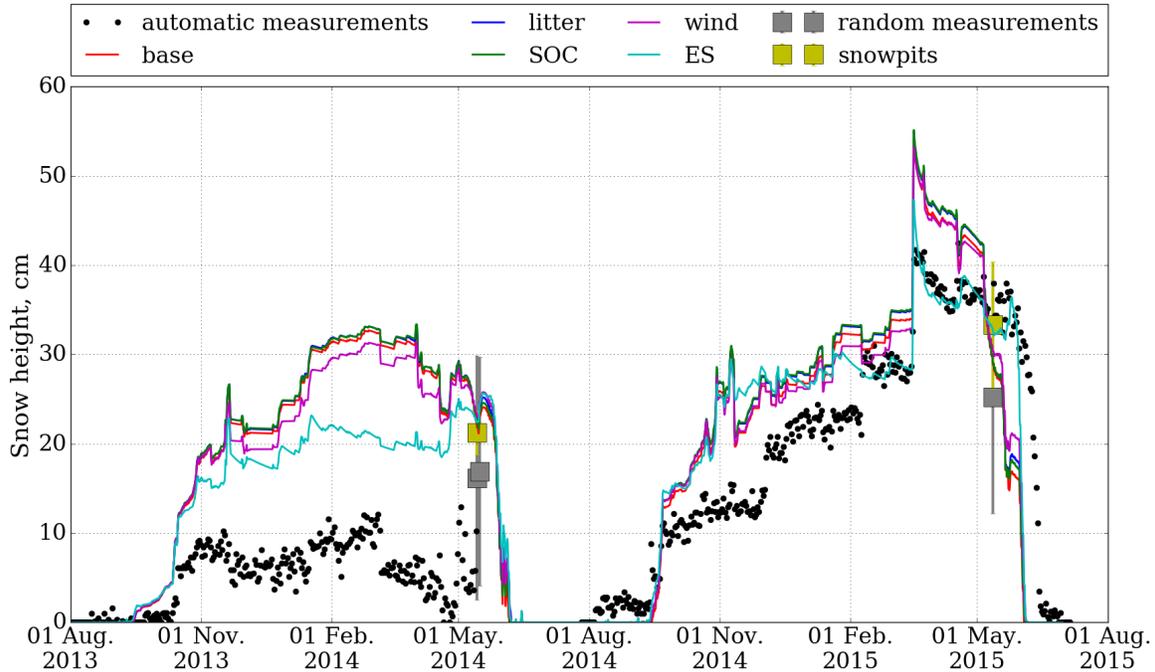


FIGURE 4.2 – Snow height evolution over the 2 years of observations. Results of several hundred measurements using an avalanche probe (random measurements) and of a few snow pit data close to our site, performed in May 2014 and 2015, are also shown.

reproduce the ground thermal regime as measured by our instruments, and because the large spatial variability in snow height highly affects the ground temperature at the meter scale (Gisnas et al., 2016), the relevant snow height at our specific site is most likely given by the snow pits mean.

After reducing the ERAi snowfall amount by 30% in winter 2013-2014, the resulting simulated snow height was in good agreement with the snow pits means obtained in May 2014 and 2015, respectively 23.0 and 30.4 cm from the run *wind* and 22.4 and 32.8 cm with ES. Winter variations are well reproduced, but the beginning of the snow season occurs too early in 2013: on 18 September in simulations while it was detected on 12 October from measurements. At this date the simulated snowpack was already 4 cm-thick, which partly explains the slight overestimation compared to the mean height of May 2014 snow pits. ES simulates lower snow heights than Crocus, which could be caused by a faster compaction rate in ES compared to Crocus. In May 2015, snowmelt occurs earlier in simulations than deduced from the snow gauge. A detailed analysis of the meteorological data and simulation outputs reveals positive air temperature between 6 and 11 May 2015, triggering the partial melting of the upper snow layers in simulations. With two strong wind events (peaks exceeding 10 m s^{-1}) which occurred on 5 and 12 May, these conditions caused the decrease of the simulated snow height along with the increase in the upper layers density. The air temperature cooled back down after this event, until 18 May when the final snowmelt started. We did not observe any signs of

spring melt before 18 May during the field campaign. To test whether the inexact melt onset date simulated was caused by the lack of solar zenith angle consideration, we briefly tested Crocus coupled to TARTES, which includes treatment of SZA. With TARTES, the melt onset date was accurately simulated, which leads us to suggest that not accounting for SZA is the main cause of the inadequate melt onset date simulation. However, a full implementation of TARTES in Crocus for this study would have required data on snow impurities. Hence, for further comparisons with snow properties measured in May 2015, we will use simulations results of 6 May, just before the partial melting.

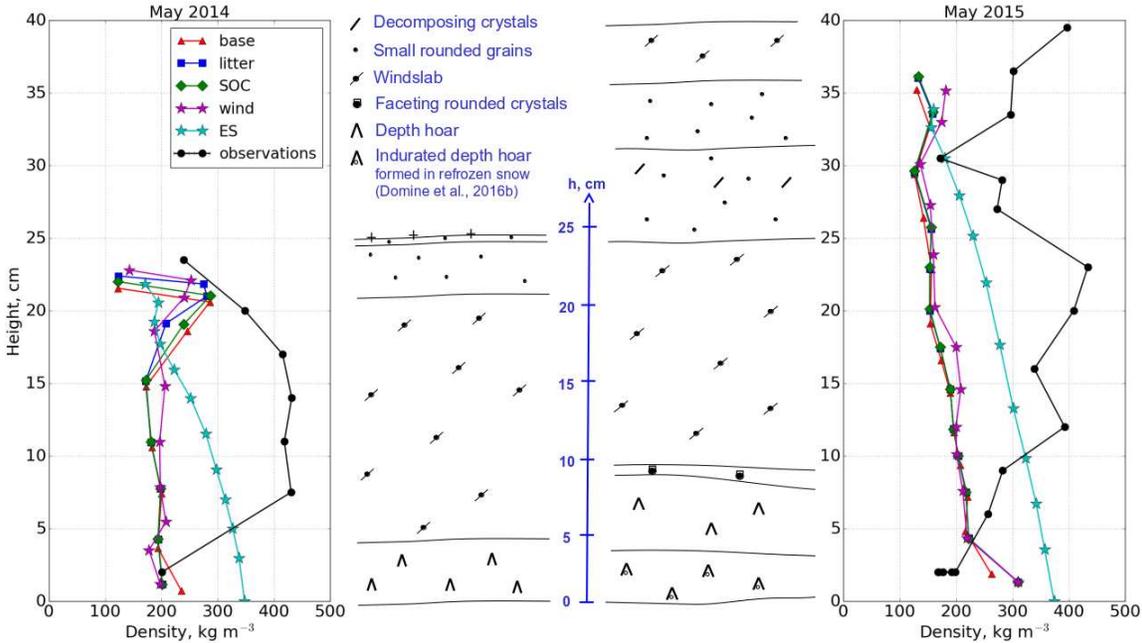


FIGURE 4.3 – Stratigraphies and vertical profiles of density measured on 14 May 2014 (left) and 12 May 2015 (right), and simulated densities on 14 May 2014 and 6 May 2015.

Snow density and thermal conductivity Figure 4.3 shows examples of snow stratigraphies observed close to the monitoring site in May 2014 and 2015. They are typical of Arctic snowpacks (Domine et al., 2016a), comprised mainly of a basal depth hoar layer (about 5 cm thick) and a top wind slab. The particularity in 2015 is the depth hoar layer which was indurated at the bottom of the snowpack, resulting from the transformation of a melt-freeze layer into depth hoar under a very high temperature gradient (Domine et al., 2016a,b). Indurated depth hoar is harder and retains a higher cohesion than typical depth hoar, but its development usually goes along with a decrease in density and thermal conductivity (Domine et al., 2012).

Associated measured vertical profiles of density are also shown. As expected from typical Arctic snowpacks, the stratigraphies observed exhibit low density values for the bottom depth hoar layer (between 150 and 200 kg m⁻³), and high values for the upper wind slabs (exceeding

400 kg m⁻³). Crocus and ES simulate inverted profiles, with generally decreasing densities from the bottom to the top of the snowpack. This is particularly visible in 2015, with the highest density simulated at the bottom of the snowpack. In 2014 the density of the basal layer (below 5 cm) is successfully reproduced by Crocus, but it is overestimated by ES. In 2015, the density of the indurated depth hoar basal layer is greatly overestimated by both Crocus and ES, respectively 1.4 and 2 times higher. It confirms that the snow compaction rate in ES is inappropriate to simulate a bottom depth hoar layer of low density. However, this partially compensates for the underestimation of density in the upper layers. Wind slabs densities in upper layers are highly underestimated in simulations (between 1.5 and 2 times lower), even for the run *wind* which allows higher maximum densities for drifting snow. In May 2014, the *wind* experiment simulates yet lower densities in sub-surface snow layers than the other Crocus runs. This is attributed to early melting, which occurs slower in this run because of colder snow temperatures compared to previous experiments. Otherwise, increasing the maximum density reached by drifting snow helps to reduce the underestimation in upper layers. Still, mean snowpack densities are lower in simulations than in observations. ES simulates higher mean densities than Crocus because the snowpack is overall more compacted, due to the faster compaction rate. Therefore, the density of the basal layer is greatly overestimated, but the density of the upper layers are less underestimated.

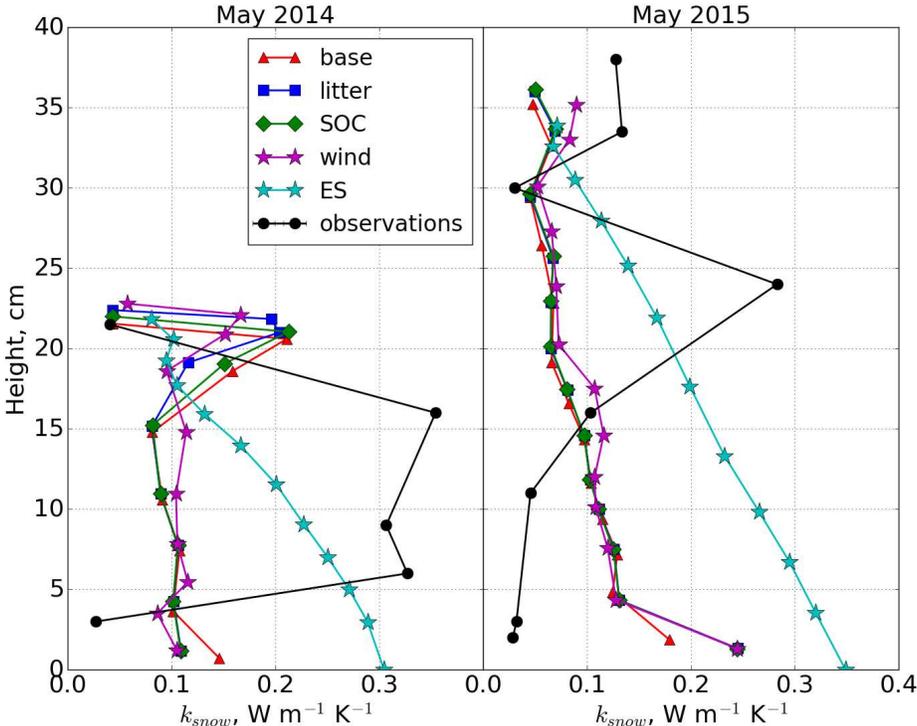


FIGURE 4.4 – Vertical profiles of snow thermal conductivities measured on 14 May 2014 (left) and 12 May 2015 (right), and simulated on 14 May 2014 and 6 May 2015.

Since thermal conductivity is totally (in Crocus) or mostly (in ES) controlled by density, the

k_{snow} vertical profiles are also inverted, as already evidenced in Domine et al. (2016b). For example in early May 2015 (Fig. 4.4), we measured $k_{snow} = 0.028 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 2 cm above the ground while Crocus (run *wind*) indicates $0.24 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ and ES $0.35 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. At 24 cm, values obtained from measurements, Crocus and ES are respectively 0.28, 0.07 and $0.14 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Figure 4.5 summarizes the k_{snow} measurements performed during field campaigns, as a function of the corresponding measured densities and snow types. Simulated values obtained on 14 May 2014 and 6 May 2015 from runs *wind* and *ES* are also shown. It confirms that high density values ($>400 \text{ kg m}^{-3}$), mostly observed in wind slab layers, are neither reproduced by Crocus nor ES. For lower densities, it is well visible that density- k_{snow} correlations (Eq. 4.1 and 4.2) are not appropriate for our dataset. The simulated k_{snow} values are almost always higher than measurements, and accounting for the Sun et al. (1999) additional term (run *ES*) amplifies the error. The regression curve from Sturm et al. (1997) fits our measurements better, because this parameterization is based on Arctic and subarctic snows instead of focusing on alpine conditions. However for a given density, the k_{snow} value can vary by a factor of 4 to 5 (Domine et al., 2016b; Sturm et al., 1997) so that density- k_{snow} correlations cannot be used to accurately determine the thermal conductivity of Arctic snow. In fact, as demonstrated by Löwe et al. (2013), snow thermal conductivity depends on both density and microstructure. By adding second-order bounds based on a microstructural anisotropy parameter, they could improve the estimation of k_{snow} . In addition, our Fig. 4.5 strikingly corresponds to the theoretical Fig. 4 of Calonne et al. (2014). Our depth hoar values correspond to their lower bound, and our rounded grain snows (including wind slabs) correspond to their upper bound. Our data therefore confirms theoretical considerations which clearly demonstrate that parameterizing thermal conductivity as a function of density only simply should not be done, as it can produce very large errors.

Snow temperature Snow density and k_{snow} are the variables controlling the heat transfer through the snowpack, but they are significantly erroneous in simulations. To evaluate the consequences on the temperature profile, Figure 4.6 presents the evolution of temperature measured by the NPs at 2, 12 and 22 cm, the surface temperature measured by the infrared IR120 sensor and the corresponding simulated temperatures. The NPs perform measurements at 5:00 (local time) every other morning and record temperature only then. For this reason, simulated temperatures are shown every two days at about the same time. Because of the models' output resolution (6 hours), simulated temperatures are actually shown at 7:00 local time, or 12:00 UTC.

The high variability in snow heights makes it difficult to estimate the actual snow accumulation around the NPs. But it appears that temperatures in the middle of the snowpack are reproduced best. This is well visible at 22 cm, with the temperature being very accurately simulated after January 2015 while the NP is definitively buried in snow. At the snow surface, the temperature is colder in simulations. This can be understood by considering that under a

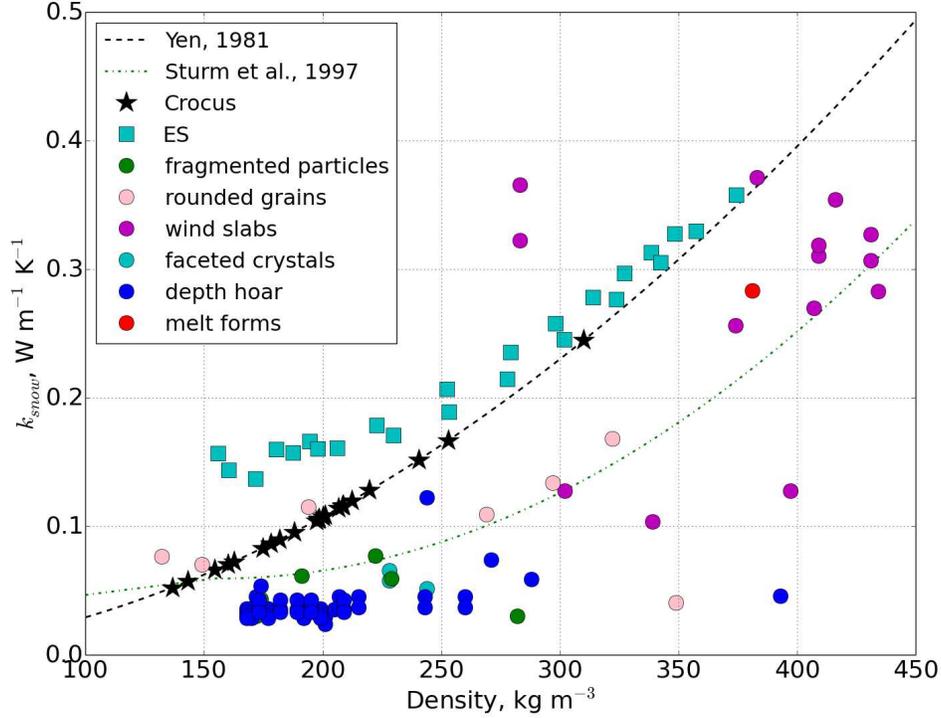


FIGURE 4.5 – Measured and simulated snow thermal conductivity values as a function of density. Crocus computes k_{snow} from the density only following Yen’s parameterization, while ES includes the thermal effects of latent heat fluxes within the snowpack. Regression curves from Yen (1981) and Sturm et al. (1997) are also shown, as well as observed snow types.

steady state approximation, the heat flux is the same through all snow layers and according to Fourier’s law this flux is the product of k_{snow} by the temperature gradient. Since above 22 cm the simulated k_{snow} is lower than observed, the temperature gradient between 22 cm and the surface is greater and therefore the simulated surface temperature is colder. Following the same reasoning, the high simulated k_{snow} at the bottom of the snowpack should lead to colder snow-soil interface temperature. However, temperatures simulated by Crocus are about 5 to 10°C warmer than measured ones at the bottom of the snowpack. This is probably due to the fact that the overall thermal conductivity of the snowpack is greater in Crocus simulations than observed (Fig. 4.5). The greater heat flux from the ground can then lead to a higher temperature at the base of the snow. For ES simulation, the overall snow conductivity is so much higher than observed that ground cooling is much greater, as detailed below, and this leads to a colder temperature at the snow-ground interface.

An extended warm spell started on 16 March 2015, with the air temperature reaching -2.2°C on 17 March associated with a significant snowfall (Fig. 4.2). This warmed up the entire snowpack, and from that date until the onset of simulated snowmelt, snow temperatures are well reproduced by the run wind. Snowmelt starts on 18 May, and as already discussed the snowpack is warming faster in simulations.

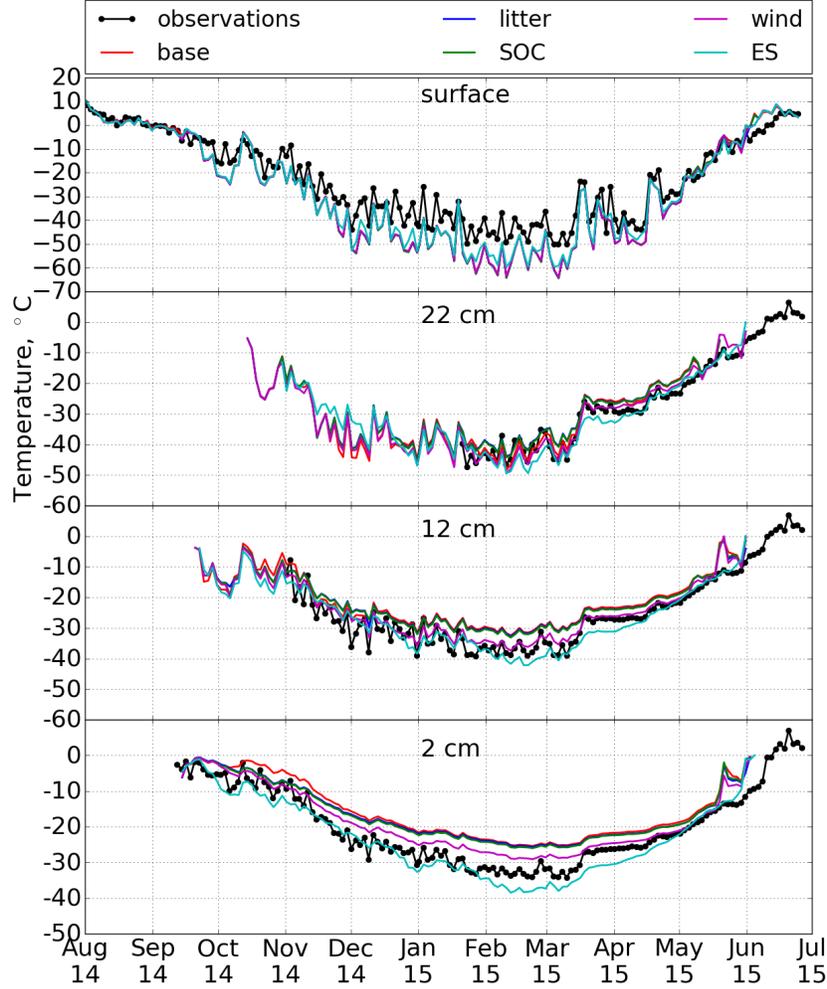


FIGURE 4.6 – Evolution of simulated and observed temperatures within the snowpack during winter 2014-2015. Observations at 2, 12 and 22 cm come from the NPs, and the surface temperature is measured by the IR120 sensor.

Sensitivity analysis on the snow thermal insulance Properties of the snow pits studied in May 2014 and 2015 are summarized in Fig. 4.7, and compared to simulation outputs. In 2015, we used simulations of 6 May before the early melting. Since we are investigating the link between the soil temperature and snow thermal properties, Figure 4.7 shows the snow height, the mean snow thermal conductivity $\overline{k_{snow}}$ and the resulting thermal insulance R_T as given by Eq. 4.3 and 4.4. Given that the NP method induces a systematic error which underestimates k_{snow} by about 20% on average, we also increased the measured k_{snow} values by 20% (modified k_{snow}).

Litter and SOC additions have little effect on snow properties, the most noticeable being a reduction of less than 1 cm in snow height. Accounting for higher densities during wind compaction affects both the height and k_{snow} . Overall, the snow height is well reproduced

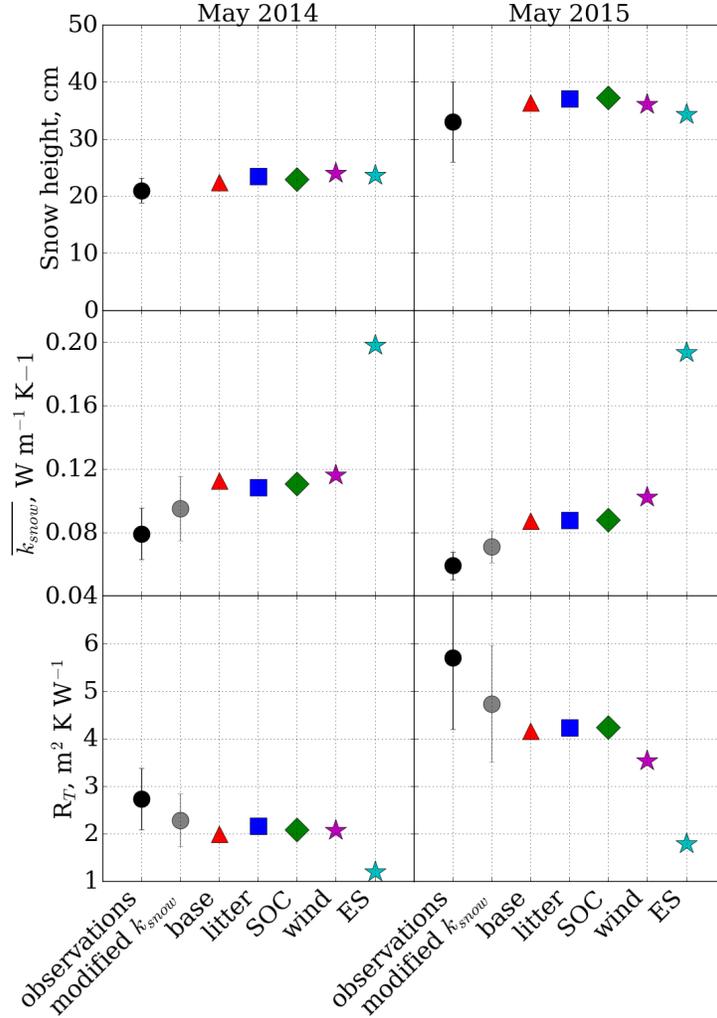


FIGURE 4.7 – Overview of snow height (top), mean thermal conductivity (middle), and thermal insulance (bottom) measured during May 2014 and 2015 field campaigns, and simulated values.

in simulations and results are within the measured standard deviation obtained from snow pits. $\overline{k_{snow}}$ is overestimated for both years of simulations, resulting in a simulated thermal insulance lower than measured. Compared to measurements, the run *wind* gives a mean thermal conductivity 46% higher in 2014 and 73% higher in 2015, while the respective R_T are 24% and 38% lower. The error in R_T is thus essentially induced by the k_{snow} simulation, and especially by the overestimation of the basal layer k_{snow} value. Because ES simulates very high k_{snow} values at the bottom of the snowpack (Fig. 4.4), the error in R_T is amplified.

The larger error in $\overline{k_{snow}}$ simulated the second winter can be explained by considering snow stratigraphies (Fig. 4.3). In May 2014, we observed a regular depth hoar basal layer whose density was successfully reproduced by Crocus. Its simulated k_{snow} is still 4 times greater than measured (run *wind*). The following winter, the indurated depth hoar basal layer formed

from a melted-refrozen snow. Crocus and ES do reproduce the partial melting of the snow at the beginning of the season, but cannot simulate the following transformation into depth hoar under high temperature gradients (Domine et al., 2016b). As the water vapour flux through the snowpack is not represented, the models still consider a refrozen layer at the bottom of the snowpack with a very high k_{snow} (8 to 12 times greater than measured, Fig. 4.4). Hence, the mean simulated k_{snow} is more overestimated in May 2015 than in 2014.

Simulations of soil properties and comparison with field data

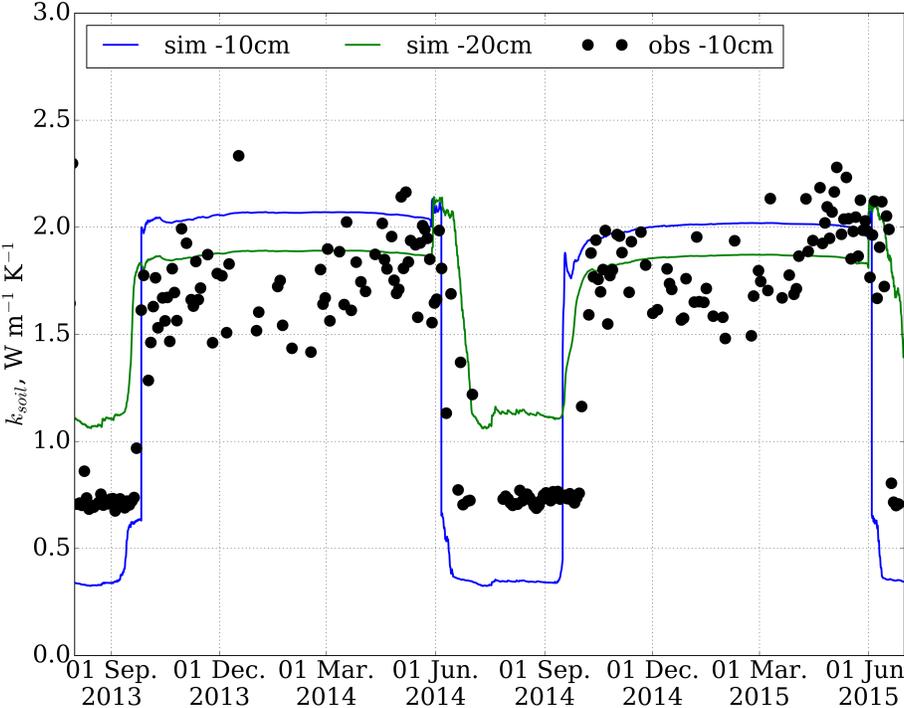


FIGURE 4.8 – Evolution of the soil thermal conductivity measured at 10 cm depth, and simulated (run *wind*) at depths of 10 and 20 cm.

Soil thermal conductivity The monitoring of the soil thermal conductivity (k_{soil}) at -10 cm shows a bimodal distribution between frozen and thawed state (Fig. 4.8). In summer, k_{soil} is around $0.73 W m^{-1} K^{-1}$ while it suddenly increases with freezing to $1.95 W m^{-1} K^{-1}$ on average (Domine et al., 2016b). As detailed above, the noise in the frozen soil data is due to the low power used to heat the NPs. ISBA simulated k_{soil} values from the run wind are shown at depths of 10 and 20 cm. A bimodal distribution is also visible with sharp transitions between thawed and frozen state. The mean k_{soil} value at -10 cm is $0.36 W m^{-1} K^{-1}$ in thawed conditions, and $2.04 W m^{-1} K^{-1}$ in the frozen state. The winter value is close to the measured mean, but the summer simulated k_{soil} is lower than observations. Because the transition between litter and mineral soil occurs around 10 cm below the surface, measurements probably give a mixture of litter and mineral k_{soil} values, while the simulated

value at -10 cm is that of the litter only. Simulated k_{soil} at 20 cm depth is $1.27 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in summer, and $1.89 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in winter. Averaging values between -10 and -20 cm results in a summer mean of $0.82 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, and $1.97 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in winter, in very good agreement with our measurements. k_{soil} is also greatly dependent on the water content, so we need to look at the vertical profiles of soil properties to assess the stratification.

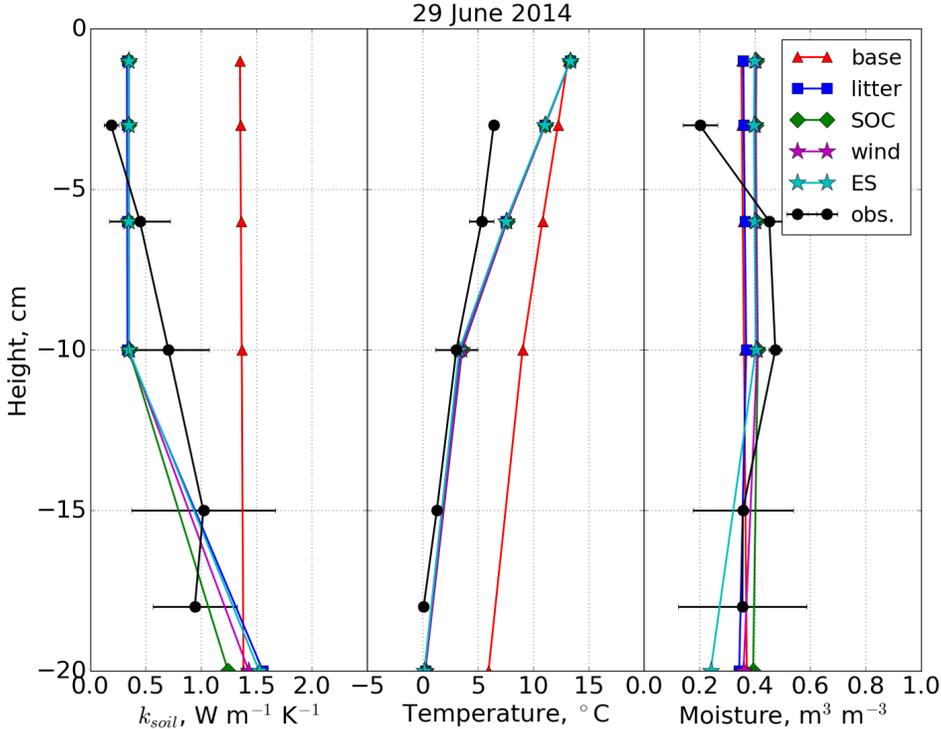


FIGURE 4.9 – Vertical profiles of k_{soil} , soil temperature and volumetric water content measured on 29 June 2014 and simulated in the first 20 cm below the surface. Horizontal bars indicate the standard deviation of measurements. The runs *litter*, *SOC*, *wind* and *ES* simulated the same soil temperature profiles.

Figure 4.9 shows vertical profiles of soil properties (k_{soil} , temperature and VWC) averaged from two measured profiles and simulated on 29 June 2014 to a depth of 20 cm. It illustrates the improvements caused by the litter addition in simulation: instead of staying constant at around $1.36 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in the absence of litter, k_{soil} values are highly reduced in the first 10 cm when a litter is added, in fairly good agreement with our observations. However, we measured an increase in k_{soil} with depth in the first 10 cm, from $0.19 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ at -3 cm to $0.71 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ at -10 cm, while the simulated k_{soil} is constant ($0.35 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) through the litter layer. The same pattern is visible on the VWC profiles, attesting the water content dependence of k_{soil} . The lowest VWC value was found at -3 cm with 20% moisture, immediately increasing to more than 45% at -6 and -10 cm, while the simulated water content stays constant at 40% (runs *wind* and *ES*). The VWC difference at -10 cm is not sufficient to explain the k_{soil} underestimation in summer, meaning that measurements of k_{soil} are probably

affected by both the litter and the underlying mineral soil. The water content starts to decrease below -10 cm, which supports the location of the lower limit of the litter. The presence of a litter in simulations finally improves the soil temperature profile between -10 and -20 cm, but the temperature is still too warm near the surface.

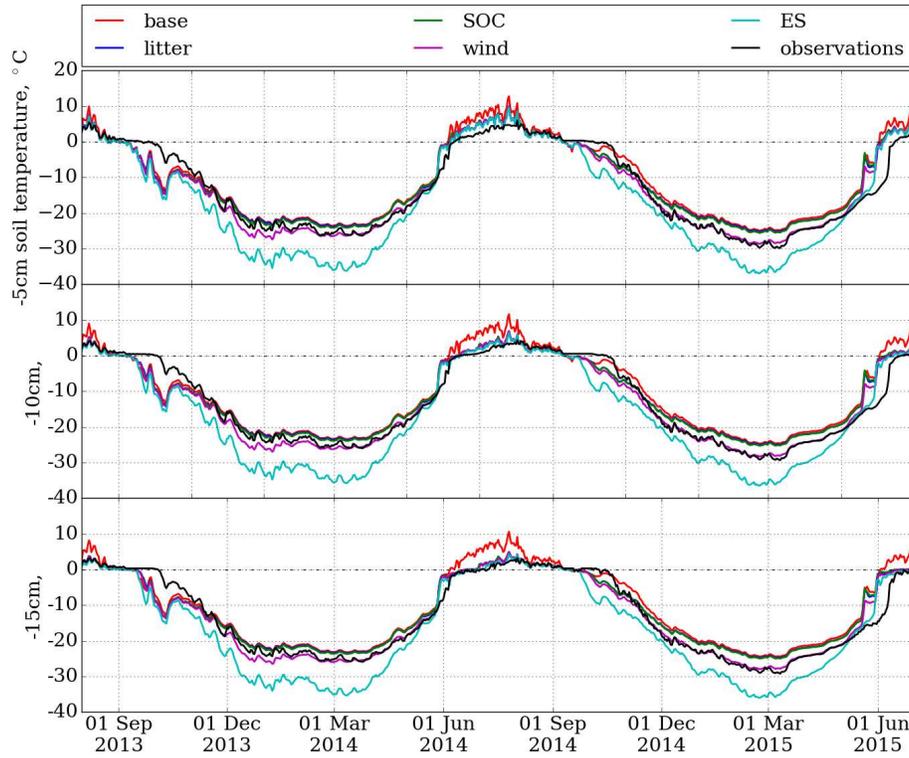


FIGURE 4.10 – Observed and simulated daily mean soil temperature at 5, 10 and 15 cm deep.

Soil temperature Results of soil temperature simulations are shown in Fig. 4.10, along with measurements data from the Decagon sensors at depths of 5, 10 and 15 cm. The run *base* simulates too high temperatures in both summer and winter, at all 3 depths shown. By reducing the heat exchanges between the atmosphere and the soil, litter and SOC additions greatly improve simulations in summer. Consequences are well visible at -15 cm, with a good simulation of the observed temperature (+0.8°C bias) during summer 2014 (June – July – August). For the same period, the temperature difference is +1.8°C at -5 cm, and +1°C at -10 cm. The same pattern is visible in Fig. 4.9, with a warm bias increasing toward the surface. The run *wind* improves the simulation of winter soil temperatures, resulting in the best simulation for the two years of measurements. Temperatures in winter months (December – January – February) are very well reproduced in 2014-2015, while in 2013-2014 there is a cold bias of 2.2°C in December, which becomes less than 1°C until snowmelt. ES produces soil temperatures up to 8°C colder in winter, because it highly underestimates the snow thermal insulance (Fig. 4.7).

During the freezing and thawing periods, the models are not able to reproduce the observed soil temperature. The freezing of the active layer occurs in September and starts at the same time in simulations and observations, but it is too fast in simulations. The zero-curtain period lasts between 4 and 6 weeks in observations, but only a few days in simulations. This may be attributed to the thermal conductivity of the basal snow layer which is too high in simulations, allowing the soil to cool rapidly. The thawing at the end of the winter is also faster in the simulations, again most likely because of the high thermal conductivity of the snow. The formation of a highly conductive refrozen snow layer is simulated at the top of the snowpack (k_{snow} values up to $0.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ are simulated in mid-May 2015 at 25 cm), while we measured values between 0.25 and $0.3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Ultimately, the treatment of snow albedo in models is such that melt-out is hastened at high latitudes, inevitably accelerating soil thawing in spring.

TABLE 4.2 – Statistical indicators of the differences between observations and model results of the soil temperature ($^{\circ}\text{C}$) at -15 cm on a 6-hour timestep. Bold values correspond to the best scores.

year	period	type	runs				
			base	litter	SOC	wind	ES
2013-2014	annual	bias	1.48	0.37	0.32	-0.92	-4.42
		rmse	3.41	2.62	2.61	2.54	5.91
		r^2	0.92	0.94	0.94	0.95	0.95
	winter (DJF)	bias	1.85	1.54	1.33	-1.42	-8.01
		rmse	1.94	1.66	1.45	1.62	8.06
		r^2	0.94	0.94	0.94	0.88	0.93
2014-2015	annual	bias	3.31	2.08	2.04	0.50	-2.96
		rmse	4.34	3.49	3.52	2.63	4.86
		r^2	0.94	0.94	0.94	0.95	0.92
	winter (DJF)	bias	3.64	3.06	2.89	0.38	-5.07
		rmse	3.68	3.12	2.95	0.61	5.39
		r^2	0.97	0.97	0.97	0.98	0.96

Table 4.2 summarizes the performance of each run to reproduce the measured soil temperature

at 15 cm depth. Depths of 5 and 10 cm give similar results. R^2 values are greater than 0.9, attesting the capacity of models to reproduce the observed variability. Statistics show a clear improvement as complexity is increased in the first 4 simulations. The presence of a litter noticeably improves the annual soil temperature simulation, while accounting for snow densities higher than 350 kg m^{-3} (run *wind*) drastically reduced the error in winter 2014-2015. The best results are obtained with the run *SOC* in 2013-2014 ($+0.3^\circ\text{C}$ for the whole year), and with the run *wind* in 2014-2015 ($+0.5^\circ\text{C}$). Errors are very low for both years, of the order of the sensor accuracy.

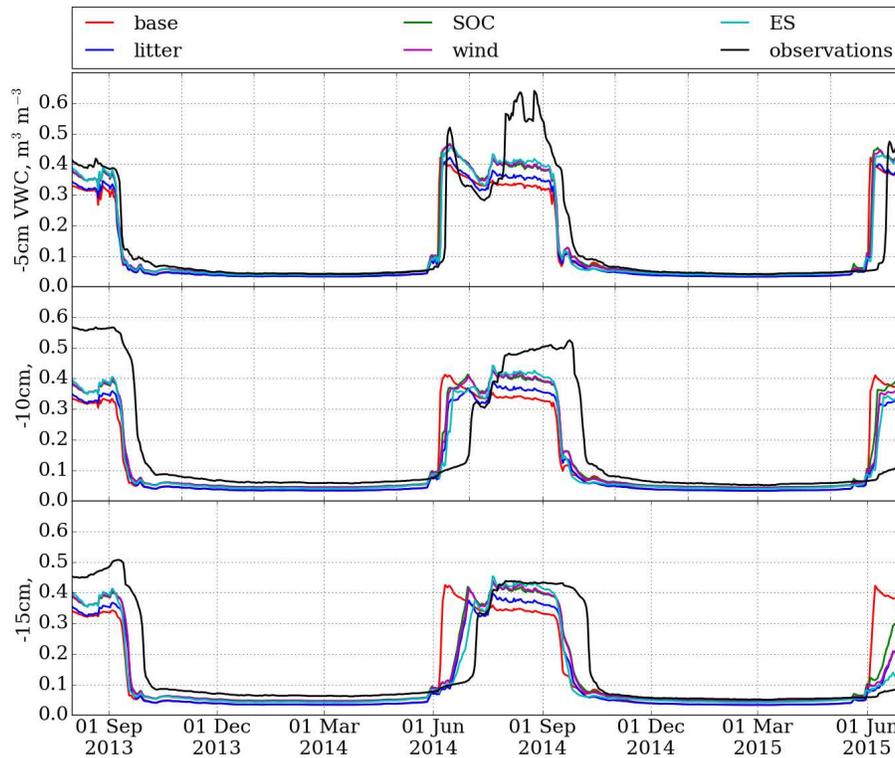


FIGURE 4.11 – Observed and simulated daily mean soil volumetric water content at depths of 5, 10 and 15 cm.

Soil water content Figure 4.11 shows simulations of the soil volumetric water content evolution at 5, 10 and 15 cm depths. The main difference with observation is the timing of freezing and thawing. This is clearly influenced by temperature, so that the errors in simulated temperature impact this timing. However, the duration of latent heat exchanges are also determined by the water content.

The VWC simulation in summer are improved by the addition of litter and SOC, but are still too low at -5 and -10 cm. Disabling the surface runoff helped to conserve high water contents in summer, but the moisture peak observed on 31 July 2014 at -5 cm is not simulated. On the ERAi precipitation data, a rain event did occur that day but it was less than 3 mm h^{-1} ,

not sufficient to increase the VWC by 20% as observed. Because of the high uncertainty on ERAi precipitation data, the actual precipitation rate could be underestimated. Figure 4.9 shows that the simulated VWC is constant in the first 10 cm of soil while the observed profile is more variable. Thus, it seems that the simulation of the water dynamics in the first cm of the soil is erroneous, and is better reproduced below -10 cm. The low simulated VWC values therefore partly explain the too fast simulated soil freezing. However, as discussed by Langer et al. (2013), the inadequate thermal properties of the snow cover is most likely the main source of error in the ground thermal regime.

In winter, the different runs have a low impact on the water content, which is very well reproduced with around 6% of water remaining liquid while temperature reaches -30°C. This effect is explained by surface tensions applied on water confined in small pores, lowering its freezing temperature (Penner, 1970). The 6% threshold observed here is consistent with values found in the literature for a mixture of silt and fine sand.

TABLE 4.3 – Statistical indicators of the differences between observations and model results of the soil volumetric water content (%) at -15 cm on a 6-hour timestep. Bold values indicate the best scores.

year	period	type	runs				
			base	litter	SOC	wind	ES
2013-2014	annual	bias	-3.18	-4.18	-2.21	-2.38	-3.20
		rmse	11.85	8.90	8.37	8.19	8.01
		r ²	0.48	0.73	0.72	0.74	0.77
	winter (DJF)	bias	-2.97	-2.99	-1.67	-1.83	-2.13
		rmse	2.97	2.99	1.67	1.83	2.14
		r ²	0.93	0.93	0.93	0.85	0.90
2014-2015	annual	bias	-2.31	-3.66	-1.41	-1.97	-2.69
		rmse	12.30	8.33	7.97	7.29	7.99
		r ²	0.39	0.75	0.72	0.78	0.74
	winter (DJF)	bias	-1.81	-1.85	-0.52	-0.67	-0.93
		rmse	1.81	1.85	0.53	0.67	0.93
		r ²	0.89	0.90	0.90	0.90	0.89

Table 4.3 presents errors for each run in VWC simulation, at the depth of 15 cm. Results at depths of 5 and 10 cm are similar. R^2 are lower than those from temperature simulations, ranging from 0.39 for the whole year (run *base*) to more than 0.9 in winter. SOC addition greatly improves simulations. It results in the lowest errors for the two winters and the lowest bias for annual simulations. Errors in winter are lower than the sensor resolution (3%), while annual simulations give RMSE greater than 7%, reflecting the limit of the model to reproduce the summer moisture variability.

4.3.5 Discussion

Snowpack simulations

In the Arctic, snowpacks are subjected to upward water vapour fluxes generated by strong temperature gradients between the atmosphere and the ground. These fluxes lead to mass transfers from the lower (warmer) to the upper (colder) snow layers. Consequently, this process has a considerable contribution to snow metamorphism by decreasing densities at the base of the snowpack and increasing densities of its upper parts (Domine et al., 2016b; Sturm and Benson, 1997). Domine et al. (2016b) estimated vertical water vapor fluxes in the snowpack, and came up with a mass loss of the basal layer of 2.6 kg m^{-2} over two months. It corresponds to a density decrease from 300 to 200 kg m^{-3} for a 3 cm-thick layer, in line with the model overestimation of the basal layer density. Although this estimation is approximate, it supports the suggestion that the vertical water vapor flux is the main cause of the model misrepresentation of the density profile. The resulting vertical k_{snow} profiles are inverted in simulations, with high k_{snow} at the bottom part of the snowpack and low k_{snow} in the upper section, which affects the temperature gradient in the snowpack and the boundary fluxes. Further, downwelling shortwave absorption is lower in the Arctic because of the large zenith angle in late winter, and this is not accounted for in the original version of Crocus. Therefore, solar warming of the snowpack is exaggerated, resulting in incorrectly simulated melting episodes.

Despite their significant variability, averaged snow height obtained from snow pits in May 2014 and 2015 are well reproduced. To obtain that, the snowfall amount in winter 2013-2014 had to be reduced by 30%. Without this artificial modification, the models were not able to reproduce this low snow year. Given the importance of blowing snow events in the Arctic, accounting for snow redistribution by wind could also improve the simulated snow height (Gisnas et al., 2016; Libois et al., 2014). Even if relatively few strong wind events were recorded on Bylot Island in winter, Sturm et al. (2001a) showed that a single event could transport important amounts of snow. Hence, snow compaction and sublimation caused by wind are also critical to simulate accurately snow height and density in the Arctic, which was already improved after increasing the maximum snow density reached by drifting snow to 600 kg m^{-3} . This change also partially compensates for vertical water transport, which increases

upper layer densities. However, the models are not able to reproduce wind slab formation and the resulting increase in density as observed. But as already mentioned by Domine et al. (2016b): “The Crocus representation of the wind-packing process cannot be evaluated here, as the density increase also has contributions from water vapour deposition due to the upward flux and their respective contributions cannot be observed separately.”

Soil simulations

Granulometry is the main factor influencing soil thermal and hydraulic properties, so it is essential to analyze the soil composition of the studied site. Including SOC and especially litter greatly improved simulations of soil temperature and water content. Summer soil temperature is better reproduced at 15 cm depth than close to the surface. The addition of a litter improves simulation results, but the model is still restrained by a limited representation of surface organic covers. A detailed analysis of measured and simulated vertical profiles of soil properties highlighted that the difference between the surface moss and the dead litter leads to a stratification in the first 2-3 cm of soil, with a lower thermal conductivity (i.e. a higher insulating capacity) for the moss. A moss surface also enhances the water infiltration (Beringer et al., 2001), resulting in a dryer soil surface and a greater storage of moisture in lower layers. Because k_{soil} and the freezing process are highly dependent on the water content, improving the hydraulic properties of the soil scheme by considering a moss cover could help better reproduce the zero-curtain period and the soil thermal regime for layers close to the surface.

In light of the results of the snow-soil coupled evolution, it appears that errors in simulating the soil thermal regime manifest themselves mostly during freezing and thawing. In a similar study, Langer et al. (2013) found that the permafrost thermal state was mostly governed by the snow thermal properties. Here, the too rapid simulated soil freezing and thawing may be caused by the high thermal conductivity of the basal snow layer. For thawing, this is enhanced because of the early simulated snowmelt, linked to inadequate albedo simulations, which have a critical impact in May. It is interesting that the most sophisticated model experiment (run *wind*) is able to reproduce quite accurately the ground thermal regime at all depths in winter (Fig. 4.10), even though the thermal properties of the snow are not accurately simulated. Numerical models can be viewed as descriptions of a set of complex processes where error compensation is optimized. Therefore, we suggest that the insufficient insulating properties of the simulated snowpack are compensated by the inverted thermal conductivity profile, because the simulated insulating top snow layer damps air temperature fluctuations and thus limits heat transfer during cold spells. Under periodic diurnal temperature fluctuations, cold waves cannot penetrate into the simulated snowpack as well as when a conducting layer is present, so that the overall heat loss would be reduced by the inverted stratification. Of course, this is just a hypothesis that needs to be tested in future work, but some process exists, that

compensates for the insufficiently insulating simulated snowpack, to explain the excellent soil temperature simulation most of the time.

Representativity of observations

The very large spatial variability of snow properties makes the comparison between simulations outputs and observations difficult. In particular the snow height appeared to vary a lot with the microtopography at the 50-cm scale, thus only measurements performed in the immediate vicinity of the station can be used to assess the link between snow and soil properties measured at one specific site.

The lack of precipitation measurements is a major concern, because most of the snow and soil properties depend on the amount of precipitation. In particular, precipitation controls the snow height and the soil water content. It is well known that measuring precipitation in the Arctic is a challenge, especially in winter when snow falls in windy conditions and precipitation gauges are only catching between 20 to 70% of the actual amount of snow (Goodison et al., 1998; Liston and Sturm, 2002). But using a shielded precipitation gauge and correcting data using wind speed data should help reduce the large uncertainty that we have using ERA-interim precipitation data alone, as already recommended by Bokhorst et al. (2016).

4.3.6 Conclusion

Applying the coupled snowpack-soil models ISBA-Crocus and ISBA-ES to a high Arctic site reveals major deficiencies related to typical Arctic conditions. The main weakness lies in the simulation of snow physical properties, because the absence of a modelled upward water vapour flux prevents reproducing the observed density profiles. The resulting vertical profiles of k_{snow} are inverted in simulations, producing erroneous heat transfers through the snowpack. This work also illustrates that determining snow thermal conductivity from density only is inadequate especially (but not only) in the Arctic, confirming the theoretical work of Löwe et al. (2013) and Calonne et al. (2014). Considering also a microstructural variable, or perhaps snow type, appears mandatory (Lehning et al., 2002).

The soil temperature is the least well simulated during freezing and thawing periods. The main reason is the too conductive basal snow layer, which allows the soil to cool and warm too rapidly. Still, ISBA-Crocus manages to reproduce the temperature of the soil satisfactorily in summer and winter. Our results suggest that errors in the k_{snow} stratification can compensate errors in simulated k_{snow} values in winter. Hence, despite its apparent good results, Crocus is not better adapted than simpler models like ES to simulate Arctic snow thermal properties. The snow height has also a major influence on the winter soil temperature, but it is highly variable because of the wind-induced snow redistribution. Finally, a better representation of surface organic layers should improve simulations of the top soil properties, in particular the

water content which controls the soil thermal properties and the water phase changes. The water content also governs the amount of water vapour transferred from the soil to the snow.

There are therefore strong uncertainties in climate projections related to the permafrost-carbon feedback, because even the most sophisticated snow models cannot accurately simulate heat transfers through Arctic snowpacks. In particular the soil freezing and thawing processes need to be carefully simulated, because they determine most of the permafrost properties (Hinzman et al., 1991). The dual challenge to GCMs is thus to improve the representation of snow Arctic processes, in particular the water vapour fluxes and the resulting density and thermal conductivity profiles, and to include sub-grid snow height heterogeneities (Liston, 2004) in order to accurately simulate the thermal regime of permafrost.

Data and code availability Forcing data used for this research and evaluation data of Figures 2, 6, 8, 10 and 11 are available for further use in the scientific community at Nordicana D, doi:10.5885/45460CE-9B80A99D55F94D95. The strong differences between Arctic and alpine snowpack types encourage to incorporate such datasets in the upcoming model inter-comparison exercises, in particular ESM-SnowMIP (<http://www.geos.ed.ac.uk/~ressery/ESM-SnowMIP.html>) which currently does not include sites featuring tundra snow types. The model is open source, it is available via the SURFEX platform which can be downloaded at <http://www.umr-cnrm.fr/surfex/>. The simulations presented in this paper were realized with SURFEX version 8.0, revision 4006.

Author contribution FD and SM designed the research. MB and FD performed the field measurements and analyzed the data. MB realized the model simulations with advice from BD, SM, VV and ML. MB prepared the manuscript with contributions from all co-authors.

Acknowledgments This work was supported by the French Polar Institute (IPEV) through grant 1042 to FD, by NSERC through the discovery grant program and by the BNP Paribas Foundation. MB received scholarships from EnviroNord, and grants from Consulat Général de France à Québec and Région Rhône-Alpes. The Polar Continental Shelf Program (PCSP) efficiently provided logistical support for the research at Bylot Island. We are grateful to Denis Sarrazin for his precious technical support on the CEN weather stations, and to Gilles Gauthier and Marie-Christine Cadieux for their decades-long efforts to build and maintain the research base of the Centre d'Etudes Nordiques at Bylot Island. Bylot Island is located within Sirmilik National Park, and we thank Parks Canada and the Pond Inlet community (Mittimatalik) for permission to work there. CNRM/CEN and IGE are part of LabEx OSUG@2020. We thank the two anonymous reviewers for useful feedback and suggestions.

4.4 Conclusion du chapitre

Les simulations réalisées à l'Île Bylot ont mis en évidence les limites que rencontrent les modèles couplés sol-neige à simuler le régime thermique du sol arctique. Une représentation adéquate des propriétés du sol, en particulier sa granulométrie ainsi que la présence de couches organiques, améliore nettement la simulation de la température et de la teneur en eau du sol. Les erreurs majeures de nos simulations proviennent des modèles de neige qui ne sont pas paramétrés pour représenter les processus arctiques.

La hauteur de neige est le facteur de surface dominant qui détermine la température hivernale du sol. Sa modélisation précise nécessite de prendre en compte la redistribution de neige par le vent, ce qui est complexe d'une part à mesurer et d'autre part à intégrer dans un modèle unidimensionnel. L'autre problème critique que nous ayons identifié concerne la simulation de la conductivité thermique de la neige. La méthode de calcul basée sur la corrélation avec la densité est clairement inadaptée pour la neige arctique. De plus, les profils de densité étant inversés à cause du manque de représentation du flux de vapeur d'eau dans les modèles de neige actuels, ceux-ci simulent une couche de neige basale de forte conductivité thermique qui favorise la perte de chaleur du sol et son gel automnal. Ce problème semble parfois compensé en hiver par l'accumulation successive de couches de neige à faible conductivité thermique, mais les profils inversés dans les simulations impactent inévitablement les échanges de chaleur entre le sol, la neige et l'atmosphère. Les périodes de gel et de dégel du sol sont les plus affectées, limitant notre capacité à prévoir l'évolution du régime thermique du pergélisol dans le haut arctique.

Plus au sud, l'accumulation supérieure de neige réduit le gradient thermique dans le manteau et l'intensité du flux de vapeur d'eau résultant. Les erreurs de modélisation que ce phénomène entraîne pourraient affecter moindrement la simulation des manteaux neigeux bas arctiques. Cependant, la présence plus dense d'une végétation haute (arbustes, arbres) s'ajoute à la complexité des interactions entre la neige, la végétation et le sol et par ce fait à leur modélisation.

Chapitre 5

Observations des interactions neige-végétation-pergélisol dans le bas arctique : Article 3

« Snow-melt events in autumn can reduce or cancel the soil warming effect of snow-vegetation interactions in the Arctic »

5.1 Avant-propos

Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux interactions entre la neige, la végétation et le sol à Umiujaq. Nous analysons l'évolution des propriétés isolantes de la neige au cours des automnes 2015 et 2016, et les résultats sont interprétés en fonction du couvert végétal : lichens, arbustes bas et hauts, et arbres.

Ces résultats font l'objet d'un article scientifique en révision : Barrere, M., Domine, F., Belke-Brea, M., and Sarrazin, D. (2018). Snow-melt events in autumn can reduce or cancel the soil warming effect of snow-vegetation interactions in the Arctic, *Journal of Climate*, under review.

5.2 Résumé

Parmi les conséquences du réchauffement climatique, la croissance de la végétation dans les régions arctiques est responsable de rétroactions climatiques variées. Des études précédentes ont démontré que les interactions neige-végétation favorisaient la capacité d'isolation de la neige, limitant ainsi le refroidissement hivernal du sol. Nous étudions ici l'impact de la présence d'arbustes et d'arbres sur les propriétés de la neige et la température du sol en automne et au début de l'hiver. Nous utilisons les mesures automatiques de hauteur de neige et de sa conductivité thermique à Umiujaq, un site bas arctique du nord du Québec au Canada (56°N,

76°W), pour estimer la résistance thermique de la neige dans différents couverts végétaux. Une campagne d'observation et de mesures de terrain a aussi été menée au cours de l'automne 2015. Les résultats montrent que lorsque la fonte intervient au début de la saison hivernale, l'effet isolant des interactions neige-végétation est grandement réduit. La présence de croûtes de regel en surface empêche le transport de neige par le vent et son accumulation préférentielle dans la végétation érigée. Nous avons aussi constaté que la fonte semblait plus intense dans la végétation haute. En limitant l'épaisseur de neige, et avec l'apparition de couches regelées à forte conductivité thermique à la base du manteau neigeux, la fonte de la neige a facilité la perte de chaleur du sol et accéléré son refroidissement. Tant que des épisodes de fonte ont eu lieu, le sol n'était pas forcément plus chaud sous la végétation la plus haute. Ces résultats suggèrent qu'avec le réchauffement climatique, des épisodes de fonte devraient être de plus en plus fréquents pendant l'automne arctique et en présence d'une végétation de plus en plus haute, les conditions seront favorables au maintien d'une rétroaction négative entre la hauteur de végétation, l'isolation de la neige et la température du sol dans les régions arctiques.

5.3 Texte intégral

5.3.1 Abstract

Among the consequences of global warming, the growth of vegetation in the Arctic is responsible for various climate feedbacks. Snow-vegetation interactions have been reported in past studies to increase the snow insulating capacity in the Arctic and thus to limit soil winter cooling. Here we focus on autumn and early winter processes to evaluate the impact of the presence of erect shrubs and trees on soil temperature and freezing. We use snow height and thermal conductivity data monitored near Umiujaq, a low Arctic site in Northern Quebec, Canada (56° N, 76° W), to estimate the snow thermal insulance in different vegetation covers. We furthermore conducted a field campaign in autumn 2015. Results show that the occurrence of melting at the beginning of the snow season counteracted the soil warming effect of snow-vegetation interactions. Refrozen layers on the surface prevented wind-drift and the preferential accumulation of snow in shrubs or trees. Snow melt was more intense in high vegetation covers, where the formation of refrozen layers of high thermal conductivity at the base of the snowpack facilitated the release of soil heat, accelerating its cooling. Consequently, the soil was not necessarily the warmest under high vegetation covers as long as melting events occurred. We conclude that under conditions where melting events become more frequent in autumn, as expected under climate warming, conditions become more favorable to maintain a negative feedback between the growth of erect vegetation, snow and soil in the Arctic, rather than a positive feedback as described under colder climates.

5.3.2 Introduction

In response to global warming, vegetation covers are changing in the Arctic (Hinzman et al., 2005; Post et al., 2009; Serreze et al., 2000). Shifts in species and abundance are being observed in many Arctic and subarctic regions, and the boundaries between the various vegetation communities are moving. Woody plants benefit the most from these changes, with the forest-tundra ecotone (also called treeline) moving northward (Danby and Hik, 2007; Harsch et al., 2009) and shrubs expanding on the tundra (Myers-Smith et al., 2011; Ropars and Boudreau, 2012; Tape et al., 2006). The invasion of trees and shrubs, i.e. Arctic “greening”, is expected to feedback on climate either directly by decreasing surface albedo and increasing atmospheric water vapor concentrations, or indirectly by impacting soil temperature (Chae et al., 2015; Chapin, 2005; Lawrence and Swenson, 2011; Pearson et al., 2013) and therefore carbon recycling.

Permafrost covers 25% of Northern Hemisphere lands and stores huge amounts of organic carbon (Hugelius et al., 2014). With permafrost thawing, conditions are becoming favorable for the microbial degradation and release of this carbon to the atmosphere as CO_2 and CH_4 , constituting one of the strongest positive climate feedbacks (Schuur et al., 2015). However, the relationship between vegetation and soil temperature under climate change is still not quantitatively understood (Chapin, 2005; Pearson et al., 2013). The thermal regime of permafrost is correlated to atmospheric temperatures, but is also highly dependent on surface properties such as the presence of vegetation and snow. Both vegetation and snow act as buffer layers between the soil and the atmosphere by insulating the soil from atmospheric temperatures (Berteaux et al., 2017). The insulating properties of the snowpack depend on its physical properties, i.e. height, density, thermal conductivity, and albedo (Domine et al., 2007a; Zhang, 2005). Snow physical properties evolve naturally over time through a process called snow metamorphism which is highly affected by the presence of vegetation (Sturm et al., 2005b; Domine et al., 2016a). All these components evolve together, are driven by and feedback on climate. It is thus crucial to study them simultaneously to understand their interactions within the climate-vegetation-snow-permafrost feedback loop, and to estimate the net feedback on global climate.

Erect shrubs considerably impact snow physical properties, as shown by studies conducted in the Arctic. In Arctic Alaska, Sturm et al. (2001b) found that shrubs favor the accumulation of wind-drifted snow and the formation of low thermal conductivity snow layers, increasing the insulating capacity of the snowpack. In the Canadian High Arctic, Domine et al. (2016a) reported that shrubs, by trapping drifting snow, increase snow height but only up to their own height. They measured snow density and thermal conductivity on herb tundra and in shrubs and found that shrubs reduced the density and thermal conductivity of the snow by limiting its compaction and enhancing metamorphism and depth hoar formation. All these effects significantly increased the insulating effect of the snowpack. These studies therefore suggest

that shrubs limit soil winter cooling because of more snow with lower thermal conductivity. Warmer soil temperatures favor nutrient recycling (Saccone et al., 2013) which enhances vegetation growth and this therefore constitutes a positive feedback, as reported by Sturm et al. (2005b) and illustrated in the red feedback loop of Fig. 5.1.

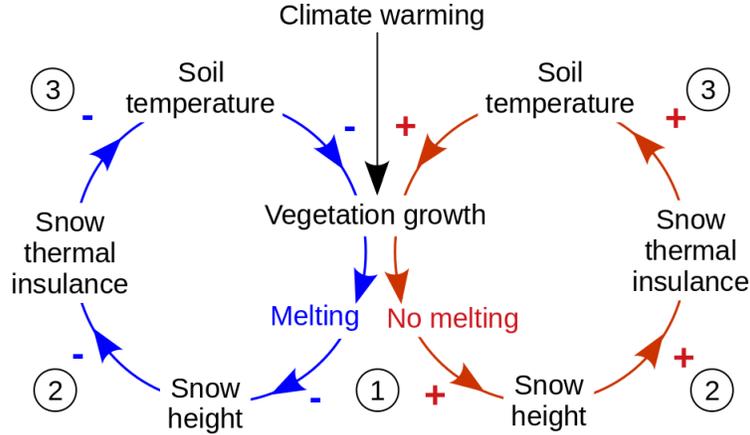


FIGURE 5.1 – Arctic vegetation-snow-soil interactions constituting negative and positive feedback loops whether melting happens or not in autumn. The positive feedback loop (red arrows) has been suggested by (Sturm et al., 2005b). The negative feedback loop (blue arrows) is proposed in this study. We focus on the three first steps influencing the soil temperature.

Other processes could further enhance this feedback. Sturm et al. (2005a) found that shrub branches protruding above the snow can reduce the surface albedo by up to 30%, further contributing to surface warming. The effect of shrubs on snowmelt in spring has also been studied by Pomeroy et al. (2006) and Marsh et al. (2010), and the general conclusion was that protruding shrubs highly affect the surface radiative budget. By absorbing more solar radiation in spring, shrub branches become warmer than the surrounding snow, resulting in both conductive heat transfer and longwave radiative transfer to snow. Both effects contribute to surface warming and thus accelerate snowmelt.

These previous studies however focused mostly on spring and to some extent on winter processes, but there are hardly any observations of snow-vegetation interactions in autumn (mid-September to November) when the snowpack starts forming in the Arctic. This period is of major importance as it is the time when soil freezing and intense snow metamorphism take place. These are fundamental Arctic processes that strongly impact average annual soil temperatures and they therefore need to be understood to project permafrost thawing. Studying autumn processes may be critical because for example the feedback proposed by Sturm et al. (2005b) does not account for melting events that are likely to take place in autumn when decreasing temperature hovers around 0°C for a while. Melting affects wind-drift because refrozen layers on the surface prevent the erosion of snow by wind and therefore the preferential accumulation of snow in high vegetation covers. Shrubs or trees may also affect autumn

melting. In fact Domine et al. (2016a) found more signs of autumn snow melting in shrubs in the high Arctic, suggesting that lower surface albedo caused by protruding branches can facilitate snowmelt and the formation of refrozen layers with high thermal conductivity. More melting in erect vegetation also means thinner snow. If the snow in shrubs or trees is thinner and more conductive than that on lichen tundra, then the red feedback loop of Fig. 5.1 may be reduced or even canceled.

The purpose of this study is to test the hypothesis that the presence of erect shrubs or trees can in some cases lead to a negative feedback where snow accumulation in these high vegetation covers is limited because drifting is impeded by refrozen layers on the surface, and more intense melting leads to thinner snow with higher thermal conductivity which in turn results in faster soil cooling under erect vegetation. This feedback is featured with blue arrows in Figure 5.1. Of course most observations will probably witness a combination of both feedbacks, complicating the identification of the blue component. Here, we use automated measurements of meteorological, snow and soil conditions near Umiujaq (56°33'31" N, 76°28'56" W), a low-Arctic community on the Eastern Hudson Bay shore in Nunavik, as well as manual observations and measurements performed during an extended campaign in autumn 2015, to attempt to detect the action of the negative feedback proposed in Figure 5.1. With continued warming, there is the possibility that this negative feedback may grow in importance, which motivated this investigation.

5.3.3 Methods

Study area

The study site near Umiujaq, Northern Quebec (Fig. 5.2), is situated in the forest-tundra ecotone and features most vegetation types found in the Arctic (lichen tundra, low and high-shrub tundra, forest tundra), providing a unique opportunity to study the effects of the lichen-shrub-forest transition on snow properties and the resulting soil temperature. Starting in 2012, we started deploying instruments to measure snow and soil variables including thermal conductivity (Domine et al., 2015), thus complementing atmospheric data recorded since 1997. In addition, we conducted a field study during six weeks from 24 October to 7 December 2015. The variables studied then were snow height and stratigraphy and vertical profiles of snow density, thermal conductivity and temperature. To our knowledge, this is the first study measuring snow physical properties of an Arctic snowpack in autumn which considers the effects of different vegetation types.

Near Umiujaq (Fig. 5.2), the mean annual temperature measured between 1997 and 2015 is -3°C and the annual precipitation ranges from 700 to 1000 mm for the 2012-2015 period (CEN, 2017). The particularity of this region comes from the cooling influence of Hudson Bay on climate, repelling the treeline further inland and leading to an abrupt transition between

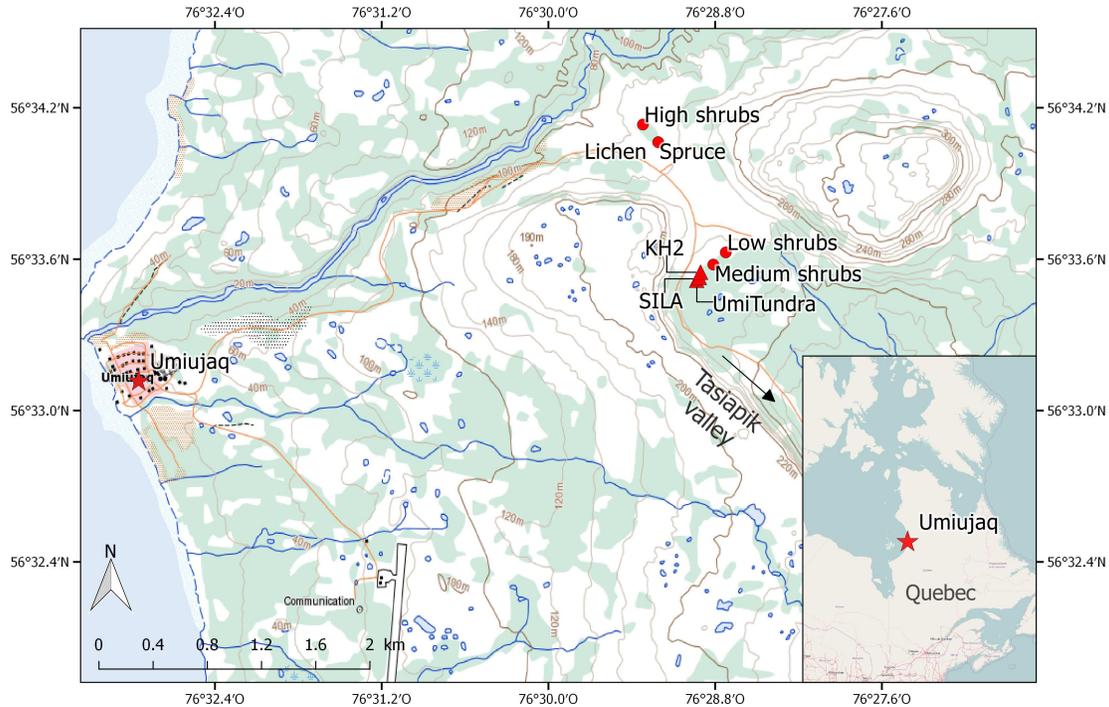


FIGURE 5.2 – Location of the general study area and of specific sites near Umiujaq in Northern Quebec, Canada. The automatic weather stations SILA, KH2 and UmiTundra are indicated with triangles, snow pits with circles. Map source: NRCan.

lichen and shrub tundra near the coast, and forest tundra a few kilometers inland (Gregoire and Begin, 1993). Wind-sheltered areas host forest patches mostly comprised of black spruce (*Picea mariana*), while uplands are colonized by lichens (*Cladonia stellaris*) and shrubs (*Betula glandulosa*, *Salix* sp. -mostly *planifolia*- and *Alnus crispa*). Dwarf birch (*B. glandulosa*) is the dominant shrub specie, whose height ranges from 20 to 200 cm. Situated in the discontinuous permafrost zone (Allard and Seguin, 1987), the region is undergoing widespread permafrost degradation. Numerous thermokarst hollows and ponds are visible at the surface and only a few permafrost mounds remain (Payette, 2004). Shifts in vegetation have also been observed during the last decades, with shrubs expanding onto open tundra at the expense of lichens (Provencher-Nolet et al., 2014; Ropars and Boudreau, 2012).

Close to the village, the Tasiapik valley goes through these different ecosystems to the Guillaume-Deslile Lake to the south-east. The upper part of the valley gives the opportunity to study sites dominated by various vegetation types within one km, so that meteorological conditions show very little spatial variation (Fig. 5.3). Low shrubs (dwarf birch, 20-30 cm high) grow in isolated patches on lichen areas. Higher shrubs are regrouped in bushes of larger extent. We separated them into medium shrubs (dwarf birches) 60 to 80 cm high and high shrubs (dwarf birches and a few willows) taller than 80 cm. Isolated spruce stands (200-250 cm high) are also observed. These are relicts of a warmer past (Payette et al., 1994; Laberge et al., 2000)

and appear as thickets of trees about 10-meter long in the middle of shrub tundra, looking like krummholtz.

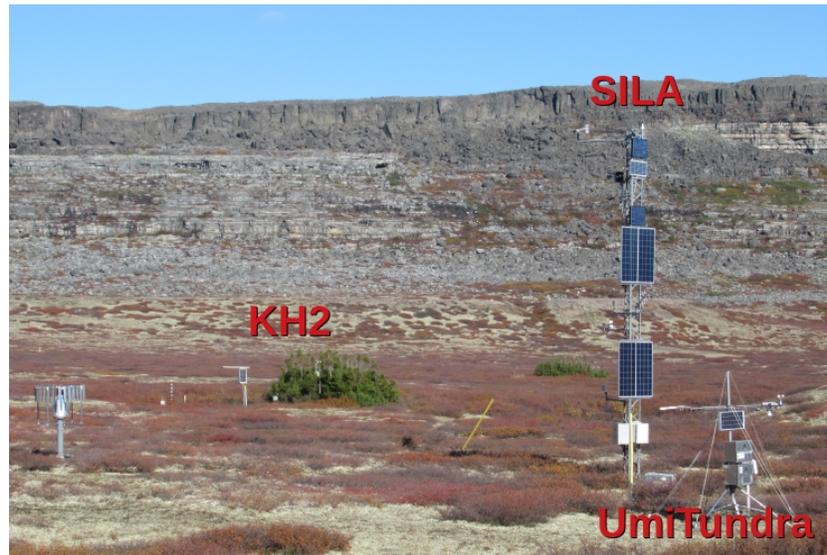


FIGURE 5.3 – Weather stations KH2, SILA and UmiTundra located in the Tasiapik valley on 26 September 2017. The general area is covered with lichens and low (30 cm) to medium (70 cm) dwarf birches. Spruce stands like KH2 are thickets of trees isolated on the shrub tundra.

Three automatic weather stations monitor the meteorological conditions of our study area, as well as snow and soil properties (Fig. 5.3) since at least 2015. Installed in a lichen and low shrubs area (dwarf birch, 30 cm high), the station named ‘UmiTundra’ records fairly complete meteorological data (air temperature and humidity and wind speed measured at 2.3 m height, upwelling and downwelling shortwave and longwave radiation), along with snow height with a SR50A acoustic gauge (Domine et al., 2015). Note that this SR50A snow gauge is situated above a lichen area surrounded by patches of low shrubs. A few meters away, in the same vegetation cover, a 10-meter SILA tower records air temperature and humidity, wind speed and direction at 10 m, snow height and precipitation rate (CEN, 2017). Finally, instruments were deployed in the middle of the spruce stand ‘KH2’ and next to it in medium shrubs (dwarf birches 60-70 cm high) in autumn 2014. In particular, SR50A gauges measure snow height at both sites. Variables are measured every minute and computed as hourly averages.

Snow thermal conductivity and temperature are measured with Hukseflux TP02 or TP08 heated needle probes (NPs) installed at heights 10, 20, 35, 52 and 69 cm in low shrubs (UmiTundra station), and at 2, 10 and 30 cm in medium shrubs and 4, 12 and 32 cm in spruce (KH2 station). Briefly, the method consists in monitoring the temperature rise during a 100 s heating cycle, whose rate depends on the thermal conductivity of the snow (Domine et al., 2015; Morin et al., 2010). When the snow temperature is close to the melting point, the heated needle can trigger snowmelt and alter both the measurement and the snow microstructure.

To avoid that, measurements are taken once a day at 5:00 and only if the snow temperature is below -2°C . About 50 cm from the NPs, Decagon 5TM sensors record soil temperature and liquid water content at the same three sites (spruce, medium and low shrubs) at depths of 5, 10, 15, 30 and 50 cm. Additional 5TM sensors were installed in soil under lichen about 3 m away from the low shrubs sensors. Finally time-lapse cameras on the SILA tower provide several pictures a day of the KH2 and UmiTundra sites.

Experimental methods

Our study investigated snow physical properties in relation to vegetation cover: lichen, shrubs (low, medium and high) and spruce. We have particular interest in the snow thermal properties, i.e. height and thermal conductivity, because they directly govern the heat flux (F) between the soil and the atmosphere following Fourier's heat equation:

$$F = -k_{eff} \frac{dT}{dz} \quad (5.1)$$

where dT/dz (in K m^{-1}) is the vertical temperature gradient through the snow and k_{eff} is the snow thermal conductivity (in $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), so named because it is an effective parameter that includes the effects of several processes such as conductive heat transfer and latent heat transport by sublimation-condensation cycles during snow metamorphism (Sturm et al., 1997). As the snowpack is a layered medium, its insulating capacity can be characterized with its thermal insulance R_T (in $\text{m}^2 \text{K W}^{-1}$) given as:

$$R_T = \sum_i \frac{h_i}{k_{snow,i}} \quad (5.2)$$

with h_i and $k_{eff,i}$ respectively the thickness and thermal conductivity of snow layer i .

At each study site, areas of about twenty square meters were dedicated to digging several snow pits during autumn where we measured the vertical profiles of snow properties. Stratigraphies were described and the density profiles were measured with 3 cm resolution using a 100 cm^3 box cutter. Snow thermal conductivities were measured with a TP02 heated needle probe. It can be difficult or impossible to measure snow thermal conductivity with a NP when the snow is too warm, so that some expected k_{eff} data could not be obtained when conditions were too warm. The time-lapse camera pictures were also used to assess the snow cover evolution.

The accuracy of the NP method to measure snow thermal conductivity has been discussed in detail by Domine et al. (2015). Sources of error include random errors and systematic errors. Systematic errors can reach 20%, however here we compare thermal conductivity values obtained with the same method and relative values are more important than absolute ones. Domine et al. (2015) mention a random error of the NP method of 5% and a 3% error due to the algorithm use to analyze the heating curve, so that the total random error of interest to a comparison of values is 6%.

5.3.4 Results and discussion

Wind events and occurrence of drifting

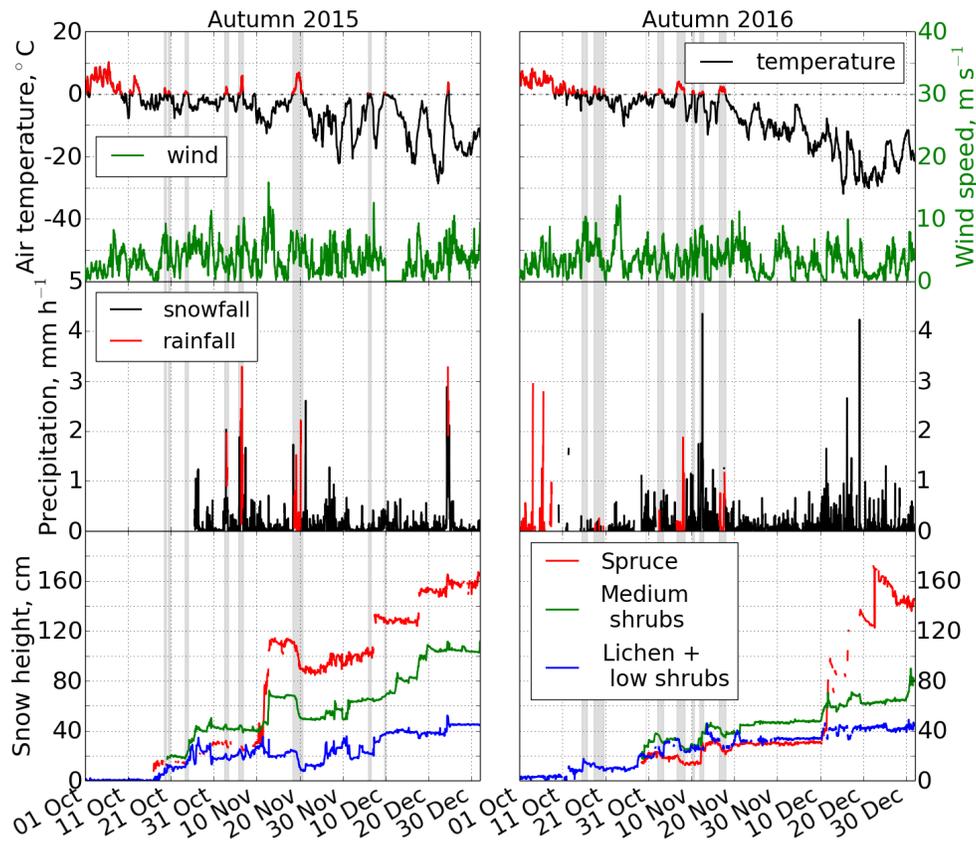


FIGURE 5.4 – Evolution of meteorological conditions at 2.3 meter height and snow heights during the beginning of 2015-16 (left) and 2016-17 (right) snow seasons. Snow heights were automatically measured at UmiTundra (lichens with patches of low shrubs) and KH2 (medium shrubs and spruce) stations. A connectivity issue affected the precipitation gauge until we fixed it on 26 October 2015. Gaps in snow height were caused by defaulting ultrasonic sensors. They were replaced on 28 October 2016 at KH2. The shaded areas indicate the occurrence of warm spells, i.e. episodes with positive air temperature while snow was covering the ground.

Local meteorological conditions govern snow accumulation, through air temperature for the precipitation phase and wind speed for snow redistribution (Figure 5.4). The 2015-2016 Arctic winter was exceptionally warm. Among other factors, the contribution of the strong *El Niño* event was probably significant (Cullather et al., 2016; WMO, 2017). Local measurements from the UmiTundra station indicate that air temperature during the beginning of the winter (September to January) was on average 2°C warmer in 2015-16 than the two previous winters, and 1°C warmer than in 2016-17. Snow began to accumulate on 17 October 2015, ten days earlier than the two previous winters. When we arrived on site on 24 October, the snow cover was already between 0 and 50 cm thick and was wet because of positive temperatures (warm spells, Fig. 5.4) and rain. The thermal gradient between the unfrozen sea and the snow-covered

land was intense during the day, triggering winds and blizzards strong enough to prevent any field measurement some days. An intense warm spell occurred between 18 and 20 November 2015, with positive temperatures, rain on snow and strong winds triggering intense melting and the disappearance of the snow cover in many places. Immediately afterwards a significant snowfall restored the snow cover under windy conditions, with important snow redistribution. The weather remained wet and windy until late December when the sea finally froze. The air temperature remained definitely below 0°C after 26 December 2015, about 1 month later than usual. Comparatively to autumn 2015, the snowpack formed earlier in autumn 2016 (12 October) and went through numerous warm spells but only until mid-November (Fig. 5.4). Rain-on-snow events occurred each time the temperature exceeded 1°C . Solar radiation was very low at this time of year, about ten times lower than that measured by Marsh et al. (2010) in spring, while the longwave radiation was similar. Hence, the radiative budget was very different to spring because the shortwave contribution was much reduced while the longwave radiation had a dominant effect. Given that protruding shrubs are known to increase longwave radiative transfers to snow (Pomeroy et al., 2006), we expect snow to be warmer in high vegetation covers.

Large heterogeneities in snow accumulation have a strong influence on the local environment and in particular on the soil temperature (Sturm et al., 2001a). The driving mechanism is the wind-induced snow redistribution, which is affected by the vegetation trapping effect (step 1 of Fig. 5.1). Usually, snowdrift occurs for wind speed $\geq 6 \text{ m s}^{-1}$ depending on snow properties (Vionnet et al., 2013).

Many events in both years illustrate the various steps in both the red and blue feedbacks of Fig. 5.1. Here we focus on the inhibition of the first step of the positive feedback, where the presence of shrubs or spruce does not increase snow height during wind events when surface melting takes place. We describe three episodes: 6 November 2015, 25 December 2015 and 16 November 2016 (and following days each time). During these periods most low shrubs branches were buried in snow so their trapping effect was suppressed. On 6 November 2015, it rained under air temperatures reaching 6°C , leading to a slight decrease in snow height everywhere (Fig. 5.5a). At night, it froze and a refrozen crust formed while wind speed reached 10 m s^{-1} . Despite these strong winds, no drifting took place and the three snow gauges indicate unchanged snow heights. Interestingly, the small snow fall of 7 November under negative temperatures led to preferential accumulation on lichen and low shrubs but this was transitory and only illustrate the wind-induced motion of drifting. The main conclusion from the 6 November event was that it led to similar decrease in snow height everywhere and completely suppressed snow drift.

On 24 December 2015 (Fig. 5.5b), a day-long mixed snow-rain event took place. Winds were moderate during precipitation (5 m s^{-1}) but increased to 8 m s^{-1} in the evening after precipitation had ended and the atmosphere had cooled down. A hard refrozen layer formed at

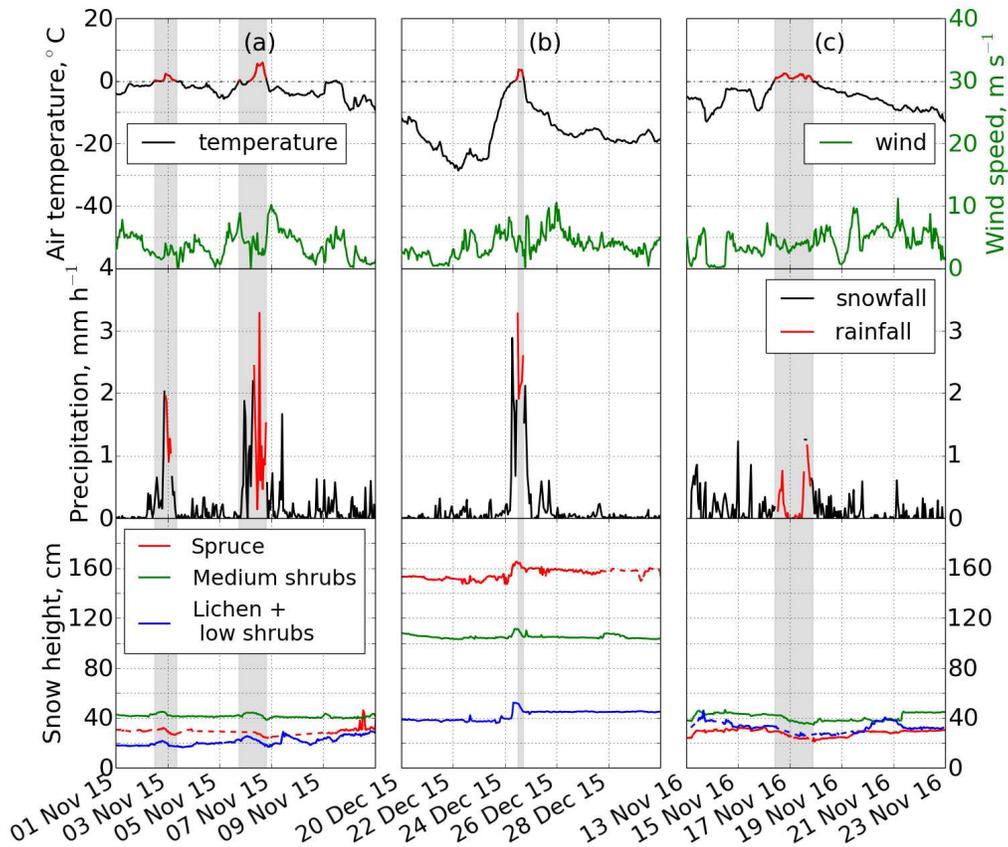


FIGURE 5.5 – Evolutions of atmospheric conditions and snow heights during three wind events when snow melt occurred: (a) on 6 November 2015, (b) on 25 December 2015, and (c) on 17 November 2016. Missing snow height data are filled with dashed lines.

the surface because the temperature was always positive during precipitation and no drifting was observed. The event nevertheless resulted in accumulation, and it is noteworthy that the most important accumulation was on lichen (+15 cm) and the lowest in medium shrubs (+7 cm). The following night, winds reached 10 m s^{-1} but no drifting at all was observed.

On 16-17 November 2016, it rained and snow height decreased similarly everywhere (Fig. 5.5c). On 19 November, winds reached 10 m s^{-1} but no drifting took place. The subsequent small changes in snow height were due to small snow falls at the end of that day, as confirmed by time-lapse photographs.

In summary, the observations and data presented here demonstrate that melting does prevent any drifting under wind speeds up to 10 m s^{-1} , and we even observed enhanced accumulation on lichen on one instance (Fig. 5.5b), possibly because the mixed precipitation phase included more water in medium shrubs than on lichen, as it was probably slightly warmer there. This illustrates that under warm conditions the first stage of the positive feedback of Fig. 5.1 is at least stopped and can even be reversed.

Snow thermal insulance

To investigate step 2 of Fig. 5.1, we examine the evolution of snow thermal insulance (R_T) measured automatically at the different stations to assess the consequences of vegetation growth on the snow thermal properties in autumn. R_T values were calculated according to Eq. 5.2 using snow height and thermal conductivities simultaneously monitored at low (30 cm) and medium (60-70 cm) shrubs and spruce. Several k_{eff} values are missing because too warm snow temperatures prevented measurements. In these cases, we partially filled the data gaps with available values for the same layer in the previous or next days. We also made use of our manual measurements from the autumn 2015 campaign. This makes the assumption that k_{eff} varies little in a given layer within a few days, which is usually true for layers at the bottom of the snowpack if they are not affected by melting. Otherwise, we extrapolated values measured at other heights. Also, the absence of k_{eff} sensors above 30 cm high at KH2 sites limits the accuracy of the R_T estimation when the snowpack is thicker, so that R_T values given here do not perfectly reflect the actual insulating capacity of the snowpacks in these high vegetation covers. Nevertheless, the snowpack is relatively thin at this period and the comparison of R_T between sites and of their respective evolutions shows interesting behaviors.

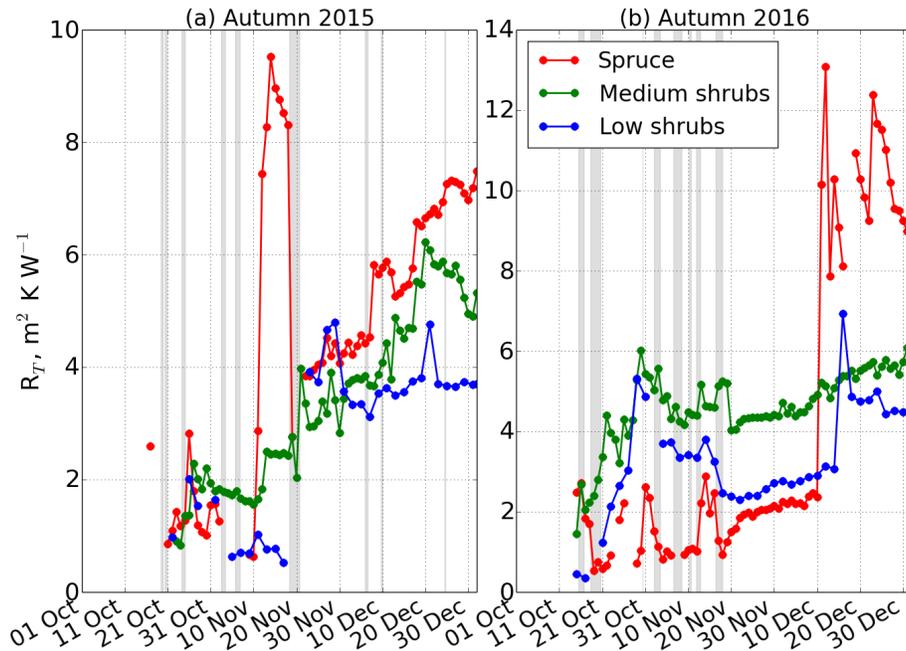


FIGURE 5.6 – Evolution of snow thermal insulances (R_T) at the different sites during autumn and early winter 2015-16 (a) and 16-17 (b). Missing R_T values are due to the lack of k_{eff} measurements when snow layers were too warm. The shaded areas indicate the occurrence of warm spells (i.e. positive air temperatures).

First Fig. 5.6a shows that the snow R_T in spruce was lower than that in low and medium shrubs in late October and early November until the occurrence of a major drift event on 12

November 2015. The same applies to Fig. 5.6b during most of autumn until drifting occurred on 11 December 2016. This is explained by a fast increase in snow thermal conductivity in spruce, as a result of a higher compaction rate and probably stronger melting than in shrubs. Indeed, the canopy structure is different in spruce and birch. Birches have a network of small branches dense enough to hold up the snow and prevent compaction while spruce just have a few larger branches whose network is not dense so that snow easily compacts under its own weight. The presence of needles and the greater height of the trees optimize radiation absorption and therefore melting. These effects, in combination with the lack of preferential accumulation in spruce (inhibition of step 1 of Fig. 5.1) leads to the inhibition, or even reversal, of step 2.

In shrubs, the low k_{eff} values confer a better insulation to the snow. Two periods are however noteworthy when R_T was almost as high or higher in low than in medium shrubs: 20-30 November 2015 and 21-31 October 2016. The intense warm spell of 18-20 November 2015 triggered snow melt throughout the whole snowpack which strongly reduced R_T everywhere. Areas where snow accumulated the least (i.e. where the snow water equivalent was the lowest) totally melted-out. On 21 November fresh snow fell on bare ground or on a thin (≤ 10 cm) old snow layer on lichen and low shrubs sites, whereas about 50 to 90 cm of refrozen snow of high k_{eff} was remaining at medium shrubs and spruce sites respectively (Fig. 5.4). The thinner snow cover favored the establishment of a large thermal gradient ($> 100^\circ \text{ m}^{-1}$) that rapidly formed low thermal conductivity faceted grains. Consequently, the snowpack and especially its bottom layer became more insulating in lower vegetation covers, and R_T was the highest in low shrubs until the end of November 2015 (Fig. 5.6a).

Both snow gauges of KH2 station stopped functioning in 2016 so we used snow height data from the UmiTundra station to calculate R_T between 12 and 29 October 2016. It should not affect the results given the homogeneous accumulation observed on 29 October, when the gauges were repaired. R_T in spruce shows rapid increases caused by snow accumulation followed by rapid decreases caused by the partial melting of the snow down to the ground and the resulting increase in k_{eff} on 19 October, and on 3 and 16 November (Fig. 5.7). Snow melt was less intense in shrubs where basal layers were not affected and thus kept very low k_{eff} values ($0.03 - 0.05 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Above it however, we found very high k_{eff} values ($> 0.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) in medium shrubs while k_{eff} of the corresponding refrozen layer in low shrubs was around $0.3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. If we use values measured at 2 cm in medium shrubs to compensate the lack of k_{eff} probe below 10 cm height in low shrubs, R_T becomes highest in low shrubs until mid-November. It indicates, expectedly, that snow melt affected the snow in high vegetation covers more. Consequently, the occurrence of melting impeded the second step of the feedback of Fig. 5.1, consistent with the red loop.

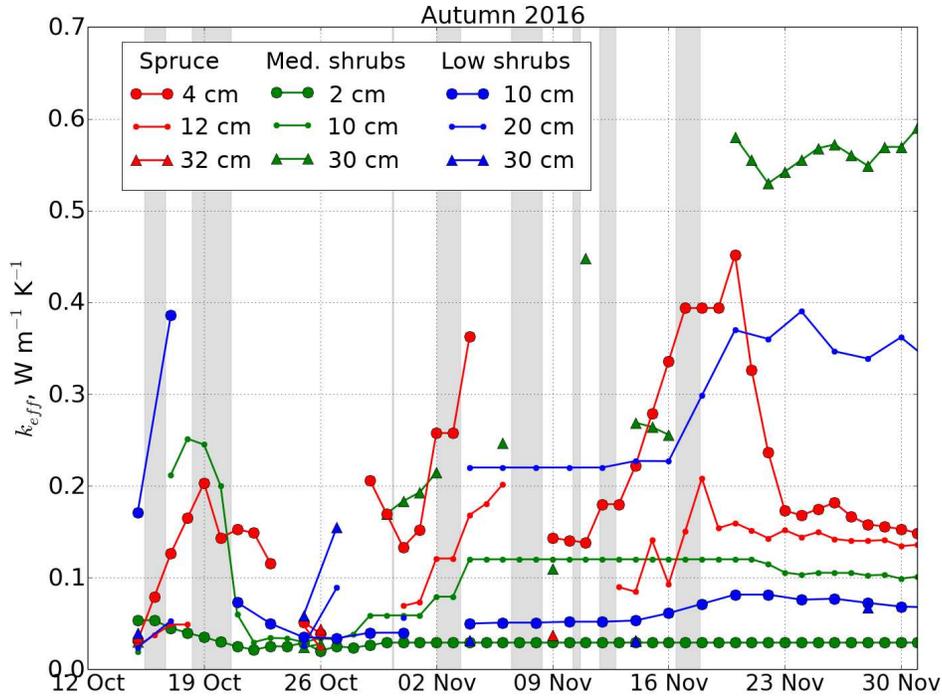


FIGURE 5.7 – Evolution of snow thermal conductivities (k_{eff}) automatically measured at the station sites during autumn 2016. Values are missing when snow layers were too warm to perform k_{eff} measurement.

Soil temperature

The third step of the Fig. 5.1 loops refers to the impact of snow properties on soil temperature. Fig. 5.8 shows the soil temperature monitored at 10 cm below the surface during autumns 2015 and 2016. The volumetric water content (VWC) is also shown as both soil VWC and snow R_T highly influence soil cooling and freezing processes. The coldest soil temperatures were recorded under lichen while its water content was similar to that of low shrubs. The impact of air temperature fluctuations is also the most visible under lichen, attesting of a low snow thermal insulance at this site. The soil under spruce was always colder than or at least as cold as soil under low and high shrubs until the formation of thick drifts in spruce. This is remarkable given that the soil water content was the highest under spruce and thus delayed freezing. The fast cooling of the soil under spruce in autumn is related to the high k_{eff} values, which conferred a low insulating capacity to the snow and thus facilitated soil heat loss (Fig. 5.6).

Soil temperature was the warmest under medium shrubs, but Figure 5.8 shows that the soil cooled slightly slower under low shrubs between 22 November and 7 December 2015, and between 22 and 31 October 2016. It corresponds to the two periods described in the previous paragraph, when melting appeared more intense in high vegetation covers thus accelerating

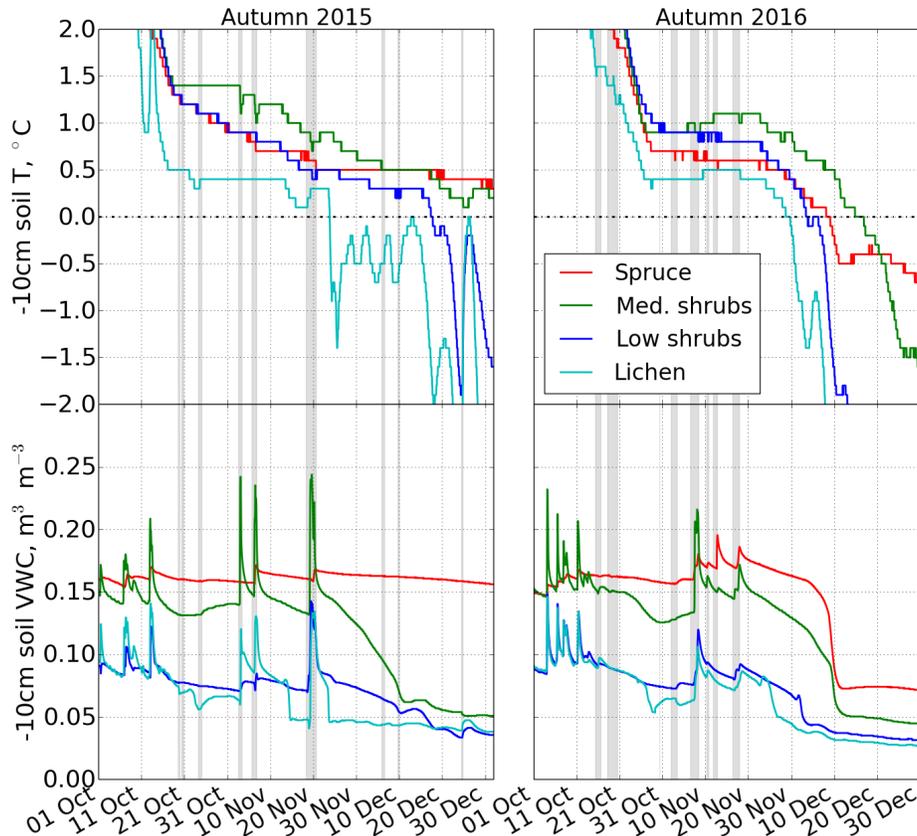


FIGURE 5.8 – Evolution of soil temperatures (T) and volumetric water contents (VWC) at 10 cm below the surface.

soil heat loss through the snow.

These results demonstrate that the soil warming effect of snow-vegetation interactions is not always predominant. Both aspects of red (soil warming) and blue (soil cooling) loops of Fig. 5.1 are visible on Fig. 5.8. However, investigating autumn temperature decrease intuitively focuses on sensible heat while latent heat effects are also important. Since the more vegetation, the wetter the soil, this latent heat effect will apparently favor the red loop and mask episodes where the blue loop may be predominant. In summary, we found that snow-melt events in autumn can reduce or even cancel the soil warming effect of vegetation growth in the Arctic.

5.3.5 Conclusion

The vegetation-snow-soil interactions at the beginning of the snow season are difficult to predict because they are highly sensitive to meteorological conditions, i.e. air temperature, wind and radiation. We found that the occurrence of melting events in autumn reduced the insulating effect of snow-vegetation interactions described in earlier work where melting was not considered (Domine et al., 2016a; Sturm et al., 2001b). The appearance of liquid water as

well as its refreezing increased the cohesion of the surface snow and therefore prevented drifting. These conditions were frequent in autumn because of numerous warm spells in October and November, which therefore delayed the redistribution of snow by wind and the formation of thick snowpacks over erect shrubs and trees. In addition, snow melt appeared to be more intense in high vegetation covers which we explain by greater transfers, both radiative and conductive, from the branches to the snow. The formation of refrozen layers of high thermal conductivity facilitated the release of soil heat and accelerated its cooling. This effect was particularly strong in spruce while in shrubs, the canopy structure, by limiting compaction, helped maintain a high insulation capacity at the base of the snowpack.

The December data of Fig. 5.8 indicate that at this low-Arctic site the positive feedback between vegetation growth and soil temperature predominates after December when melting events cease. But with climate warming, more warm spells and rain-on-snow events are expected in the Arctic (Hansen et al., 2014; Liston and Hiemstra, 2011). In addition to the growth of vegetation, these conditions may increase the probability of snow melt to occur in autumn and thus amplify the negative feedback represented by the blue loop of Fig. 5.1. We therefore expect the positive feedback between vegetation growth, snow thermal insulance and soil temperature to decrease in strength or perhaps even reverse under warmer climates, because of the increase in both vegetation height and snow melt occurrence.

Acknowledgements

This work was funded by NSERC through the discovery grant program, the French Polar Institute (IPEV) through program 1042 to FD and by the BNP Paribas foundation (APT project). We are grateful to the community of Umiujaq for their welcome and their valuable assistance in the field.

5.4 Conclusion du chapitre

Le résultats de nos observations à Umiujaq montrent la complexité des interactions entre la neige et la végétation qui dépendent avant tout des conditions météorologiques (température, vent, rayonnement solaire). Nous avons constaté que des phénomènes de fonte en début d'hiver réduisaient l'effet isolant des interactions neige-végétation. Ces conditions étaient fréquentes en automne à cause de nombreux épisodes chauds qui ont eu lieu en octobre et novembre. Le regel de la neige en surface a empêché son transport éolien et son accumulation préférentielle dans la végétation érigée (arbustes et arbres). De plus, la neige a été davantage affectée par la fonte dans la végétation haute. Le regel de la base du manteau neigeux lui a conféré une conductivité thermique élevée, facilitant la perte du chaleur du sol et accélérant ainsi son refroidissement.

La rétroaction positive entre la croissance de végétation et la température du sol reste domi-

nante en hiver, lorsque la fonte n'intervient plus. Mais avec le réchauffement du climat, nous pouvons nous attendre à de plus en plus d'épisodes de fonte au début de l'hiver arctique. La végétation continuant de croître, les conditions devraient être de plus en plus favorables à l'effet refroidissant des interactions neige-végétation sur la température du sol. Cet effet pourrait réduire voire annuler la rétroaction positive entre la croissance de la végétation et le réchauffement des sols arctiques.

Chapitre 6

Modélisation des interactions neige-végétation-pergélisol dans le bas arctique

6.1 Avant-propos

Ce dernier chapitre se consacre à la modélisation des propriétés de la neige et du sol dans un environnement de toundra arbustive et forestière. Nous évaluons ici la capacité du modèle couplé sol-neige SURFEX/ISBA-Crocus à simuler les interactions entre la neige, la végétation et le sol à Umiujaq.

6.2 Méthode

Les mesures de terrain réalisées au cours des différentes campagnes (voir le Tableau 2.1) constituent les données d'évaluation auxquelles sont comparées les résultats des simulations. Les mesures atmosphériques issues de la station UmiTundra (température et humidité de l'air, vitesse du vent, rayonnements incidents) sont utilisées pour forcer le modèle à partir des conditions locales, complétées par les données de réanalyse ERA-interim tel que décrit dans la section 2.5.2. Sans mention contraire, nous utilisons les données de précipitation provenant des réanalyses ERA-interim.

Le modèle de surface ISBA est paramétré pour représenter 20 horizons de sol jusqu'à une profondeur de 12 m. Pour pallier au manque de données de terrain, nous avons configuré ISBA d'après la base de données ECOCLIMAP (Masson et al., 2003). Cette base de données fournit une liste de paramètres qui représentent le type de surface continentale à une résolution de 1 km pour l'ensemble du globe. Elle est développée pour les besoins des simulations météorologiques et climatiques. La texture du sol prescrite est ainsi constituée de 43% de sable, 34% de limon

et 23% d'argile. La teneur en carbone organique vaut 5.19 kg m^2 dans les 30 premiers cm de sol, et devient nulle pour le reste du profil. Les lichens n'étant pas pour le moment représentés dans ISBA, le type de végétation de surface sélectionné est de l'herbe boréale d'albédo 0.15 et dont les racines plongent à une profondeur de 50 cm.

Nous avons vu dans la section précédente que la végétation érigée (arbustes et arbres) influençait grandement les propriétés de la neige et la température du sol résultante. Cependant, le modèle de neige Crocus n'est pas paramétré pour représenter la végétation ni les effets qu'elle induit sur la neige. L'objectif consiste donc à réaliser plusieurs simulations à partir de différentes configurations afin de reproduire au mieux les conditions observées sur nos sites de toundra arbustive et forestière à Umiujaq. Pour cela, nous avons intégré certains des processus impliqués dans les interactions entre la neige et la végétation que nous avons identifiés :

- en ralentissant la vitesse du vent à proximité de la surface, la végétation érigée piège la neige soufflée, la protège de l'érosion éolienne et empêche la formation de croûtes ventées de densité et de conductivité thermique élevées. La végétation facilite ainsi le dépôt d'un manteau neigeux épais et peu dense.
- en limitant le tassement induit par le poids des couches supérieures, les arbustes confèrent à la neige une faible masse volumique et une conductivité thermique basse. Le manteau neigeux plus isolant au milieu des massifs arbustifs permet au sol de conserver plus de chaleur que sous les lichens, le gradient thermique y est donc plus élevé. Ces conditions déclenchent d'importants transferts de vapeur d'eau qui amplifient la formation de givre de profondeur et la résistance thermique de la neige dans les arbustes.
- en absorbant une plus grande quantité de rayonnement solaire, la végétation peut accélérer la fonte de la neige et la formation de croûtes de regel à forte conductivité thermique.

Afin de représenter ces effets dans Crocus, nous avons ajouté une variable indiquant la hauteur de la végétation. Ce paramètre est considéré comme étant le facteur primordial qui gouverne l'accumulation de neige et la température du sol hivernale, tout du moins concernant les espèces arbustives (Paradis et al., 2016; Sturm et al., 2001b). Seules les couches de neige situées en-dessous de la hauteur seuil seront affectées par les modifications que nous avons apportées. Une valeur arbitrairement fixée à 1.5 mètres fait la distinction entre un couvert arbustif et un couvert forestier. Crocus étant un modèle unidimensionnel, il ne peut pas représenter les échanges horizontaux tels que la redistribution de neige par le vent. En revanche, Crocus simule l'érosion et le tassement des couches de neige sous l'effet du vent. Ces effets seront désactivés pour les couches de neige abritées par une végétation de type forestière et arbustive, quelque soit sa hauteur.

Nous avons aussi cherché à reproduire le faible tassement de la neige sous son propre poids que nous avons constaté dans les arbustes. Pour cela, la viscosité de la neige sèche a été augmentée d'un facteur 100 du sol jusqu'à la hauteur totale des arbustes. Puisque nous n'avons pas

constaté cet effet en zone forestière, il ne sera activé que pour des végétations ne dépassant pas 1.5 mètres.

Le traitement de l'albédo de la neige arctique est trop rudimentaire dans la version de Crocus utilisée ici. Les sources d'erreurs majeures proviennent du manque de considération de deux paramètres essentiels : l'angle zénithal solaire et l'albédo de la végétation. Des versions plus récentes intègrent certains de ces aspects, notamment grâce à l'inclusion du modèle TARTES qui traite les transferts radiatifs dans la neige en utilisant l'angle zénithal solaire ainsi que la teneur en impuretés calculée par Crocus (Tuzet et al., 2017). Son utilisation requiert cependant des données de terrain qui nous font défaut. Étant donné que le rayonnement solaire est maximum au mois de mai à Umiujaq (Fig. 2.19), au moment de la fonte printanière, nous nous attendons à ce que les erreurs sur l'albédo simulé par Crocus entraînent une fonte trop précoce.

Pour chaque site (UmiTundra = toundra arbustive, UmiForest = toundra forestière), une première simulation est réalisée avec la configuration de base de Crocus (*Base*). Deux simulations intègrent ensuite les modifications liées à la végétation sus-citées. La hauteur de végétation est fixée à 20 et 80 cm pour la toundra arbustive (*Vegetation 20cm* et *Vegetation 80cm*). En toundra forestière, la hauteur de végétation prescrite est de 2 mètres (*Vegetation 2m*). Pour ce site, la troisième simulation a été réalisée à partir des précipitations mesurées localement et corrigées (*Vegetation 2m-precipcorr*).

6.3 Résultats

6.3.1 Hauteur de neige

La Figure 6.1 présente l'évolution des hauteurs de neige relevées automatiquement par les stations UmiTundra et SILA en toundra arbustive (lichens et bouleaux glanduleux de 20 à 30 cm) depuis Septembre 2012. Ces mesures étant très localisées, elles ne reflètent pas forcément l'accumulation de neige moyenne ni sa variabilité spatiale. Les résultats de nos centaines de mesures manuelles réalisées dans les arbustes sont aussi représentés par des carrés pour la valeur moyenne et des barres verticales pour l'écart-type. La hauteur moyenne des arbustes n'est pas connue pour l'ensemble des mesures manuelles. Finalement, les hauteurs de neige simulées sont tracées en trait plein pour trois configurations différentes : sans végétation (*Base*, configuration standard), arbustes de 20 cm (*Vegetation 20cm*) et arbustes de 80 cm (*Vegetation 80cm*).

Les simulations reproduisent au jour près les dates de début d'enneigement détectées par les stations, excepté l'hiver 2014-2015 où la formation du manteau neigeux intervient 3 jours plus tard dans les simulations. Crocus simule aussi précisément la date du début de la fonte printanière. En revanche, la fonte est systématiquement trop rapide dans les simulations et par

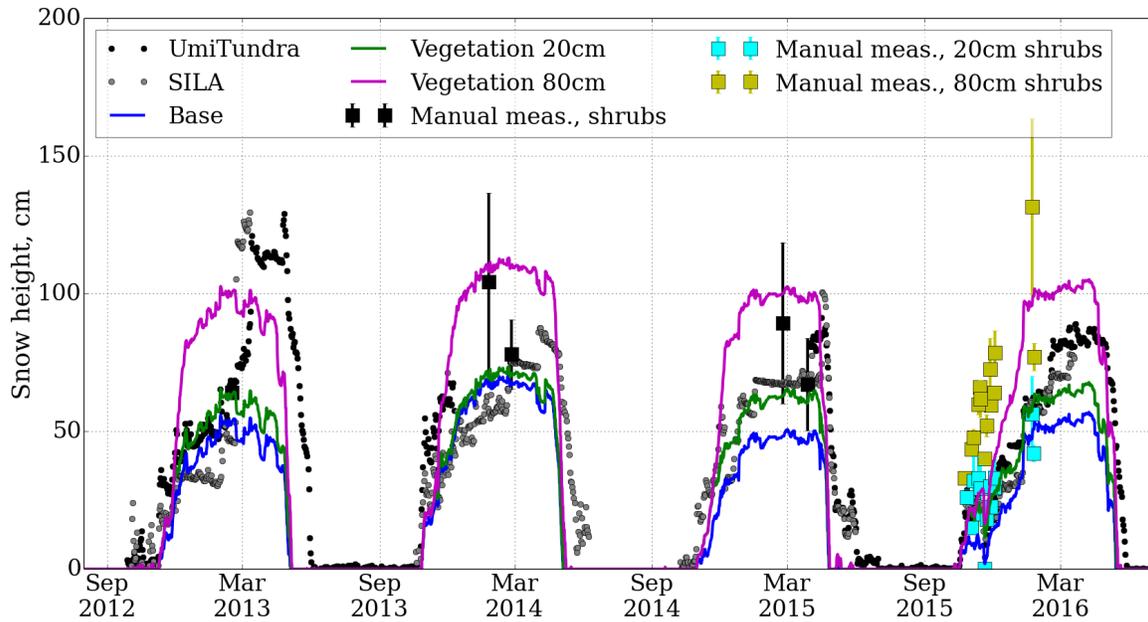


FIGURE 6.1 – Hauteurs de neige mesurées et simulées. Les mesures automatiques proviennent des stations UmiTundra et SILA en toundra arbustive à Umiujaq. Les moyennes de nos mesures manuelles sont indiquées par des carrés et les barres verticales représentent l'écart-type. La hauteur moyenne des arbustes est indiquée lorsqu'elle a été mesurée simultanément à la hauteur de neige. Les résultats de trois simulations différentes sont affichés : sans végétation (*Base*), arbustes de 20 cm (*Vegetation 20cm*) et arbustes de 80 cm (*Vegetation 80cm*).

conséquent la disparition du manteau neigeux arrive trop tôt comparée aux mesures. Cette avance couvre plusieurs semaines en mai et juin, jusqu'à près de deux mois au printemps 2015.

Malgré l'importante hétérogénéité de l'accumulation de neige, la simulation *Vegetation 20cm* reproduit assez bien l'évolution de l'épaisseur du manteau neigeux pendant les premiers mois d'hiver, généralement jusqu'au mois de février. La configuration de base (*Base*) simule un manteau neigeux nettement moins épais, excepté en hiver 2013-2014 pour lequel la différence de hauteur de neige entre les deux simulations est faible car celle-ci excède rapidement la hauteur seuil. Les nombreuses mesures manuelles réalisées durant l'automne 2015 indiquent nettement la différente accumulation de neige entre les arbustes bas (environ 20 cm) et hauts (environ 80 cm). Cette différence est en partie reproduite par la simulation *Vegetation 80cm*, qui pour chaque année produit le manteau neigeux le plus épais. En revanche, chaque année vers le mois de mars les mesures automatiques indiquent de brusques accumulations de neige. Ces événements se produisent lors de chutes de neige ventées, ils sont donc le résultat du transport et de la redistribution de la neige par le vent. Ces brusques variations ne sont pas reproduites par le modèle, la simulation *Vegetation 80cm* est alors celle qui donne les hauteurs de neige les plus proches des valeurs mesurées pendant les derniers mois d'hiver.

L'évolution de la hauteur de neige mesurée par la station UmiForest entre Septembre 2012 et

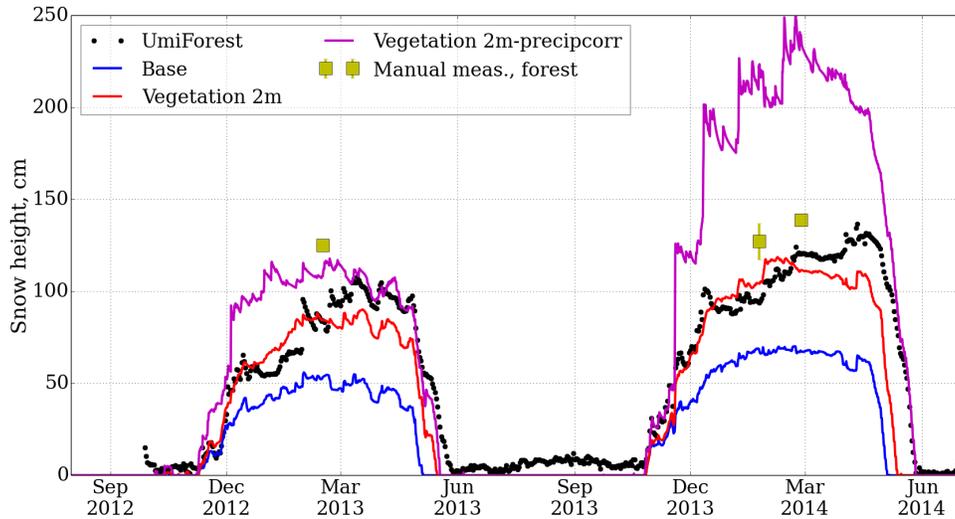


FIGURE 6.2 – Hauteurs de neige mesurées et simulées. Les mesures automatiques proviennent de la station UmiForest en toundra forestière à Umiujaq. Les moyennes de nos mesures manuelles de terrain sont indiquées par des carrés et les barres verticales représentent l'écart-type. Les résultats de trois simulations différentes sont affichés : sans végétation (*Base*), arbres de 2 m (*Vegetation 2m*) et arbres de 2 m avec les précipitations mesurées corrigées (*Vegetation 2m-precipcorr*).

Juin 2014, ainsi que nos mesures manuelles sont présentées sur la Figure 6.2. Rappelons que de par son emplacement, la sonde SR50A de la station sous-estime l'accumulation moyenne de neige en forêt de 10 à 20% environ (voir Sect. 2.4.5). Les résultats de trois simulations sont montrés en trait plein : sans végétation (*Base*, configuration standard), arbres de 2 m (*Vegetation 2m*) et arbres de 2 m avec les précipitations mesurées et corrigées (*Vegetation 2m-precipcorr*). Ici aussi les dates de début d'enneigement et de début de la fonte printanière sont bien reproduites. Les modifications apportées à la simulation *Vegetation 2m* améliorent nettement la hauteur de neige simulée durant la première partie de l'hiver, tandis que la configuration de base sous-estime l'accumulation mesurée de moitié. L'utilisation des précipitations mesurées et corrigées en entrée de modèle augmente significativement la hauteur de neige simulée, qui est alors surestimée pour la première partie de l'hiver. Néanmoins, cette surestimation aboutit à une meilleure simulation de la fonte printanière du manteau neigeux en toundra forestière.

6.3.2 Profils verticaux

De nombreux profils verticaux des propriétés physiques de la neige ont été réalisés pendant les différentes campagnes de terrain à Umiujaq. Nous comparons ici aux résultats des simulations les profils de masse volumique que nous avons jugés suffisamment représentatifs des conditions de neige rencontrées au cours des hivers successifs. Les mesures de 2013 furent réalisées par Florent Dominé avec l'aide de Denis Sarrazin. Étant donné que l'ensemble de ces mesures

datent des mois de janvier, février et mars, soit avant le début de la fonte printanière, la structure des manteaux neigeux observés a été essentiellement influencée par les processus intervenant au début de la saison hivernale et décrits dans le chapitre précédent.

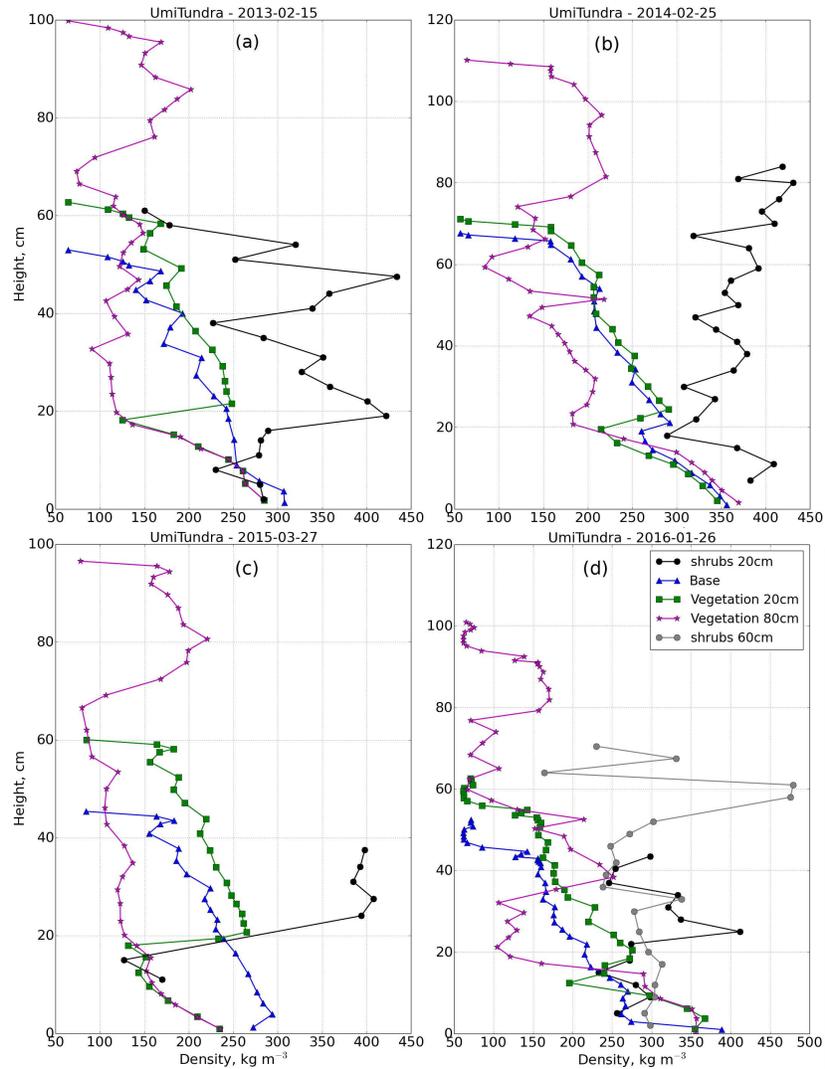


FIGURE 6.3 – Profils verticaux de masse volumique simulés et mesurés en toundra arbustive au cours des hivers 2012-13, 13-14, 14-15 et 15-16.

La structure du manteau neigeux observé en toundra arbustive (Fig. 6.3) est semblable à celle rencontrée à l'île Bylot. Ces structures sont typiques de l'Arctique, constituées de givre de profondeur de faible densité dans la partie inférieure et de couches plus ou moins tassées par le vent dans la partie supérieure (Domine et al., 2016b). Les résultats de modélisation à l'île Bylot (chapitre 4) ont démontré que Crocus, tout comme l'ensemble des modèles de neige actuels, ne parvenait pas à reproduire les profils de densité de la neige haut arctique. D'une part à cause de l'absence de représentation des transferts verticaux de matière sous l'influence de gradients thermiques élevés, qui diminuent la masse volumique des couches basales, et

d'autre part dû à une paramétrisation de la densification liée à l'effet du vent inadaptée aux conditions arctiques. Ainsi, Crocus simule des profils de masse volumique inversés par rapport aux observations de la neige en toundra arbustive (Fig. 6.3). La masse volumique des couches basales simulées est en général supérieure aux mesures tandis que celle des couches supérieures est sous-estimée par le modèle. Les modifications apportées pour intégrer les effets de la végétation améliorent cependant la simulation des couches basales de faible densité ($< 300 \text{ kg m}^{-3}$). La transition avec les couches supérieures tassées par le vent est aussi mieux marquée, bien que leur masse volumique reste inférieure aux mesures ($> 350 \text{ kg m}^{-3}$). La simulation *Vegetation 20cm* produit les profils les plus proches de ceux mesurés. En revanche, la masse volumique moyenne reste largement sous-estimée dans les simulations.

Les profils réalisés en 2014 indiquent que la masse volumique de la neige basale était particulièrement élevée ($> 350 \text{ kg m}^{-3}$) comparée aux autres années (Fig. 6.3b). Cette différence provient de la fonte partielle et du regel subséquent de la neige, qui a été particulièrement intense au cours de l'automne 2013 sous l'influence de la température de l'air et du rayonnement solaire (Domine et al., 2015). Dans ce cas, Crocus sous-estime la masse volumique des couches basales malgré que l'apparition d'eau liquide et son regel automnal soient simulés. Cela montre la limite du modèle à simuler adéquatement les épisodes de fonte-regel de la neige arctique.

En toundra forestière, les profils mesurés montrent une diminution de la masse volumique de la neige avec la hauteur (Fig. 6.4). Contrairement aux conditions rencontrées en toundra arbustive, l'accumulation importante de neige limite ici le gradient thermique et la perte de masse résultante des couches basales. De plus, les mesures sont réalisées dans des espaces suffisamment ouverts entre les arbres où il n'y a pas d'arbuste pour empêcher le tassement de la neige. L'abri du vent que procure le couvert forestier empêche également la formation de croûtes ventées à forte densité. La fonte et le tassement inhérent à la contrainte exercée par les couches de neige supérieures sont les facteurs de densification dominants. Les conditions se rapprochent ici des manteaux neigeux alpins pour lesquels Crocus a été développé. Par conséquent, les profils simulés sont plus proches des observations que pour la toundra arbustive. L'amélioration principale apportée par nos modifications concerne l'épaisseur de neige, qui est mieux simulée en intégrant les effets de la végétation (Fig. 6.4b et c) mais aussi grâce aux précipitations corrigées (Fig. 6.4a et d). L'augmentation de l'épaisseur de neige simulée accentue le tassement des couches inférieures, dont la masse volumique est plus proche des mesures.

La présence de couches de neige de masse volumique élevée ($> 350 \text{ kg m}^{-3}$) provient de la fonte partielle du manteau et de son regel. La représentation limitée de l'albédo de la neige arctique dans cette version de Crocus ne permet pas de simuler adéquatement ces couches de neige, d'autant plus que la présence d'arbres influe certainement sur la fonte de la neige.

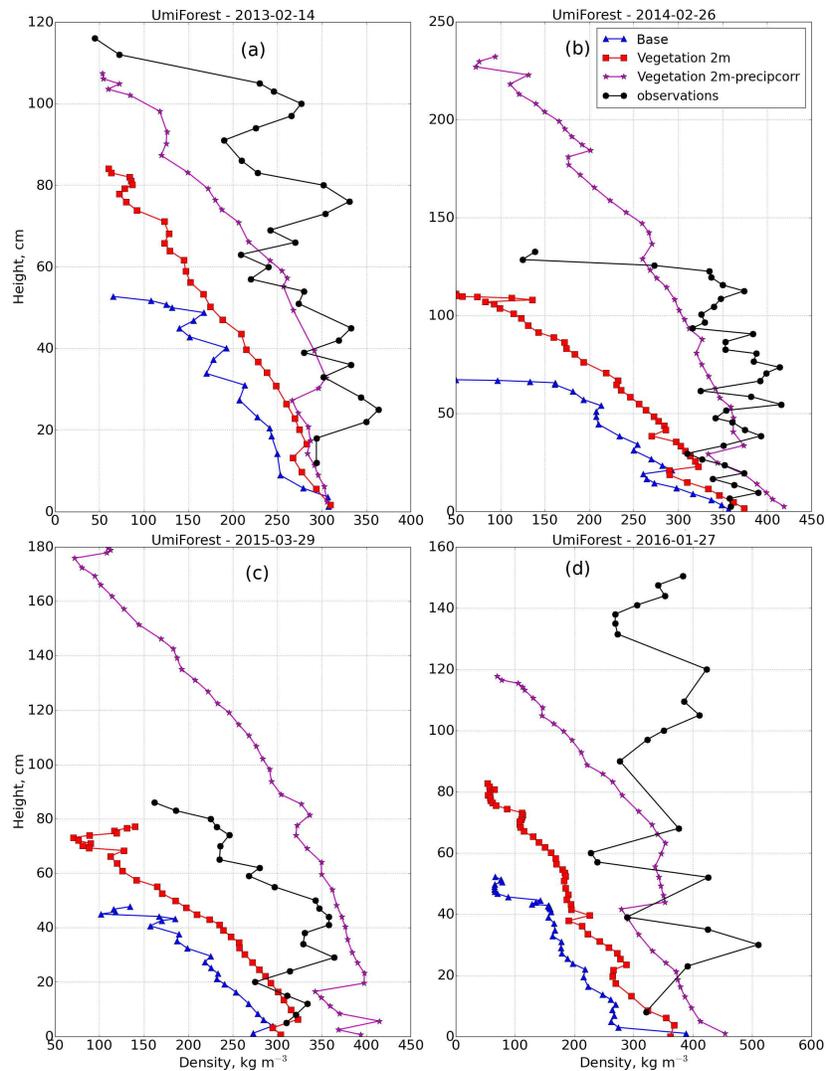


FIGURE 6.4 – Profils verticaux de masse volumique simulés et mesurés en toundra forestière au cours des hivers 2012-13, 13-14, 14-15 et 15-16.

6.3.3 Conductivité thermique de la neige

La Figure 6.5 dresse le bilan des conductivités thermiques de la neige obtenues manuellement au cours des différentes campagnes de terrain en fonction de la masse volumique. Afin d'assurer une bonne correspondance entre ces deux variables, les valeurs retenues ont été mesurées avec une différence maximale de hauteur de 1.5 cm.

Crocus calcule la conductivité thermique de la neige à partir de la masse volumique simulée d'après la formule de Yen (1981) (équation 2.5). Cette méthode est clairement inadaptée pour la neige arctique ce qui entraîne de lourdes erreurs dans l'estimation des conductivités thermiques (Fig. 6.5). Les couches basales constituées de givre de profondeur, dont la masse volumique est surestimée dans les simulations, souffrent d'une surestimation systématique.

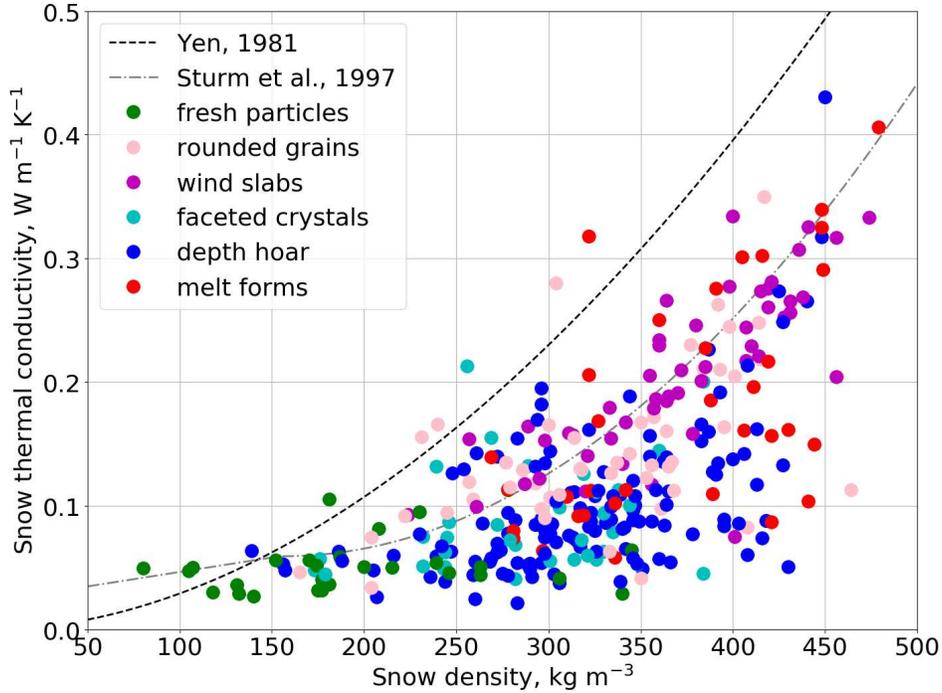


FIGURE 6.5 – Conductivités thermiques de la neige en fonction de leurs masses volumiques mesurées à Umiujaq. Le type de grains de neige observé est signalé par un code couleur. Les courbes de régression proposées par Yen (1981) et Sturm et al. (1997) sont également affichées.

À l'inverse, la conductivité thermique des couches supérieures dont le tassement éolien n'est pas simulé a tendance à être sous-estimée. Par conséquent, au début de l'hiver le manteau neigeux simulé présente une conductivité thermique moyenne trop élevée tandis qu'il devient trop isolant pendant le reste de la saison hivernale. Ces erreurs affectent considérablement le manteau neigeux simulé en toundra arbustive, mais sont moins prononcées en toundra forestière.

La paramétrisation proposée par Sturm et al. (1997) correspond mieux à nos mesures car elle est basée sur les propriétés de manteaux neigeux arctiques et subarctiques. Mais il apparaît clairement que ce type de corrélation ne peut pas représenter l'étendue des valeurs de conductivité thermique possibles pour une masse volumique donnée.

6.3.4 Température du sol

L'évolution de la température du sol est mesurée par les sondes Decagon 5TM placées à différentes profondeurs sous la surface (voir Tableau 2.4). Les données sont disponibles pour la toundra arbustive (lichens, arbustes bas et moyens) depuis l'été 2015, et pour la toundra forestière d'octobre 2012 à l'été 2014.

Les simulations de la température du sol en toundra arbustive sont mal corrélées aux obser-

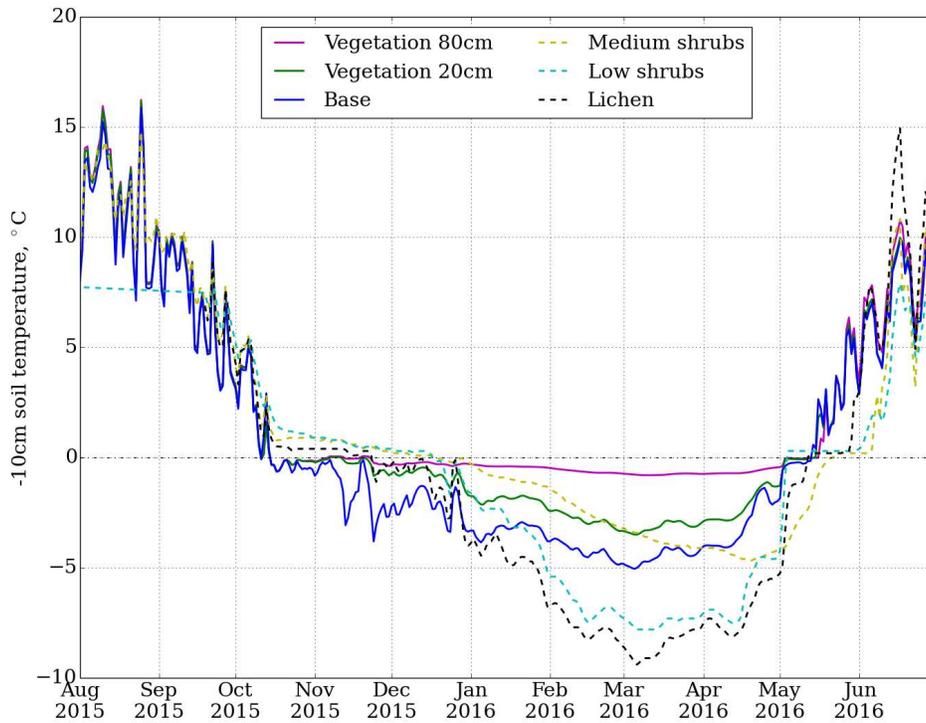


FIGURE 6.6 – Évolution de la température moyenne journalière du sol mesurée en toundra arbustive et simulée aux profondeurs 10, 30 et 50 cm.

vations. La configuration de base du modèle sous-estime la température du sol et facilite son gel au début de l’hiver (novembre et décembre). Nos modifications permettent de réduire ce problème. À l’inverse, à partir du mois de janvier jusqu’au dégel les températures simulées sont jusqu’à 5°C plus chaudes que celles mesurées dans les sites correspondants. Cette différence est peu surprenante compte tenu des erreurs dans l’estimation de la conductivité thermique moyenne de la neige, trop élevée au début de l’hiver puis qui devient trop faible avec l’accumulation successive de couches de neige au cours de la saison. Finalement, le dégel printanier est systématiquement plus rapide dans les simulations à cause de la fonte précoce du manteau neigeux.

En toundra forestière, les simulations de la température du sol sont mieux corrélées aux observations. Le refroidissement automnal du sol est tout de même trop rapide dans les simulations à cause de la surestimation de la conductivité thermique de la neige. Par conséquent la température simulée est trop froide en hiver, la configuration de base aboutit à des températures jusqu’à 5°C plus froides que les observations. En revanche l’écart maximal avec les simulations *Vegetation 2m* et *Vegetation 2m-precipcorr* ne dépasse pas 2°C, attestant de la meilleure représentation de la capacité d’isolation thermique réelle du manteau neigeux. La différence de température entre ces deux simulations est insignifiante malgré l’épaisseur de neige accrue en utilisant les précipitations corrigées. Cette constatation suggère que la capacité d’isolation

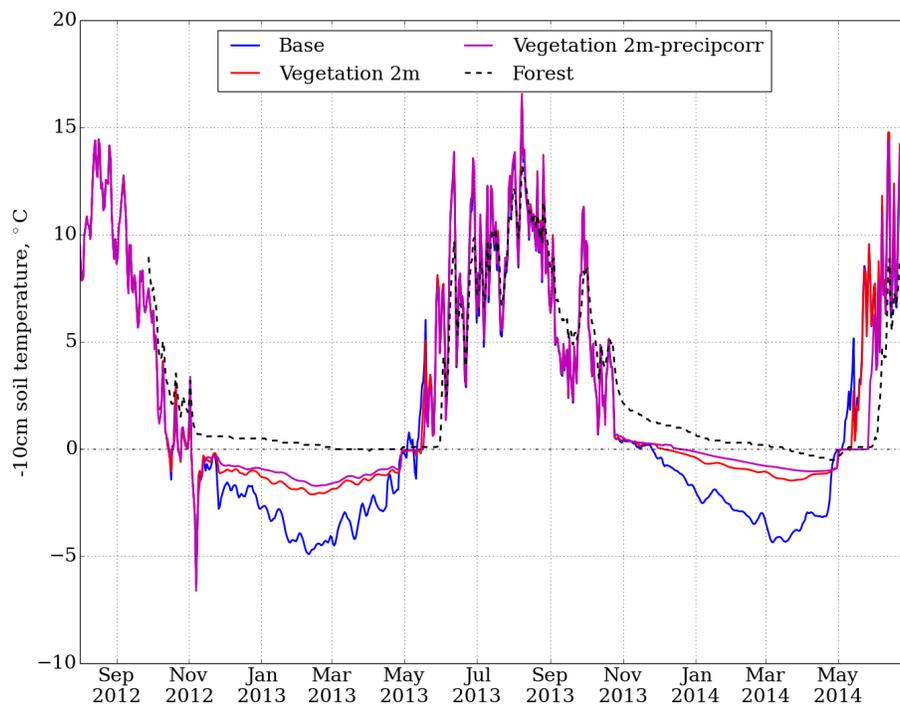


FIGURE 6.7 – Évolution de la température moyenne journalière du sol mesurée en toundra forestière et simulée aux profondeurs 10, 30 et 50 cm.

thermique maximale du manteau neigeux est rapidement atteinte avec la simulation *Vegetation 2m*, l'impact des précipitations corrigées influe peu la température du sol. Le dégel printanier est aussi trop rapide à cause de la fonte précoce de la neige. La quantité de neige à fondre étant plus importante avec les précipitations corrigées, le dégel du sol est retardé et ainsi plus proche des observations.

6.4 Discussion et conclusion du chapitre

Les problèmes limitant la capacité du modèle de neige Crocus à simuler les propriétés de la neige et la température du sol relevés à l'île Bylot affectent aussi les simulations en toundra arbustive dans le bas arctique. Ces problèmes proviennent de paramétrisations inadaptées voire inexistantes des processus qui déterminent les propriétés de la neige arctique. Ces processus fondamentaux concernent l'évolution de la densité de la neige arctique, ils proviennent des transferts de vapeur d'eau le long du gradient thermique, du tassement éolien et de la fonte. Ces deux premiers phénomènes étant moins prédominants en zone forestière, ils affectent dans une moindre mesure les simulations qui sont ainsi de meilleure qualité pour le site de toundra forestière. De plus, nos modifications visant à représenter certaines des interactions neige-végétation améliorent notablement les simulations d'épaisseur et de masse volumique du manteau neigeux dans les différents sites.

Cependant, la méthode utilisée pour calculer la conductivité thermique de la neige arctique conduit inévitablement à des erreurs grossières qui empêchent la simulation adéquate des échanges de chaleur entre le sol, la neige et l'atmosphère. Les conséquences sur la simulation de la température du sol dépendent de l'épaisseur du manteau neigeux. En toundra arbustive, nous pouvons faire la distinction entre deux périodes : tant que le manteau neigeux est relativement peu épais, c'est à dire au début de l'hiver, sa conductivité thermique simulée est excessivement trop haute ce qui favorise la perte de chaleur du sol et son gel. Avec l'épaississement du manteau et l'accumulation de couches de neige dont la conductivité thermique est sous-estimée par le modèle, le flux de chaleur qui traverse le manteau neigeux est ralenti et avec lui le refroidissement résultant du sol. Les erreurs ont ainsi tendance à se compenser au cours de l'hiver. L'accumulation importante de neige en zone forestière éclipse rapidement ces erreurs, la température hivernale du sol y est majoritairement déterminée par l'épaisseur de neige.

Ces résultats démontrent l'importance de représenter adéquatement les propriétés isolantes de la neige arctique pour simuler la température du sol. La hauteur de neige est la première variable qui détermine le flux de chaleur entre le sol et l'atmosphère en hiver. Sa variabilité est considérable ce qui rend extrêmement difficile sa modélisation, pour laquelle la prise en compte de la végétation est indispensable. La conductivité thermique est la seconde variable à intervenir dans le flux de chaleur à travers la neige, et sa paramétrisation dans les modèles de neige est inadaptée aux conditions arctiques. Une représentation adéquate des transferts verticaux de matière sous l'influence de gradients thermiques élevés est nécessaire. Aussi l'amélioration de la méthode de calcul de la conductivité thermique, par exemple en tirant profit du type de grains de neige calculé par Crocus, bénéficierait certainement aux simulations du régime thermique du pergélisol arctique. La présence de végétation intervenant dans l'ensemble des processus qui déterminent les propriétés isolantes de la neige, il est indispensable d'intégrer ces effets dans les modèles de neige.

Conclusion générale et perspectives

Les résultats présentés dans ce manuscrit s'appuient sur de nombreuses campagnes de mesures sur le terrain, qui s'ajoutent à l'importante base de données constituée des suivis automatiques des conditions de l'atmosphère, de la neige et du sol de nos sites d'étude. L'analyse couplée de l'ensemble de ces données a permis de mettre en évidence les processus fondamentaux qui façonnent la structure particulière des manteaux neigeux arctiques et subarctiques. Ces processus sont prédominants dans les régions arctiques dû à la rigueur du climat.

Tout au long de l'hiver, le vent déplace des quantités importantes de neige qu'il redistribue au gré de la topographie. Il se forme des croûtes ventées de conductivité thermique élevée. La présence de végétation intervient en piégeant la neige soufflée et l'abritant du tassement éolien.

Pendant l'automne et le début de l'hiver, les gradients thermiques élevés dans les manteaux neigeux provoquent d'importants transferts de vapeur d'eau du sol et des couches de neige basses vers les couches supérieures et l'atmosphère. La croissance rapide de givre de profondeur à faible conductivité thermique retarde le gel du sol. Ce phénomène est systématiquement observé du haut jusqu'au bas arctique, sauf dans les couverts forestiers où l'accumulation de neige est suffisamment élevée pour limiter le gradient thermique. Il en résulte une structure de manteau neigeux typique de l'Arctique, dont la partie inférieure est de faible densité et conductivité thermique tandis que les couches hautes sont denses et conductives sous l'effet du vent. Nous avons pu constater que cet effet était amplifié dans les massifs arbustifs, où nous avons régulièrement trouvé des couches peu cohésives de givre de profondeur s'effondrant au moindre contact et présentant de très faibles valeurs de conductivité thermique. La formation d'un manteau neigeux très isolant dans les arbustes favoriserait le réchauffement des sols arctiques.

Enfin, la fonte est le troisième phénomène majeur qui intervient dans la transformation de la neige. En début et en fin de saison hivernale, lorsque le rayonnement solaire est suffisamment intense et la température de l'air proche de 0°C, le réchauffement du manteau neigeux affecte d'abord les couches de surface puis progresse vers sa base. En automne, il est fréquent que le manteau neigeux peu épais fonde partiellement jusqu'à sa base pendant les journées chaudes, puis regèle avec le refroidissement nocturne. Nous avons constaté que ce phénomène était

particulièrement intense lorsque la végétation émergeait de la surface de la neige, absorbant ainsi une plus grande quantité d'énergie solaire. Cet effet annule l'isolation accrue de la neige en présence d'une végétation érigée et facilite le gel du sol sous-jacent. De plus en augmentant la cohésion de la surface du manteau, la fonte empêche la redistribution de neige par le vent et son accumulation résultante dans les hauts couverts végétaux. La fonte partielle du manteau neigeux en automne réduirait ainsi l'effet de réchauffement des sols arctiques lié aux interactions neige-végétation, et pourrait même entraîner leur refroidissement sous un climat plus chaud.

Les résultats de modélisation montrent que ces processus ne sont pas assez bien voire pas du tout représentés par les modèles numériques de neige, ce qui répond à la troisième question posée lors de la présentation de la problématique. Des travaux en cours par des chercheurs, entre autres, du Centre d'Études de la Neige, visent à améliorer certains de ces aspects, notamment la simulation du transport de neige par le vent à l'aide d'un module dédié (par ex. Durand et al. (2005)) ou bien en utilisant un modèle couplé neige-atmosphère (Vionnet et al., 2014). Crocus a aussi récemment intégré le module de transfert radiatif TARTES, qui devrait grandement améliorer le traitement de l'albédo de la neige arctique en tenant compte de l'angle zénithal solaire et de la présence d'impuretés (Libois et al., 2015). Nous suggérons qu'une attention particulière soit portée à l'observation détaillée ainsi qu'à une paramétrisation adaptée dans les modèles de neige du tassement éolien, des flux de vapeur d'eau et du calcul de la conductivité thermique de la neige arctique. Tant que ces processus ne seront pas adéquatement simulés, des erreurs persisteront dans la modélisation des flux de chaleur entre le sol, la neige et l'atmosphère, et par conséquent dans les prévisions du dégel du pergélisol. Ces processus étant déjà bouleversés par les changements climatiques, notamment avec la croissance et la densification de la végétation en Arctique, les modèles numériques actuels ne semblent pas pouvoir répondre aux questions liées au dégel du pergélisol.

Ces conclusions mettent en question la fiabilité des projections climatiques actuelles, qui utilisent des modèles de neige très simplifiés par rapport à Crocus. La modélisation erronée de la neige arctique, qui recouvre plus du quart des surfaces continentales durant l'hiver boréal, pourrait avoir des conséquences majeures sur les échanges d'énergie de surface dans les simulations climatiques. L'impact de la rétroaction induite par le dégel du pergélisol et la libération de quantités importantes de gaz à effet de serre demeure donc très incertain, d'autant plus que le réchauffement climatique affecte déjà les écosystèmes arctiques. En favorisant la croissance de la végétation tout en augmentant les probabilités de fonte du manteau neigeux en automne, l'évolution du régime thermique du pergélisol est de plus en plus complexe à modéliser. Les dernières projections climatiques pourraient significativement sous-estimer le réchauffement futur de la planète, bien que des phénomènes encore imprévus pourraient venir entraver cette tendance. L'observation continue des interactions entre la neige, la végétation et les sols arctiques apparaît primordiale, que ce soit de façon détaillée en multipliant les sites d'étude ou

bien à plus grande échelle grâce à la télédétection, en vue de parvenir à des projections climatiques fiables. D'ici là, ces incertitudes devraient inciter à davantage de prudence vis-à-vis des objectifs fixés par les traités internationaux pour limiter la hausse des températures.

Le réchauffement du climat, provoqué par les émissions anthropiques de gaz à effet de serre, n'est qu'un des périls qui assombrissent l'avenir de la vie sur Terre. Malgré les innombrables avertissements relayant la destruction généralisée de l'environnement par l'humanité, la situation continue de se dégrader au profit de la croissance économique perpétuelle inhérente au système capitaliste.

« Ne changez pas le climat, changez le système ! »

Bibliographie

- ADAPT (2014). Carbon, nitrogen and water content of the active layer from sites across the canadian arctic, v. 1.0. *Nordicana D20*. <https://doi.org/10.5885/45327AD-5245D08606AB4F52>.
- Allard, M. (1996). Geomorphological changes and permafrost dynamics : Key factors in changing Arctic ecosystems. An example from Bylot Island, Nunavut, Canada. *Geoscience Canada*, 23(4) :205–224.
- Allard, M. and Seguin, M. K. (1987). The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(11) :2206–2222.
- Anderson, T. R., Hawkins, E., and Jones, P. D. (2016). CO₂, the greenhouse effect and global warming : from the pioneering work of Arrhenius and Callendar to today’s Earth System Models. *Endeavour*, 40(3) :178–187.
- Arrhenius, S. (1896). On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine and Journal of Science*, 41 :239–276.
- Arrhenius, S. and Borns, H. (1908). *Worlds in the making : the evolution of the universe*. Harper.
- Barrere, M., Domine, F., Decharme, B., Morin, S., Vionnet, V., and Lafaysse, M. (2017). Evaluating the performance of coupled snow–soil models in SURFEXv8 to simulate the permafrost thermal regime at a high Arctic site. *Geoscientific Model Development*, 10(9) :3461–3479.
- Bartelt, P. and Lehning, M. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning : Part I : numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3) :123–145.
- Benson, C. S. and Sturm, M. (1993). Structure and wind transport of seasonal snow on the arctic slope of alaska. *Annals of Glaciology*, 18 :261–267.
- Berger, A. (1992). *Le climat de la terre : un passé pour quel avenir ?* De Boeck Université. De Boeck-Wesmael.

- Beringer, J., Lynch, A. H., Chapin, F. S. I., Mack, M., and Bonan, G. B. (2001). The representation of arctic soils in the land surface model : The importance of mosses. *Journal of Climate*, 14(15) :3324–3335.
- Berteaux, D., Gauthier, G., Domine, F., Ims, R. A., Lamoureux, S. F., Lévesque, E., and Yoccoz, N. (2017). Effects of changing permafrost and snow conditions on tundra wildlife : critical places and times. *Arctic Science*, 3(2) :65–90.
- Bewley, D., Essery, R., Pomeroy, J., and Ménard, C. (2010). Measurements and modelling of snowmelt and turbulent heat fluxes over shrub tundra. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7) :1331–1340.
- Bilodeau, F., Gauthier, G., and Berteaux, D. (2013). The effect of snow cover on lemming population cycles in the canadian high arctic. *Oecologia*, 172(4) :1007–1016.
- Bliss, L., Henry, G., Svoboda, J., and Bliss, D. (1994). Patterns of plant distribution within two polar desert landscapes. *Arctic and Alpine Research*, pages 46–55.
- Blok, D., Heijmans, M. M. P. D., Schaepman-Strub, G., Kononov, a. V., Maximov, T. C., and Berendse, F. (2010). Shrub expansion may reduce summer permafrost thaw in Siberian tundra. *Global Change Biology*, 16(4) :1296–1305.
- Bockheim, J. G. (2015). *Cryopedology*. Springer International Publishing.
- Bohren, C. F. and Barkstrom, B. R. (1974). Theory of the optical properties of snow. *Journal of Geophysical Research*, 79(30) :4527–4535.
- Bokhorst, S., Bjerke, J. W., Bowles, F. W., Melillo, J., Callaghan, T. V., and Phoenix, G. K. (2008). Impacts of extreme winter warming in the sub-Arctic : Growing season responses of dwarf shrub heathland. *Global Change Biology*, 14(11) :2603–2612.
- Bokhorst, S., Pedersen, S. H., Brucker, L., Anisimov, O., Bjerke, J. W., Brown, R. D., Ehrich, D., Essery, R. L. H., Heilig, A., Ingvander, S., Johansson, C., Johansson, M., Jónsdóttir, I. S., Inga, N., Luoju, K., Macelloni, G., Mariash, H., McLennan, D., Rosqvist, G. N., Sato, A., Savela, H., Schneebeli, M., Sokolov, A., Sokratov, S. A., Terzago, S., Vikhamar-Schuler, D., Williamson, S., Qiu, Y., and Callaghan, T. V. (2016). Changing Arctic snow cover : A review of recent developments and assessment of future needs for observations, modelling, and impacts. *Ambio*, 45(5) :516–537.
- Boone, A. and Etchevers, P. (2001). An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model : Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4) :374–394.

- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J. (2000). The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9) :1544–1569.
- Boulanger-Lapointe, N., Lévesque, E., Boudreau, S., Henry, G. H. R., and Schmidt, N. M. (2014). Population structure and dynamics of Arctic willow (*Salix arctica*) in the High Arctic. *Journal of Biogeography*, 41(10) :1967–1978.
- Brun, E., David, P., Sudul, M., and Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128) :13–22.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coleou, C. (1989). An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 35(121) :333–342.
- Brun, E., Vionnet, V., Boone, A., Decharme, B., Peings, Y., Valette, R., Karbou, F., and Morin, S. (2013). Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses. *Journal of Hydrometeorology*, 14(1) :203–219.
- Burke, E. J., Dankers, R., Jones, C. D., and Wiltshire, A. J. (2013). A retrospective analysis of pan arctic permafrost using the jules land surface model. *Climate dynamics*, 41(3-4) :1025–1038.
- Busseau, B.-C., Royer, A., Roy, A., Langlois, A., and Domine, F. (2017). Analysis of snow-vegetation interactions in the low Arctic-Subarctic transition zone (northeastern Canada). *Physical Geography*, 38(2) :159–175.
- Buteau, S., Fortier, R., Delisle, G., and Allard, M. (2004). Numerical simulation of the impacts of climate warming on a permafrost mound. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(1) :41–57.
- Cadieux, M.-C. and Gauthier, G. (2008). Monitoring the environmental and ecological impacts of climate change on Bylot Island, Sirmilik National Park. Technical Report March, Centre d'Études Nordiques.
- CAFF (2001). Arctic flora and fauna : Status and conservation. Technical report, Edita Helsinki.
- Calonne, N., Flin, F., Geindreau, C., Lesaffre, B., and Rolland du Roscoat, S. (2014). Study of a temperature gradient metamorphism of snow from 3-D images : time evolution of microstructures, physical properties and their associated anisotropy. *The Cryosphere*, 8(6) :2255–2274.

- Calonne, N., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., Du Roscoat, S. R., and Geindreau, C. (2011). Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. *Geophysical Research Letters*, 38(23).
- CEN (2016). Climate station data from Bylot Island in Nunavut, Canada, v. 1.7 (1992-2016). Technical report, Nordicana D2. <https://doi.org/10.5885/45039SL-EE76C1BDAADC4890>.
- CEN (2017). Données des stations climatiques d'Umiujaq au Nunavik, Québec, Canada, v. 1.4 (1997-2016). Technical report, Nordicana D9. <https://doi.org/10.5885/45120SL-067305A53E914AF0>.
- Chadburn, S., Burke, E., Essery, R., Boike, J., Langer, M., Heikenfeld, M., Cox, P., and Friedlingstein, P. (2015). An improved representation of physical permafrost dynamics in the JULES land surface model. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8 :715–759.
- Chae, Y., Kang, S. M., Jeong, S.-j., Kim, B., and Frierson, D. M. W. (2015). Arctic greening can cause earlier seasonality of Arctic amplification. *Geophysical Research Letters*, 42 :536–541.
- Chapin, F. S. (2005). Role of Land-Surface Changes in Arctic Summer Warming. *Science*, 310(5748) :657–660.
- Charrois, L., Cosme, E., Dumont, M., Lafaysse, M., Morin, S., Libois, Q., and Picard, G. (2016). On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model. *The Cryosphere*, 10 :1021–1038.
- Colbeck, S. C. (1983). Theory of metamorphism of dry snow. *Journal of Geophysical Research*, 88(C9) :5475.
- Colbeck, S. C. (1991). The layered character of snow covers. *Reviews of Geophysics*, 29(1) :81.
- Colbeck, S. C. (1998). Sintering in a dry snow cover. *Journal of Applied Physics*, 84(8) :4585–4589.
- Coumou, D. and Rahmstorf, S. (2012). A decade of weather extremes. *Nature Climate Change*, 2(7) :491–496.
- Crowley, T. J. (2000). Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science*, 289(5477) :270–277.
- Cullather, R. I., Lim, Y.-K., Boisvert, L. N., Brucker, L., Lee, J. N., and Nowicki, S. M. J. (2016). Analysis of the warmest Arctic winter, 2015-2016. *Geophysical Research Letters*, 43(20) :10,808–10,816.
- Danby, R. K. and Hik, D. S. (2007). Variability, contingency and rapid change in recent subarctic alpine tree line dynamics. *Journal of Ecology*, 95(2) :352–363.

- de Vries, D. A. (1952). A nonstationary method for determining thermal conductivity of soil in situ. *73(2)* :83–89.
- Decharme, B., Boone, a., Delire, C., and Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116 :1–29.
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., and Morin, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. *The Cryosphere*, 10(2) :853–877.
- Decharme, B., Martin, E., and Faroux, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(14) :7819–7834.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, a. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. a., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, a. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, a. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, a. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :553–597.
- Delmas, R., Chauzy, S., Verstraete, J.-M., and Ferre, H. (2007). *Atmosphère, océan et climat*. Belin.
- Domine, F., a. S. Taillandier, Cabanes, a., Douglas, T. a., and Sturm, M. (2009). Three examples where the specific surface area of snow increased over time. *The Cryosphere*, 3(1) :31–39.
- Domine, F., Barrere, M., and Morin, S. (2016a). The growth of shrubs on high Arctic tundra at Bylot Island : impact on snow physical properties and permafrost thermal regime. *Biogeosciences*, 13(February) :6471–6486.
- Domine, F., Barrere, M., and Sarrazin, D. (2016b). Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada. *The Cryosphere*, 10(6) :2573–2588.
- Domine, F., Barrere, M., Sarrazin, D., Morin, S., and Arnaud, L. (2015). Automatic monitoring of the effective thermal conductivity of snow in a low-Arctic shrub tundra. *The Cryosphere*, 9(3) :1265–1276.

- Domine, F., Bock, J., Morin, S., and Giraud, G. (2011). Linking the effective thermal conductivity of snow to its shear strength and density. *Journal of Geophysical Research*, 116(F4) :F04027.
- Dominé, F., Cabanes, A., and Legagneux, L. (2002). Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near Alert during the ALERT 2000 campaign. *Atmospheric Environment*, 36(15-16) :2753–2765.
- Domine, F., Gallet, J.-C., Bock, J., and Morin, S. (2012). Structure, specific surface area and thermal conductivity of the snowpack around Barrow, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 117(D00R14).
- Domine, F., Morin, S., Brun, E., Lafaysse, M., and Carmagnola, C. M. (2013). Seasonal evolution of snow permeability under equi-temperature and temperature-gradient conditions. *Cryosphere*, 7(6) :1915–1929.
- Domine, F., Salvatori, R., Legagneux, L., Salzano, R., Fily, M., and Casacchia, R. (2006). Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (swir) reflectance of snow. *Cold Regions Science and Technology*, 46(1) :60–68.
- Domine, F., Taillandier, A.-S., Houdier, S., Parrenin, F., Simpson, W. R., and Douglas, T. A. (2007a). Interactions between snow metamorphism and climate. In *Physics and Chemistry of Ice*, pages 27–46. edited by Kuhs, WF.
- Domine, F., Taillandier, A.-S., and Simpson, W. R. (2007b). A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 112(F2).
- Douville, H., Royer, J. F., and Mahfouf, J. F. (1995). A new snow parameterization for the Météo-France climate model. *Climate Dynamics*, 12(1) :37–52.
- Duchon, C., Cole, J., and Rasmussen, R. (2008). Measuring heavy snowfall using five different windshields and vibrating-wire precipitation gauges. In *65th Eastern Snow Conference, Fairlee (Lake Morey)*, pages 349–358.
- Duclos, I., Lévesque, E., and Gratton, D. and Bordelau, P. . (2006). Vegetation mapping of Bylot Island and Sirmilik National Park : Final report. Technical report, Unpublished report, Parks Canada, Iqaluit, Nunavut.
- Durand, Y., Guyomarc’h, G., Mérindol, L., and Corripio, J. G. (2005). Improvement of a numerical snow drift model and field validation. *Cold Regions Science and Technology*, 43(1-2) :93–103.
- Ekici, A., Chadburn, S., Chaudhary, N., Hajdu, L. H., Marmy, A., Peng, S., Boike, J., Burke, E., Friend, A. D., Hauck, C., Krinner, G., Langer, M., Miller, P. A., and Beer, C. (2015).

- Site-level model intercomparison of high latitude and high altitude soil thermal dynamics in tundra and barren landscapes. *Cryosphere*, 9(4) :1343–1361.
- Elberling, B., Michelsen, A., Schädel, C., Schuur, E. A. G., Christiansen, H. H., Berg, L., Tamstorf, M. P., and Sigsgaard, C. (2013). Long-term CO₂ production following permafrost thaw. *Nature Climate Change*, 3(October) :890–894.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5) :1937–1958.
- FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC (2012). Harmonized world soil database (version 1.2). *FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria*.
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, a. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Le Moigne, P. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2) :563–582.
- Fauteux, D., Gauthier, G., and Berteaux, D. (2015). Seasonal demography of a cyclic lemming population in the canadian arctic. *Journal of Animal Ecology*, 84(5) :1412–1422.
- Fauteux, D., Gauthier, G., and Berteaux, D. (2016). Top-down limitation of lemmings revealed by experimental reduction of predators. *Ecology*, 97(11) :3231–3241.
- Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K., and Sokratov, S. A. (2009). *The international classification for seasonal snow on the ground*, volume 25. UNESCO/IHP Paris.
- Fierz, C. and Lehning, M. (2001). Assessment of the microstructure-based snow-cover model SNOWPACK : thermal and mechanical properties. *Cold Regions Science and Technology*, 33(2-3) :123–131.
- Flato, G. M. (2011). Earth system models : an overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 2(6) :783–800.
- Førland, E., Allerup, P., Dahlström, B., Elomaa, E., Jonsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Rissanen, P., Vedin, H., and Vejen, F. (1996). Manual for operational correction of Nordic precipitation data. Technical report, Norwegian Meteorological Institute.
- Fortier, D. and Allard, M. (2004). Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(8) :997–1012.

- Fortier, D. and Allard, M. (2005). Frost-cracking conditions, bylot island, eastern canadian arctic archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(2) :145–161.
- Fortier, R., LeBlanc, A.-M., and Yu, W. (2011). Impacts of permafrost degradation on a road embankment at Umiujaq in Nunavik (Quebec), Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 48(5) :720–740.
- French, H. M. (2013). *The periglacial environment : Third edition*, volume 9. John Wiley & Sons Ltd., West Sussex, England.
- Frost, G. V. and Epstein, H. E. (2014). Tall shrub and tree expansion in Siberian tundra ecotones since the 1960s. *Global Change Biology*, 20(4) :1264–1277.
- Gallet, J. C., Domine, F., Zender, C. S., and Picard, G. (2009). Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *The Cryosphere*, 3(2) :167–182.
- Gauthier, G., Bety, J., Cadieux, M.-C., Legagneux, P., Doiron, M., Chevallier, C., Lai, S., Tarroux, A., and Berteaux, D. (2013). Long-term monitoring at multiple trophic levels suggests heterogeneity in responses to climate change in the Canadian Arctic tundra. *Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences*, 368(1624) :20120482–20120482.
- Gisnas, K., Westermann, S., Vikhamar Schuler, T., Melvold, K., and Etzelmüller, B. (2016). Small-scale variation of snow in a regional permafrost model. *Cryosphere*, 10(3) :1201–1215.
- Goodison, B. E., Louie, P. Y. T., and Yang, D. (1998). WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison. *WMO/TD*, 872(67) :318.
- Gordon, M., Simon, K., and Taylor, P. a. (2006). On snow depth predictions with the Canadian land surface scheme including a parametrization of blowing snow sublimation. *Atmosphere-Ocean*, 44(3) :239–255.
- Gouttevin, I., Menegoz, M., Dominé, F., Krinner, G., Koven, C., Ciais, P., Tarnocai, C., and Boike, J. (2012). How the insulating properties of snow affect soil carbon distribution in the continental pan-Arctic area. *Journal of Geophysical Research*, 117(2).
- Gregoire, M. and Begin, Y. (1993). The Recent Development of a Mixed Shrub and Conifer Community on a Rapidly Emerging Coast (Eastern Hudson-Bay, Sub-Arctic Quebec, Canada). *Journal of Coastal Research*, 9(4) :924–933.
- Guyomarc’h, G. and Mérindol, L. (1998). Validation of an application for forecasting blowing snow. *Annals of Glaciology*, 26 :138–143.
- Hall, A. (2004). The Role of Surface Albedo Feedback in Climate. *Journal of Climate*, 17(7) :1550–1568.

- Hall, D., Sturm, M., Benson, C., Chang, A., Foster, J., Garbeil, H., and Chacho, E. (1991). Passive microwave remote and in situ measurements of arctic and subarctic snow covers in alaska. *Remote Sensing of Environment*, 38(3) :161–172.
- Hansen, B. B., Isaksen, K., Benestad, R. E., Kohler, J., Pedersen, Å. Ø., Loe, L. E., Coulson, S. J., Larsen, J. O., and Varpe, Ø. (2014). Warmer and wetter winters : characteristics and implications of an extreme weather event in the High Arctic. *Environmental Research Letters*, 9(11) :114021.
- Hansen, J., Sato, M., and Ruedy, R. (2011). Climate Variability and Climate Change : The New Climate Dice. *NASA Goddard Institute for Space Studies, New York*, 2(November) :1–12.
- Harsch, M. A., Hulme, P. E., McGlone, M. S., and Duncan, R. P. (2009). Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. *Ecology Letters*, 12(10) :1040–1049.
- Hays, J. D., Imbrie, J., and Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth’s Orbit : Pacesetter of the Ice Ages. *Science*, 194(4270) :1121–1132.
- Hinzman, L. D., Bettez, N. D., Bolton, W. R., Chapin, F. S., Dyurgerov, M. B., Fastie, C. L., Griffith, B., Hollister, R. D., Hope, A., Huntington, H. P., Jensen, A. M., Jia, G. J., Jorgenson, T., Kane, D. L., Klein, D. R., Kofinas, G., Lynch, A. H., Lloyd, A. H., McGuire, a. D., Nelson, F. E., Oechel, W. C., Osterkamp, T. E., Racine, C. H., Romanovsky, V. E., Stone, R. S., Stow, D. a., Sturm, M., Tweedie, C. E., Vourlitis, G. L., Walker, M. D., Walker, D. a., Webber, P. J., Welker, J. M., Winker, K. S., and Yoshikawa, K. (2005). Evidence and Implications of Recent Climate Change in Northern Alaska and Other Arctic Regions. *Climatic Change*, 72(3) :251–298.
- Hinzman, L. D. and Kane, D. L. (1992). Potential response of an Arctic watershed during a period of global warming. *Journal of Geophysical Research*, 97(D3) :2811–2820.
- Hinzman, L. D., Kane, D. L., Gieck, R. E., and Everett, K. R. (1991). Hydrologic and thermal properties of the active layer in the Alaskan Arctic. *Cold Regions Science and Technology*, 19(2) :95–110.
- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J. W., Schuur, E. A. G., Ping, C. L., Schirmermeister, L., Grosse, G., Michaelson, G. J., Koven, C. D., O’Donnell, J. A., Elberling, B., Mishra, U., Camill, P., Yu, Z., Palmtag, J., and Kuhry, P. (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, 11(23) :6573–6593.
- Inaba, H. (1983). Experimental study on thermal properties of frozen soils. *Cold Regions Science and Technology*, 8(2) :181–187.

- IPCC (2007). *Climate Change 2007 : the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, volume 4. Cambridge University Press.
- IPCC (2013). *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press.
- IUSS Working Group, WRB and others (2006). World reference base for soil resources. *World Soil Resources Report*, 103.
- Jonasson, S., Chapin, F., and Shaver, G. (2001). Biogeochemistry in the Arctic. In *Global Biogeochemical Cycles in the Climate System*, number April 2016, pages 139–150. Elsevier.
- Jorgenson, M. T., Racine, C. H., Walters, J. C., and Osterkamp, T. E. (2001). Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. *Climatic Change*, 48(4) :551–579.
- Jorgenson, M. T., Romanovsky, V., Harden, J., Shur, Y., O'Donnell, J., Schuur, E. a. G., Kanevskiy, M., and Marchenko, S. (2010). Resilience and vulnerability of permafrost to climate change. *Canadian Journal of Forest Research*, 40(7) :1219–1236.
- Kane, D. L., Hinzman, L. D., and Zarling, J. P. (1991). Thermal response of the active layer to climatic warming in a permafrost environment. *Cold Regions Science and Technology*, 19(2) :111–122.
- Kausrud, K. L., Mysterud, A., Steen, H., Vik, J. O., Østbye, E., Cazelles, B., Framstad, E., Eikeset, A. M., Mysterud, I., Solhøy, T., et al. (2008). Linking climate change to lemming cycles. *Nature*, 456(7218) :93–97.
- Kimble, J. (2004). *Cryosols : permafrost-affected soils.* Springer Science & Business Media.
- Koopmans, R. W. R. and Miller, R. D. (1966). Soil Freezing and Soil Water Characteristic Curves. *Soil Science Society of America Journal*, 30(6) :680.
- Köppen, W. (1936). Das geographische system der klimate (handbuch der klimatologie, bd. 1, teil c). *Apud. Beck, C.*
- Koven, C. D., Ringeval, B., Friedlingstein, P., Ciais, P., Cadule, P., Khvorostyanov, D., Krinner, G., and Tarnocai, C. (2011). Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(36) :14769–74.
- Kujala, K., Seppälä, M., and Holappa, T. (2008). Physical properties of peat and palsa formation. *Cold Regions Science and Technology*, 52(3) :408–414.

- Laberge, M.-J., Payette, S., and Bousquet, J. (2000). Life span and biomass allocation of stunted black spruce clones in the subarctic environment. *Journal of Ecology*, 88(4) :584–593.
- Laidre, K. L., Stirling, I., Lowry, L. F., Wiig, Ø., Heide-Jørgensen, M. P., and Ferguson, S. H. (2008). Quantifying the sensitivity of Arctic marine mammals to climate-induced habitat change. *Ecological Applications*, 18(2) :S97–S125.
- Langer, M., Westermann, S., Heikenfeld, M., Dorn, W., and Boike, J. (2013). Satellite-based modeling of permafrost temperatures in a tundra lowland landscape. *Remote Sensing of Environment*, 135 :12–24.
- Lawrence, D. M. and Swenson, S. C. (2011). Permafrost response to increasing Arctic shrub abundance depends on the relative influence of shrubs on local soil cooling versus large-scale climate warming. *Environmental Research Letters*, 6(4) :045504.
- Lean, J., Beer, J., and Bradley, R. (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610 : Implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22(23) :3195–3198.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., and Satyawali, P. (2002). A physical SNOW-PACK model for the Swiss avalanche warning. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3) :147–167.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R., and Zhang, T. (2007). Observations : Changes in snow, ice and frozen ground. In *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Libois, Q., Picard, G., Arnaud, L., Dumont, M., Lafaysse, M., Morin, S., and Lefebvre, E. (2015). Summertime evolution of snow specific surface area close to the surface on the Antarctic Plateau. *The Cryosphere*, 9(6) :2383–2398.
- Libois, Q., Picard, G., Arnaud, L., Morin, S., and Brun, E. (2014). Modeling the impact of snow drift on the decameter-scale variability of snow properties on the Antarctic Plateau. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(20) :11,662–11,681.
- Liston, G. E. (2004). Representing Subgrid Snow Cover Heterogeneities in Regional and Global Models. *Journal of Climate*, 17(6) :1381–1397.
- Liston, G. E. and Hiemstra, C. A. (2011). The changing cryosphere : Pan-Arctic snow trends (1979-2009). *Journal of Climate*, 24(21) :5691–5712.

- Liston, G. E., Mcfadden, J. P., Sturm, M., and Pielke, R. A. (2002). Modelled changes in arctic tundra snow, energy and moisture fluxes due to increased shrubs. *Global Change Biology*, 8(1) :17–32.
- Liston, G. E. and Sturm, M. (2002). Winter Precipitation Patterns in Arctic Alaska Determined from a Blowing-Snow Model and Snow-Depth Observations. *Journal of Hydrometeorology*, 3(6) :646–659.
- Lorenz, E. N. (1963). Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20(2) :130–141.
- Löwe, H., Riche, F., and Schneebeli, M. (2013). A general treatment of snow microstructure exemplified by an improved relation for thermal conductivity. *The Cryosphere*, pages 1473–1480.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., and Stocker, T. F. (2008). High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, 453(7193) :379–382.
- Macdonald, J. and Pomeroy, J. (2007). Gauge Undercatch of Two Common Snowfall Gauges in a Prairie Environment. *Proceedings of the 64th Eastern Snow Conference, St. John's, Canada.*, 64 :119–126.
- Mackay, J. R. (1980). The origin of hummocks , western Arctic coast. *Canadian Journal Earth Science*, 17(1978) :996–1006.
- Marbouty, D. (1980). An experimental study of temperature gradient metamorphism. *Journal of Glaciology*, 26(94) :303–312.
- Marchenko, S. and Etzelmüller, B. (2013). Permafrost : Formation and Distribution , Thermal and Mechanical Properties. *Treatise on Geomorphology*, 8 :202–222.
- Marsh, P., Bartlett, P., MacKay, M., Pohl, S., and Lantz, T. (2010). Snowmelt energetics at a shrub tundra site in the western Canadian Arctic. *Hydrological Processes*, 24(25) :3603–3620.
- Marti, J. and Mauersberger, K. (1993). A survey and new measurements of ice vapor pressure at temperatures between 170 and 250K. *Geophysical Research Letters*, 20(5) :363–366.
- Masson, V., Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9) :1261–1282.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J. C., Carrer, D., Decharme,

- B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A. L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J. F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4) :929–960.
- Ménard, É., Allard, M., and Michaud, Y. (1998). Monitoring of ground surface temperatures in various biophysical micro-environments near umiujaq, eastern hudson bay, canada. In *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost. Yellowknife, Canada*, pages 723–729.
- Middendorf, A. (1862). Travel to the north and east of siberia.
- Milankovitch, M. (1948). Ausbau und gegenwärtiger stand der astronomischen theorie der erdgeschichtlichen klimare. *Experientia*, 4(11) :413–418.
- Miller, R. (1980). Freezing Phenomena in Soils. In *Applications of Soil Physics*, pages 254–299. Elsevier.
- Morin, S., Domine, F., Arnaud, L., and Picard, G. (2010). In-situ monitoring of the time evolution of the effective thermal conductivity of snow. *Cold Regions Science and Technology*, 64 :73–80.
- Morin, S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., and Sudul, M. (2012). A 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth System Science Data*, 4 :13–21.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P., and Wilbanks, T. J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282) :747–756.
- Myers-Smith, I. H., Forbes, B. C., Wilking, M., Hallinger, M., Lantz, T., Blok, D., Tape, K. D., Macias-Fauria, M., Sass-Klaassen, U., Lévesque, E., Boudreau, S., Ropars, P., Hermanutz, L., Trant, A., Collier, L. S., Weijers, S., Rozema, J., Rayback, S. A., Schmidt, N. M., Schaepman-Strub, G., Wipf, S., Rixen, C., Ménard, C. B., Venn, S., Goetz, S., Andreu-Hayles, L., Elmendorf, S., Ravolainen, V., Welker, J., Grogan, P., Epstein, H. E., and Hik, D. S. (2011). Shrub expansion in tundra ecosystems : dynamics, impacts and research priorities. *Environmental Research Letters*, 6(4) :045509.

- Nachtergaele, F. (2001). Soil taxonomy a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys - Second edition, by Soil Survey Staff, 1999, USDA-NRCS, Agriculture Handbook number 436, Hardbound. *Geoderma*, 99(3-4) :336–337.
- Napoly, A., Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Martin, E., Seferian, R., Carrer, D., Decharme, B., and Jarlan, L. (2017). The interactions between soil-biosphere-atmosphere (ISBA) land surface model multi-energy balance (MEB) option in SURFEXv8 - Part 2 : Introduction of a litter formulation and model evaluation for local-scale forest sites. *Geoscientific Model Development*, 10(4) :1621–1644.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J. F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1-4) :145–159.
- Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. 117(3) :536–549.
- NRCAN (2016). Atlas du Canada, 6e édition. <http://atlas.nrcan.gc.ca/site/francais/index.html>.
- Osterkamp, T. and Burn, C. (2015). CRYOSPHERE | Permafrost. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, pages 208–216. Elsevier.
- Osterkamp, T. and Jorgenson, M. (2009). Permafrost conditions and processes. *Young, R. and Thompson, H.(eds), National Park Service Geological Monitoring Manual, Geological Society of America : Boulder, Co*, 10(9) :205–227.
- Overduin, P., Kane, D., and van Loon, W. (2006). Measuring thermal conductivity in freezing and thawing soil using the soil temperature response to heating. *Cold Regions Science and Technology*, 45(1) :8–22.
- Overland, J. E. and Wang, M. (2016). Recent Extreme Arctic Temperatures are due to a Split Polar Vortex. *Journal of Climate*, 29(15) :5609–5616.
- Paquin, J.-P. and Sushama, L. (2015). On the arctic near-surface permafrost and climate sensitivities to soil and snow model formulations in climate models. *Climate Dynamics*, 44(1-2) :203–228.
- Paradis, M., Lévesque, E., and Boudreau, S. (2016). Greater effect of increasing shrub height on winter versus summer soil temperature. *Environmental Research Letters*, 11(8) :085005.
- Payette, S. (2004). Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophysical Research Letters*, 31(18) :L18208.
- Payette, S., Delwaide, A., Morneau, C., and Lavoie, C. (1994). Stem Analysis of a Long-Lived Black Spruce Clone at Treeline. *Arctic and Alpine Research*, 26(1) :56.

- Pearson, R. G., Phillips, S. J., Lorant, M. M., Beck, P. S. a., Damoulas, T., Knight, S. J., and Goetz, S. J. (2013). Shifts in Arctic vegetation and associated feedbacks under climate change. *Nature Climate Change*, 3(7) :673–677.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., and McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5) :1633–1644.
- Penner, E. (1970). Thermal conductivity of frozen soils. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7(3) :982–987.
- Penner, E., Johnston, G. H., and Goodrich, L. E. (1975). Thermal conductivity laboratory studies of some MacKenzie Highway soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 12(3) :271–288.
- Peters-Lidard, C. D., Blackburn, E., Liang, X., and Wood, E. F. (1998). The Effect of Soil Thermal Conductivity Parameterization on Surface Energy Fluxes and Temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(7) :1209–1224.
- Petit, R. J., Raynaud, D., Basile, I., Chappellaz, J., Ritz, C., Delmotte, M., Legrand, M., Lorius, C., and Pe, L. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399 :429–413.
- Pithan, F. and Mauritsen, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*, 7(3) :181–184.
- Pomeroy, J. W., Bewley, D. S., Essery, R. L. H., Hedstrom, N. R., Link, T., Granger, R. J., Sicart, J. E., Ellis, C. R., and Janowicz, J. R. (2006). Shrub tundra snowmelt. *Hydrological Processes*, 20(4) :923–941.
- Post, E. and Forchhammer, M. C. (2008). Climate change reduces reproductive success of an Arctic herbivore through trophic mismatch. *Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences*, 363(1501) :2367–2373.
- Post, E., Forchhammer, M. C., Bret-Harte, M. S., Callaghan, T. V., Christensen, T. R., Elberling, B., Fox, A. D., Gilg, O., Hik, D. S., Høye, T. T., Ims, R. a., Jeppesen, E., Klein, D. R., Madsen, J., McGuire, a. D., Rysgaard, S., Schindler, D. E., Stirling, I., Tamstorf, M. P., Tyler, N. J. C., van der Wal, R., Welker, J., Wookey, P. a., Schmidt, N. M., and Aastrup, P. (2009). Ecological dynamics across the Arctic associated with recent climate change. *Science (New York, N.Y.)*, 325 :1355–1358.
- Post, E. and Pedersen, C. (2008). Opposing plant community responses to warming with and without herbivores. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(34) :12353–12358.
- Provencher-Nolet, L., Bernier, M., and Levesque, E. (2014). Short term change detection in tundra vegetation near Umiujaq, subarctic Quebec, Canada. In *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 4668–4670.

- Rasmus, S., Lundell, R., and Saarinen, T. (2011). Interactions between snow, canopy, and vegetation in a boreal coniferous forest. *Plant Ecology & Diversity*, 4(1) :55–65.
- Riche, F. and Schneebeli, M. (2010). Instruments and Methods Microstructural change around a needle probe to measure thermal conductivity of snow. *Journal of Glaciology*, 56(199) :871–876.
- Riche, F. and Schneebeli, M. (2013). Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations. *The Cryosphere*, 7(1) :217–227.
- Robinson, D. A. and Frei, A. (2000). Seasonal variability of northern hemisphere snow extent using visible satellite data. *The Professional Geographer*, 52(2) :307–315.
- Ropars, P. and Boudreau, S. (2012). Shrub expansion at the forest–tundra ecotone : spatial heterogeneity linked to local topography. *Environmental Research Letters*, 7(1) :015501.
- Saccone, P., Morin, S., Baptist, F., Bonneville, J.-M., Colace, M.-P., Domine, F., Faure, M., Geremia, R., Lochet, J., Poly, F., Lavorel, S., and Clément, J.-C. (2013). The effects of snowpack properties and plant strategies on litter decomposition during winter in subalpine meadows. *Plant and Soil*, 363(1-2) :215–229.
- Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V. E., Schuur, E. a. G., and Witt, R. (2014). The impact of the permafrost carbon feedback on global climate. *Environmental Research Letters*, 9(8) :085003.
- Schimel, J. P., Bilbrough, C., and Welker, J. M. (2004). Increased snow depth affects microbial activity and nitrogen mineralization in two Arctic tundra communities. *Soil Biology and Biochemistry*, 36(2) :217–227.
- Schneider Von Deimling, T., Meinshausen, M., Levermann, A., Huber, V., Frieler, K., Lawrence, D. M., and Brovkin, V. (2012). Estimating the near-surface permafrost-carbon feedback on global warming. *Biogeosciences*, 9(2) :649–665.
- Schuur, E., Bockheim, J., Canadell, J. G., B, E. E. C., Goryachkin, S. V., Hagemann, S., Kuhry, P., Laffleur, P. M., Lee, H., Nelson, M. F. E., Rinke, A., Romanovsky, V. E., Shiklomanov, N., Tarnocai, C., Venevsky, S., Vogel, J. G., and Sergei, a. (2008). Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change : Implications for the Global Carbon Cycle. *BioScience*, 58(8) :701–714.
- Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., Hugelius, G., Koven, C. D., and Kuhry, P. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520 :171–179.

- Serreze, M. C., J.e.walsh, Iii, F. S. C., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W. C., Morison, J., Zhang, T., and Barry, R. G. (2000). Observational evidence of recent change in the northern high latitude environment. *Climatic Change*, 46 :159–207.
- Shur, Y. L. and Jorgenson, M. T. (2007). Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1) :7–19.
- Smerdon, B. D. and Mendoza, C. (2010). Hysteretic freezing characteristics of riparian peatlands in the western boreal forest of canada. *Hydrological processes*, 24(8) :1027–1038.
- Smith, C. D. (2007). Correcting the wind bias in snowfall measurements made with a Geonor T-200B precipitation gauge and Alter wind shield. *87th American Meteorological Society Annual Meeting*, 36(5) :13–18.
- Smith, M. W. (1985). Observations of soil freezing and frost heave at Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(2) :283–290.
- Smith, S., Romanovsky, V., a.G. Lewkowicz, Burn, C., Allard, M., Clow, G., Yoshikawa, K., and Throop, J. (2010). Thermal state of permafrost in North America : a contribution to the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2) :117–135.
- Smith, S. J., Edmonds, J., Hartin, C. A., Mundra, A., and Calvin, K. (2015). Near-term acceleration in the rate of temperature change. *Nature Climate Change*, 5(4) :333–336.
- Smith, T. M., Karl, T. R., and Reynolds, R. W. (2002). How accurate are climate simulations? *Science*, 296(April) :483–484.
- Soil Classification Working Group (1998). *The Canadian System of Soil Classification*. Agric. and Agri-Food Can. Publ. 1646 (Revised).
- Sommerfeld, R. and LaChapelle, E. (1970). The classification of snow metamorphism. *Journal of Glaciology*, 9(55) :3–17.
- Spaans, E. J. and Baker, J. M. (1996). The soil freezing characteristic : Its measurement and similarity to the soil moisture characteristic. *Soil Science Society of America Journal*, 60(1) :13–19.
- Sturm, M. and Benson, C. (1997). Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *Journal of Glaciology*, 43.
- Sturm, M. and Benson, C. (2004). Scales of spatial heterogeneity for perennial and seasonal snow layers. *Annals of Glaciology*, 38(1) :253–260.
- Sturm, M., Derksen, C., Liston, G., Silis, A., Solie, D., Holmgren, J., and Huntington, H. (2008). A reconnaissance snow survey across northwest territories and nunavut, canada.

- Technical report, April 2007, Tech. Rep. ERDC/CRREL TR-08-3, Eng. Res. and Dev. Cent., Hanover, NH.
- Sturm, M., Douglas, T., Racine, C., and Liston, G. E. (2005a). Changing snow and shrub conditions affect albedo with global implications. 110(G1) :1–13.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., and Morris, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43(143) :26–41.
- Sturm, M., Holmgren, J., and Liston, G. E. (1995). A seasonal snow cover classification system for local to global applications. 8(5) :1261–1283.
- Sturm, M. and Johnson, J. B. (1991). Natural convection in the subarctic snow cover. *Journal of Geophysical Research*, 96(B7) :11657–11671.
- Sturm, M. and Johnson, J. B. (1992). Thermal conductivity measurements of depth hoar. *Journal of Geophysical Research*, 97(B2) :2129.
- Sturm, M., Liston, G. E., Benson, C. S., and Holmgren, J. (2001a). Characteristics and Growth of a Snowdrift in Arctic Alaska, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33(3) :319.
- Sturm, M., McFadden, J. P., Liston, G. E., Stuart Chapin, F., Racine, C. H., and Holmgren, J. (2001b). Snow-shrub interactions in Arctic Tundra : A hypothesis with climatic implications. *Journal of Climate*, 14(3) :336–344.
- Sturm, M., Perovich, D. K., and Holmgren, J. (2002). Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice of the Beaufort Sea. 107(0) :1–17.
- Sturm, M., Schimel, J., Michaelson, G., Welker, J. M., Oberbauer, S. F., Liston, G. E., Fahnestock, J., and Romanovsky, V. E. (2005b). Winter Biological Processes Could Help Convert Arctic Tundra to Shrubland. *BioScience*, 55(1) :17.
- Sun, S., Jin, J., and Xue, Y. (1999). A simple snow-atmosphere-soil transfer model. *Journal of Geophysical Research*, 104(D16) :19587.
- Sweet, S. K., Griffin, K. L., Steltzer, H., Gough, L., and Boelman, N. T. (2015). Greater deciduous shrub abundance extends tundra peak season and increases modeled net CO₂ uptake. *Global Change Biology*, 21(6) :2394–2409.
- Taillandier, A. (2006). *Evolution de la surface spécifique de la neige. Etudes expérimentales et de terrain, paramétrisation*. PhD thesis.
- Taillandier, A.-S., Domine, F., Simpson, W. R., Sturm, M., and Douglas, T. A. (2007). Rate of decrease of the specific surface area of dry snow : Isothermal and temperature gradient conditions. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 112(F3).

- Tape, K., Sturm, M., and Racine, C. (2006). The evidence for shrub expansion in Northern Alaska and the Pan-Arctic. *Global Change Biology*, 12(4) :686–702.
- Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. a. G., Kuhry, P., Mazhitova, G., and Zimov, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2) :1–11.
- Tuzet, F., Dumont, M., Lafaysse, M., Picard, G., Arnaud, L., Voisin, D., Lejeune, Y., Charrois, L., Nabat, P., and Morin, S. (2017). A multilayer physically based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow. *The Cryosphere*, 11(6) :2633–2653.
- Van Everdingen, R. O. (1998). *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms in Chinese, English, French, German, Icelandic, Italian, Norwegian, Polish, Romanian, Russian, Spanish, and Swedish*. International Permafrost Association, Terminology Working Group.
- Van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S. J., and Rose, S. K. (2011). The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change*, 109(1-2) :5–31.
- Verne, J. (1873). *Le Pays des fourrures*. Voyages extraordinaires. Bibliothèque d'éducation et de récréation.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., and Willemet, J.-M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geoscientific Model Development*, 5(3) :773–791.
- Vionnet, V., Guyomarc'h, G., Naaim Bouvet, F., Martin, E., Durand, Y., Bellot, H., Bel, C., and Puglièse, P. (2013). Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period : Observations and modelling. *Advances in Water Resources*, 55 :53–63.
- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Guyomarc'h, G., Naaim-Bouvet, F., Prokop, A., Durand, Y., and Lac, C. (2014). Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model. *The Cryosphere*, 8(2) :395–415.
- Vuichard, N. and Papale, D. (2015). Filling the gaps in meteorological continuous data measured at FLUXNET sites with ERA-Interim reanalysis. *Earth System Science Data*, 7(2) :157–171.
- Walker, D. A., Jia, G. J., Epstein, H. E., Raynolds, M. K., Chapin, I. S., Copass, C., Hinzman, L. D., Knudson, J. A., Maier, H. A., Michaelson, G. J., Nelson, F., Ping, C. L., Romanovsky, V. E., and Shiklomanov, N. (2003). Vegetation-soil-thaw-depth relationships

- along a low-arctic bioclimate gradient, Alaska : Synthesis of information from the ATLAS studies. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(2) :103–123.
- Warren, S. G. (1982). Optical properties of snow. 20(1) :67.
- Warren, S. G. and Wiscombe, W. J. (1980). A Model for the Spectral Albedo of Snow. II : Snow Containing Atmospheric Aerosols. 37(12) :2734–2745.
- Wigley, T. M. L. and Raper, S. C. B. (2001). Interpretation of High Projections for Global-Mean Warming. *Science*, 293(5529) :451–454.
- Williams, P. J. and Smith, M. W. (1991). *The Frozen Earth : Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press.
- WMO (1988). Déclaration de la conférence. In *The Changing Atmosphere : Implications for Global Security, Toronto, Ontario, Canada June 27-30, 1988*, pages 305–318.
- WMO (2017). WMO Statement on the State of the Global Climate in 2016. Technical Report 1189, World Meteorological Organization.
- Woo, M.-K. (2012). *Permafrost hydrology*. Springer Science & Business Media.
- Yen, Y.-C. (1981). Review of thermal properties of snow, ice, and sea ice. Technical report, COLD REGIONS RESEARCH AND ENGINEERING LAB HANOVER NH.
- Zhang, T. (2005). Influence of seasonal snow cover on the ground thermal regime : an overview. *Reviews in Geophysics*, 43(2004) :RG4002.
- Zimov, S. A., Schuur, E. A. G., and Stuart Chapin, F. (2006). CLIMATE CHANGE : Permafrost and the Global Carbon Budget. *Science*, 312(5780) :1612–1613.

