

La taille des grains de neige et son influence sur le climat antarctique

Ghislain Picard¹, Florent Domine², Gerhard Krinner¹,
Laurent Arnaud¹, Quentin Libois¹, Samuel Morin³

- 1 Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement, Université Grenoble Alpes / CNRS, Grenoble, France
- 2 Takuvik joint international laboratory, Université Laval / CNRS, Québec, Canada
- 3 Centre d'études de la neige, Centre national de recherches météorologiques – Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique, Météo-France / CNRS, Grenoble, France

ghislain.picard@ujf-grenoble.fr

Résumé

L'Antarctique est couvert d'un manteau neigeux pérenne qui réfléchit une grande partie du rayonnement solaire incident et contribue à maintenir des températures très basses sur le continent austral. Ce pouvoir réfléchissant, dénommé albédo, est l'objet de variations faibles, en fonction des transformations de la neige, mais néanmoins capables de modifier le climat antarctique. L'essentiel des transformations se déroule pendant quelques semaines autour du solstice d'été (décembre/janvier), quand les températures « culminent » autour de -25 °C . Parmi ces transformations, l'augmentation de la taille de grain joue un rôle particulier, car elle diminue le pouvoir réfléchissant dans les longueurs d'onde du proche infrarouge et amplifie le réchauffement du manteau neigeux par absorption de rayonnement solaire. Ce réchauffement renforce à son tour le grossissement des grains de neige et ainsi de suite. Dans cette étude, nous montrons que les précipitations neigeuses qui ont lieu pendant cette période estivale peuvent fortement interférer avec cette chaîne de processus. Le rôle des précipitations, sous-estimé jusqu'à présent, est important pour prévoir le futur du climat antarctique, car il pourrait amoindrir l'amplitude du réchauffement climatique habituellement prévu par les modèles de climat en Antarctique.

La neige joue un rôle important dans le système climatique, car elle est impliquée dans de nombreuses boucles de rétroaction. Elle réunit en effet deux caractères essentiels : premièrement, elle réfléchit le rayonnement solaire incident à la surface de la Terre bien plus que toutes les autres surfaces (végétation, océan, terre nue...) ; deuxièmement, ce pouvoir réfléchissant (aussi appelé albédo) peut être modulé par les conditions météorologiques. L'albédo dépend en effet des propriétés physiques de la neige en surface. Par exemple, la neige à gros grains est moins diffusante que celle à petits grains, ce qui conduit à un albédo plus faible. Ainsi, le métamorphisme de la neige, phénomène thermodynamique qui se traduit par un grossissement général de la taille des grains, conduit à une baisse de l'albédo. La température étant le premier facteur gouvernant la vitesse de grossissement, on comprend que les conditions météorologiques puissent jouer un rôle important sur le manteau neigeux et son albédo. La présence d'impuretés absorbant la lumière (poussières, particules de carbone-suie... ; Warren, 1982), un manteau neigeux de faible épaisseur couvrant le sol ou la présence de glace s'accompagnent aussi d'un albédo plus faible.

Ces caractéristiques permettent d'expliquer la rétroaction neige-albédo suivante : une baisse de l'albédo, induite par un changement des propriétés physiques de la neige ou une disparition partielle du manteau neigeux, tend à

augmenter l'absorption de rayonnement solaire par la surface, ce qui provoque un réchauffement de cette surface ou de l'air, et accélère l'évolution de la neige (métamorphisme, fonte...), induisant généralement une nouvelle baisse de l'albédo. Cet enchaînement de processus, appelé aussi rétroaction positive, est capable d'amplifier un forçage extérieur, comme une hausse de température par exemple. Toutefois, il est important de bien connaître les éléments du contexte environnemental dans lequel s'effectue cette rétroaction, tels que la banquise, les surfaces enneigées de façon saisonnière (par exemple les montagnes et les terres arctiques), les calottes glaciaires ou encore les glaciers couverts de façon pérenne. Dans ce dernier cas, il faut encore distinguer les régions où la neige est sujette à des périodes de fonte (température de la neige en surface à 0 °C) des zones sèches, où la température reste négative toute l'année, ce qui est le cas de l'essentiel de la calotte antarctique et d'une moitié environ de la calotte groenlandaise (Picard *et al.*, 2007). Les rétroactions neige-albédo ont une « puissance » d'amplification variable selon les cas et impliquent des processus différents, contrôlés par de nombreux facteurs. Les propriétés de la neige sur de la banquise, par exemple, dépendent des conditions passées rencontrées par la banquise au cours de son trajet sur l'océan, alors que les propriétés de la neige saisonnière peuvent être fortement influencées par l'apport de poussière minérale d'origine locale. Les

Abstract

Snow grain size and its influence on the Antarctic climate

Antarctica is covered by a perennial snow cover which reflects a large part of the incident solar radiation and contributes to maintain very low temperatures over the continent. The reflected power, also called albedo, shows small variations, resulting from changes in the snow properties at the surface, that can modify the Antarctic climate. These changes usually occur during a few weeks around the summer solstice (December/January) when the temperatures rise up to -25°C . Among the transformations, the growth of snow grain plays a particular role because it reduces the albedo, especially in the near infrared. As a consequence, this amplifies the warming of the snowpack by absorption of solar radiation and further accelerates the snow grain growth. In this study, we show that solid precipitation falling during the summer period can strongly interfere with this chain of processes. The role of precipitation, underestimated until now, appears to be important to predict the future climate of Antarctica, as it could decrease the warming usually predicted by climate models over Antarctica.

travaux présentés ici s'intéressent à la neige sèche du plateau Antarctique, où les températures restent négatives et même généralement inférieures à -20°C tout au long de l'année.

Si ces boucles de rétroaction sont bien décrites depuis longtemps sur le plan qualitatif, leur mise en évidence à partir d'observations ou leur quantification précise grâce aux modèles numériques est beaucoup plus difficile. Une raison est la forte imbrication de ces boucles dans un ensemble de processus du système climatique, impliquant notamment les nuages, les précipitations, le vent, les aérosols, etc. De plus, les observations disponibles, comme celles acquises par les stations météorologiques, ne sont pas nécessairement adaptées aux études climatiques de long terme. On cherche en général de faibles variations sur des moyennes, ce qui requiert des séries d'observations précises et non biaisées, alors que les études de court terme se satisfont d'une moindre précision. Cet aspect instrumental est particulièrement critique en Antarctique, où l'observation météorologique est un réel défi. L'albédo large bande – nommé ainsi, car il intègre le rayonnement réfléchi à des longueurs d'onde couvrant tout le spectre solaire (0,3 à $5\ \mu\text{m}$) – est mesuré en quelques stations seulement et les séries suffisamment longues sont extrêmement rares (figure 1). Mais même avec une bonne disponibilité des observations, les capteurs sur

les stations visent une petite surface au sol, de quelques mètres carrés au plus, ils ont une réponse angulaire imparfaite et sont souvent givrés ou recouverts de neige. Ceci induit des erreurs importantes qui peuvent perturber l'interprétation des séries temporelles (Pirazzini, 2004) et limitent la précision des moyennes de long terme. Les observations par satellite permettent de s'affranchir de spécificités locales ou des dérives instrumentales, puisqu'on peut étalonner les satellites entre eux ou d'une région à l'autre relativement facilement. Toutefois, les instruments satellitaires opérant dans le domaine du spectre solaire mesurent des réflectances directionnelles à quelques longueurs d'onde, et non des albédos intégrant l'ensemble des directions et du spectre. De plus, ils ne peuvent effectuer des mesures que par ciel clair. Les albédos de surface obtenus par satellite sont donc des estimations – et non des observations directes – dont la précision est variable selon les conditions.

L'originalité des travaux présentés ici est d'avoir contourné ce problème en exploitant des données satellitaires acquises dans les domaines des micro-ondes (à des fréquences de 89 et 150 GHz précisément), non pas pour mesurer directement l'albédo, mais pour observer l'évolution de la taille des grains de neige, qui est un facteur déterminant l'albédo (Picard *et al.*, 2012).

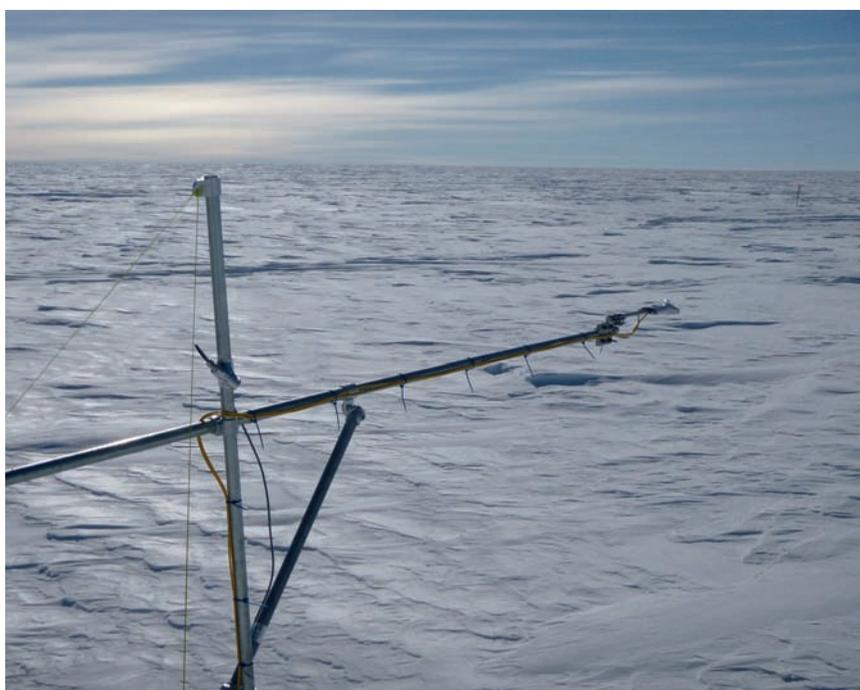


Figure 1. Station automatique de mesure de l'albédo bande large (intégrant les longueurs d'onde de 0,3 à $5\ \mu\text{m}$) et des flux infrarouge à la station franco-italienne Concordia sur le plateau Antarctique.

Données satellites micro-onde pour la taille des grains de neige

La profondeur de pénétration dans la matière des ondes électromagnétiques est plus importante à mesure que la fréquence décroît et est donc plus grande dans le domaine des micro-ondes que dans celui du spectre solaire. Ceci implique une faible interaction avec l'atmosphère et les nuages (en tous cas en dehors des bandes d'absorption des gaz atmosphériques qui sont étroites et bien connues). Cela permet ainsi d'obtenir des caractéristiques de l'intérieur du milieu sondé : par exemple, l'humidité des premiers centimètres du sol avec le satellite Smos (Kerr *et al.*, 2012) ou la taille des grains de neige jusqu'à 5 m de profondeur dans la neige (Brucker *et al.*, 2010). Dans notre cas, cette capacité de pénétration est un défaut, puisque l'albédo est sensible à la taille des grains dans les tout premiers centimètres. Pour limiter la pénétration, nous avons exploité les plus hautes fréquences micro-onde disponibles.

Les capteurs *Advanced Microwave Sounding Unit-B* (Amsu-B) et *Micro-wave Humidity Sounder* (MHS) sont utilisés couramment en météorologie pour le sondage de la troposphère et de la stratosphère (température, humidité...) en utilisant la bande d'absorption de la vapeur d'eau autour de 183 GHz. Ces capteurs sont aussi équipés de fréquences complémentaires (89 et 150 GHz) qui répondent à notre besoin, et ceci d'autant plus que sur le plateau Antarctique l'atmosphère est froide et sèche, et donc parfaitement transparente à ces fréquences, ce qui n'est pas le cas dans les régions de plus basse latitude. Ces capteurs, dédiés initialement au sondage de l'atmosphère, offrent ainsi un moyen original d'observer les surfaces enneigées en Antarctique. La figure 2a montre l'évolution pendant une année typique des mesures par Amsu-B à ces deux fréquences, à Dôme C où se situe la base franco-italienne Concordia (75° S, 123° E). La grandeur mesurée est la température de brillance (T_b). Comme dans le domaine infrarouge, cette grandeur correspond à la température du corps noir qui émettrait la même quantité de rayonnement que la surface neigeuse à la longueur d'onde considérée. Elle dépend de la température (physique) de la neige mais aussi de ses propriétés physiques. Les oscillations

visibles en figure 2a sont donc le reflet au premier ordre du cycle annuel de température à la surface de la neige. On note cependant qu'en été la température de brillance à 150 GHz décroche (zone grise sur la figure) par rapport à celle à 89 GHz. Ceci s'explique par une variation de l'émissivité à 150 GHz. On sait depuis Zwally (1977) que l'émissivité micro-onde diminue d'autant que les diffuseurs (ici les grains de neige) sont gros et que cet effet augmente avec la fréquence. Ainsi, l'émissivité à 150 GHz dépend fortement de la taille des grains dans les cinq premiers centimètres environ, alors qu'à 89 GHz elle dépend de la taille des grains de neige sur environ 20 cm, mais moins fortement. Il faut noter que ces profondeurs sont indicatives et potentiellement variables, car elles correspondent à la profondeur de pénétration des ondes, qui varie en fonction des propriétés de la neige. On déduit de ces variations que le signal de température de

brillance à 89 GHz est dominé par la température physique de la neige, alors qu'à 150 GHz il dépend à la fois de la taille des grains et de la température. Ainsi, par combinaison des températures de brillance mesurées à ces deux fréquences, il est possible d'en déduire le facteur taille et de s'affranchir des variations de température. Pour cela, nous avons introduit un indice nommé *grain index* (GI) et défini par $GI = 1 - T_b(89 \text{ GHz})/T_b(150 \text{ GHz})$. Il est simple à calculer et ne requiert que des observations des instruments satellitaires Amsu-B ou MSH.

Parallèlement, une approche plus rigoureuse s'appuyant sur un modèle de transfert radiatif micro-onde de la neige DMRT-ML (Picard *et al.*, 2013) utilisé en mode inverse a permis d'estimer la taille des grains à deux niveaux (0-7 cm et 7 cm et plus) à partir des températures de brillance d'Amsu-B (figure 2c). Des mesures *in situ* de la taille des

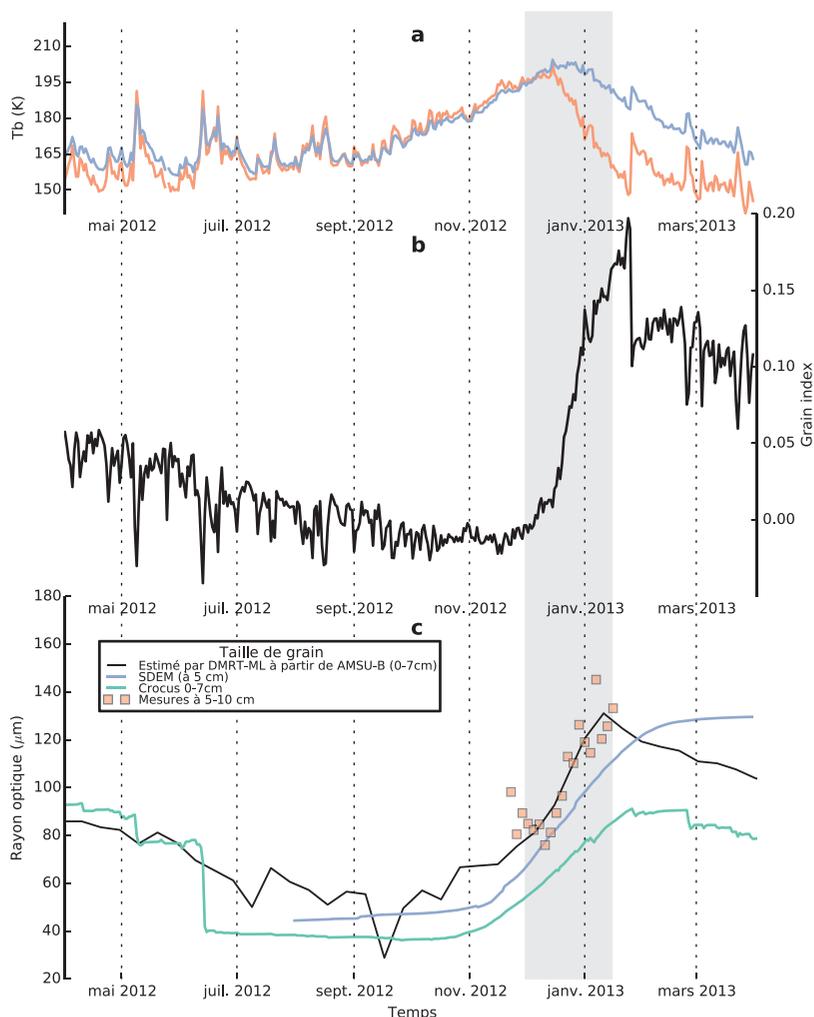


Figure 2. a) Évolution de la température de brillance (en K) à 89 GHz (bleu) et 150 GHz (rouge) observée par le capteur Amsu-B à Dôme C, Antarctique ; b) évolution du *grain index* (GI) dérivé des températures de brillance ; c) évolution de la taille des grains (en μm) estimée par inversion des températures de brillance avec le modèle de transfert radiatif DMRT-ML, simulée par les modèles SDEM et Crocus, et mesurée sur le terrain avec l'instrument Asssap. La zone grisée représente les six semaines autour du solstice d'été.

grains réalisées grâce à un instrument conçu au Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement (Assap, Arnaud *et al.*, 2011) ont permis de confirmer expérimentalement les valeurs obtenues (figure 2c) et de confirmer que le GI était un bon indicateur de la taille des grains proches de la surface.

Évolution saisonnière de la taille des grains

L'évolution du GI (figure 2b) indique une claire augmentation pendant quelques semaines autour du solstice d'été (période qu'on appellera été) et une lente décroissance le reste du temps (période qu'on dénommera hiver). Cette évolution remarquable montre pour la première fois « en direct » le métamorphisme qui se déroule à proximité de la surface lorsque les températures de l'air sont autour de leur maximum, généralement autour de $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$. L'évolution hivernale est caractérisée par une décroissance quasi monotone et lente, avec toutefois une chute rapide et unique fin février. Contrairement à ce que l'on pourrait penser, cette évolution n'est pas le reflet d'une décroissance de la taille des grains en surface, qui est un phénomène assez rare (Domine *et al.*, 2009). Elle s'interprète par l'apport de neige fraîche (par précipitation ou transport de neige soufflée) caractérisée par des grains de plus petite taille qui recouvrent progressivement les grains ayant subi le métamorphisme estival. Il faut rappeler qu'il tombe en moyenne seulement 8 cm de neige par an à Dôme C, c'est-à-dire à peine plus que l'épaisseur sondée par le satellite. La baisse de GI révèle donc une diminution de la taille moyenne des grains sur cette épaisseur. La variation brutale observée en février s'expliquerait alors par une précipitation « intense » (peut-être 1 cm) et la progression régulière par des précipitations faibles et régulières.

Pendant l'hiver, le métamorphisme est très réduit du fait des faibles températures (-80 à $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ typiquement, Town *et al.*, 2008). C'est pourquoi la baisse de GI est monotone et dure jusqu'à l'été suivant quand les températures permettent à nouveau un grossissement significatif des grains. La modélisation thermodynamique du manteau neigeux permet de rendre compte de ce phénomène. Dans l'étude initiale (Picard *et al.*, 2012), nous avons utilisé un modèle relativement simple (Picard *et al.*, 2009, SDEM) composé d'un

schéma de surface, de la diffusion thermique dans un manteau multicouche et d'une vitesse de métamorphisme gouvernée par le gradient de pression de vapeur saturante (Picard *et al.*, 2012). Les résultats de la figure 2c confirment bien l'accroissement estival, mais comme le modèle ne prend pas en compte les précipitations il ne permet pas la simulation hivernale. Récemment, nous avons adapté le modèle de neige Crocus (Brun *et al.*, 1992 ; Vionnet *et al.*, 2012) aux conditions antarctiques. Les simulations ainsi produites offrent une vue encore plus détaillée du phénomène (figure 2c), car Crocus prend en compte les événements de précipitation ; il prévoit ainsi la petite chute fin février 2013 et la décroissance hivernale.

Rétroaction neige-albédo à l'échelle saisonnière

La croissance des grains au début de l'été est caractérisée par un démarrage abrupt qui intervient chaque année (figure 3) la première semaine de décembre. Cette observation remarquable paraît incompatible avec le forçage du phénomène par la température comme évoqué précédemment, car la variabilité interannuelle de la température mensuelle est très importante. De plus, la croissance des grains semble très rapide, ce qui s'avère difficile à expliquer seulement du fait de la hausse progressive des températures de l'air, même en prenant en compte la forte non-linéarité de la dépendance de la pression partielle de vapeur d'eau à la température. Ces deux faits nous ont poussés à explorer plus en détail les processus à l'œuvre.

Notre hypothèse est que l'absorption du rayonnement solaire dans la neige joue un rôle fondamental : il permet à la fois un réchauffement superficiel du manteau neigeux, avec une relative indépendance à la température de l'air, et induit surtout une forte augmentation du gradient de température dans le premier centimètre, ce qui augmente très efficacement le métamorphisme (Colbeck, 1983). Ce dernier point mérite éclaircissement : la neige est un milieu translucide dans le visible et le proche infrarouge, c'est-à-dire dans le spectre solaire entre $0,3$ et $5\text{ }\mu\text{m}$, mais complètement opaque dans l'infrarouge thermique ($5-15\text{ }\mu\text{m}$). Ceci implique que le manteau est réchauffé par le soleil dans les premiers centimètres, alors qu'il se refroidit par rayonnement thermique par la partie superficielle des grains les plus en surface (quelques micromètres). Du fait du caractère très isolant de la neige, la température quelques centimètres sous la surface est alors supérieure à celle de la surface, ce qui engendre des gradients de température potentiellement très élevés ($1\text{ }^{\circ}\text{C}$ sur 1 cm , soit $100\text{ }^{\circ}\text{C/m}$) et accélère le métamorphisme. Ce phénomène est dénommé effet de serre solide, les cristaux de neige jouant ici le rôle des vitres de nos serres de jardin.

Le lien entre absorption solaire et métamorphisme a une conséquence majeure : l'augmentation de la taille des grains provoque une diminution de l'albédo, qui augmente l'énergie solaire absorbée par le manteau neigeux et conduit à un réchauffement sous la surface de plus en plus important. Ceci est renforcé par le fait que des grains plus gros diffusent le rayonnement solaire encore plus en profondeur (figure 4). Cet

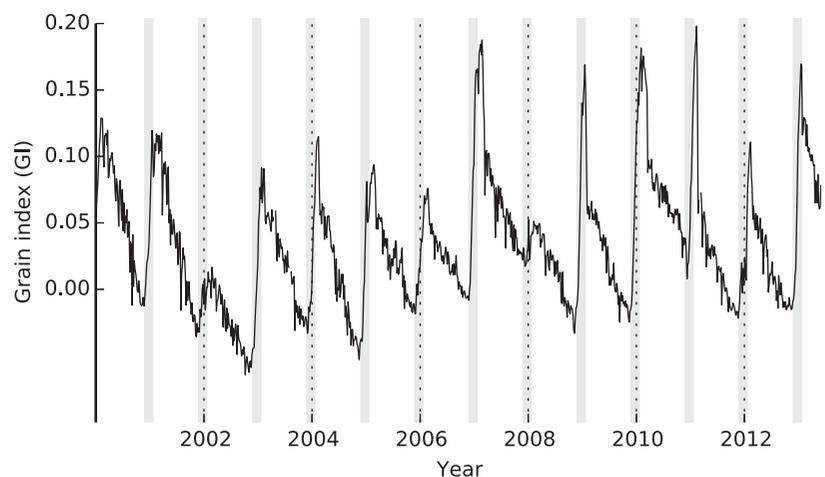


Figure 3. Évolution du *grain index* (GI) à Dôme C dérivé des températures de brillance du capteur Amsu-B sur l'ensemble de la série temporelle disponible. Les zones grisées représentent les six semaines autour du solstice d'été.

enchaînement de processus forme une boucle de rétroaction positive neige-albédo (figure 5) capable d'expliquer la régularité de la date de déclenchement du métamorphisme, ainsi que son caractère brusque et rapide. Il est à noter que cette boucle de rétroaction se distingue des autres boucles évoquées dans l'introduction par le fait que c'est la neige elle-même qui se réchauffe et non l'atmosphère, et que c'est le gradient de température et non la température elle-même qui est le facteur le plus important. L'albédo et la taille des grains restent des variables clés dans tous les cas.

Variabilité interannuelle

La figure 3 dévoile l'évolution du GI sur plusieurs années avec l'ensemble des données aujourd'hui disponibles

avec Amsu-B. On remarque immédiatement la variabilité interannuelle de l'accroissement estival. Les étés austraux 2001-2002 et 2007-2008 ont connu un faible métamorphisme alors que les étés 2006-2007 et 2010-2011 présentent un maximum. Cette forte variabilité s'explique bien par le caractère amplificateur et la forte sensibilité aux conditions initiales de la boucle de rétroaction positive. Reste à trouver le facteur perturbant cette boucle. Dans notre étude de 2012, nous avons mis en évidence une très forte anticorrélation (coefficient de corrélation linéaire de -0,76) entre l'accroissement estival de GI et la quantité de précipitations durant la même période, les années les plus humides correspondant à celles avec un moindre métamorphisme (figure 6). L'explication physique est simple : les précipitations estivales apportent des grains de petite taille en

Quelques définitions

Albédo : proportion du rayonnement solaire incident réfléchi par une surface (sol, neige, végétation, océan...). L'albédo varie entre 0 (aucune réflexion) et 1 (réflexion totale). Pour la neige polaire, il varie habituellement entre 0,8 et 0,9 et dépend de la taille des grains de neige. La fraction de rayonnement solaire non réfléchi est absorbée sous la surface.

Métamorphisme : processus de transformation de la neige au court du temps. Ces processus conduisent en règle générale à un grossissement de la taille des grains de neige. Cependant, selon les conditions de température au sein de la neige, la présence et la quantité d'eau liquide, différents processus thermodynamiques et mécaniques opèrent et conduisent soit à un arrondissement des grains, soit à leur facettisation, soit à un changement des connexions entre les grains et autres changements de la microstructure.

Taille de grain, surface spécifique et microstructure : si la neige qui tombe du ciel est constituée de particules de glace indépendantes et identifiables, une fois au sol, au fur et à mesure des transformations, les « grains » de neige sont de plus en plus connectés et constituent un ensemble qualifié de microstructure. Les recherches récentes tendent à considérer la neige comme un milieu poreux biphasique (constitué de glace et d'air) plutôt qu'un milieu granulaire (constitué de grains). Ce changement implique aussi l'abandon du concept de « taille de grains ». On utilise plutôt la « surface spécifique », définie par le rapport entre la surface de l'interface air-neige et le volume (ou la masse) de glace. Cette grandeur est moins intuitive, mais présente de nombreux avantages pour les recherches quantitatives et est adoptée aujourd'hui par un nombre croissant de chercheurs. Pour cet article, on a préféré utiliser le terme plus intuitif de « taille de grain », mais les graphes et les calculs sous-jacents de cette étude portent sur la surface spécifique de la neige.

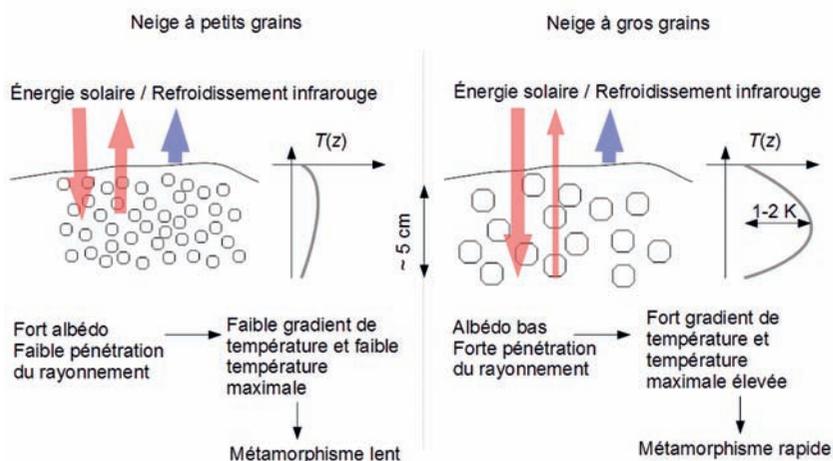


Figure 4. Schéma explicatif de l'effet de serre solide résultant de la pénétration de l'énergie solaire quelques centimètres au sein du manteau neigeux, alors que le refroidissement radiatif dans l'infrarouge se fait par la surface. Quand l'effet de serre solide est fort (à droite, neige à gros grains), le profil de température présente un maximum de 1 ou 2 °C sous la surface, qui augmente à la fois le gradient vertical de température et la température maximale. Ces deux effets se combinent pour accélérer le métamorphisme « de gradient » de la neige, ce qui emballe le grossissement des grains.

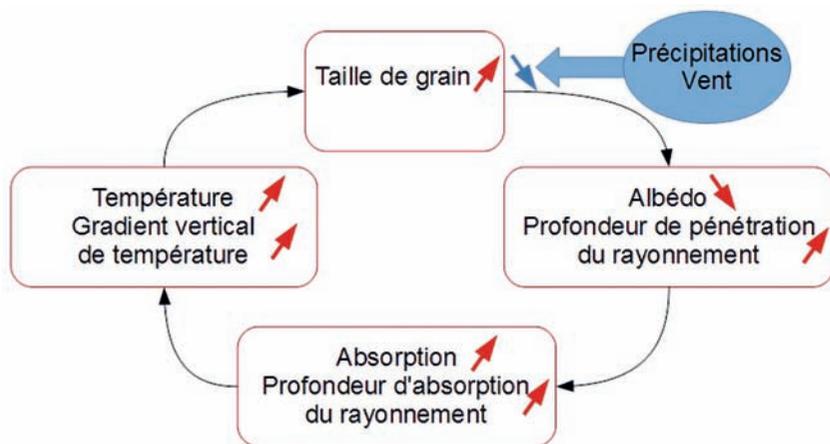


Figure 5. Schéma de la boucle de rétroaction positive (en rouge) qui opère dans le manteau neigeux et qui explique la rapidité de la croissance estivale des grains de neige à Dôme C. Les précipitations, même en faible quantité, et le vent sont capables d'enrayer ce processus certaines années par apport en surface de grains de neige fins.

surface, formant une couche plus réfléchissante dans laquelle la lumière pénètre moins en profondeur. Ceci réduit à la fois la quantité et la profondeur d'absorption de l'énergie solaire. Le métamorphisme est alors fortement ralenti, les grains restent petits (figure 5). Même si cette perturbation est faible, de l'ordre de quelques millimètres de

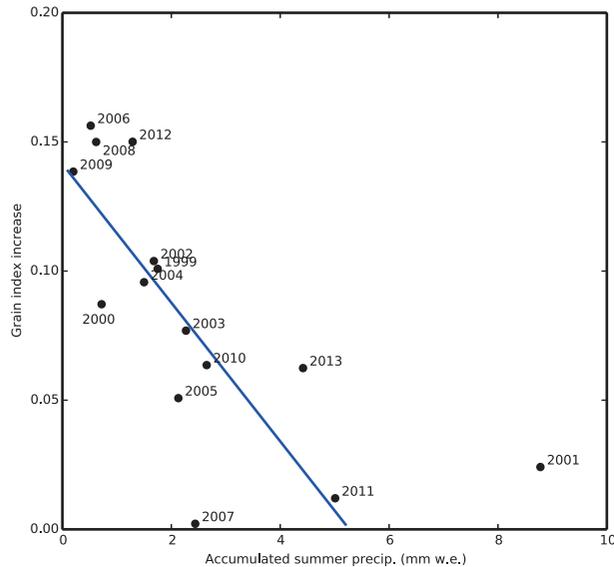


Figure 6. Relation entre l'accroissement du *grain index* (GI), proxy de la taille des grains proche de la surface, et les précipitations cumulées, ces deux grandeurs étant calculées sur une période d'un mois et demi du 1^{er} décembre au 15 janvier. L'année indiquée sur le graphique est celle du premier jour de l'été (en décembre), la saison estivale durant jusqu'en janvier de l'année suivante.

neige accumulés, elle suffit à inhiber la boucle de rétroaction positive et a des conséquences majeures sur le manteau pour l'ensemble de la saison estivale.

Récemment, nous avons observé que la vitesse du vent pendant la période estivale était aussi fortement corrélée avec les précipitations et inversement corrélée avec le grossissement des grains. Physiquement, on peut comprendre cette perturbation de la boucle par le vent, soit en invoquant le fait que les grains transportés par le vent ont tendance à diminuer en taille par sublimation (Domine *et al.*, 2006), induisant un effet similaire aux précipitations de neige fraîche, soit en invoquant le processus de compaction par le vent. On observe en effet souvent que le vent crée des couches superficielles de forte densité, parfois dénommées croûte de vent. Une densité plus élevée conduirait à la fois à une diminution de la pénétration du rayonnement solaire et à une meilleure conduction de la chaleur de l'intérieur du manteau vers la surface, c'est-à-dire à une diminution du gradient vertical de température. Autrement dit, cette croûte de vent réduirait l'effet de serre solide décrit plus haut. Grâce à des études analytiques et numériques avec Crocus, nous avons pu explorer quantitativement cette hypothèse et confirmer le rôle important de la densité sur l'effet de serre solide.

Il est difficile toutefois de trancher aujourd'hui entre les facteurs précipitation et vent, qui sont fortement liés et sont même probablement concomitants. Cette étude met en lumière la complexité des processus dans le

premier centimètre du manteau neigeux et des interactions neige-atmosphère, d'autant que plusieurs processus non abordés dans notre étude et capables d'influencer le profil de température à proximité de la surface mériteraient d'être pris en compte, comme la ventilation de l'air interstitiel ou la rugosité de surface.

Conséquence pour le climat futur

Il apparaît clairement que les grains de neige grossissent en été sur le plateau Antarctique environ d'un facteur trois en moyenne à Dôme C. L'albédo large bande baisse d'environ 0,02 en moyenne durant l'été de ce fait d'après nos estimations fondées sur le modèle de transfert radiatif optique DISORT (Stamnes *et al.*, 1988). Cette variation d'albédo peut paraître faible, mais elle correspond à des quantités d'énergie absorbée supérieures à celles dues à l'effet de serre induit par la hausse contemporaine du dioxyde de carbone (environ $1,7 \text{ W m}^{-2}$). La nature de ces deux forçages est toutefois différente (domaine spectral solaire et infrarouge, respectivement) et l'effet de l'albédo reste limité à l'Antarctique quelques mois en été, alors que les gaz à effet de serre ont un effet toute l'année sur l'ensemble du globe. Sur le long terme, à l'échelle climatique, une telle variation de l'albédo est loin d'être négligeable, comme le confirment des simulations avec le modèle de climat LMDZ (Krinner *et al.*, 2008) : une baisse de 0,02 de l'albédo sur l'ensemble du continent induirait un réchauffement de 3 °C en Antarctique de la température de l'air à 2 m .

Quelles sont les conséquences des phénomènes mis en évidence dans ces travaux sur le futur du climat de l'Antarctique ? Avec le réchauffement de l'Antarctique au cours du XXI^e siècle prévu par la plupart des simulations du climat, on s'attendrait à une augmentation de la taille des grains et à une diminution de l'albédo, c'est-à-dire un renforcement de la boucle de rétroaction positive neige-albédo. Toutefois, associé au réchauffement, il est prévu une augmentation des précipitations neigeuses. Ce changement simultané de la température et des précipitations s'explique au premier ordre par la plus grande teneur en humidité de l'air à plus haute température. D'après notre étude, une augmentation des précipitations pourrait réduire fortement et même supprimer le grossissement estival des grains et ainsi augmenter l'albédo. Ces processus constituent ainsi une boucle de rétroaction négative qui s'oppose à la boucle de rétroaction positive décrite figure 5. Quantifier la force relative de ces deux boucles de rétroaction est la clé pour déterminer l'évolution future de l'albédo en Antarctique.

On peut explorer les prévisions réalisées avec des modèles de circulation générale pour l'expérience CMIP5 (Taylor *et al.*, 2012). La figure 7 montre les variations d'albédo prévues pour le plateau Antarctique à l'horizon de la fin du siècle. On voit une grande dispersion, avec même certains modèles ne prévoyant pas de variations d'albédo, car les processus responsables ne sont pas implémentés. Les autres prévoient une tendance générale à la baisse, car ils prennent en compte l'influence du réchauffement, environ $+3 \text{ °C}$ à l'horizon de la fin du siècle, sur la vitesse de métamorphisme. Cependant, ces modèles ne prennent pas en compte les précipitations ou plus précisément pas avec la puissance mise en lumière par nos travaux (figure 6). En effet, si l'impact direct dû à l'apport de grains fins en surface lors des précipitations est généralement implémenté, ce qui explique sûrement pourquoi certains prévoient une augmentation de l'albédo, en revanche l'impact indirect sur l'effet de serre solide est négligé. En conséquence, la boucle de rétroaction positive neige-albédo n'est pas suffisamment contrebalancée par les précipitations.

Or, si on tente une estimation grossière des effets, on peut dire qu'en réponse à une hausse de $+3 \text{ °C}$ des températures les précipitations augmenteront d'environ 20 %, soit un effet induit sur

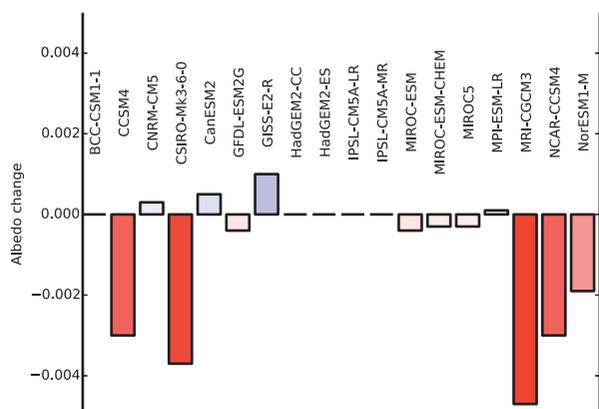


Figure 7. Changements d'albédo entre les périodes 1986-2005 et 2080-2099 en Antarctique (moyenne pour les régions au-dessus de 2 000 m) prévus par des modèles participant à la campagne d'inter-comparaison (CMIP5) dans le scénario RCP4.5.

l'albédo de +0,004, une augmentation faible mais capable de compenser les baisses prévues par les modèles participant à CMIP5. Nous estimons donc que le changement climatique ne sera pas amplifié par un changement de la taille des grains sur le plateau Antarctique, c'est-à-dire que la rétroaction négative décrite dans cet article compensera la rétroaction positive neige-albédo. C'est une estimation préliminaire qui appelle à des recherches plus approfondies sur l'ensemble des processus d'interaction neige-atmosphère sur le plateau. À défaut de pouvoir comprendre et prévoir, il semble aussi pertinent dans l'immédiat de continuer à surveiller l'évolution de la taille des grains en Antarctique.

Discussion et conclusion

Nous avons montré dans cet article, en combinant données de télédétection, observations *in situ* et modélisation,

que la boucle de rétroaction positive impliquant la taille des grains de neige et l'albédo en conditions de neige sèche peut être inhibée par les précipitations, c'est-à-dire qu'une rétroaction négative précipitation-albédo-métamorphisme était intimement imbriquée avec la rétroaction positive neige-albédo. La forte puissance de cette rétroaction négative semble toutefois un cas particulier de la zone sèche de l'Antarctique (représentant néanmoins 13 millions de kilomètres carrés). Au Groenland, dans la zone sèche aussi, nos collègues (Box *et al.*, 2012) ont obtenu des résultats différents des nôtres : la rétroaction positive l'emporte actuellement et il est probable que cela reste le cas pendant le siècle à venir. Les poussières apportées par l'atmosphère semblent être une autre composante à considérer au Groenland par rapport à l'Antarctique, plus isolé des terres continentales sur le plan météorologique (Dumont *et al.*, 2014).

Là où la neige fond une partie de l'année, soit environ 10 % de la surface de l'Antarctique (Picard et Fily,

2006), 30 % du Groenland et la plupart des calottes de l'archipel canadien, il en sera de même, car le métamorphisme de neige humide est très rapide comparé à celui de la neige sèche à -25°C . La rétroaction positive en présence de neige humide est donc encore plus puissante et le rôle modérateur des précipitations, s'il est indiscutable, restera modéré à l'avenir dans ces régions, malgré une augmentation prévisible des précipitations neigeuses sur les calottes. Le rôle du vent dans ce système complexe de processus imbriqués semble être un des nouveaux points de recherche à aborder en priorité, ce qui nécessitera des améliorations profondes des modèles de neige actuels et des observations difficiles à réaliser.

Remerciements

Ces travaux ont bénéficié du soutien essentiel de l'Agence nationale de la recherche à travers le projet jeune-chercheur Monisnow (1-JS56-005-01) et du Programme national de télédétection spatiale (PNTS). L'observation *in situ* est indispensable à notre compréhension des processus et à la validation des simulations numériques ; l'Institut polaire (Ipev) nous a apporté un fort soutien logistique à Dôme C et a financé une partie de l'instrumentation à travers les programmes Nivo, Glaciology et Calva-neige. L'Osug et en particulier le Labex OSUG@2020 (ANR10 LABX56) dont fait partie le LGGE et le CNRM-Game/CEN soutient aussi notre effort d'instrumentation à Dôme C.

Bibliographie

- Arnaud L., Picard G., Champollion N., Domine F., Gallet J., Lefebvre E., Fily M., Barnola J., 2011. Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a 1 cm resolution using infrared reflectance: instrument description and validation. *J. Glaciol.*, 57, 17-29. doi: 10.3189/002214311795306664
- Box J.E., Fettweis X., Stroeve J.C., Tedesco M., Hall D.K., Steffen K., 2012. Greenland ice sheet albedo feedback: thermodynamics and atmospheric drivers. *The Cryosphere*, 6, 821-839. doi: 10.5194/tc-6-821-2012
- Brucker L., Picard G., Fily M., 2010. Snow grain size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica. *J. Glaciol.*, 56, 514-526. doi: 10.3189/002214310792447806
- Brun E., David P., Sudul M., Brugnot G., 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 38, 13-22.
- Colbeck S.C., 1983. Theory of metamorphism of dry snow. *J. Geophys. Res.*, 88, 5475-5482.
- Domine F., Salvatori R., Legagneux L., Salzano R., Fily M., Casacchia R., 2006. Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 46, 60-68. doi: 10.1016/j.coldregions.2006.06.002
- Domine F., Taillandier A.S., Cabanes A., Douglas T.A., Sturm M., 2009. Three examples where the specific surface area of snow increased over time. *The Cryosphere*, 3, 31-39.

- Dumont M., Brun E., Picard G., Michou M., Libois O., Petit J.-R., Geyer M., Morin S., Josse, B., 2014. Contribution of light-absorbing impurities in snow to Greenland's darkening since 2009. *Nat. Geosci.*, 7, 509-512. doi: 10.1038/ngeo2180
- Krinner G., Guicherd B., Ox K., Genthon C., Magand O. 2008. Influence of oceanic boundary conditions in simulations of Antarctic climate and surface mass balance change during the coming century. *J. Clim.*, 21, 938-962.
- Picard G., Fily M., 2006. Surface melting observations in Antarctica by microwave radiometers: correcting 26-year time series from changes in acquisition hours. *Remote Sens. Env.*, 104, 325-336.
- Picard G., Fily M., Gallée H., 2007. Surface melting derived from microwave radiometers: a climatic indicator in Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 46, 29-34. doi: 10.3189/172756407782871684
- Picard G., Brucker L., Fily M., Gallée H., Krinner G., 2009. Modeling timeseries of microwave brightness temperature in Antarctica. *J. Glaciol.*, 55, 537-551. doi: 10.3189/002214309788816678
- Picard G., Domine F., Krinner G., Arnaud L., Lefebvre E., 2012. Inhibition of the positive snow-albedo feedback by precipitation in interior Antarctica. *Nat. Clim. Change*, 2, 795-798. doi: 10.1038/nclimate1590
- Picard G., Brucker L., Roy A., Dupont F., Fily M., Royer A., 2013. Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the dense media radiative transfer theory: the DMRT-ML model. *Geosci. Model Dev.*, 6, 1061-1078. doi: 10.5194/gmd-6-1061-2013
- Pirazzini R., 2004. Surface albedo measurements over Antarctic sites in summer. *J. Geophys. Res.*, 109, D20118. doi: 10.1029/2004JD004617
- Stamnes K., Tsay S.C., Jayaweera K., Wiscombe W., 1988. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.*, 27, 2502-2509. doi: 10.1364/AO.27.002502
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A., 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485-498. doi: 10.1175/bams-d-11-00094.1
- Town M.S., Waddington E.D., Walden V.P., Warren S.G., 2008. Temperatures, heating rates and vapour pressures in near-surface snow at the South Pole. *J. Glaciol.*, 54, 487-498. doi: 10.3189/002214308785837075
- Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Faroux S., Le Moigne P., Martin E., Willemet J., 2012. The detailed snowpack scheme crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geosci. Model Dev.*, 5, 773-791. doi: 10.5194/gmd-5-773-2012
- Warren S.G., 1982. Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 67-89. doi: 10.1029/RG020i001p00067
- Zwally H.J., 1977. Microwave emissivity and accumulation rate of polar firn. *J. Glaciol.*, 18, 195-214.
-