



HAL
open science

Les nuages du Groenland observés par CALIPSO

Adrien Lacour

► **To cite this version:**

Adrien Lacour. Les nuages du Groenland observés par CALIPSO. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2016. Français. NNT : 2016PA066460 . tel-01506120v1

HAL Id: tel-01506120

<https://theses.hal.science/tel-01506120v1>

Submitted on 12 Apr 2017 (v1), last revised 13 Apr 2017 (v2)

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.

Université Pierre et Marie Curie

ECOLE DOCTORALE 129

Laboratoire de Météorologie Dynamique

Les nuages du Groenland observés par CALIPSO

Par Lacour Adrien

Thèse de doctorat de Physique de l'Atmosphère

Présentée et soutenue publiquement le 13/12/2012

Devant un jury composé de :

Hélène CHEPFER	Professeur, LMD/UPMC	Directrice
Céline CORNET	Professeur, LOA/Université de Lille	Rapporteur
Xavier FETTWEIS	Research Associate, F.R.S.-FNRS/Université de Liège	Examineur
Hubert GALLEE	Directeur de Recherches, LGGE/CNRS	Rapporteur
Philippe KECKHUT	Physicien, LATMOS/UVSQ	Examineur
Vincent NOEL	Chargé de Recherches, LA/CNRS	Co-directeur
Laurence PICON	Professeur, LMD/UPMC	Présidente

Remerciements

Je souhaiterais adresser mes premiers remerciements à Hélène Chepfer ainsi qu'à Vincent Noël pour leur disponibilité et leur patience. La thèse est un parcours long et pas toujours facile. Je leurs suis très reconnaissant pour leurs enseignements et pour m'avoir poussé jusqu'au bout de l'aventure.

Merci à Hubert Gallée et Céline Cornet pour avoir accepté d'être mes rapporteurs et à l'ensemble des membres du Jury de ma thèse.

Pour leurs disponibilités, soutiens, et bon moments passés avec eux je remercie très sincèrement l'équipe « CALIPSO » : Thibault, Mathieu, Rodrigo, Meriem, Artem et Patrick, avec lesquels j'ai travaillé ces trois dernières années.

Je n'oublie pas toutes les personnes que j'ai vu passer, commencer ou finir leurs thèses au labo et à qui je souhaite le meilleur pour la suite : Aurélie, Géraldine, Natasha, Ségolène, Bénédicte, Charles, Hiba, Guillaume, Xudong, Eivind, Nicolas, Bastien, Trung, Ariel, Olivier, LLuis... Ceux que j'ai côtoyés au cours de match de foot épiques : Laurent, Julio, Aurélien, Jean-François et toute la team foot LMD. Et merci à l'équipe administrative Vincent Cassé, Isabelle Ricordelle, Sylvie Agasse et Tara. Il y a sûrement plein d'autres personnes que j'oublie et je m'en excuse.

Enfin mes dernières pensées vont à mes parents, ma famille et mes amis qui se reconnaîtront et que j'embrasse très fort et qui ont toujours été là pour m'épauler dans la vie.

Sommaire

Introduction	7
---------------------------	---

Chapitre 1 : Contexte

1.1 La calotte polaire du Groenland.....	11
1.1.1 Mécanismes de gain et perte de masse de la calotte polaire	13
1.1.2 Evolution récente du bilan de masse surfacique	15
1.1.3 Modulation de la température de surface de la calotte polaire.....	16
1.2 Effet radiatif des nuages à la surface du Groenland	18
1.2.1 Définition	18
1.2.2 Etat des connaissances	19
1.3 Observations des nuages au Groenland.....	22
1.4 Questions scientifiques abordées dans cette thèse.....	25

Chapitre 2: Outils

2.1 Observations des nuages par lidar spatial.....	31
2.1.1 Produit nuage CALIPSO orienté GCM : GOCCP	31
2.1.2 Identification de la phase nuageuse.....	36
2.2 Observations des nuages par satellite de télédétection passive	39
2.3 Restitution des flux radiatifs à la surface à partir d'observation satellite.....	41
2.3.1 Flux radiatifs de surface dérivés des mesures CERES.....	41
2.3.2 Flux radiatifs de surface dérivés des mesures CloudSat et CALIPSO.....	42
2.4 Observations sol à la station de Summit	43
2.4.1 Millimeter Cloud Radar (MMCR)	43
2.4.2 Micro Pulse Lidar (MPL).....	44
2.4.3 Observations des flux radiatifs de surface à Summit	44
2.5 Classification en régimes de circulation	46
2.5.1 Régimes de circulation Nord Atlantique	46

2.5.2 Régimes de circulation déterminés par cartes auto-adaptatives (SOM)	48
2.6 Modèles de circulation générale	51

Chapitre 3: Comparaison des climatologies nuageuses observées au Groenland

3.1 Observations par télédétection active	54
3.1.1 Une définition de couverture nuageuse totale	54
3.1.2 Plusieurs définitions de couverture nuageuse liquide	55
3.1.3 Comparaisons des observations satellites GOCCP avec les mesures sol.....	57
3.2 Observations par télédétection passive.....	63
3.3 Distribution verticale des nuages vue depuis le sol et depuis l'espace	65
3.4 Conclusion	69

Chapitre 4: Variabilité spatio-temporelle des nuages au Groenland; lien avec les régimes de circulation

4.1 Variabilité saisonnière des nuages	72
4.1.1 Couverture nuageuse	72
4.1.2 Distribution verticale des nuages	75
4.2 Variabilité interannuelle des nuages.....	78
4.3 Lien entre les nuages et les régimes de circulation.....	83
4.3.1 Influence des régimes de circulation Nord Atlantique sur la formation des nuages	83
4.3.2 Influence des régimes de circulation créés par l'algorithme SOM sur la formation des nuages	86
4.4 Conclusion	94

Chapitre 5: Evaluation de la représentation des nuages dans les modèles de climat

5.1 Evaluation de la couverture nuageuse	99
5.1.1 Moyenne annuelle	99

5.1.2 Cycle saisonnier	100
5.1.3 Distribution spatiale	101
5.2 Effet radiatif des nuages à la surface.....	105
5.3 Distribution verticale et opacité des nuages.....	109
5.4 Lien avec la fonte de surface.....	115
5.5 Conclusion.....	122
Conclusion.....	123
Bibliographie.....	129
Annexe A : Variation interannuelle de l'occurrence de jour où T2m > 0°C à la surface du Groenland	145
Annexe B : Mesure satellite des flux radiatifs à la surface.....	147
Annexe C : Publication	149
Table des illustrations	199
Table des tableaux.....	207

Introduction

Région clé dans le climat de la planète, l'Arctique est la région au-dessus du cercle polaire Arctique (66°N). Inversement à l'Antarctique, l'Arctique est un océan entouré de continents. Cet océan est recouvert pour majeure partie par de la glace de mer (ou banquise). En hiver, il en est quasi-entièrement recouvert. Seules les mers de Norvège, du Groenland et de Barents gardent des eaux libres toute l'année (Fig. 1.1). La superficie de glace de mer atteint son minimum en septembre (Serreze et al., 2007) et sert de référence pour suivre son évolution interannuelle. Sur la dernière décennie, l'extension de la banquise (en anglais Sea Ice Extent ou SIE) a atteint des records de fontes (Vaughan et al., 2013). Les années 2007, 2012 et 2016 sont remarquables, les mers comprises de la Norvège jusqu'au détroit de Béring le long des côtes russes sont presque ou entièrement à découvert. De tels événements témoignent du réchauffement de la région. Les modèles prédisent une disparition presque complète de la banquise au plus tard en 2100 selon le scénario RCP8.5 de fortes émissions de CO₂ correspondant à un forçage radiatif de +8.5 W.m⁻² à la fin du siècle (Kirtman et al., 2013).

Dans l'étude du climat, la banquise est une variable à ne pas négliger. En effet, la glace de mer qui recouvre l'océan Arctique a un albédo de surface (α_s) compris entre 0.6 et 0.9 environ. Cette variable définit le rapport entre le rayonnement solaire réfléchi par la surface et le rayonnement incident : 60 à 90% du rayonnement solaire incident est réfléchi par la glace de mer. Lorsque la surface fond, l'albédo de la banquise peut localement baisser (Perovich et al., 2002). Mais surtout, les eaux libres non recouvertes par la glace ont un albédo plus de 10 fois plus faible ($\alpha_s \approx 0.07$; Pegau et al., 2001) et sont donc capables d'absorber significativement plus de flux solaire que la banquise. Ainsi la fonte de la banquise entraîne une diminution de l'albédo de surface de l'océan Arctique qui, en absorbant plus de radiation solaire, se réchauffe et entraîne une augmentation de la température de surface.

En résumé, la banquise fond en réponse à l'élévation de la température à la surface et permet l'absorption d'une quantité plus importante d'énergie solaire des surfaces en eaux libres comparée à la banquise. La température de surface moyenne de l'océan augmente donc avec la disparition des glaces. On a donc une accélération du réchauffement de la région par un mécanisme de rétroaction positive associé à la variation de l'albédo de surface (Curry et

al., 1995). Pour cette raison, les modèles prévoient un réchauffement en Arctique 1.5 à 4.5 fois plus élevé que la moyenne globale (Holland and Bitz, 2003). Ce phénomène est connu sous le nom d'amplification Arctique (Manabe and Stouffer, 1980).

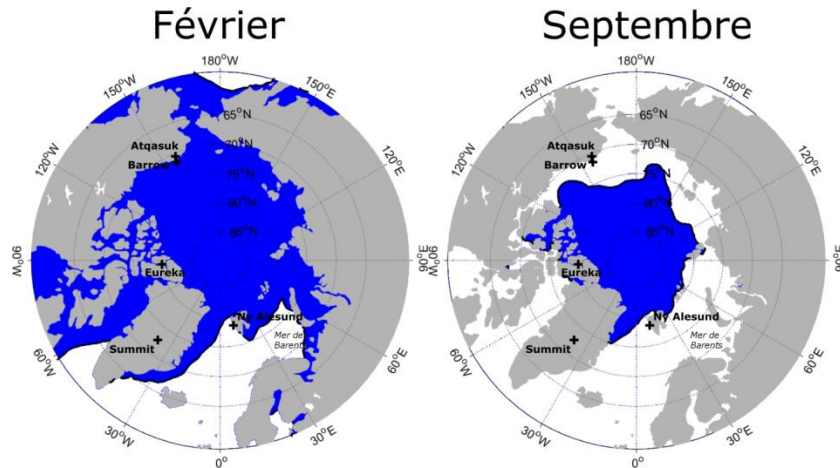


Figure 1. Carte de la région Arctique et de l'extension moyenne de la banquise sur la période 2008-2015 en février (maximum) et en septembre (minimum). Les croix indiquent la position des stations météorologiques permettant l'étude des nuages. Les surfaces bleues correspondent à l'extension de la banquise calculée à partir des données de concentration en glace des ré-analyses ERA-Interim. L'extension est définie comme la surface où chaque boîte de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ a une concentration de glace minimale de 15 %.

Dans ce système, les nuages jouent un rôle car ils peuvent moduler la quantité de rayonnement atteignant la surface et donc moduler la température de surface et la fonte de la banquise. Ils ont un double effet, ils réfléchissent une partie des rayonnements incidents SW (en anglais Short Wave) et ils émettent des rayonnements LW (En Anglais Long Wave). En combinant ces différents effets les nuages peuvent soit réchauffer soit refroidir la surface. Les effets radiatifs des nuages dépendent de leurs localisations géographiques, de leurs épaisseurs optiques, de leurs compositions ou encore de leurs altitudes. Leur étude dans ces régions est critique car leur présence peut accélérer ou ralentir la fonte des glaces de mer. Dans un contexte de changement climatique d'origine anthropique amorcé depuis l'ère industrielle, la formation et le rôle des nuages en Arctique doivent être mieux compris et fait l'objet de multiples études (Kay et al., 2008, 2009 ; Schweiger et al., 2008 ; Wu et al 2012).

L'étude des nuages dans les régions polaires a longtemps été problématique. A la fois depuis le sol car il est difficile et coûteux d'installer et de maintenir des stations dans ces zones extrêmes et depuis l'espace où les satellites de télédétections passifs n'étaient pas capables de distinguer les nuages des surfaces enneigées. Depuis le sol, quelques stations permettant l'étude des nuages existent ou ont existées en Arctique (Shupe et al 2011) ainsi que des campagnes de terrains comme les projets « International Arctic Ocean Expedition » 1991 et 2001 (IAOE-91 ; IAOE-2001 ; Leck et al., 1996, 2004 ; Tjernström et al., 2004a, b) ; « Surface Heat Budget of the Arctic Ocean » (SHEBA ; Uttal et al., 2002) et en 2007-2008 le Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS, Tjernström et al., 2014). Depuis l'espace, la mise en orbite en 2006 du lidar spatial CALIOP (Winker et al., 2003) à bord du satellite CALIPSO a permis l'obtention de mesures fiables des nuages dans la région Arctique (Kay et al 2008, 2009, 2016 ; Cesana et al 2012).

Ces mesures radars, lidars, céilomètres et radiomètres ont permis de documenter depuis le sol et l'espace, la persistance, la couverture, la phase, la distribution verticale et temporelle des nuages dans certaines régions de l'Arctique. Ces études ont montré que les nuages sont présents continuellement au cours de l'année (Intrieri et al 2002a, 2002b ; Shupe et al., 2011). Les occurrences minimales sont observées en hiver (63%) et les maximales en septembre (environ 97%) lorsque l'étendue de la glace de mer est minimum. Malgré des températures de l'air fréquemment en dessous de 0°C, les nuages de phase liquide ou mixte sont aussi observés toute l'année en Arctique (Cesana et al., 2012 ; Morrison et al., 2011).

Au Groenland, les observations des nuages sont encore plus rares qu'en Arctique. Cette région a la particularité d'être une masse continentale recouverte de glace par opposition au reste de l'Arctique qui est un océan. En été, il y a donc a priori moins de vapeur d'eau disponible pour former des nuages qu'au-dessus de l'océan Arctique. Le relief du Groenland est élevé ce qui complique le transport de vapeur d'eau en son centre notamment. Les nuages au Groenland n'ont donc à priori pas forcément les mêmes propriétés que les nuages du reste de l'Arctique.

Au Groenland, une conséquence du changement climatique est la fonte de la calotte polaire qui le recouvre et contribue en partie à l'élévation du niveau des mers avec les conséquences dramatiques que cela entraîne. Cette fonte dépend de la température de surface T_{surf} , qui est

influencée par la quantité de rayonnement absorbée à la surface du Groenland. Or les nuages modulent la quantité de rayonnement qui atteint la surface.

Grâce à la mise en place d'une station d'observation au sol consacrée à la mesure des nuages au sommet de la calotte polaire du Groenland et aux observations CALIPSO, il est désormais possible d'avoir des observations complètes des nuages.

L'objet de cette thèse est donc de:

1) Valider les observations des nuages du satellite CALIPSO grâce aux observations sol pour documenter leur couverture, leur phase thermodynamique, leur distribution verticale et leur opacité au Groenland.

2) Utiliser ces nouvelles observations pour étudier les variations spatio-temporelles des nuages et progresser dans notre compréhension de leur rôle au Groenland.

3) Evaluer les nuages simulés par les modèles de circulation générale (GCMs) à partir de ces observations. L'estimation et la prédiction des fontes se fait à l'aide de modèles de climat. Les modèles sont des outils permettant de faire des projections sur l'évolution du climat. Dans les modèles, les nuages sont des objets difficiles à simuler car leur formation dépend de processus à grande échelle aussi bien que de petite échelle (microphysique) non résolue par les modèles. Les incertitudes sur la simulation des nuages sont fortement responsables de la dispersion des prédictions climatiques par les modèles de climats (Flato et al., 2013). Les observations sont donc primordiales pour contraindre les modèles et reproduire au mieux les interactions entre les nuages et la calotte polaire du Groenland.

Chapitre 1: Contexte

1.1 La calotte polaire du Groenland

Détaché des continents américain et eurasien, le Groenland est une île de 2,2 millions de km² avec une topographie complexe. Les régions en périphérie de l'île sont montagneuses et le reste est recouvert par une immense calotte de glace (ou *inlandsis*). Elle représente 80 % de la surface du Groenland avec une superficie de 1,7 million de km². La calotte a une élévation maximale de 3000 m au-dessus du niveau de la mer au centre du Groenland (Fig. 1.1, Zwally et al., 1983 ; Bamber et al., 2013).

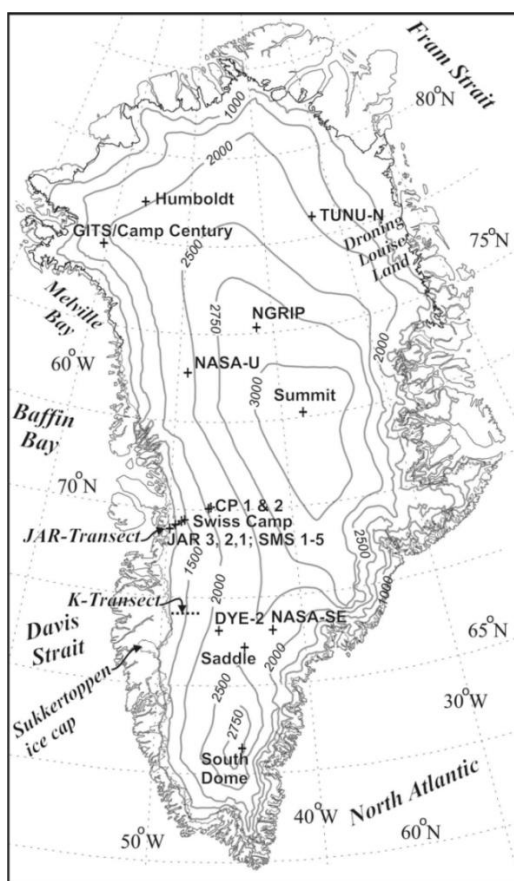


Figure 1.1. Carte topographique du Groenland ainsi que du réseau des stations météorologiques automatiques du réseau GC-Net. (Source : Box et al., 2006)

Une telle masse de glace s'est formée grâce à l'accumulation de précipitations neigeuses qui se transforment en glace, non contrebalancée par des mécanismes entraînant une perte de masse. Cependant les estimations récentes de l'évolution de la masse de glace contenue par la calotte montrent que la calotte polaire du Groenland perd de la masse (Vaughan et al., 2013).

Ces pertes totales de masse sont mesurées années après années à partir d'observations satellites (Figure 1.2). Depuis 1992, entre 2500 et 3500 Gt d'eau ont été relâchées dans les océans. L'ajout de cette masse d'eau aux océans qui recouvrent la planète équivaut à une élévation du niveau des mers compris entre 7 et 9 mm entre 1992 et 2012. Ce lien entre fonte des glaces et élévation du niveau des mers est au cœur des préoccupations pour les effets que la montée des eaux peut avoir sur les régions côtières, leurs écosystèmes et les communautés qui y vivent (Fitzgerald et al., 2008 ; Nicholls and Cazenave, 2010).

Théoriquement, l'élévation maximum du niveau des mers due à la fonte de toute la calotte du Groenland est estimée à 7.3 m. Il faudrait cependant plusieurs milliers d'années pour que cela arrive (Church et al., 2013). Selon les scénarios, les modèles prédisent une élévation de +9 à +12 cm du niveau des océans due à la fonte du Groenland en 2100 par rapport au niveau moyen de la période 1986-2005. Cela fait du Groenland le troisième contributeur à l'élévation du niveau des océans, après l'expansion thermique des océans due à l'augmentation de leur température, et la contribution des glaciers en dehors du Groenland et de l'Antarctique (Vaughan et al., 2013).

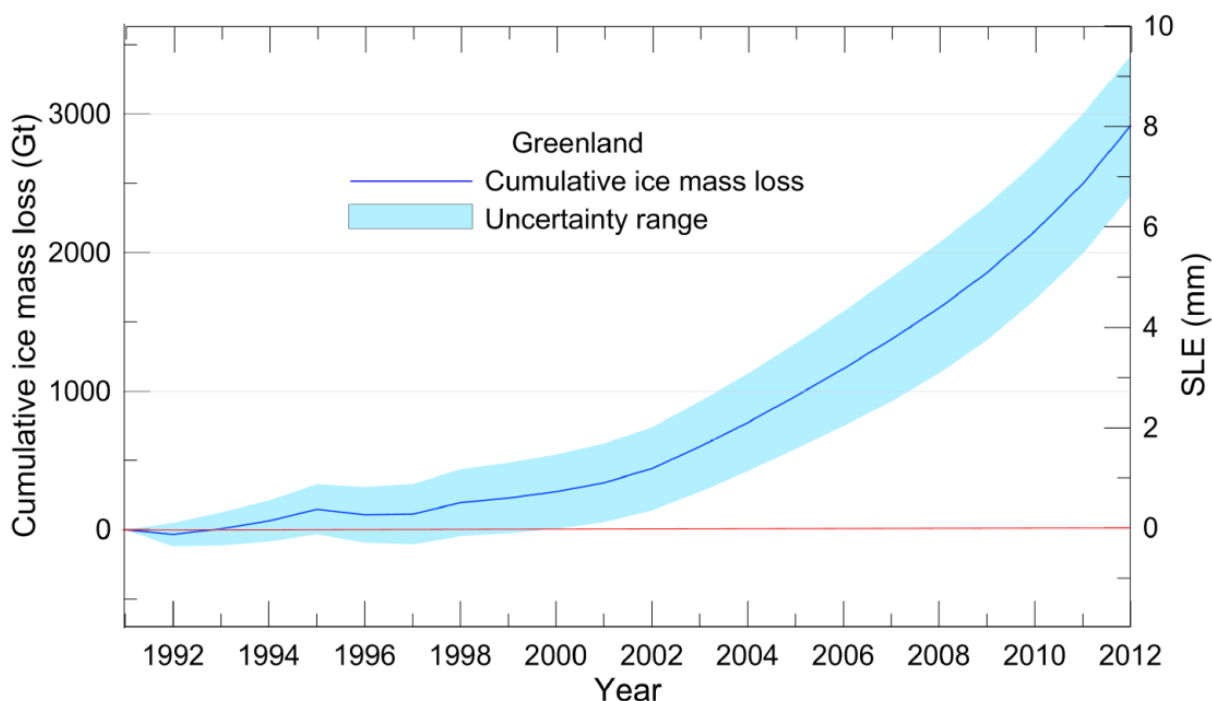


Figure 1.2. Perte de masse cumulée (en gigatonne) de la calotte glaciaire groenlandaise entre 1992 et 2012 extraite de 18 études. Les estimations sont calculées à partir d'observations satellites de gravimétrie GRACE et altimétriques ICESat. L'ordonnée indique l'élévation du niveau des mers (Sea Level Elevation : SLE) équivalente à la perte de masse (Figure extraite de Vaughan et al., 2013).

1.1.1 Mécanismes de gain et perte de masse de la calotte polaire

Deux mécanismes entraînent un changement de la masse de la calotte polaire :

(i) La dynamique des glaces :

La calotte polaire du Groenland n'est pas statique, les glaces qui la constituent sont en mouvement et s'écoulent. Les écoulements des glaces les plus rapides sont mesurés en périphérie, où les glaces peuvent se déplacer à une vitesse de plusieurs kilomètres par an (Quiquet, 2012). Lorsque la glace atteint la mer, la rupture des glaciers entraîne la décharge des glaces dans la mer, on parle de vêlage des icebergs.

(ii) Le bilan de masse surfacique :

Le bilan de masse surfacique (Surface Mass Balance en anglais : SMB) est défini comme

la différence entre les précipitations neigeuses (source) et les processus à la surface qui entraînent une perte de masse à la surface. Le SMB peut être exprimé comme suit (Box et al., 2006) :

$$SMB = P - E - Q_s - R \quad (1.1)$$

P représente les précipitations neigeuses. E exprime les flux sortants et entrants de vapeur d'eau au niveau de la surface glacée, i.e. la condensation et l'évaporation. Q_s exprime la perte par sublimation de la neige soufflée. Et R est l'écoulement de surface, qui peut s'écrire (Pfeffer et al., 1991) :

$$R = M_p - M_r \quad (1.2)$$

Avec M_p la production d'eau liquide produite par la fonte de surface et M_r la fraction d'eau retenue par regel (Ettema et al 2010). L'écoulement R n'est pas à confondre avec l'écoulement des glaces dû à la dynamique de la calotte, on parle ici de l'écoulement de l'eau liquide issue de la fonte des glaces.

1.1.2 Evolution récente du bilan de masse surfacique

Sur l'ensemble du Groenland, Van den Broek et al. (2009) et Rignot et al. (2011) ont montré à partir d'observations satellites que les deux mécanismes présentés ci-dessus (dynamique des glaces et SMB) ont contribué à part égale à la perte de masse totale sur les deux dernières décennies. Leurs contributions ont augmentées avec le temps

La contribution de plus en plus importante du SMB correspond à des valeurs de plus en plus négatives de celui-ci sur cette période. Cette variation peut être comprise en suivant l'évolution des termes de l'équation 1.1 :

Entre 1890 et 2000 Mernild et al. (2014) ont mesuré une augmentation des précipitations neigeuses (terme P dans l'équation 1.1) au-dessus de la calotte du Groenland avec une tendance de $+0.1 \text{ mm.an}^{-1}$ en équivalent eau liquide par an. L'augmentation des précipitations neigeuses (P) observées avant les années 2000 a contrebalancé les pertes dues à l'augmentation de l'écoulement (R) sur cette période (Box et al 2006., Hanna et al., 2005). Pour le 21^{ème} siècle, les modèles prédisent une augmentation de 5% des précipitations par °C de réchauffement annuel moyen au Groenland (Gregory and Huybert, 2014). Cependant, le réchauffement du climat augmentera également le rapport entre précipitations liquides et solides. Les précipitations neigeuses (P) ne suffisent plus pour compenser les pertes de masses actuelles et futures (Church et al., 2013). L'étude des précipitations au Groenland est un sujet de recherche entier et complexe, sur lequel nous ne nous concentrerons pas dans ce travail. Notre intérêt se portera surtout sur la relation entre l'écoulement R et les nuages.

En utilisant des observations satellites et aéroportées, Enderlin et al. (2014) ont montré qu'entre 2009 et 2012, l'écoulement à la surface (R) est responsable de 84 % de l'augmentation de la perte de masse totale de la calotte. Les termes E et Q_s de l'équation (1.1) sont donc négligeables devant R .

1.1.3 Modulation de la température de surface de la calotte polaire

Pour anticiper et modéliser l'évolution de la montée des eaux, il est important de comprendre les mécanismes qui entraînent une augmentation de la perte de masse, et particulièrement l'écoulement à la surface (terme R dans l'équation 1.1 et 1.2). Celui-ci dépend d'abord de la température de surface. La température de surface est modulée par les variables suivantes :

Rayonnement solaire et angle zénithal

Au premier ordre, la température de surface est pilotée par le rayonnement solaire incident via l'apport de flux dans les courtes longueurs d'onde (SW). C'est donc en été, à partir de juin, lorsque l'angle solaire zénithal est le plus faible, que les températures sont les plus élevées et que la fonte est la plus importante.

Circulation atmosphérique

Ensuite, la circulation atmosphérique agit sur les températures estivales moyennes à la surface du Groenland et influence la fonte (Fettweis et al., 2013). Ces dix dernières années, des événements de fontes extrêmes se sont succédés au Groenland : en 2007 (Mote et al., 2007), 2010 (Tedesco et al., 2011) et 2012 (Tedesco et al., 2013). Ces fontes sont associées à des étés anormalement chauds qui peuvent s'expliquer par la circulation atmosphérique : advection de masses d'air chaudes ou humides, persistance de conditions anticycloniques qui peuvent être connectées à l'état de l'oscillation Nord Atlantique (NAO) (Chen et al., 2015 ; Box et al., 2012).

Albédo de surface

Typiquement, une surface couverte de neige a un albédo de surface $\alpha_s \approx 0.8$ et réfléchit donc 80% du rayonnement solaire incident. Une baisse de l'albédo de surface induit une augmentation du rayonnement solaire absorbé à la surface, une augmentation de la température de surface et donc de la fonte. Plusieurs raisons peuvent entraîner une diminution de l'albédo de la calotte : tout d'abord un réchauffement de la région peut permettre la formation de flocons de neige plus gros. Les surfaces recouvertes par cette neige ont un albédo de surface plus faible que celles recouvertes par des flocons plus petits (Dozier et al.,

1981). L'albédo de surface de la neige humide ou ancienne est également inférieur à l'albédo de la neige sèche ou fraîche (Robock, 1979 ; Blumthaler and Ambach, 1988). La neige peut aussi s'assombrir suite à l'advection de poussières et d'impuretés (Dumont et al., 2014). Finalement, la fonte de la neige ou l'absence de précipitation peut mettre la glace qu'elle recouvre à nu. La glace, d'albédo plus faible que la neige ($\alpha_s \approx 0.6$), fond plus facilement (Tedesco et al., 2011). Tous ces mécanismes montrent qu'en fondant, la surface de la calotte devient plus sombre et absorbe donc davantage de rayonnement solaire. Il y a donc un mécanisme de rétroaction positive qui amplifie la fonte liée à l'albédo de surface (Box et al., 2012 ; Tedesco et al., 2011).

Nuages

Enfin, et c'est le sujet qui nous intéresse, les nuages ont un rôle à jouer. Ils peuvent refroidir la surface en masquant le Soleil et en bloquant le rayonnement visible, mais ils peuvent aussi la réchauffer en piégeant le rayonnement infrarouge émis par le sol et les basses couches atmosphériques. Ce rôle est explicité dans les sections ci-après.

1.2 Effet radiatif des nuages à la surface du Groenland

En réchauffant ou refroidissant la surface radiativement, les nuages modifient la température de surface qui agit sur l'écoulement de surface R. Nous définissons ci-après l'effet radiatif des nuages (Cloud Radiative Effect : CRE) qui indique si la présence des nuages réchauffe ou refroidit la surface radiativement. Nous verrons ensuite l'état des connaissances sur le CRE à la surface.

1.2.1 Définition

La variable CRE_{tot}^{surf} est définie comme la différence de flux absorbés à la surface en présence (all sky) et en l'absence (clear sky) de nuages :

$$CRE_{tot}^{surf} = \underbrace{(F_{LW,all\ sky}^{net\ surf} - F_{LW,clear\ sky}^{net\ surf})}_{= CRE_{LW}^{surf}} + \underbrace{(F_{SW,all\ sky}^{net\ surf} - F_{SW,clear\ sky}^{net\ surf})}_{= CRE_{SW}^{surf}} \quad (1.3)$$

Où $F_{LW,all\ sky}^{net\ surf}$ et $F_{LW,clear\ sky}^{net\ surf}$ sont les flux LW (Longwave) net à la surface en présence et en l'absence de nuages ; $F_{SW,all\ sky}^{net\ surf}$ et $F_{SW,clear\ sky}^{net\ surf}$ flux LW net à la surface avec et sans nuage. CRE_{LW}^{surf} et CRE_{SW}^{surf} sont respectivement les effets radiatifs à la surface dans les domaines LW et SW. Les flux nets sont définis comme la différence entre les flux descendant (ex : $F_{LW,all\ sky}^{\downarrow surf}$) et montant (ex : $F_{LW,all\ sky}^{\uparrow surf}$).

$$F_{LW/SW,all\ sky}^{net\ surf} = F_{LW/SW,all\ sky}^{\downarrow surf} - F_{LW/SW,all\ sky}^{\uparrow surf} \quad (1.4)$$

Donc si le flux net est positif alors la surface reçoit plus de flux descendant qu'elle n'émet de flux montant. Ainsi un CRE_{tot}^{surf} positif indique que plus de flux est absorbé à la surface lorsque les nuages sont présents. Les nuages réchauffent donc la surface lorsque le CRE_{tot}^{surf} est positif, et à l'opposé refroidissent la surface si CRE_{tot}^{surf} est négatif.

Nous décomposons ici le CRE_{tot}^{surf} en composantes dans les domaines LW et SW car les nuages ont des effets radiatifs très différents suivant la longueur d'onde.

CRE_{LW}^{surf} dépend de la couverture nuageuse, de l'altitude des nuages qui pilote T_{nuage} , et de leur émissivité (ϵ). La couverture nuageuse (définie en détail dans le chapitre 3) est un

indicateur de l'extension horizontale des nuages. Si la couverture est nulle alors $F_{LW,all\ sky}^{net\ surf} = F_{LW,clear\ sky}^{net\ surf}$ et donc $CRE_{LW}^{surf} = 0$. L'altitude des nuages influence la température des nuages (T_{nuage}). Dans la haute troposphère (entre 5 et 8 km au-dessus de niveau du sol au Groenland), les nuages sont plus froids que les nuages bas et donc émettent moins de flux LW suivant la loi de Stefan-Boltzmann. Enfin, les flux LW émis augmentent avec l'émissivité du nuage. Par exemple à la station de Summit, les nuages bas avec un contenu en eau intégré (Liquid Water Path en anglais : LWP) supérieur à 30 g.m^{-2} produisent un $CRE_{LW}^{surf} = 85\text{ W.m}^{-2}$ (Miller et al., 2015)

CRE_{SW}^{surf} dépend de la couverture et de l'épaisseur optique des nuages, mais aussi de l'albédo de la surface. La couverture nuageuse et l'épaisseur optique vont déterminer la quantité de rayonnement SW qui atteint la surface. Un nuage opaque masque le Soleil laisse très peu de rayonnement SW atteindre la surface. Au Groenland, les nuages liquides sont plus opaques que les nuages de glace, bloquent donc plus de rayonnement SW et ont un effet refroidissant plus fort. Enfin, l'albédo de la surface correspond à la fraction de rayonnement réfléchi par la surface. Une surface avec $\alpha_s = 1$ réfléchit l'intégralité du rayonnement SW sans rien en absorber, que ce soit en présence ou en absence de nuages. Dans ce cas $CRE_{SW}^{surf} = 0\text{ W.m}^{-2}$ car $F_{SW,all\ sky}^{\downarrow surf} = F_{SW,all\ sky}^{\uparrow surf}$ et $F_{SW,clear\ sky}^{\downarrow surf} = F_{SW,clear\ sky}^{\uparrow surf}$. A l'inverse, si $\alpha_s = 0$, alors l'effet refroidissant des nuages dans le domaine SW est maximal.

1.2.2 Etat des connaissances

La figure 1.3, extraite de l'étude de Miller et al. (2015), montre le cycle annuel des effets radiatifs des nuages mesurés à la station de Summit : LW, SW et total. En moyenne, les nuages ont à la station de Summit un CRE_{tot}^{surf} positif toute l'année. En hiver, en l'absence de rayonnement solaire SW, l'ajout d'un nuage augmente le flux LW descendant à la surface et a donc un effet total réchauffant. En été, la composante dans le domaine SW vient s'ajouter, et en fonction des différentes variables qui agissent sur CRE_{SW}^{surf} , les nuages auront un effet plus ou moins refroidissant. Summit est situé au centre du Groenland où la surface est complètement recouverte par la neige, l'albédo de surface est donc très élevé ($\alpha_s \approx 0.9$). C'est pour cela que CRE_{SW}^{surf} reste faible toute l'année donc CRE_{LW}^{surf} est supérieur en amplitude à CRE_{SW}^{surf} toute l'année, ainsi les nuages contribuent au réchauffement de la surface toute l'année. L'effet radiatif positif des nuages à Summit n'est pas nécessairement représentatif de

tout le Groenland car l'albédo de surface n'est pas partout aussi élevé qu'à Summit. Au solstice d'été, pour les surfaces où α_s passe sous 0.6 (glace ou neige fondue), CRE_{SW}^{surf} dépasse en amplitude CRE_{LW}^{surf} et donc les nuages ont un effet refroidissant (Cawkwell and Bamber, 2002). Le cycle des CRE à la station de Summit peut aussi être lié à la phase des nuages, car au Groenland les nuages liquides sont plus épais optiquement que les nuages de glace. Miller et al. (2015) ont montré que l'occurrence de nuages de glace est constante toute l'année alors que les nuages liquides ont un cycle saisonnier avec un maximum d'occurrence en juillet (Shupe et al., 2013 ; Miller et al., 2013). Leurs effets radiatifs dominent ceux des nuages de glace, la variabilité annuelle des nuages liquides pilote le cycle annuel de CRE_{tot}^{surf} .

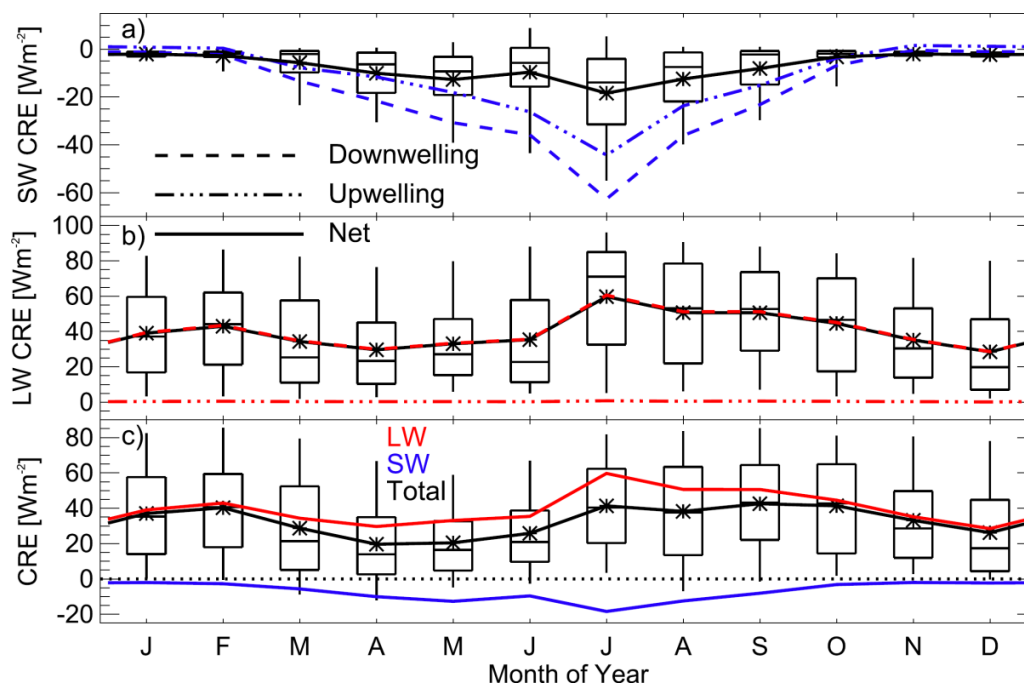


Figure 1.3. Cycle annuel de CRE_{LW}^{surf} , CRE_{SW}^{surf} et CRE_{tot}^{surf} à la station sol de Summit (a) Moyenne mensuelle des effets radiatif des nuages à la surface $F_{SW}^{\uparrow surf}$ (pointillés), $F_{SW}^{\downarrow surf}$ (pointillés-points) et net (ligne pleine). La distribution des CRE SW net (CRE_{SW}^{surf}), CRE LW net (CRE_{LW}^{surf}) et CRE total (CRE^{surf}) dans (a)-(c) sont représentés par des diagrammes en boîte. Les boites indiquent les 25eme et 75eme centiles, les moustaches les 5eme et 95eme centiles, la ligne horizontale dans les boites donne la médiane et l'astérisque la moyenne. (Figure extraite de Miller et al., 2015)

Quelques études ont fait le lien entre l'écoulement à la surface R et les nuages. Bennartz et al., (2013) a décrit un évènement de fonte de la surface au sommet de la calotte glaciaire déclenché par la présence de nuages liquides semi-transparents avec un contenu en eau intégré compris entre 10 et 40 g.m⁻² en juillet 2012. Ces nuages sont suffisamment fins optiquement pour laisser passer assez de rayonnement SW pour réchauffer la surface, et suffisamment bas et opaques pour augmenter l'émission de flux LW vers la surface (Turner et al., 2007). Le réchauffement induit par ces nuages a fait passer la température de surface au-dessus de 0 °C et donc généré de la fonte. En extrapolant sur le reste du Groenland, ce cas d'étude suggère que les nuages sont capables d'étendre la surface de fonte. Plus récemment, Van Tricht et al., (2016) ont suggéré à partir d'observations satellites et d'un modèle de neige que le regel de l'eau en surface (Mr dans l'équation (1.2)) est plus faible en présence de nuages. En empêchant ce regel les nuages participeraient à l'augmentation de l'écoulement de surface.

1.3 Observations des nuages au Groenland

Un problème majeur pour réaliser des études sur les nuages au Groenland est la difficulté de collecter des observations, en raison des températures extrêmement froides et de l'éloignement des régions intérieures. Le climat complique l'installation et la mise en fonctionnement d'instruments in-situ. Au Groenland, le Greenland Climate Network (GC-Net) est le réseau de stations météorologiques le plus complet (Fig. 1.2). Il comprend 18 stations automatiques capables de mesurer de nombreux paramètres atmosphériques (température, pressions, humidité...), mais qui ne permettent pas une étude précise et poussée des nuages. Les quelques études qui incluent des observations de nuages sol au Groenland utilisent les mesures de la station de Summit mieux instrumentée, au cœur de la calotte glaciaire (Chap. 2).

L'observatoire implanté à Summit a l'avantage de fournir des mesures très détaillées de la situation atmosphérique et nuageuse au sommet de la calotte glaciaire du Groenland. Avec un fonctionnement prévu jusqu'en 2018, l'observatoire de Summit assurera un suivi des nuages régionaux et des processus atmosphériques sur le « long » terme. La station est localisée sur un plateau glacé à haute altitude. Elle est à 400 km des côtes Est et Ouest et 1000 km des côtes du Sud. Les conditions climatiques y sont donc froides et sèches et la troposphère relativement compressée (Shupe et al., 2013). Cette situation très spécifique n'est pas nécessairement représentative du reste du Groenland. Ce problème de représentativité est d'autant plus important qu'il y a peu de stations d'observation au Groenland. L'une des questions est de savoir quelle est la représentativité de ces observations nuageuses locales par rapport au reste du Groenland.

C'est à ce niveau que la mesure satellitaire sera utile. Les observations satellitaires permettent de documenter la répartition géographique des nuages sur un territoire. Pour atteindre les hautes latitudes, les satellites suivent une orbite polaire. Cette orbite inclinée de plus de 80° par rapport à l'équateur permet au satellite d'atteindre les hautes latitudes et d'observer presque l'intégralité de la planète. Les satellites donnent accès à une large couverture spatiale et des observations régulières.

La majorité des satellites capables de documenter les nuages utilise des technologies de télédétection passive. Les instruments passifs n'émettent aucun signal et captent le

rayonnement émis ou réfléchi dans la direction de l'instrument. Le projet ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) rassemble plus de 25 années d'observations nuageuses collectées par plusieurs satellites passifs, et est à ce jour la climatologie nuageuse la plus longue (Rossow and Schiffer, 1999). Cependant, ces observations ont l'inconvénient d'être difficiles à exploiter dans les régions polaires, au-dessus des surfaces neigeuses et glacées (Noel et al., soumis). Les faibles radiations émises dues à des températures faibles et une exposition au Soleil faibles font que les instruments opèrent dans les limites de leurs capacités. Les détecteurs sensibles à la lumière visible sont en difficulté à cause de l'albédo élevé de la surface et donc du peu de contraste entre les nuages et la surface. Dans le domaine infrarouge, les nuages sont difficiles à repérer à cause du faible contraste entre la température de surface et celle des nuages. Les climatologies établies avec des satellites d'observations passifs rapportent des couvertures nuageuses au Groenland maximale de 65% (Wang and Key., 2005 ; Griggs and Bambers., 2007) alors que depuis le site sol de Summit les couvertures nuageuses sont supérieures à 80% (Shupe et al., 2013) toute l'année.

Les technologies de télédétection active telles que les radars ou les lidars permettent de résoudre ces problèmes. La mise en orbite d'instruments de télédétection active dédiés aux nuages est relativement récente (Spinhirne et al., 2005) comparée aux technologies passives. Le principe de ces instruments est d'émettre un signal, radio pour le radar, laser pour le lidar. L'instrument détecte ensuite la fraction de rayonnement rétrodiffusé par les objets (nuages, aérosols, sol ...) rencontrés par le signal émis. La mesure du temps mis par le signal pour faire le trajet aller-retour entre le satellite et l'objet donne la distance de ce dernier par rapport au satellite et donc par rapport à la surface. Ces restitutions d'altitude ne sont pénalisées ni par la température froides de l'objet ni par l'albédo élevé de surface (Wylie et al., 2007).

C'est pour cela que le lidar Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) embarqué sur le satellite Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO ; Winker et al., 2009) est un outil adapté pour détecter et caractériser les nuages dans cette région. Le satellite CALIPSO a été mis en orbite le 28 avril 2006 au sein de la constellation de satellites A-train. Cette constellation est constituée d'un cortège de satellites qui se suivent par intervalles de quelques secondes ou minutes, tous équipés d'instruments dédiés à l'observation de la Terre (Figure 1.4). La constellation A-train, comme « Afternoon

Constellation », suit une orbite polaire héliosynchrone. Cela signifie que les satellites coupent l'équateur à 13:30 heure locale environ sur la demi-orbite ascendante sud-nord et à 01:30 heure locale sur la demi-orbite descendante nord-sud. Les données lidar de CALIPSO apportent des informations impossibles à obtenir avec des instruments passifs. Cet instrument permet de documenter la colonne atmosphérique sondée sur toute sa verticale en apportant des informations sur l'altitude des nuages, sur leur épaisseur géométrique et optique, ainsi que sur leur phase thermodynamique (Cesana et al., 2013).

L'A-Train inclut un autre satellite actif (CloudSat, Stephen et al., 2002) et des satellites équipés de capteurs passifs qui permettent d'observer les nuages et leurs propriétés radiatives. Le satellite Aqua est équipé des instruments « Cloud and the Earth's Radiant Energy System » (CERES, Wielicki et al., 1996) et « Moderate Resolution Imaging Spectrometer » (MODIS, King et al., 1992). CERES permet de mesurer les effets radiatifs des nuages au sommet de l'atmosphère (Voir Chap. 2.3.1). MODIS collecte des mesures de rayonnement sur 36 bandes spectrales distribuées entre 0.4 μ m et 14.4 μ m à partir desquelles il est possible de déduire des propriétés nuageuses (Voir Chap. 2.2 ; Platnick et al., 2003).

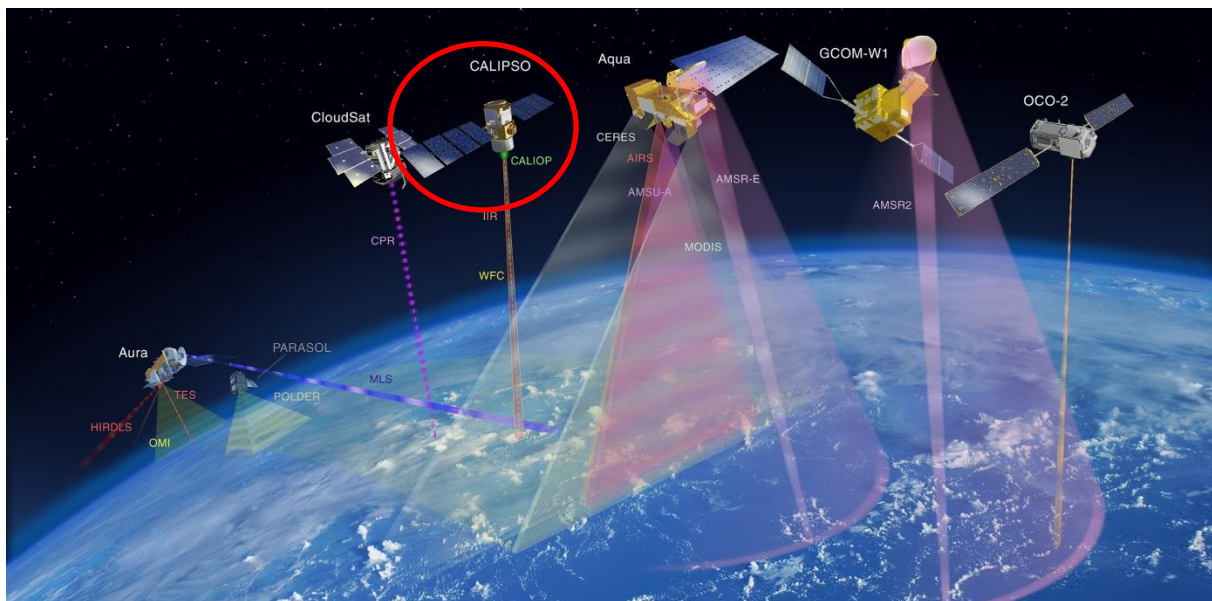


Figure 1.4. Constellation de satellite A-Train. Image datant de 2013 extraite du site : <http://atrain.nasa.gov/>. Le satellite PARASOL a été retiré de la constellation en décembre 2013.

1.4 Questions scientifiques abordées dans cette thèse

En modulant les flux radiatifs à la surface du Groenland, les nuages peuvent moduler la température de surface, accélérer ou ralentir la fonte de la surface, et influencer le bilan de masse surfacique du Groenland. Pour connaître les effets radiatifs des nuages à la surface, il est important d'obtenir des informations sur l'occurrence des nuages, leur couverture, leur phase, leur altitude et leur épaisseur optique. Plusieurs études récentes ont motivé les travaux présentés dans cette thèse :

1) Bennartz et al. (2012) ont montré que des nuages liquides bas et optiquement fins ont contribué à déclencher un évènement de fonte de la surface à Summit au centre du Groenland. Cette étude essaye aussi de documenter l'occurrence de ces nuages en 2012 sur l'ensemble de l'Arctique à partir des réanalyses ERA-Interim et montre que ce type de nuage est fréquent au-dessus de l'océan Arctique. Cependant la variabilité temporelle et géographique de ce type de nuages au Groenland n'est pas abordée dans cette étude, *ce qui laisse en suspens la question de la fréquence des évènements de fonte liés aux nuages.*

2) Shupe et al. 2012 ont montré que les nuages liquides sont fréquents à Summit. Or Summit est éloigné de sources locales de chaleur et d'humidité. Le climat y est plutôt sec et froid. Cela suggère le transport d'humidité sur de longues distances et un rôle important de la circulation atmosphérique (Morrison et al., 2011). Dans le même temps, en Arctique la présence de stratocumulus de phase mixte est fréquemment observée conjointement à des phénomènes d'inversion de température et d'humidité, et se maintient grâce à des processus locaux (Solomon et al., 2011). D'autres travaux ont tentés de relier la circulation atmosphérique à la fonte (Fettweis et al., 2013a ; Miodusezowski et al., 2016) et aux précipitations (Schuenemann et al., 2009, 2010). Mais *aucune étude n'a fait le lien entre la circulation atmosphérique à grande échelle et la formation des nuages sur l'ensemble du Groenland.*

3) Les principales connaissances sur les nuages au Groenland ont été obtenues depuis le site sol de Summit au centre du Groenland (Shupe et al., 2011 ; Shupe et al., 2013) ou par des satellites de télédétection passifs (Wang and Key, 2005 ; Griggs and Bamber, 2007). Les observations existantes ont soit des incertitudes trop grandes, soit ne concernent qu'une infime fraction du territoire Groenlandais. Avec 10 ans de mesure depuis le lancement en

2006 de CALIPSO, il est désormais possible de créer une climatologie résolue dans le temps et dans l'espace *pour suivre l'évolution interannuelle et spatiale des nuages, faire le lien avec la circulation atmosphérique.*

4) Les modèles de climat (Global Climate model : GCM) sont des outils incontournables pour essayer de prédire l'évolution du Groenland dans un climat plus chaud. Pour être fiable, les modèles doivent décrire de la manière la plus réaliste possible les nuages et les interactions qu'ils ont avec les composantes non atmosphériques du système (la cryosphère et les océans). Les processus de fonte de la calotte (Fettweis et al., 2013b) et les processus nuageux souffrent d'incertitudes élevées dans les GCMs. A l'échelle globale, Cesana and Chepfer (2013) ont montré que le modèle LMDZ5B ne reproduit pas la coexistence de liquide et de glace dans les nuages lorsque la température est comprise entre -40°C et 0°C , une situation très commune en Arctique (Shupe et al., 2006 ; Cesana et al., 2012). Des difficultés similaires ont été retrouvées par Kay et al. (2016) avec le modèle CAM5, qui crée trop peu de nuages liquides en Arctique, sous-estimant la température de surface de -2 à -3 $^{\circ}\text{C}$ à la station de Summit. Comme ces études ne s'intéressaient pas spécifiquement au Groenland et se limitaient à un seul modèle à la fois, elles ne permettaient pas d'évaluer le réalisme des nuages au Groenland décrits dans tous les modèles, et l'influence qu'ils peuvent avoir sur l'estimation de la fonte à la surface.

Pour progresser sur les points mentionnés ci-dessus, dans cette thèse nous avons essayé de répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la distribution géographique de l'ensemble des populations nuageuses au-dessus du Groenland ?
- Quelles sont les propriétés des nuages au-dessus du Groenland? : altitude, phase thermodynamique, opacité ?
- Comment varient temporellement ces propriétés, de façon saisonnière et interannuelle ?
- Peut-on relier la formation des nuages au-dessus du Groenland à des régimes de circulation atmosphérique spécifiques ?

- Les modèles de climat reproduisent-ils correctement les nuages observés?
- Les nuages créés dans les modèles sont-ils capables de réchauffer assez la surface pour déclencher sa fonte ?

Pour répondre à ces questions, nous avons organisé la thèse selon le plan suivant :

L'ensemble des méthodes et outils sont présentés dans le Chapitre 2.

Dans le Chapitre 3, nous avons établi une climatologie nuageuse du Groenland à partir des observations CALIPSO. Cette climatologie est comparée avec les observations obtenues à la station sol de Summit au centre du Groenland et avec les climatologies issues des observations satellites par télédétection passive. Ce travail a permis de préciser les avantages et les limitations de la mesure lidar spatiale.

Le Chapitre 4 présente les variabilités spatiales, saisonnières et interannuelles des propriétés nuageuses observées (couverture, profils verticaux, phase) au Groenland entre 2008 et 2015. Ces propriétés sont ensuite classées en fonction de régimes de circulation atmosphérique afin de préciser les conditions favorisant la formation des nuages.

Le Chapitre 5 fait le lien entre les nuages et les flux radiatifs à la surface dans les observations et les modèles de climat CMIP5. La comparaison observations/modèles a permis d'identifier des biais communs à plusieurs modèles dans la représentation des nuages et des flux radiatifs à la surface. Nous avons en particulier, examiné avec attention la capacité des modèles à reproduire les nuages susceptibles d'accélérer la fonte de surface.

Chapitre 2: Outils

Dans ce chapitre, nous présentons l'ensemble des outils utilisés dans cette thèse. Une majorité de cette thèse s'appuie sur des observations satellites. Dans la première partie, on présente le produit standard GOCCP construit à partir des mesures du lidar CALIOP à bord du satellite CALIPSO (Sect. 2.1). Dans la seconde partie, on présente un ensemble de produits satellitaires construits à partir de mesures des nuages par télédétection passive issues du projet GEWEX Cloud Assessment (Sect. 2.2). Dans la troisième partie, on présente deux produits de flux radiatif à la surface dérivés d'observations satellites (Sect 2.3). Pour valider ces mesures satellites au Groenland nous avons utilisé des mesures prises depuis la station de Summit au centre du Groenland (Sect. 2.4). Celles-ci comprennent des mesures des propriétés nuageuses par lidar et par radar et des mesures de flux radiatif dans les domaines LW et SW. Dans la section 2.5, on présente deux classifications en régime de circulation utilisées pour faire le lien entre la circulation atmosphérique et les nuages. Enfin, dans la dernière partie, sont présentés les modèles de climat dont on évaluera la capacité à reproduire des nuages au Groenland à partir des observations (Sect. 2.6).

Le tableau 2.1 résume l'ensemble des observations sol et satellite que nous utiliserons dans cette thèse.

Instrument ou produit	Variables	Résolution spatiale et temporelle	Période
CALIPSO-GOCCP (satellite) (Chepfer et al., 2010)	Couverture nuageuse Profils verticaux de détection et de phase thermodynamique des nuages	480 m vertical 2°×2° horizontal Journalier ou mensuel	Avril 2006-2015
GEWEX-CA (télé-détection passive, CALIPSO) (Stubenrauch et al., 2013)	Couverture nuageuse (CA) (Détails dans Tableau 2.2)	1°×1° horizontal Mensuels	2008-2009
CERES EBAF-Surface (satellite) (Wielicki et al., 1996)	Flux LW, SW montant et descendant à la surface	1°×1° horizontal Mensuels	2000-2015
2B-FLXHR-LIDAR (satellite) (Henderson et al., 2013)	Flux LW, SW montant et descendant à la surface	2°×2° horizontal Mensuels	2007-2010
MMCR (site sol) (Shupe et al., 2013)	Couverture nuageuse Profils verticaux de détection des nuages	45 m vertical 2 s res temp	juin 2010-2015
MPL (site sol) (Shupe et al., 2013)	Couverture nuageuse Profils verticaux de détection et de phase thermodynamique des nuages	15 m vertical 5 s res temp	juin 2010-2015
Flux ETH (site sol) (Miller et al., 2015)	Flux LW, SW, montant et descendant à la surface	Mensuels	janvier 2011-2013

Tableau 2.1. Description des données d'observations utilisées dans la thèse

2.1 Observations des nuages par lidar spatial

2.1.1 Produit nuage CALIPSO orienté GCM : GOCCP

Le produit CALIPSO-GOCCP (GCM Oriented CALIPSO Cloud Product) contient des profils verticaux de fractions nuageuses, les couvertures nuageuses ainsi que des informations sur la phase thermodynamique des nuages (Sect. 2.1.2). CALIPSO-GOCCP fut initialement créé pour évaluer la description des nuages dans les modèles de climat, en le comparant aux nuages simulés et vus par un simulateur d'observable (Sect. 2.4). CALIPSO-GOCCP est développé au LMD (Chepfer et al., 2010, 2013 ; Cesana et al., 2013).

a) Détection des nuages

CALIPSO-GOCCP utilise les données lidar de niveau 1 CALIOP L1. Ces données contiennent les profils du signal atténué rétrodiffusé (Attenuated Total Backscatter : ATB) qui sont horizontalement espacés de 333m, et ont une résolution verticale de 30 m entre 0 et 8.2 km et de 60 m entre 8.2 et 20 km d'altitude. A chaque niveau d'altitude z , le signal ATB s'exprime comme suit :

$$ATB(z) = (\beta_{part}(z) + \beta_{mol}(z)) \times \exp \left[-2 \int_z^{TOA} (\eta \alpha_{part}(z) + \alpha_{mol}(z) dz) \right] \quad (2.1)$$

β : Coefficients de rétrodiffusion z : Altitude

η : Rapport de diffusions multiples TOA : Top Of Atmosphere

α : Coefficients d'extinction

La Figure 2.1 montre un exemple de profils d'ATB le long d'une orbite de CALIPSO qui survole le Groenland. Un profil ATB à une latitude donnée est représenté ici en code couleur.

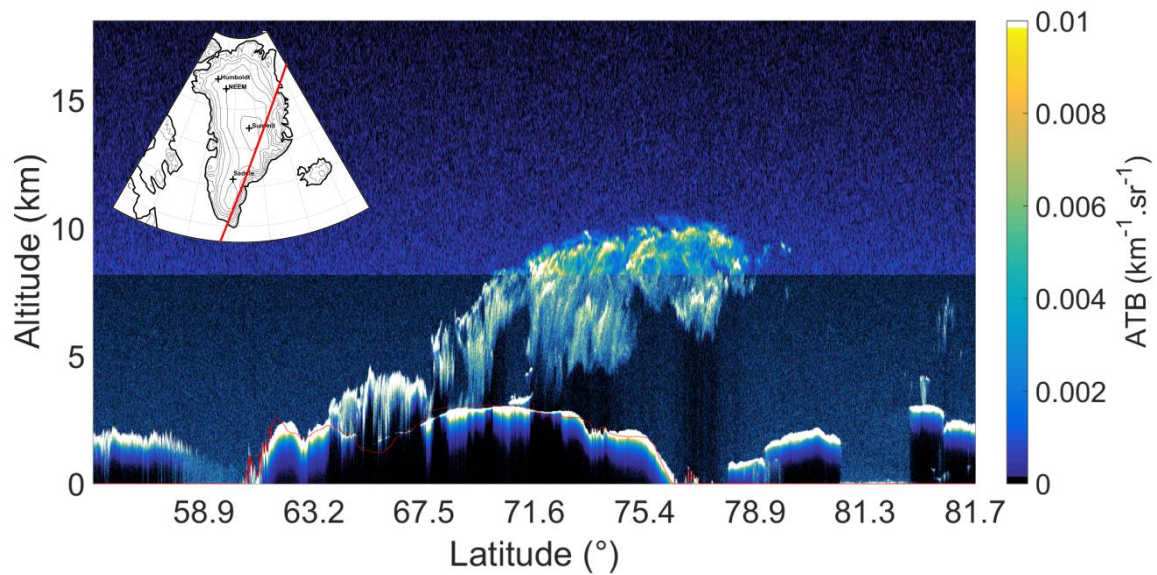


Figure 2.1. Profils de Total Attenuated Backscatter (ATB en $\text{km}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$) le long d'une orbite de CALIPSO passant au-dessus du Groenland pendant la nuit. La résolution verticale est de 30m aux altitudes inférieures à 8.2 km et de 60 m au-delà de cette limite. On note que le changement de résolution est responsable d'une augmentation apparente de l'intensité du signal en ciel clair au-dessus de 8.2 km. L'élévation de la surface est indiquée en rouge. En insert la carte du Groenland avec la trace de l'orbite représentée.

Pour détecter les nuages, l'algorithme GOCCP calcule le rapport de diffusion (Scattering Ratio : SR) à partir de l'ATB et du profil de densité moléculaire (Molecular Density : MD). Un profil MD est équivalent à un profil ATB en conditions de ciel clair. Les profils MD sont donnés pour 33 niveaux d'altitude répartis entre 0 et 40 km et dérivés des réanalyses Goddard Earth Observing System Data Assimilation System Version 5 data assimilation product (GEOS5-DAS ; Suarez et al., 2008) du Goddard Modeling and Assimilation Office (GMAO ; Bey et al., 2001). Les profils ATB et MD sont moyennés et interpolés pour obtenir $\text{ATB}_{480\text{m}}$ et $\text{MD}_{480\text{m}}$ qui ont une résolution verticale commune de 480m. $\text{MD}_{480\text{m}}$ est ensuite normalisé par rapport au profil $\text{ATB}_{480\text{m}}$ dans la stratosphère supposée sans nuage ($22 < z < 25$ km de nuit et $20 < z < 25$ km de jour) pour obtenir le profil de signal atténué rétrodiffusé moléculaire $\text{ATB}_{480\text{m}, \text{mol}}$.

Le Scattering Ratio est ensuite calculé ainsi :

$$SR(z) = \frac{ATB_{480m}(z)}{ATB_{480m,mol}(z)} \quad (2.2)$$

$SR = 1$ correspond à du ciel clair car dans cette situation, $ATB_{480m} = ATB_{480m,mol}$.

Les Figures 2.1 et 2.2 présentent respectivement pour une même scène au-dessus du Groenland des profils d'ATB et de SR.

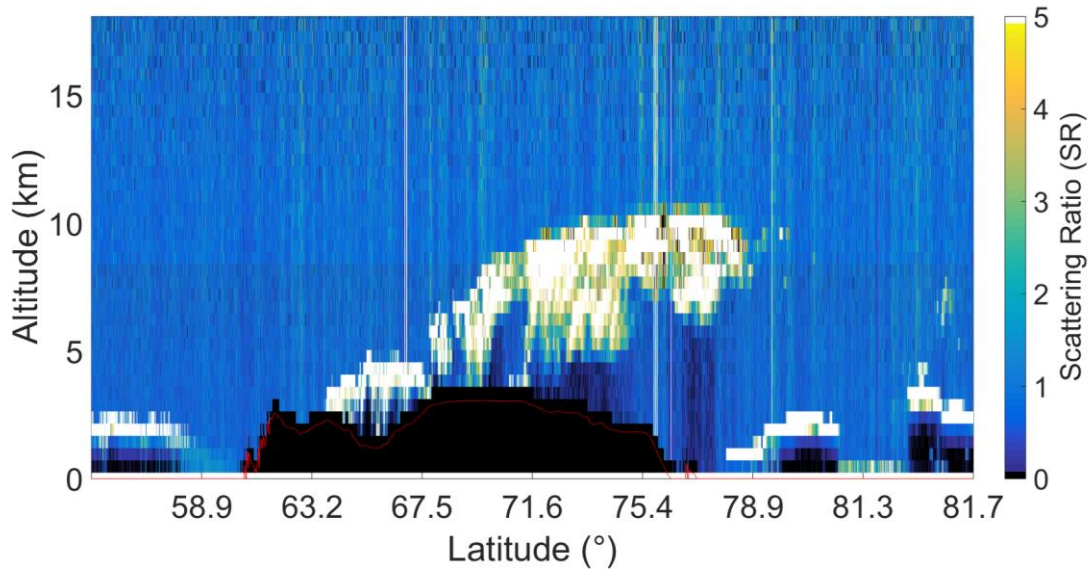


Figure 2.2. Profils de Scattering Ratio (SR) avec une résolution verticale de 480 m pour la même scène que la figure 1.

Pour chaque profil, à chaque niveau d'altitude la détection des nuages dans une couche de 480 m d'épaisseur se base sur deux valeurs : (i) le Scattering Ratio et (ii) la différence $\Delta ATB = ATB_{480m} - ATB_{480m,mol}$. La couche est classée :

- « nuageuse » si $SR > 5$ et $\Delta ATB > 2.5 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$,
- « claire » si $0.01 < SR < 1.2$,
- « incertaine » lorsque $1.2 < SR < 5$, probablement en présence d'aérosols ou de nuages optiquement fins,
- complètement atténuée quand $SR < 0.01$. Cette catégorie correspond aux couches que le laser ne peut pas traverser en raison de leur épaisseur optique trop élevée. Typiquement un lidar avec un laser 532 nm est complètement atténué à partir d'une épaisseur optique τ supérieure à 3-5 (Sassen and Cho, 1992).

L'application des diagnostics de GOCCP au cas d'étude des Figures 2.1 et 2.2 est présentée dans la Figure 2.3. Voir Chepfer et al. (2010) pour une justification des seuils utilisés.

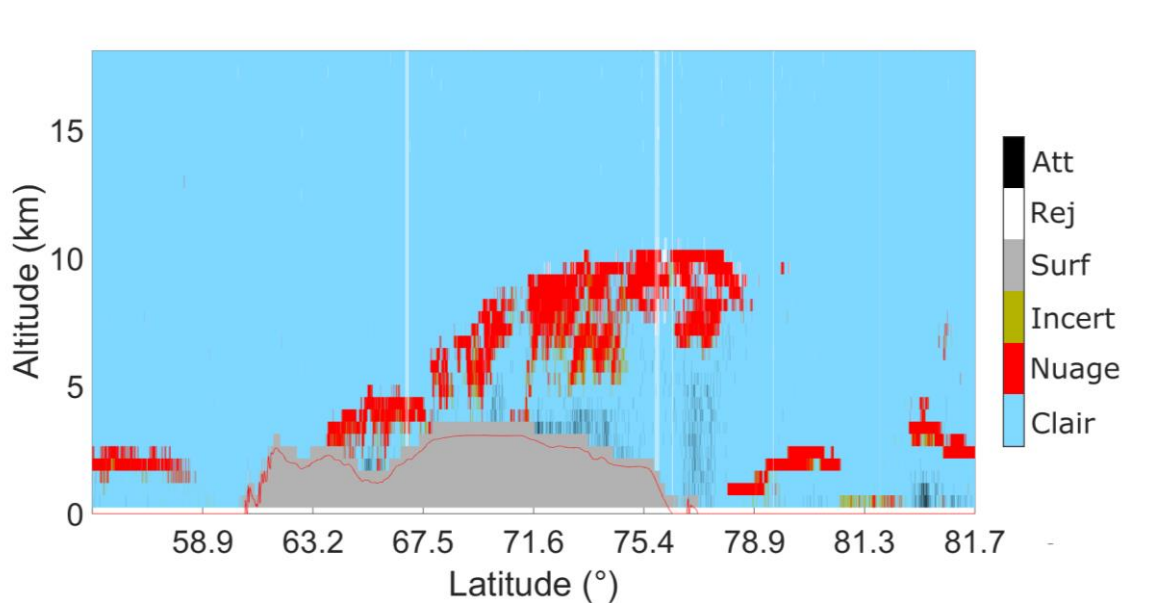


Figure 2.3. Masques des diagnostics GOCCP appliqués aux profils de la scène présentée Figures 2.1 et 2.2.

Pour obtenir un produit griddé on accumule dans des boites de $2^\circ \times 2^\circ$ en latitude-longitude tous les profils précédents:

$$CF(z) = \frac{\sum nb \text{ pixels nuageux}(z)}{\sum nb \text{ pixels ciel clair}(z) + \sum nb \text{ pixels incertains}(z) + \sum nb \text{ pixels nuageux}(z)} \quad (2.3)$$

Dans la suite nous parlerons de fraction nuageuse pour désigner cette variable. Une fraction nuageuse de 0% à un niveau d'altitude donné signifie qu'aucun nuage n'est détecté à ce niveau dans toute la boite de $2^\circ \times 2^\circ$. Une fraction nuageuse de 50% signifie qu'au niveau d'altitude concerné, la moitié des pixels sont classés « nuageux » (SR>5).

b) Adaptation du produit GOCCP au Groenland

Ajustement des profils verticaux à la surface :

Le Groenland a une topographie complexe avec une altitude maximale de 3000 m (Figure 1.1). Les structures nuageuses verticales de GOCCP sont exprimées par rapport au niveau de la mer. Pour pouvoir étudier les nuages bas proches de la surface, nous présenterons dans cette thèse certains profils nuageux verticaux en fonction de l'élévation du niveau du sol exprimé en km AGL (Above Ground Level), au lieu de la convention ASL (Above Sea Level) utilisée dans les données CALIOP. Pour passer de ASL à AGL, nous avons utilisé les données d'élévation GEM TerrainBase (National Geophysical Data Center 1995). Cette représentation permettra de mettre en évidence les nuages bas localisés en dessous de 2 km AGL.

Etude des données de jour :

Le cercle polaire est défini pour qu'au nord de sa latitude (66°N) le Soleil reste en dessous (au-dessus) de l'horizon pendant au moins une journée complète par an, lors du solstice d'hiver (d'été). Cette alternance jour-nuit polaire est une contrainte majeure pour l'analyse du cycle saisonnier des données lidar. Si les données lidar de nuit sont d'excellente qualité, l'analyse des données de jour est plus contraignante. Pendant le jour, le télescope du lidar reçoit, en plus du signal laser rétrodiffusé, les photons du Soleil diffusés ou réfléchis dans sa direction. Ceci crée du bruit dans la mesure. Le rapport signal sur bruit diminue lorsque le télescope reçoit des photons du Soleil. La part des profils bruités dépend de l'ensoleillement de la région et donc de la saison. Ainsi, presque 6 mois de données par an sont plus difficiles à interpréter car plus bruitées. La transition entre jour permanent et nuit permanente est assez rapide : de février à mars pour passer de la nuit au jour, et de septembre à octobre pour passer du jour à la nuit.

Changement de l'angle de visée du laser CALIPSO et conséquences :

Le 28 novembre 2007, l'inclinaison du tir laser de CALIOP est passée de $0,3^{\circ}$ à 3° par rapport au nadir. Le but de ce changement d'angle de visée était d'éviter la réflexion spéculaire de cristaux de glace orientés horizontalement, qui induisait des biais dans la mesure des propriétés des nuages dans les couches concernées (Hu et al., 2009). Ces nuages étant relativement fréquents en Arctique (Noël and Chepfer, 2010), ils induisent, lorsque l'angle de

visée est à 0.3° au lieu de 3° , plus de photons réfléchis en direction du satellite et donc un signal ATB plus élevé et un rapport signal sur bruit plus faible. Dans cette situation nous avons trouvé en Arctique que GOCCP rapporte des fractions nuageuses plus élevées avant novembre 2007 (Fig. 2.4).

Le but étant d'observer des évolutions d'une année à l'autre, il nous a semblé préférable de ne pas prendre en compte les données antérieures à novembre 2007. Nous n'utiliserons donc que les données CALIPSO depuis janvier 2008.

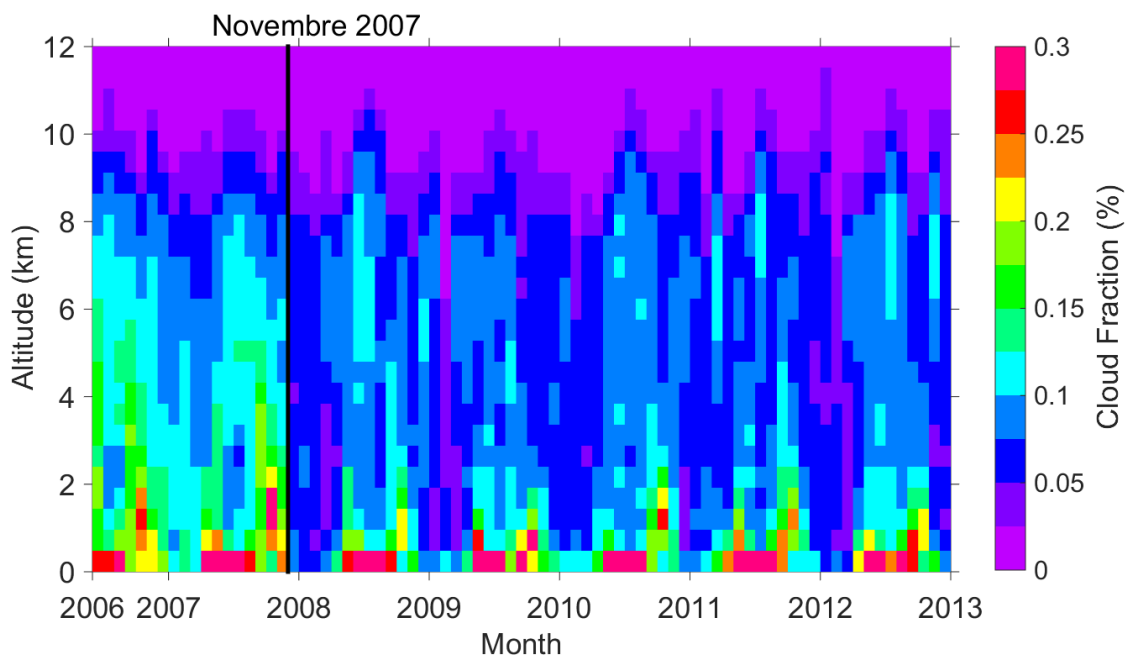


Figure 2.4. Profils mensuels de fractions nuageuses moyennes au Nord de 60°N sur tout l'Arctique en fonction de l'altitude. Les moyennes sont calculées sur toutes les latitudes et les longitudes pour une résolution de $2^\circ \times 2^\circ$. Un profil vertical correspond à un mois. La coupure en novembre 2007 correspondant au changement d'angle de visée apparaît nettement (ligne verticale noire).

2.1.2 Identification de la phase nuageuse

En plus de documenter la structure verticale des nuages, CALIOP mesure la polarisation du signal rétrodiffusé par les particules, ce qui permet d'avoir des informations sur leurs formes et donc sur la phase thermodynamique du nuage. La polarisation du signal rétrodiffusé par une particule changera d'autant plus que sa forme présente des angles marqués. Un cristal

de glace de forme complexe changera la polarisation, au contraire d'une particule liquide de forme sphérique.

Le laser de CALIOP émet un signal linéairement polarisé dans un plan choisi. Son télescope recueille le signal atténué rétrodiffusé polarisé dans le même plan ($ATB_{//}$) et dans le plan perpendiculaire (ATB_{\perp}). Le signal atténué rétrodiffusé total est égal à la somme de ces deux composantes :

$$ATB = ATB_{\perp} + ATB_{//} \quad (2.4)$$

A partir de ces informations, la discrimination de la phase peut se faire selon plusieurs méthodes. La méthode communément utilisée se base sur le rapport de dépolarisation DR (Depolarization Ratio) qui est le rapport entre ATB_{\perp} et $ATB_{//}$ (Sassen et al., 1991) :

$$DR = \frac{ATB_{\perp}}{ATB_{//}} \quad (2.5)$$

Le rapport de dépolarisation est utilisé pour détecter la phase dans GOCCP ainsi que dans d'autres produits CALIPSO comme le produit CALIPSO Science Team (Hu et al., 2009 ; Winker et al., 2010) et le produit CALIPSO Kyushu University (Yoshida et al., 2010 ; Okamoto et al., 2010).

Dans GOCCP la phase est diagnostiquée à partir des valeurs d' ATB et d' ATB_{\perp} . La distribution 2D de ces deux variables permet à partir d'un seuil de discrimination de distinguer les pixels contenant des nuages liquides des pixels contenant des nuages de glace (Cesana et al., 2013).

Les profils de température, issus de GEOS5-DAS, permettent ensuite de classer les cas ambigus. L'algorithme GOCCP impose que les nuages avec une température plus froide que -42°C sont constitués de glace et que les nuages plus chauds que 0°C sont liquides. En plus des phases liquide et glace, GOCCP définit une troisième catégorie de phase « unclassified ». Elle inclut les points où il n'est pas possible de connaître la phase à cause de l'atténuation du lidar et du bruit sur le signal. La détection de la phase par GOCCP a été validée grâce à des observations aéroportées (Cesana et al., 2016).

La Figure 2.5 montre des profils GOCCP mesurés au sommet de la calotte Groenlandaise le 12 juillet 2012 à 1400 UTC. Dans la même colonne deux nuages sont détectés. Le premier, dans la haute troposphère vers 11 km ASL, est peu réfléchissant ($SR < 20$, profil noir de gauche) et son rapport de dépolarisation est élevé ($DR \approx 0.45$, profil rouge de droite, Fig. 2.5b). Le second nuage, plus bas vers 3,5 km ASL, réfléchit plus de signal ($SR > 40$) et son rapport de dépolarisation est faible ($DR \approx 0.15$). A partir de ces données, l'algorithme de GOCCP détermine que le nuage bas est liquide et le nuage haut solide (composé de glace). Ce diagnostic est confirmé indirectement par les observations sol, qui ont détecté de nombreux nuages bas liquides au même moment à la station de Summit (Bennartz et al., 2012).

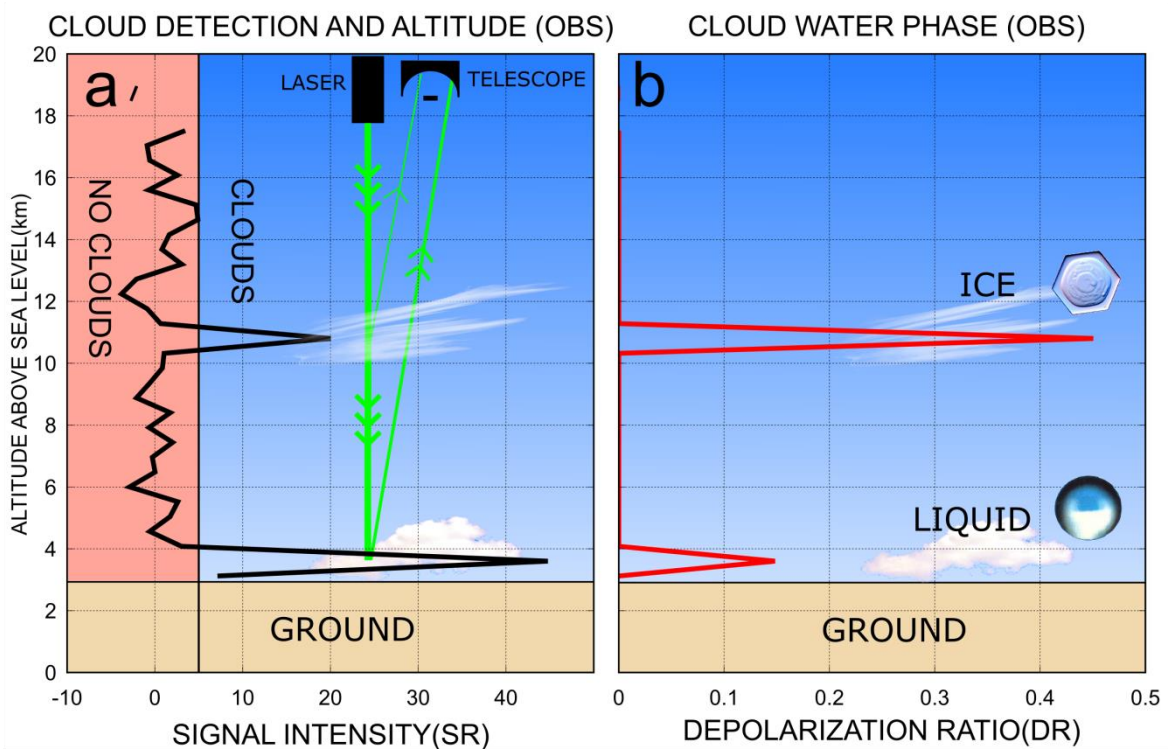


Figure 2.5. Exemple de détection des nuages dans GOCCP. À gauche : Profil de SR observé à proximité de Summit station au Groenland (distance < 150 km) le 12 juillet 2012 à 1400 UTC. La ligne noire verticale correspond au seuil de détection nuageuse de GOCCP ($SR = 5$). À droite : Profil correspondant du rapport de dépolarisation DR.

2.2 Observations des nuages par satellite de télédétection passive

Le projet GEWEX (Global Energy and Water cycle EXperiment) Cloud Assessment (Stubenrauch et al., 2013) met à disposition 12 produits de nuages issus de 5 satellites de télédétection (instruments passifs) et de CALIPSO. Pour être inter-comparés, les produits sont retraités pour partager le même format et les mêmes unités. Le Tableau 2.2 liste les instruments GEWEX utilisés dans cette thèse :

Données	Temps de passage à l'équateur	Période de recouvrement avec GOCCP
AIRS	0130/1330	2008-2009
MODIS-CE	0130/1330, 1030/2230	2008-2009
MODIS-ST	0130/1330	2008-2009
PATMOS-X	0130/1330, 0730/1930	2008-2009
POLDER	1330	2008
CALIPSO-ST	0130/1330	2008

Tableau 2.2. Listes des instruments inclus dans GEWEX Cloud Assessment et utilisés dans cette thèse.

Les climatologies sont dérivées d'une large palette d'instruments comme les imageurs multi-spectraux PATMOS-x (Pathfinder Atmosphere Extended) et MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Ce dernier a généré deux produits, l'un créé par l'équipe MODIS Science Team (MODIS-ST) et l'autre par l'équipe Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Science Team (MODIS-CE). Notons que MODIS est présent sur deux satellites : Aqua dans la constellation A-Train et Terra, sur la même orbite mais à environ 3h d'avance sur Aqua. Sont aussi inclus les instruments AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) et POLDER (Polarization and Directionality of Earth Reflectance). Deux produits utilisant les mesures CALIPSO sont inclus dans le GEWEX-CA : CALIPSO-GOCCP créé au LMD et le produit créé par l'équipe CALIPSO Science Team (CALIPSO-ST).

Parmi la multitude de variables mises à disposition par ces climatologies, seule la variable Cloud Amount (CA) nous intéressera. Cette variable est donnée avec une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ en latitude-longitude. La valeur de CA est comprise entre 0 et 1 et exprime la fraction d'un pixel de $1^\circ \times 1^\circ$ recouverte par des nuages : 0 signifie que le pixel est en condition de ciel clair et 1 qu'il est entièrement recouvert de nuages durant la période d'agrégation (typiquement 1 mois).

Les satellites sur lesquels sont installés les instruments n'ont pas tous les même temps de passage. Cela signifie que certains satellites peuvent observer des scènes différentes. Cependant nous travaillerons avec des données mensuelles et nous sommes plus intéressés par l'étude des valeurs de CA moyennes et leurs variations inter-mensuelles que par la description et la compréhension de scènes précises.

L'orbite des satellites de l'A-Train (CALIPSO, AIRS, MODIS, PATMOS-X, PARASOL) coupent l'équateur à 0130 et 1330 heures locales et des orbites de jour qui coupe l'équateur à 1330 heure locale. Dans MODIS-ST nous incluons les produits MODIS-ST-Aqua et MODIS-ST-Terra issus des mesures de l'instrument MODIS installé sur les satellites Aqua (A-Train) et Terra respectivement. Les heures de passage de Terra sont 1030 et 2230 heure locale à l'équateur. PATMOS-X inclut des mesures prises à 0730 et 1930 heure locale au croisement de l'équateur. Pour POLDER, qui effectue des mesures dans le domaine du visible uniquement, seules les données de jour sont disponibles.

Lorsqu'elles sont disponibles avec une résolution journalière, les variables sont moyennées sur leurs orbites de jour et de nuit puis moyennées sur une période de 1 mois. Dans le cas où les valeurs journalières ne sont pas disponibles (MODIS, PATMOS-X), les moyennes mensuelles de jour et de nuit sont moyennées.

2.3 Restitution des flux radiatifs à la surface à partir d'observation satellite

Deux produits de flux radiatif à la surface créés à partir d'observations satellites sont présentés dans cette section. La mesure directe des flux radiatifs à la surface n'est pas possible depuis l'espace. Pour accéder à ces valeurs, il est nécessaire de passer par des calculs de transfert radiatif. Nous allons voir que les deux produits présentés ici suivent deux approches différentes. Le premier utilise les mesures de flux au sommet de l'atmosphère de CERES, le second utilise les mesures de CALIPSO et de CloudSat.

2.3.1 Flux radiatifs de surface dérivés des mesures CERES

CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System, Wielicki et al., 1996) est un radiomètre capable de mesurer les luminances dans le domaine spectral 8-12 μm émises par la Terre et l'atmosphère, et dans le domaine 0.3-5 μm : la fenêtre d'émission du rayonnement solaire réfléchi par la terre et mesuré au sommet de l'atmosphère. CERES mesure aussi la luminance totale entre 0.3 et 100 μm . Plusieurs instruments CERES ont été envoyés en orbite.

Dans cette thèse nous avons considéré le produit CERES-Energy Balanced And Filled (EBAF) (Loeb et al., 2009) à la surface (Kato et al., 2013). CERES EBAF-Surface est un produit maillé de résolution spatiale $1^\circ \times 1^\circ$ et temporelle de 1 mois, qui inclut les flux radiatifs montant et descendant à la surface lorsque les nuages sont inclus (all sky) et en condition de ciel clair (clear sky) dans les domaines LW et SW.

Les flux radiatifs à la surface inclus dans le produit CERES-EBAF-Surface sont déterminés par calcul de transfert radiatif en utilisant les mesures CERES et des mesures satellites supplémentaires pour estimer les incertitudes. CALIPSO, le radar CloudSat, CERES et MODIS (CCCM) (Kato et al., 2010, 2011a) sont utilisés pour estimer les incertitudes sur les nuages et AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) pour estimer les incertitudes sur les profils d'humidité et de températures.

2.3.2 Flux radiatifs de surface dérivés des mesures CloudSat et CALIPSO

Les données de flux du produit 2B-FLXHR-LIDAR version 5 (FLXHR comme « Fluxes and Heating Rates » ; Henderson et al., 2013) combinent les observations des nuages et des aérosols de CALIPSO et CloudSat. A partir de ces observations, des profils de température issus des ré-analyses ECMWF et des données d'albédo et d'émissivité de surface fournies par l'International Geosphere-Biosphere Program, les flux radiatifs à la surface et au sommet de l'atmosphère sont calculés par le modèle de transfert radiatif BugsRad (Henderson, et al., 2013).

La version que nous avons utilisé est améliorée pour être utilisée dans l'Arctique (Kay and l'Ecuyer, 2013 ; Van Tricht et al., 2016). Le traitement des données d'albédo de surface utilisé est plus évolué dans cette version que dans les précédentes versions de FLXHR et prend en compte les variations d'albédo qui peuvent être dues à la fonte de surface. Une autre amélioration concerne l'estimation des effets radiatifs des nuages liquides surfondus créés alors que la température est comprise entre 0 et -40 °C. Dans les versions précédentes, ces nuages étaient classés comme nuages de glace et responsable d'un biais négatif sur les flux descendant LW.

Les flux radiatifs de FLXHR ont une résolution spatiale de $2^\circ \times 2^\circ$ et une résolution temporelle mensuelle.

2.4 Observations sol à la station de Summit

La station Summit est localisée à 3250 m au-dessus de niveau de la mer (ASL), au sommet de la calotte glaciaire (72.6°N, 38.5°W). Les mesures sont collectées par un ensemble d'instruments de télédétection, et sont complétées par des mesures radiosondes deux fois par jour (0000 et 1200 UTC). Dans ce travail, nous avons utilisé les données collectées par le Millimeter Cloud Radar (MMCR) et le MicroPulse Lidar (MPL) installés à la station sol.

2.4.1 Millimeter Cloud Radar (MMCR)

Le radar MMCR utilise les ondes millimétriques (8 mm) pour détecter les nuages. Les systèmes radar ont un principe de fonctionnement similaire au lidar et sont très répandus pour étudier les nuages.

Par rapport au lidar, le radar a l'avantage que son impulsion est capable de traverser l'atmosphère sans atténuation, car les particules qui peuplent l'atmosphère ont un diamètre inférieur aux longueurs d'ondes millimétriques. On est dans le domaine de la diffusion de Rayleigh. A une altitude z donnée, la réflectivité du radar (Z) est donnée par :

$$Z(z) \approx \int (2r)^6 n(z, r) dr \quad (2.6)$$

Où r est le rayon des particules qui interagissent avec l'onde incidente et $n(z, r)$ la distribution des particules en fonction de leurs rayons. On voit que la réflectivité du radar est proportionnelle à la puissance 6 de la taille des particules rencontrés par l'onde. En terme d'observation des nuages cela signifie que le radar est peu sensible aux nuages optiquement fins, qui restent l'apanage du lidar (Turner et al 2007 ; Shupe et al., 2011).

Les mesures du MMCR de Summit station sont disponibles à partir de mai 2010. Les mesures présentées dans les chapitres suivants ont une résolution temporelle de 10 s et une résolution verticale de 45 m. Une couche d'épaisseur de 45 m dans un profil sera identifiée comme nuageuse si sa réflectivité est supérieure à -30 dBZ. En fonction de la taille et de la forme géométrique des particules de glace, ce seuil correspond à un contenu en glace compris entre 10^{-4} to 10^{-3} g.m⁻³ (Seo and Liu, 2005). Les mesures avec un rapport signal sur bruit trop faible (SNR < -12) sont rejetées.

2.4.2 Micro Pulse Lidar (MPL)

Comme CALIOP, le MPL installé à Summit utilise un laser émettant à 532 nm. Un profil est mesuré toute les 5 secondes avec une résolution verticale de 15 m. L'algorithme de détection des nuages appliqué est présenté dans Wang and Sassen, (2001). Les données sont disponibles à partir de juin 2010.

Le lidar est capable de détecter des nuages optiquement fins (épaisseur optique < 0.2) que le radar MMCR ignore fréquemment (Borg et al., 2011). Néanmoins, comme pour CALIOP, le faisceau est atténué lorsque les nuages ont une épaisseur optique supérieure à 3-5. A la différence des mesures satellite, MPL vise depuis le sol vers le haut et le faisceau laser est d'abord atténué par les couches basses de l'atmosphère. Comme les nuages liquides optiquement épais sont proches du sol, et que la densité moléculaire y est plus élevée, le laser sol est rapidement atténué et atteint rarement les hautes couches de l'atmosphère.

Pour éviter la détection de brouillard ou des précipitations de type poudrins de glace (diamond dust), tout ce que le lidar détecte à moins de 150 m AGL est rejeté. De même pour tout ce qui est au-dessus de 8 km AGL car, à partir de cette altitude, le rapport signal sur bruit est trop faible ce qui implique un risque de fausse détection (Miller et al., 2015).

Enfin, tout comme CALIOP, le MPL mesure le rapport de dépolarisation, qui restitue des informations sur la phase thermodynamique des nuages. Pour identifier la phase avec le MPL, on utilise le rapport de dépolarisation linéaire DR de l'équation 2.5 (Flynn et al., 2007). Un nuage plus chaud que -40 °C sera classifié liquide si $DR < 0.07$. La température est calculée à partir de l'interpolation des profils mesurés lors des deux radiosondages quotidiens opérés à Summit (Edwards-Opperman and Turner, technical note). Pour des raisons de disponibilité des données, seules les mesures MPL de l'année 2013 seront utilisées.

2.4.3 Observations des flux radiatifs de surface à Summit

Au sol, à Summit, nous avons utilisé les flux radiatifs collectés par les instruments de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich (ETH). Les flux montant et descendant LW sont mesurés par deux pyr géomètres Kipp and Zonen CM22 sensibles à la gamme spectrale 4.5–40mm. Les flux montant et descendant SW sont mesurés par deux pyranomètres Kipp and Zonen CM22 sensibles au domaine spectral 200-3600 nm.

Nous avons utilisé les flux traités tels que dans Miller et al. (2015). Les flux ciel clair sont estimés à partir d'un modèle de transfert radiatif (Rapid Radiative Transfer Model ; Clough et al., 2005) contraint par des observations de température de surface, des profils d'humidité et d'ozone.

2.5 Classification en régimes de circulation

La classification en régimes de circulation est une méthode communément utilisée dans le domaine des sciences du climat pour étudier la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique (Michel-Angeli et al., 1995 ; Hewitson and Crane, 2002 ; Richardson et al., 2003 ; Mioduszewski et al., 2016). Les régimes sont définis grâce à des algorithmes de classification plus ou moins complexes (Méthode Ward, k-moyenne, carte auto-adaptative) dont la finalité est de regrouper les états similaires de circulation atmosphérique.

La formation des nuages dépend de plusieurs variables atmosphériques : la vapeur d'eau, la pression et la température. Les régimes de temps décrivent des situations de pression et de température susceptibles de créer des nuages. L'idée est de mettre en relation les observations des nuages de CALIPSO avec des régimes qui seraient représentatifs de la circulation atmosphérique au Groenland.

Dans ce travail nous avons utilisé deux classifications : Une classification basée sur l'oscillation Nord Atlantique (Vautard, 1990 ; Yiou et al., 2007 ; Cassou et al 2008) et une autre construite à partir de l'algorithme des cartes auto-adaptatives ou Self-Organizing Map (SOM) (Kohonen 1990) adaptée pour le Groenland (Schuenemann et al., 2009, 2010).

2.5.1 Régimes de circulation Nord Atlantique

L'oscillation Nord Atlantique (NAO) désigne des modes de circulation atmosphérique associés à la région nord-Atlantique. La région inclut l'océan Atlantique nord, l'est de l'Amérique du nord, le Groenland, l'Europe et les régions méditerranéennes. La NAO se décompose en deux phases : une phase positive (NAO+) et une phase négative (NAO-). La phase positive NAO+ est caractérisée par une anomalie de pression négative centrée sur l'Islande et des conditions anticycloniques au-dessus de la région euro-méditerranéenne et du sud de l'océan Atlantique. La phase négative NAO- décrit une situation inverse, l'anticyclone est centré sur la mer du Labrador (côte ouest du Groenland) et les dépressions sont dirigées sur l'Europe.

La NAO est généralement caractérisée par un indice qui peut être calculé chaque jour ou chaque mois à partir de la hauteur du géopotential à 500 hPa (z500) (Barnston and Livezey, 1987). Cependant, pour connecter les régimes de temps aux nuages détectés par CALIPSO au

Groenland, nous avons choisi d'utiliser les régimes définis par Yiou et al. (2007), qui isole deux schémas supplémentaires de circulation absents des définitions classiques de la NAO :

- Les deux phases positive et négative de l'oscillation nord Atlantique : NAO+ et NAO-.
- Atlantic Ridge (AR) : Anomalie de pression positive centrée sur l'Atlantique nord.
- Blocage (BL) : Anomalie de pression positive centrée sur la Norvège.

Les régimes définis ici sont déterminés par l'algorithme de regroupement des k-moyennes. Les variables utilisées sont la moyenne journalière de la hauteur du géopotential à 500 hPa (Z500), et la composante méridionale et zonale du vent à 1000hPa (UV1000). Ces variables sont issues des ré-analyses ERA-40.

Le printemps et l'automne sont des périodes de transition, et la circulation y est beaucoup plus instable : il y a beaucoup d'oscillation entre différents régimes de circulation. L'absence de situation stable rend plus difficile à analyser les résultats pour ces saisons. Nous avons donc décidé de déterminer les différents régimes pour l'été (juin - juillet - août) et l'hiver (décembre - janvier – février, Fig. 2.6) :

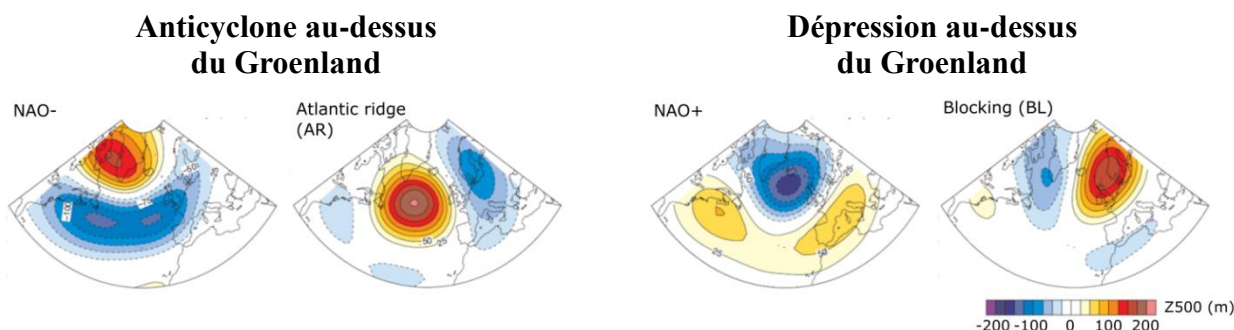


Figure 2.6. Carte des patterns des anomalies de la hauteur de géopotential à 500 hPa (Z500) pour chacun des régimes de circulation en décembre-janvier-février (Figure extraite de Cassou et al., 2008)

2.5.2 Régimes de circulation déterminés par cartes auto-adaptatives (SOM)

Le travail de classification par régime dédié au Groenland et présenté ici a été réalisé par Michael Stone (NOAA Earth System Research Laboratory, Boulder, Colorado) avec qui j'ai collaboré pour établir la classification.

Cette méthode a été utilisée à de multiples reprises pour l'étude de la circulation atmosphérique à grande échelle (Hewitson and Crane, 2002 ; Schuenemann et al., 2009, 2010). L'algorithme se base sur le principe des réseaux de neurones et d'un apprentissage non supervisé. L'utilisateur définit les paramètres d'initialisation, les classes sont ensuite calculées par l'algorithme sans aucune connaissance a priori de celle-ci.

L'algorithme se décompose en deux étapes principales : la phase d'apprentissage et la phase de cartographie. La première phase, d'apprentissage, consiste à créer une carte des nœuds (ou neurones) représentative de l'ensemble des données. Dans le domaine de la climatologie un nœud correspondra le plus souvent à un régime de circulation atmosphérique. Le nombre de nœuds est défini par l'utilisateur et l'apprentissage n'utilise qu'un échantillon de données. L'apprentissage est ensuite entièrement supervisé par la machine sans intervention de l'utilisateur, d'où l'appellation d'apprentissage non supervisé. La seconde étape utilise la carte précédemment créée pour classer l'ensemble des données dans chaque nœud. Le processus est expliqué plus en détail ci-après.

Les données d'entrée, utilisées pour caractériser la circulation atmosphérique, sont des cartes journalières de hauteur du géopotential à 500 hPa (z500). Les données sont issues des ré-analyses ERA-40 de l'ECMWF (Uppala et al., 2005), ont une résolution spatiale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, une résolution temporelle journalière et s'étendent de 1950 à 2013. Pour adapter la classification au Groenland, le choix du domaine est une étape cruciale. Par exemple, dans le cas de la NAO présenté dans la section précédente, le domaine est centré sur l'Atlantique Nord et le Groenland n'est pas complètement représenté. Ici nous avons défini un domaine centré sur le Groenland (Fig. 2.7) et suffisamment grand (3100×4300 km) pour y inclure les systèmes synoptiques capables d'advecter de la vapeur d'eau au Groenland, en accord avec Schuenemann et al. (2009). Ce domaine inclut les mers voisines du Groenland (du Labrador, du Groenland) ainsi qu'une fraction de l'Océan Atlantique jusqu'à 40°N . Ce domaine a été

choisi de façon à prendre en compte les masses d'air en provenance du sud et des mers alentours.

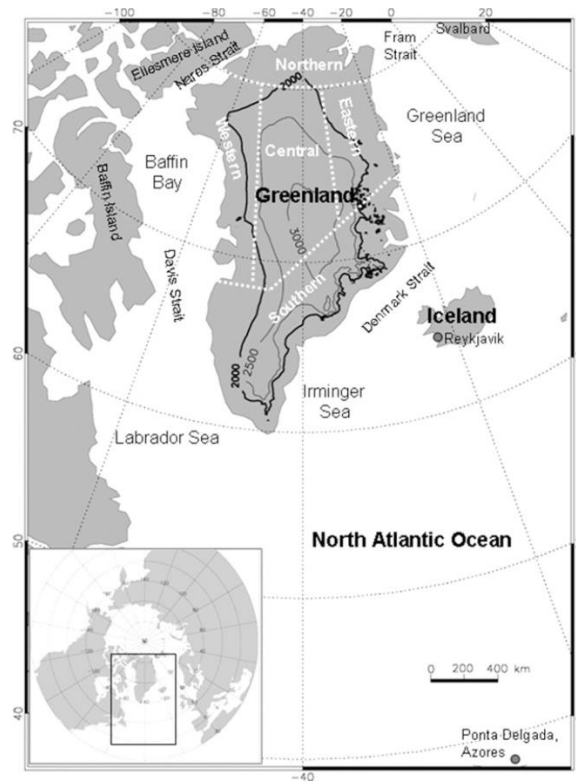


Figure 2.7. Carte du domaine défini dans l'algorithme de carte auto-adaptative spécifique à l'étude du Groenland (Figure tirée de Schuenemann et al., 2009)

Le choix du nombre de nœuds, équivalent dans notre cas au nombre de régimes, tient compte de plusieurs facteurs. Un nombre trop faible de régimes donne des résultats trop généralistes : d'éventuelles relations entre régimes de circulation et variables d'intérêts peuvent être perdues. Il faut aussi prendre en compte l'échantillonnage des données de CALIPSO : le satellite survole le Groenland 6 ou 7 fois par jour en moyenne. A chaque survol, la mesure ne se fait que le long de la trace du lidar, ce qui représente une faible surface et donc un échantillonnage faible. Ainsi, si on cherche une relation entre les cartes de circulation atmosphérique créées par la technique SOM et les mesures des nuages de CALIPSO, le nombre de régimes ne doit pas être trop élevé. Le but est de pouvoir associer un nombre significatif de mesures satellites journalières à un régime, pour qu'elles en soient représentatives. Le choix a été fait de faire tourner l'algorithme pour 12 régimes.

La première étape de l’algorithme, la phase d’apprentissage, consiste à distribuer les 12 nœuds aléatoirement dans l’espace des données. A chaque régime/nœud est associé un vecteur de référence. Par exemple dans le cas d’une carte de z500 de 10×20 mailles, chaque régime aura un vecteur de référence de 200 coefficients z500 (10×20). La création de la carte des régimes se fera ensuite en un nombre arbitraire d’itérations. A chaque itération, on calcule la distance euclidienne entre les 12 vecteurs de référence et le vecteur issu des données de z500. A l’itération t , le vecteur de référence « gagnant » $m_i(t)$ le plus proche est ensuite modifié selon un taux d’apprentissage α compris entre 0 et 1 et la différence entre le vecteur d’entrée $x(t)$ et le vecteur « gagnant » de façon à réduire la distance avec le vecteur extrait des données :

$$m_i(t + 1) = m_i(t) + \alpha(t)[x(t) - m_i(t)] \quad (2.7)$$

En plus de modifier le régime gagnant, l’algorithme va stimuler les régimes voisins en les modifiant proportionnellement à leur distance au régime gagnant. Les itérations continuent jusqu’à ce qu’il n’y ait plus de changement de position des régimes i.e que les 12 vecteurs de référence ne changent plus de valeur.

Chacune des 12 cartes de z500 résultant de cette classification (Chap. 4.3, Fig. 4.9) représente un régime de circulation atmosphérique. Ces régimes sont classés sur la carte auto-adaptative de 3×4 mailles. Les cartes voisines adjacentes sont similaires alors que les plus éloignées sont plus différentes. Si un chemin est tracé entre deux nœuds, les nœuds intermédiaires peuvent être vus comme des états transitoires.

Dans la deuxième étape, la phase de cartographie, les cartes de z500 journalières issues des réanalyses ERA-40 sont toutes associées à un régime défini par la phase d’apprentissage. Chaque jour entre 1950 et 2013 correspond donc à un régime de circulation. En associant ces régimes aux variables nuageuses journalières de GOCCP, on pourra ainsi faire le lien entre la circulation et les nuages au Groenland.

2.6 Modèles de circulation générale

Dans le chapitre 5, nous nous intéresserons à la simulation des nuages au Groenland et de leurs effets radiatifs à la surface par les modèles de circulation générale (GCMs) utilisés dans l'exercice CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, phase 5, Taylor et al., 2012).

L'évaluation des sorties modèles, et leur comparaison avec les observations, sont complexes car la définition des nuages est différente entre les modèles et les observations satellites. Pour résoudre ce problème, des simulateurs d'observables sont utilisés. Le principe est de simuler ce qu'observerait un satellite survolant l'atmosphère prédite par le modèle. L'ensemble de simulateurs COSP (CFMIP Observation Simulator Package, Bodas-Salcedo et al., 2011) inclut un simulateur du lidar CALIOP (Chiriaco et al., 2006 ; Chepfer et al., 2007, 2008). Les variables nuageuses en sortie du simulateur COSP sont les mêmes que celles restituées dans GOCCP à partir des observations CALIPSO. Les deux jeux de données, l'un simulé et l'autre observé, partagent le seuil de détection nuageux et la résolution verticale (480 m). En plus des profils verticaux des nuages, sont inclus la couverture nuageuse et les histogrammes de valeurs de Scattering Ratio par niveau d'altitude (histogramme de SR). Toutes ces variables sont calculées pour chaque point de grille des modèles, à des échelles temporelles journalière et mensuelle.

Les sorties COSP n'étant pas disponibles pour l'ensemble des modèles CMIP5, seuls huit modèles ont été utilisés dans ce travail. Ils sont présentés dans le Tableau 2.3. Pour des raisons de disponibilité des données, seule l'année 2008 sera utilisée dans la section consacrée aux modèles (Chap. 5).

Nom du model	Institut	Résolution	Période
CanAM4	CCCma, Canada	64x128	195001-200812
HadGEM2-A	Hadley Centre, UK	145x192	197809-200812
MRI-CGCM3	MRI, Japan	160x320	197901-201002
CAM5	NCAR, USA	192x288	200201-201312
MIROC5	MIROC, Japan	128x256	197901-200812
IPSL-CM5A-MR	IPSL, France	143x144	195001-200912
MPI-ESM-LR	MPI-M, Germany	96x192	197901-200812
bcc-csm1-1-m	BCC, China	160x320	197901-200812

Tableau 2.3. Modèles CMIP5 pour lesquels les sorties COSP sont disponibles. Les sorties COSP incluses dans tous les modèles sont la couverture nuageuse et les profils verticaux de fraction nuageuse sur 40 niveaux à 480m de résolution. En vert les modèles pour lesquels les occurrences de valeurs de Scattering Ratio par niveau d'altitude et en chaque point de grilles sont aussi disponibles (histogrammes de SR). Les variables COSP sont données avec une résolution temporelle de 1 mois.

Chapitre 3: Comparaison des climatologies nuageuses observées au Groenland

Dans ce chapitre on s'attachera à comprendre les différences entre les restitutions de couverture nuageuse totale et de couverture nuageuse liquide (Sect. 3.1) vues depuis l'espace et depuis le sol par télédétection active. Depuis l'espace, nous utilisons le produit GOCCP et depuis le sol, des mesures radar et lidar prisent à la station de Summit au sommet de la calotte glaciaire. Ces résultats de couverture nuageuse détectée par télédétection active seront mis en perspective par rapport à un ensemble de climatologies issues du projet GEWEX (Sect. 3.1.4), qui incluent des mesures obtenues à partir d'instruments passifs depuis l'espace. Finalement, les profils de fraction nuageuse de GOCCP sont comparés aux profils issus des mesures radar et lidar au sol (Sect. 3.2).

3.1 Observations par télédétection active

Les mesures sol du radar MMCR et du lidar MPL sont prises respectivement toutes les 2 et 5 secondes depuis un point fixe. Depuis l'espace CALIPSO se déplace le long de son orbite et prend une mesure tous les 333 mètres. De plus l'orbite de CALIPSO ne passe pas exactement au-dessus de Summit. Il est donc nécessaire de définir des variables comparables qui tiennent compte des différences d'échantillonnages entre les instruments.

3.1.1 Une définition de couverture nuageuse totale

Pour une journée, la couverture nuageuse obtenue à partir des observations sols est égale au nombre de profils avec au moins une couche nuageuse détectée, divisé par le nombre de profils total accumulés sur 24h.

La couverture nuageuse obtenue à partir des observations satellites est calculée dans des boîtes latitude/longitude de $2^\circ \times 2^\circ$. Dans chaque boîte la couverture nuageuse est égale au nombre de profils avec au moins une couche nuageuse divisé par le nombre total de profils accumulés en 24h dans une boîte de $2^\circ \times 2^\circ$. Nous avons calculé la couverture nuageuse au-dessus de Summit vu par CALIPSO en moyennant les couvertures nuageuses de toutes les boîtes où l'élévation de la surface est supérieure à 3000m au-dessus du niveau des mers (Above Sea Level : ASL). Cette région représente une surface de 10^5 km² environ. Ce choix de considérer une zone avec une surface significative a été fait pour échantillonner un nombre significatif de profils et augmenter le rapport signal sur bruit.

L'équation correspondant à cette définition de couverture nuageuse totale est donc :

$$CC_{tot} = \frac{N_{tot,cloud}}{N_{tot}} \quad (3.1)$$

Avec $N_{tot,cloud}$ le nombre de profils avec au moins un nuage détecté et N_{tot} le nombre total de profils accumulés dans une journée.

3.1.2 Plusieurs définitions de couverture nuageuse liquide

Les lidars sol et spatial sont capables de différencier la phase des nuages (sect. 2). Pour comparer les couvertures de nuages liquides, nous avons utilisé deux définitions différentes. Nous avons choisi de garder ces deux définitions car elles s'adressent chacune à deux communautés par rapport auxquelles on souhaite se positionner. Les deux définitions seront donc appliquées à la fois aux mesures à Summit et à GOCCP.

- (i) Une première définition de couverture nuageuse liquide absolue ($CC_{liq,abs}$) équivalente à la définition de l'équation (3.1) généralement utilisée dans les études incluant les observations sol à Summit (Shupe et al., 2011, 2013 ; Miller et al., 2015).

Définition 1. Couverture liquide absolue appliquée aux observations sols et GOCCP :

$$CC_{liq,abs} = \frac{N_{liq}}{N_{tot}} \quad (3.2)$$

Avec N_{liq} le nombre de profil contenant au moins une occurrence de nuage liquide.

- (ii) Une seconde définition ($CC_{liq,rel}$) provient de l'algorithme standard de CALIPSO-GOCCP et est relative à la couverture totale. La somme des couvertures de chacune des phases ne soit jamais supérieure à 1. Cette définition s'adresse à la communauté des utilisateurs de GOCCP et de COSP (Cesana et al., 2012, 2013 ; Kay et al., 2016).

Définition 2, Couverture liquide relative appliquée aux observations sol:

$$CC_{liq,rel} = \frac{N_{liq}}{N_{liq}+N_{ice}} \times CC_{tot} \quad (3.3)$$

Et permet d'avoir :

$$CC_{tot} = CC_{liq,rel} + CC_{ice,rel} \quad (3.4)$$

Définition 2, Couverture liquide relative appliquée aux observations GOCCP :

Pour GOCCP la phase non-définie ("unclassified") vient s'ajouter aux phases liquide et glace. Cette catégorie contient les données ambiguës où il n'est pas possible de déterminer la phase des nuages par la mesure (voir Sect. 2.1.1.2). Les équations (3.3) et (3.4) deviennent alors :

$$CC_{liq,rel} = \frac{N_{liq}}{N_{liq}+N_{ice}+N_{undef}} \times CC_{tot} \quad (3.5)$$

Et :

$$CC_{tot} = CC_{liq,rel} + CC_{ice,rel} + CC_{un,rel} \quad (3.6)$$

3.1.3 Comparaisons des observations satellites GOCCP avec les mesures sol

Une comparaison n'est possible que si tous les instruments fonctionnent sur la même période. En raison de la difficulté à faire fonctionner les instruments à Summit, le radar MMCR et le lidar MPL présentent des lacunes et des fortes variations dans la continuité de leurs mesures jusque fin 2012 (Fig. 3.1). Nous considérerons donc l'année 2013 seule pour la comparaison.

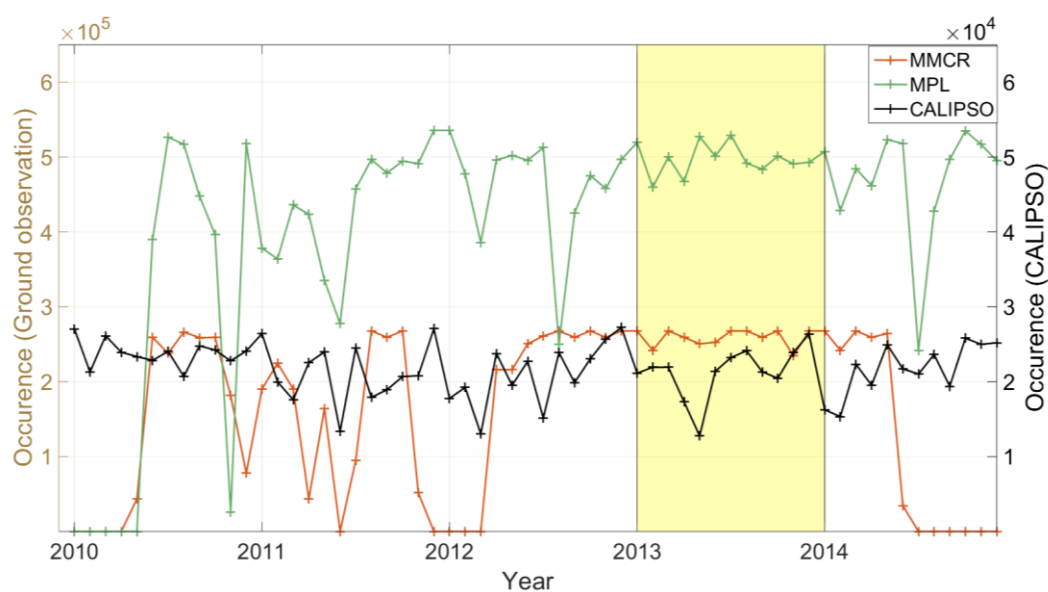


Figure 3.1. Nombre de profils collectés par mois à la station de Summit par le radar sol (MMCR, rouge), le lidar sol (MPL, vert), et le lidar spatial (CALIOP, noir). L'année 2013 (zone jaune) est utilisée pour comparer les climatologies des divers instruments. On remarque qu'en raison de l'intermittence des passages de CALIPSO au-dessus de la région, le lidar spatial accumule 10 fois moins de profils.

La Figure 3.2 montre le cycle des couvertures nuageuses calculées à partir de CALIPSO-GOCCP ainsi que du radar et du lidar à Summit pour 2013 (Sect. 3.1.1). La couverture nuageuse moyenne annuelle calculée de 2008 à 2015 avec GOCCP est également indiquée sur la Figure 3.2a afin de connaître la représentativité de l'année 2013 sur cette période. La comparaison des mesures GOCCP 2013 avec 2008-2015, suggère que 2013 se différencie des autres années avec plus de nuages au printemps (+10%) et moins pour les mois de janvier (-5%) et d'octobre (-15%).

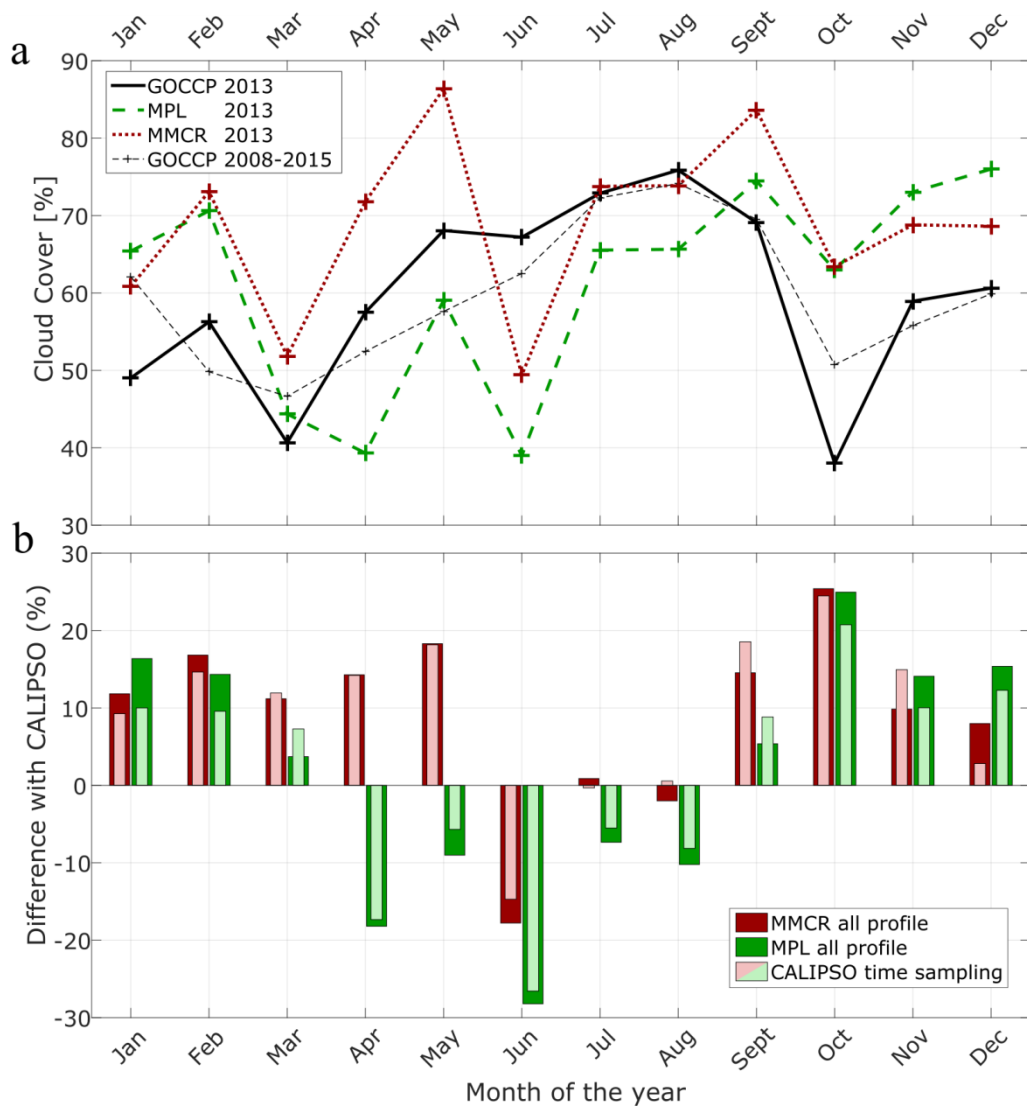


Figure 3.2. Cycle annuel de couverture nuageuse observé à Summit avec le radar sol (MMCR, rouge), le lidar sol (MPL, vert) et le lidar spatial (CALIPSO-GOCCP, noir). a) Moyenne mensuelle de couverture nuageuse totale. b) Différence entre les couvertures nuageuses totales obtenues avec CALIPSO-GOCCP et les instruments sol (lidar et radar). Les barres plus larges de couleurs foncées correspondent aux résultats obtenus lorsque la couverture nuageuse a été calculée avec tous les profils accumulés pour chaque instrument. Les barres plus petites et plus claires correspondent aux couvertures nuageuses calculées en prenant en comptes les heures de passage de CALIPSO au-dessus de la région de Summit.

Depuis la station, sur toute l'année les mesures radar et lidar au sol ont des cycles relativement semblables entre eux avec des valeurs plus faible pour le lidar (jusqu'à -14%) par rapport au radar entre Avril et septembre. Un tel écart entre les deux instruments au même endroit n'est pas étonnant et a déjà été documenté (Shupe et al., 2011). Il s'explique par la différence de sensibilité entre les instruments ou encore la difficulté d'obtenir des mesures de jour avec le lidar.

Par rapport aux observations GOCCP, le cycle saisonnier et les valeurs de couverture nuageuse mesurées depuis le sol montrent des disparités plus importantes. En particulier, le minimum mesuré depuis le sol en juin n'est pas mesuré par CALIPSO. A l'inverse le minimum indiqué par GOCCP en octobre ne se retrouve pas dans les mesures sol.

Ces différences pourraient être dues à la différence d'échantillonnage des données : à la station, les mesures sont effectuées toute la journée alors que CALIPSO survole la région (surface $\approx 106000 \text{ km}^2$) deux fois par jour, entre 0430 et 0530 et entre 1300 et 1400 UTC (Fig. 3.3). Lorsque seuls les temps de passage de CALIPSO sont utilisés pour les calculs à Summit, les différences sont légèrement plus faibles dans la plupart des cas (Fig. 3.2.b). L'amélioration de l'accord entre résultats est cependant trop mince pour attribuer les différences à l'échantillonnage temporel des données.

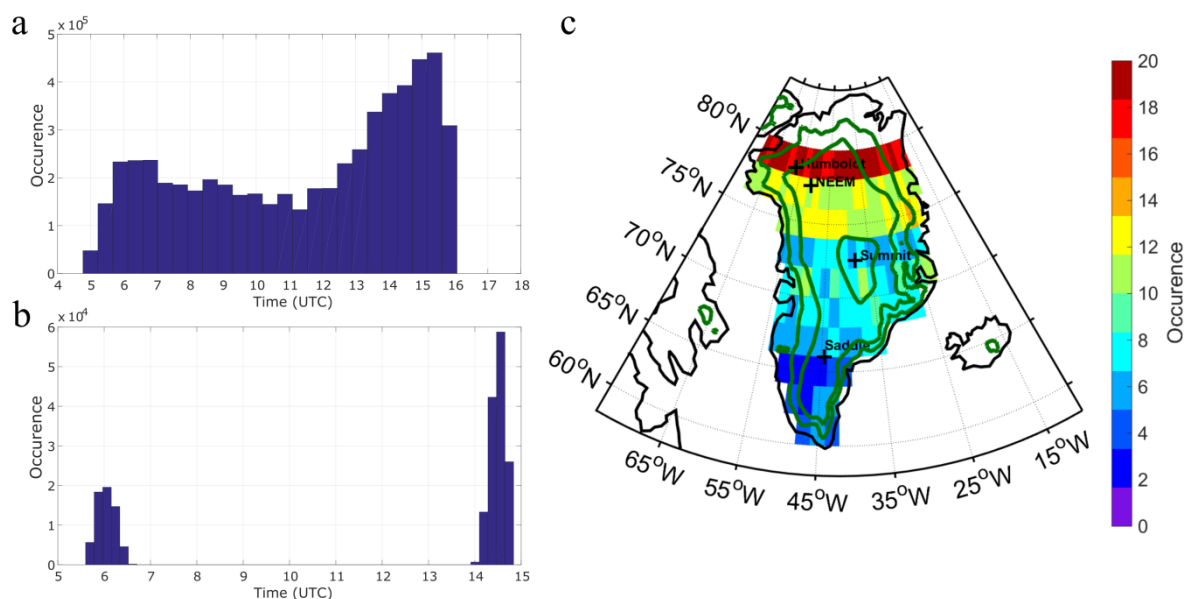


Figure 3.3. Statistiques d'échantillonnage temporel (a-b) et spatial de CALIPSO (c). a) Nombre de profils accumulés pendant 1 mois au-dessus de Groenland en fonction du temps de passage de CALIPSO. b) Figure identique à (a) mais en ne retenant que la région de Summit station (elev > 3000 m). c) Nombre d'orbites de CALIPSO traversant chaque pixel pendant un mois.

A l'opposé des couvertures nuageuses totales (Fig. 3.2), les cycles de la couverture de nuages liquides (Sect. 3.1.2) observés par le lidar sol MPL et par GOCCP en 2013 sont cohérents (Fig. 3.4). La couverture de nuage liquide $CC_{liq,abs}$ au-dessus de Summit est maximum en juillet et en août (50 %). Ce maximum est généralement observé 2 mois plus tard (septembre-octobre) sur l'océan Arctique (Cesana et al., 2012; English et al., 2014). Les plus grosses différences ($\approx 10\%$) sont observées en octobre et en novembre. On notera que le cycle annuel de la couverture de nuage liquide en 2013 est représentatif du cycle annuel moyen observé durant toute la période 2008 à 2013 (tirets rouge).

L'ajout de la couverture de nuage à phase non-classifiée (unclassified) de GOCCP avec la couverture liquide, amène à une couverture cumulée plus élevée que la couverture nuageuse liquide mesurée par le lidar sol MPL. En incluant cette catégorie, la couverture cumulée de nuages liquide et de phase non-classifiée atteint un maximum de 70 % en été (Fig. 3.4a) et correspondent au couverture de nuages liquide mesurées à Summit dans la littérature (Shupe et al., 2013; Miller et al., 2015). De plus, dans GOCCP, Cesana et al. (2016) a trouvé qu'en

Arctique (de 60°N à 82°N), 5.3% des nuages détectés sont de phase non classifiée de janvier à mars 2010 et sont très probablement des nuages de phase mixte contenant en partie des particules liquides. On mesure donc vraisemblablement jusqu'à 70 % de couverture de nuage de phase liquide ou mixte à Summit avec CALIPSO.

On notera qu'en utilisant la définition de la couverture relative de nuages liquides (Fig. 3.4), la valeur de celle-ci par rapport à la couverture nuageuse liquide absolue est inférieur d'un facteur 1.7 en juillet et en août mais ne varie presque pas les mois avec les couvertures minimum. Cela montre que les couvertures absolues de nuages liquides sont plus élevées en été et représentent une fraction importante de la couverture totale.

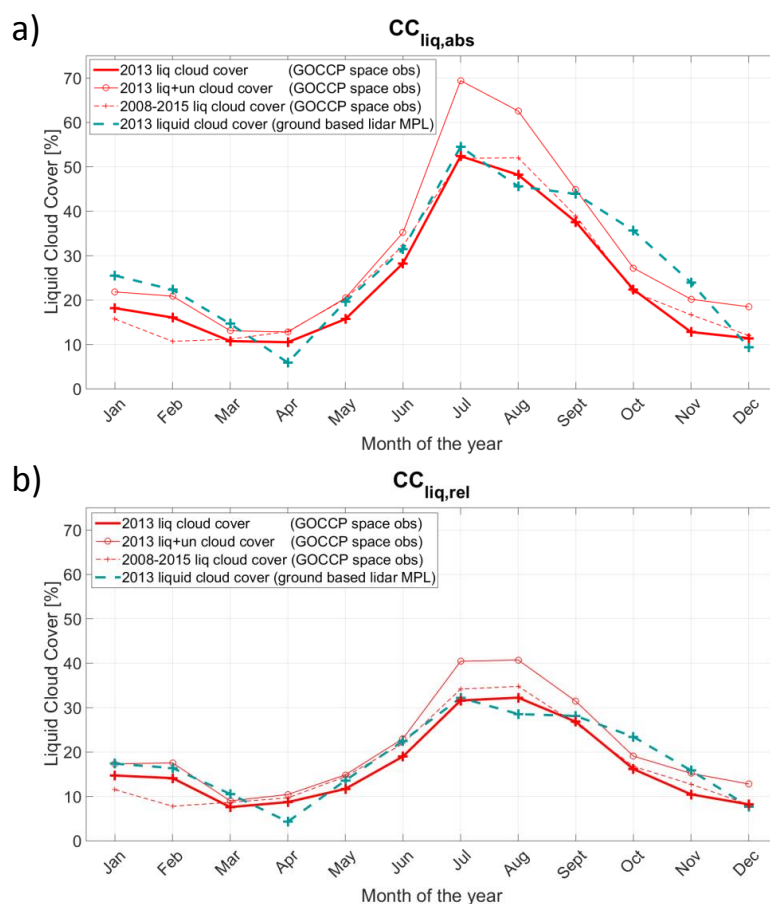


Figure 3.4. Cycle annuel des couvertures de nuage liquide observées par GOCCP (rouge) et le lidar sol MPL (vert). a) Couverture relative absolue et b) Couverture liquide relative.

Le bon accord entre les couvertures des nuages liquides restituées depuis le sol et l'espace (Fig. 3.4) suggère que le désaccord dans la couverture totale (Fig. 3.2) provient de différences dans la détection des nuages de glace et sera regardé en détail dans la section 3.2.

3.2 Observations par télédétection passive

La Figure 3.5a compare les couvertures moyennes annuelles au-dessus de la région de Summit obtenues avec les observations sol (radar et lidar) en 2013 et avec différentes climatologies incluses dans le GEWEX Cloud Assessment project (Stubenrauch et al., 2012). Ces climatologies utilisent plusieurs produits satellitaires différents qui incluent uniquement des capteurs passifs à l'exception de CALIPSO.

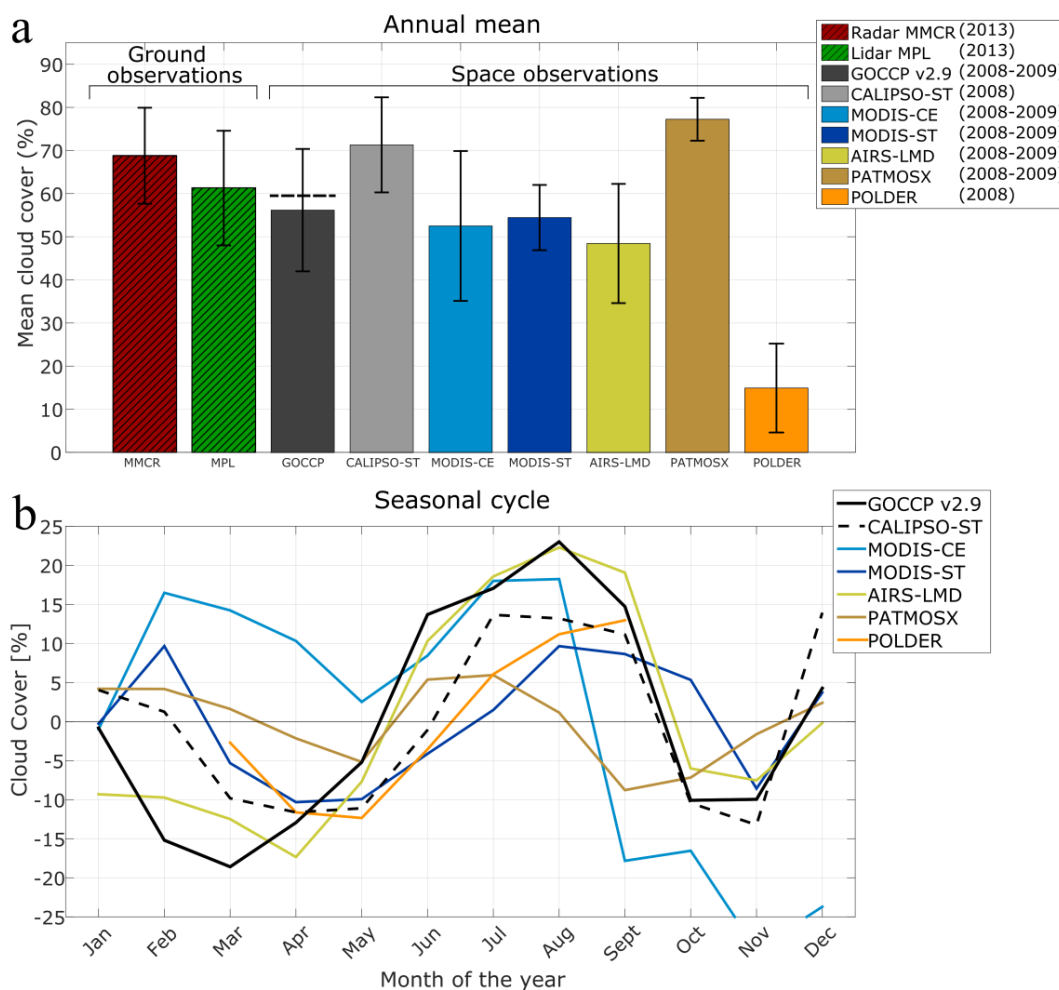


Figure 3.5. Couverture nuageuse à Summit observée par plusieurs climatologies satellitaires issues du programme GEWEX. a) Couverture nuageuse moyenne annuelle. Les barres d'erreurs indiquent la déviation standard intra-annuelle. La ligne en tirets noirs donne la valeur de couverture moyenne en 2013 pour CALIPSO GOCCP. b) Cycle saisonnier couvertures nuageuses annuelles normalisées à leurs valeur moyenne annuelle.

La couverture nuageuse annuelle moyenne pour les observations sol (60% et 68%) est supérieure à tous les autres jeux de données à l'exception de CALIPSO ST (71%) et de PATMOSX (80%). Ces deux climatologies, en raison des techniques de mesure (lidar, sondeur infrarouge) et des algorithmes de détection utilisés, sont plus sensibles que les autres aux nuages optiquement fins. On notera que les couvertures moyennes mesurées par le lidar sol et par GOCCP sont voisines (Fig. 3.5a). Cependant ce résultat est fortuit car leur cycle annuel diffère avec plus de nuages détectés par MPL en hiver et moins en été (Fig. 3.5b).

L'écart entre CALIPSO-GOCCP et CALIPSO-ST ($\approx 10\%$) est lié à la différence des seuils de détection utilisés dans les algorithmes de CALIPSO-ST et CALIPSO-GOCCP ainsi qu'au moyennage horizontal des profils. GOCCP conserve la résolution horizontale de 333 m des données lidar de niveau 1. Dans CALIPSO-ST, les couches nuageuses sont détectées pour différentes résolutions de 333 m (1 profil) à 80 km (moyenne de 240 profils). Moyenner un grand nombre de profil augmente le rapport signal sur bruit et autorise la détection de nuage optiquement très fin. Cependant la méthode de moyenner horizontalement les profils sur de grandes distances dans les basses altitudes, augmente artificiellement les fractions de nuages détectée dans CALIPSO-ST (Chepfer et al., 2012).

Les différences entre les moyennes de couverture nuageuse totale mesurée par les instruments passifs peuvent s'expliquer par les techniques de mesures et les sensibilités de chacun des détecteurs à la réflexion de la surface comme décrit dans le GEWEX cloud assessment report (Stubenrauch et al., 2013).

Maintenant que les différences entre les couvertures nuageuses moyennes observées par GOCCP et les autres satellites ont été quantifiées, on souhaite comparer leurs cycles annuels. La plupart des climatologies ont un maximum pendant l'été (Fig. 3.5.b), en juillet ou en août : l'amplitude de ces maximums varie entre +10 % et +22 % par rapport aux moyennes annuelles. Un deuxième pic plus petit apparaît en hiver à l'exception de MODIS-CE. Le désaccord entre les amplitudes et le mois du maximum est plus grand qu'en été car le maximum en hiver est probablement produit par des nuages optiquement fins difficiles à détecter par les instruments passifs (Shupe et al., 2013). CALIPSO-ST et PATMOSX, plus sensibles aux nuages de glace fins, produisent les couvertures nuageuses les plus élevées en janvier.

3.3 Distribution verticale des nuages vue depuis le sol et depuis l'espace

Après avoir examiné les couvertures nuageuses verticalement intégrées, on peut se concentrer sur les profils verticaux d'occurrence nuageuse. Le calcul des profils de fractions (équations (3.1) et (3.2)) est réalisé à chaque niveau d'altitude : tous les 480 m pour GOCCP, tous les 15 m pour MPL, et tous les 45 m pour MMCR. A un niveau d'altitude la fraction nuageuse est égale au nombre d'occurrences nuageuses divisé par la somme des occurrences ciel clair, nuageuses et non définie selon l'équation (2.3). Les observations sols à Summit n'incluent cependant pas la catégorie « non définie », un point de profil à une altitude donnée est identifié soit comme ciel clair soit comme nuageux.

L'évolution des profils mensuels moyens de fraction nuageuse mesurée par les 3 instruments en 2013 sont représentés sur les Figures 3.6.a-c. Des différences significatives apparaissent sur l'extension verticale des nuages et la quantité de nuages bas en dessous de 3 km AGL et le cycle saisonnier des nuages. Ces différences sont certainement dues aux différentes sensibilités et aux différentes géométries de prises de vue. Par exemple, le lidar sol MPL détecte beaucoup moins de nuages dans la troposphère libre (>2 km AGL) que les autres instruments en raison de la puissance limitée du laser qui est atténué trop rapidement pour pouvoir observer la haute troposphère (Thorsen et al., 2013; Figure S5 dans Bennartz et al., 2013). Le plus gros désaccord concerne les nuages bas sous 2 km AGL. Le radar sol détecte significativement plus de nuages que GOCCP. On peut avoir jusqu'à 40% de fraction nuageuse en plus pour le radar au niveau du sol.

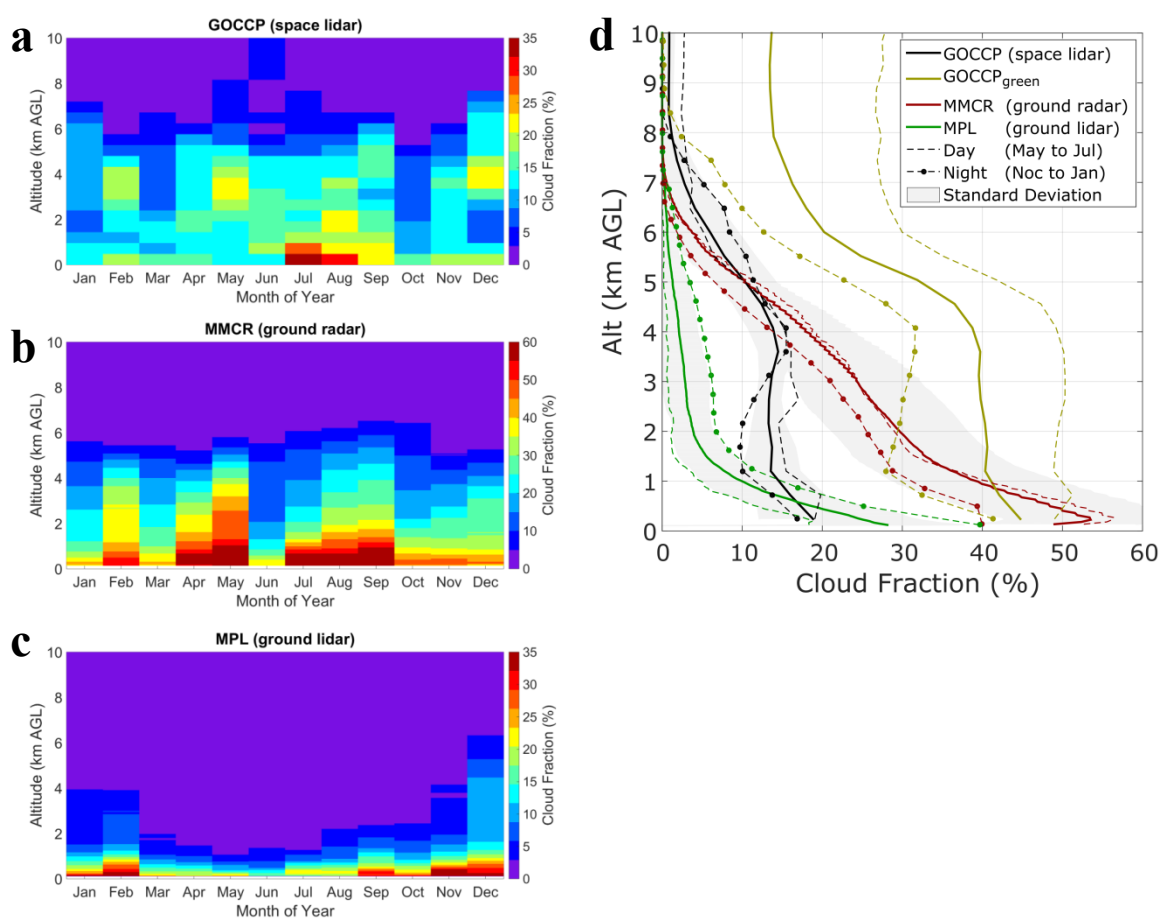


Figure 3.6. Cycle annuel des profils verticaux de fraction nuageuse à Summit en 2013 observés avec a) CALIPSO GOCCP, b) le radar sol MMCR et c) le lidar sol MPL. d) Moyenne annuelle des profils verticaux pour 2013 (lignes pleines). Les surfaces grises correspondent aux écarts-type intra-annuels. Les pointillés sont pour les profils moyennés pendant les mois pendant lesquels il fait jour pendant 24 h (mai, juin, juillet). Les profils avec les points sont pour les mois où la nuit est permanente (novembre, décembre et janvier)

Nous examinons ci-dessous plusieurs explications possibles :

i) Une première explication peut être l'effet du Soleil qui bruite pendant les périodes de jour les mesures lidar mais ne pose pas de problèmes au radar. Nous avons donc examiné indépendamment des profils de jour et de nuit. La Figure 3.6.d montre pour chaque instrument des profils moyens sur 2013 (lignes pleines), sur une période de nuit complète (de novembre à janvier en ligne points-tirets) et sur une période de jour (de mai à juillet en pointillés). En moyenne, l'écart des fractions nuageuses entre chaque instrument est relativement constant

que ce soit pour les profils de jour ou de nuit. On peut donc en déduire que le bruit produit par la lumière solaire n'explique pas le désaccord entre les mesures.

ii) La seconde raison peut être l'atténuation du signal lidar en provenance du satellite. Le faisceau laser émis par le lidar peut être atténué par un nuage optiquement épais ($\tau > 3$). Ainsi la scène sous le nuage ne sera pas observable par GOCCP ce qui peut amener des biais entre GOCCP et le radar sol. Dans GOCCP un pixel est considéré comme atténué si $SR < 0.01$. En février la fréquence de profils complètement atténués en dessous de 1 km AGL ne dépasse pas 5 %. Ce chiffre est trop faible pour expliquer les différences entre les observations du radar sol et GOCCP. De plus ces différences sont plus importantes en hiver qu'en été (respectivement +32 % et + 28 % sous 1 km AGL). En été on peut s'attendre à ce qu'il y ait plus d'atténuation à cause de la fréquence plus importante de nuages liquides optiquement plus épais. Cependant en raison du bruit induit par la lumière du jour, l'atténuation des profils est sous-estimée en été. En effet, pour qu'à un niveau d'altitude données un point du profil soit classé comme atténué, celui-ci doit répondre à la condition $0 < SR < 0.01$, or l'amplitude du bruit dans les profils de jour peut être supérieure à un SR de 0.01 et donc certains points atténués ne sont pas identifiés par l'algorithme GOCCP.

iii) Troisième raison : le moyennage de GOCCP fait passer la résolution verticale des profils ATB de 30 m à 480m (sect. 2) avant d'appliquer l'algorithme de détection des nuages. A partir d'un simulateur lidar (Reverdy et al., 2015) nous avons déterminé que des nuages épais de 100 à 500 m, optiquement fins et localisés en dessous de 2 km AGL sont à la limite de détection de GOCCP. Dans le pire des cas de mai à juillet, environs 25% de la population des nuages (glace et liquide) à une épaisseur inférieure à 500m. (Shupe et al 2013)

iv) Finalement, la dernière cause possible des différences des profils de fraction nuageuse est la différence de seuils de détection des nuages. Nous avons créé une version de GOCCP spécifiquement pour le Groenland GOCCP_{green}. Cette version utilise des valeurs de seuils de SR et de ΔATB plus faible que dans l'algorithme standard de GOCCP pour voir les nuages optiquement plus fins : $SR_{green} = 1.2$ et $\Delta ATB_{green} = 7 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ au lieu de $SR = 5$ et $\Delta ATB = 2.5 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$. A partir de simulations lidars, on a montré que cette version de GOCCP permet de détecter des nuages avec un IWC de $10^{-4} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ minimum et une épaisseur optique de 2×10^{-3} (pour un nuage de 2 km d'épaisseur homogène contenant des particules de

glace de $50\mu\text{m}$). On se rapproche ainsi de ce que le radar MMCR peut observer avec un seuil à -30 dBZ .

En imposant un seuil de $\text{SR} > 1.2$ ($\text{GOCCP}_{\text{green}}$, profil jaune dans la Figure 3.6.d) au lieu de $\text{SR} > 5$ (GOCCP , profil noir dans la Figure 3.6.d), beaucoup plus de nuages fins sont détectés. En hiver, lorsqu'il n'y a pas de Soleil, les fractions nuageuses verticales de $\text{GOCCP}_{\text{green}}$ correspondent bien aux profils nuageux observés par le radar sol en dessous de 1 km AGL . Entre 4 et 8 km AGL , $\text{GOCCP}_{\text{green}}$ détecte significativement plus de nuages hauts que le radar et le lidar installés à la station de Summit. Cette différence est due à la sensibilité de $\text{GOCCP}_{\text{green}}$ aux couches optiquement très fines ($2 \times 10^{-3} < \tau < 0.3$) dans la troposphère supérieure ($4 < z < 6\text{ km AGL}$), qui semblent très fréquentes au-dessus du Groenland en hiver.

Au-dessus de 8 km , les valeurs de fractions élevées de $\text{GOCCP}_{\text{green}}$ mesurées en été montrent que le bruit généré par le Soleil est trop important par rapport aux seuils définis ($\text{SR} > 1.2$) et entraîne des fausses détections de nuages. Les résultats de $\text{GOCCP}_{\text{green}}$ ne sont donc valables que de nuit pendant les mois d'hiver et justifient le choix de seuil fait dans l'algorithme standard de GOCCP ($\text{SR} > 5$) défini pour éviter les fausses détections de jour.

Ces résultats suggèrent que le seuil de détection des nuages utilisé dans la version standard de GOCCP explique plus de 20% des différences avec les profils de fractions nuageuses sous 2 km AGL observées par le radar sol à Summit. Les nuages détectés avec un seuil à $\text{SR} > 1.2$ correspondent à des nuages de glace très fins ($\tau < 0.06$ pour un nuage de 1 km d'épaisseur). Ce type de nuages est vraisemblablement plus fréquent en mai et en septembre, lorsque les différences sont les plus fortes. Pendant l'été, GOCCP et les données du lidar sol sont plus similaires (Fig. 3.2.b) car les nuages liquides optiquement plus épais sont plus fréquents et donc plus facilement détectables quelque soit le seuil de détection utilisé.

3.4 Conclusion

Ce chapitre compare les observations sol et satellites en prenant en compte l'influence de l'échantillonnage spatial de CALIPSO, les sens de visées (nadir et zénith), les caractéristiques des instruments, leurs sensibilités, les algorithmes de détection utilisés, leurs périodes de fonctionnement.

Sur toute une année, les couvertures nuageuses totales observées par GOCCP sont inférieures à celle mesurées depuis la station sol (-9.3 %). La différence des moyennes annuelles est encore plus marquée sur les fractions nuageuses verticales à basse altitude (-17.4 % si la fraction nuageuse est moyennée entre 0 et 4 km AGL). En revanche les observations CALIPSO signalent plus de nuages que la plupart des jeux de données passifs de GEWEX (+ 6.5 % en moyenne) ce qui démontre la difficulté d'observer les nuages avec ce type de capteur au Groenland.

Les écarts entre GOCCP et le radar sol sont principalement pilotés par la différence de seuils de détections utilisés dans l'algorithme standard de GOCCP et dans les observations sol. Défini pour éviter les fausses détections pendant le jour, le seuil de GOCCP ne permet pas d'observer les nuages de glace les plus fins optiquement ($IWC < 2.5 \times 10^{-3} \text{ g.m}^{-3}$) à basse altitude ($z < 4 \text{ km AGL}$) fréquent pendant l'hiver polaire. En abaissant le seuil de détection, GOCCP détecte ces nuages dans les mesures CALIOP de nuit, améliorant ainsi l'accord avec les observations sol de manière significative.

Contrairement à la couverture nuageuse totale, les couvertures en nuages liquides calculées à partir des données GOCCP et du lidar sol MPL sont cohérentes. Les nuages liquides étant plus faciles à détecter, CALIPSO est un bon instrument pour leurs observations au Groenland. En revanche seuls les nuages de glaces d'épaisseur optique supérieure à 0.3 sont détectés dans GOCCP standard alors que les observations radar sols suggèrent que des nuages de glaces fins ($\tau < 0.3$) sont fréquents à Summit.

Chapitre 4: Variabilité spatio-temporelle des nuages au Groenland ; lien avec les régimes de circulation

Dans le précédent Chapitre, les limites des mesures spatiales de GOCCP au-dessus du Groenland ont été appréhendées en les comparant à des mesures réalisées depuis le sol à la station de Summit. Nous avons vu qu'il est possible d'étudier sur tout le Groenland la couverture nuageuse et les profils de fraction nuageuse à partir des observations GOCCP tout en connaissant leurs limites.

La première section (4.1) est consacrée à l'analyse des variations saisonnières des nuages au-dessus du Groenland. Le but est de mettre en perspective les observations prises localement à Summit par rapport au reste du Groenland : Les mesures sont-elles représentatives du Groenland ? D'une région particulière seulement ?

La deuxième section (4.2) est consacrée aux variations interannuelles des propriétés nuageuses au-dessus du Groenland. Nous examinons le lien entre les nuages, la circulation atmosphérique et les événements récents de fonte (Mote, 2007; Tedesco et al., 2011; Nghiem et al., 2012; Fettweis, 2007, 2011; Bennartz et al., 2013).

Dans la dernière partie (4.3), nous cherchons à comprendre dans quelles conditions les nuages se forment. Pour cela nous relierons les couvertures nuageuses liquides et l'état de la circulation atmosphérique au-dessus du Groenland à partir d'une classification en régime de temps.

4.1 Variabilité saisonnière des nuages

Dans cette section, nous comparons les variabilités saisonnières des nuages au-dessus de différentes régions du Groenland. Contrairement au chapitre précédent, seules les observations GOCCP sont utilisées et le cycle saisonnier est étudié en moyennant les valeurs mensuelles des variables nuageuses de 2008 à 2015. Dans la première partie de cette section (4.1.1), nous regardons la variation des couvertures nuageuses totales et liquides puis dans la deuxième partie (4.1.2) les profils de fraction nuageuse.

4.1.1 Couverture nuageuse

Nous avons découpé le Groenland en trois régions (Fig. 4.1) en raison de leurs expositions différentes à la circulation atmosphérique synoptique :

1. Au Sud de 72 °N, le climat est sensible à l'influence de l'océan Nord-Atlantique toute l'année.
2. Au Nord de 72° N, les conditions climatiques sont plus froides et plus sèches que dans la région sud du Groenland la majeure partie de l'année. Les mers qui entourent les côtes du Nord sont gelées, sauf à la fin de l'été.
3. Le plateau central, au-dessus de 3000m d'altitude, inclut la station sol de Summit étudiée dans le chapitre précédent.

Dans ce chapitre, les couvertures nuageuses liquides ont été calculées en suivant l'algorithme GOCCP standard utilisant la variable $CC_{liq,rel}$ (équation 3.5) (Sect. 3.1.2). Les nuages d'épaisseur optique $\tau < 0.3$ ne sont donc pas pris en compte.

Le cycle annuel moyen de la couverture nuageuse entre 2008 et 2015 (Fig. 4.1a) est significativement différent au Sud comparé aux autres régions. Au Sud, la couverture nuageuse est relativement constante et élevée (65%) toute l'année, alors qu'au Nord elle suit un cycle saisonnier avec des minimums en hivers et au printemps (40% en mars) et un maximum en été (65% en Août). A Summit, la couverture nuageuse suit le même cycle qu'au Nord, mais avec jusqu'à 5 à 10% de couverture en plus certains mois, notamment en été.

Comme la couverture nuageuse totale, la couverture nuageuse liquide moyenne (Fig. 4.1b) est très similaire au Nord et dans la région de Summit. Les maximums sont mesurés en juillet-Août et les minimums entre décembre et Avril. Alors que la quantité de nuages liquides à

Summit est proche de la moyenne sur tout le Groenland en hiver, elle est supérieure à celle de toutes les autres régions en juillet et août. Des valeurs élevées de couverture nuageuse liquide sont aussi mesurées aux alentours de la station sol de NEEM dans le Nord du Groenland (cartes Fig. 4.1). Le cycle annuel de la couverture de nuages liquides dans le Sud varie moins par rapport au reste du Groenland. On y mesure plus de nuages liquides au printemps et légèrement moins en été.

La région de Summit étant 10 fois plus petite que les surfaces Nord et Sud précédemment définies ($\approx 10^6$ km² vs $\approx 10^5$ km², Fig. 4.1 en haut à gauche), nous avons évalué la sensibilité des résultats à la taille des régions considérées en ramenant les deux autres régions à la même surface que celle de Summit (Fig. 4.1, colonne de droite). Les différences de couvertures nuageuses sont faibles entre les deux définitions (Fig. 4.1a vs. 4.1c, Fig. 4.1b vs. 4.1d). Pour accumuler le plus de profils possible et réduire le bruit, nous utiliserons donc les grandes régions Nord et Sud (Fig. 4.1, colonne de gauche) dans la suite du travail.

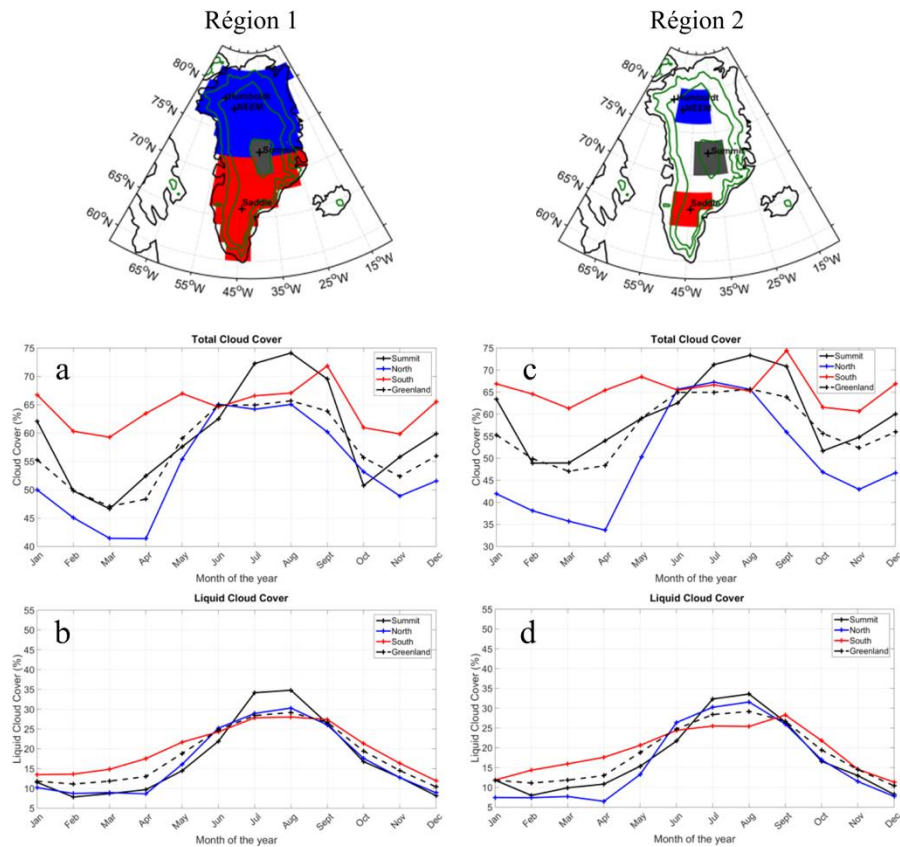


Figure 4.1. Cycles saisonnier de couverture nuageuse totale (a-c) et liquide (b-d) au-dessus de tout le Groenland (tirets), de la région au Nord de 72 °N (bleu), de la région au Sud de 72 °N (rouge) et à Summit (noir). La colonne de gauche montre les résultats lorsque la couverture nuageuse est calculée avec les grandes surfaces (Région 1, carte en haut à gauche) et la colonne de droite montre ceux obtenus avec des surfaces plus petites (Région 2, carte en haut à droite). Les couvertures sont calculées entre 2008 et 2015.

4.1.2 Distribution verticale des nuages

Les couvertures nuageuses permettent d'avoir une idée de la répartition géographique des nuages. Ici, nous allons regarder la distribution verticale des nuages dans les régions Groenland, Nord, Sud et Summit.

La Figure 4.2a montre les fractions de couvertures nuageuses moyennes calculées tous les 480 m au-dessus du Groenland à chaque saison (DJF, MAM, JJA, SON). Sur tout le Groenland, les profils de fraction nuageuse (Cloud Fraction : CF) oscillent autour de 10% entre 0 et 6 km AGL toute l'année (Figure. 4.2). En dessous de 2.5 km AGL on observe un cycle saisonnier des fractions nuageuses avec plus de nuages produits en été (10.8 % en intégrant entre 0 et 2.5 km AGL) par rapport à l'hiver (8.4 %). A l'opposé au-dessus de 2.5 km, en hiver, plus de nuages sont détectés entre 2.5 km et 6 km AGL (11.7 %) par rapport aux autres saisons (10 %).

On sépare ensuite dans les Figures 4.2b-e les fractions nuageuses selon les régions nord et sud du Groenland chaque saison. Au Sud (Fig. 4.2b-e, profils rouges), la fraction des nuages proches de la surface est constante toute l'année ($CF \approx 10\%$) mais elle augmente dans la troposphère libre à toutes les saisons, particulièrement vers 5 km AGL (+3 %). En hiver, seulement 5 % des profils sont complètement atténués au niveau de la surface. Les nuages hauts fréquents dans le Sud ne sont pas assez opaques pour masquer les couches inférieures. Les plus faibles fractions de nuages bas détectés dans le Sud ne sont donc pas la conséquence d'une erreur de mesure due à l'atténuation du lidar (Sect. 2.1.1). Les nuages de glace dans la troposphère libre sont donc fréquents au Sud du Groenland et sont responsables du faible cycle annuel de couverture nuageuse dans cette région (Fig. 4.1a).

Au Nord (Fig. 4.2b-e, profils bleus), les fractions nuageuses dans la haute troposphère sont moins élevées que dans le Sud (-1 à -4 %). Les nuages hauts suivent également un cycle saisonnier avec des fractions maximales à 5 km AGL en hiver (10.5 %) et des valeurs constantes le reste de l'année (9 %). A l'opposé de la région Sud, dans le Nord, les fractions de nuages bas en dessous de 2.5 km AGL sont supérieures aux fractions de nuages hauts et dépassent les valeurs de fractions basses du sud. Les fractions nuageuses au niveau du sol sont les plus élevées entre juin et novembre (13.5 %) et plus faibles de décembre à mai (< 12 %).

On voit donc que la variabilité des nuages bas pilote en partie la variabilité de la couverture nuageuse au Nord du Groenland.

A la station de Summit, les nuages sont distribués différemment par rapport aux profils nuageux moyens au Groenland. Dans la basse troposphère ($z < 1$ km), la région de Summit est significativement plus nuageuse que les deux autres régions pendant toute l'année. Ce surplus nuageux à Summit est particulièrement prononcé pendant les saisons DJF (Fig. 4.2b) et JJA (Fig. 4.2d) où les nuages bas sont deux fois plus fréquents qu'ailleurs au Groenland. Entre juin et novembre, cette population nuageuse est plutôt liquide (60.4 % des nuages détectés en JJA et 53.5 % en SON). En hiver (DJF), les nuages bas sont pour la plupart composés de glace, mais la fréquence de nuages liquides est relativement élevée sur tout le Groenland. Ils représentent jusqu'à 38 % des nuages détectés au niveau du sol en hiver dans toutes les régions.

Toujours à Summit, dans la haute troposphère ($z > 5$ km AGL), moins de nuages sont détectés par rapport au reste du Groenland. Néanmoins, cet écart est dû à l'élévation de la surface. Lorsque les profils sont ajustés par rapport à l'élévation du niveau de la mer, l'occurrence de nuage dans la troposphère libre à Summit est tout aussi importante que dans la région Sud avec un maximum d'occurrence à 7.5 km ASL. Cet exemple montre que le choix de tracer les profils nuageux par rapport au niveau de la mer ou du sol doit se faire en fonction de la population nuageuse étudiée. Les nuages hauts proches de la tropopause et dépendants de la circulation synoptique sont aux mêmes élévations par rapport au niveau de l'océan sur tout le Groenland. Les nuages bas, au contraire, dépendent surtout de processus locaux ayant lieu proche de la surface et doivent être regardés par rapport au niveau du sol.

En résumé, le cycle saisonnier des nuages liquides bas est similaire au Nord et au Sud du Groenland avec un maximum en JJA (et pas en SON contrairement à une grande partie de l'Arctique). Les nuages de glace optiquement fins dans la troposphère libre sont fréquents dans le Sud et Summit, mais sont moins nombreux dans le Nord où l'atmosphère est plus sèche. Toute l'année, Summit est la région la plus nuageuse dans les basses couches de l'atmosphère comparé au reste du Groenland.

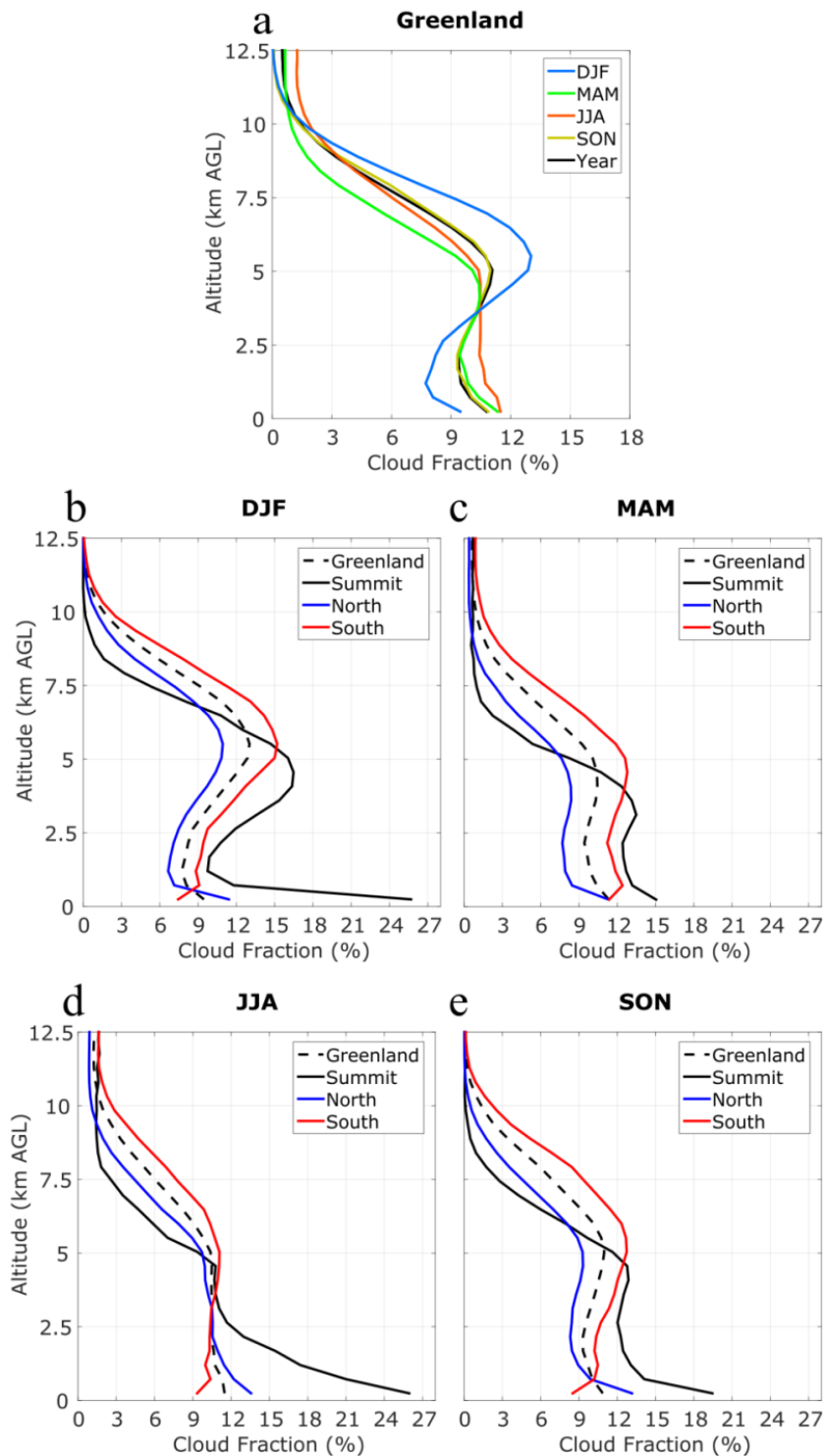


Figure 4.2. *Variation saisonnière des profils verticaux de fraction nuageuse (2008-2015)*
(a) au-dessus de tout le Groenland par saison, et au-dessus des régions Nord, Sud, Summit et Groenland entier en (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA et (e) SON.

4.2 Variabilité interannuelle des nuages

Ici nous regardons la variabilité interannuelle des nuages au Groenland à partir de 8 années de données GOCCP (2008-2015). La Figure 4.3 montre les couvertures nuageuses en moyenne pendant ces 8 années. La moyenne annuelle de couverture nuageuse (Fig. 4.3a) est plus faible au Nord (53 %) que dans le Sud (64 %). La formation des nuages bas liquides étant, par rapport à l'ensemble des nuages, plus influencée par les processus à petite échelle comme l'orographie ou la proximité de sources d'humidité, leur distribution géographique est plus complexe (Fig. 4.3c). Ils sont principalement localisés le long des côtes ainsi que dans la région entre les stations de Summit et de NEEM. Les nuages de glaces de haute altitude contribuent fortement aux fractions nuageuses totales élevées dans le Sud (Fig. 4.3. b).

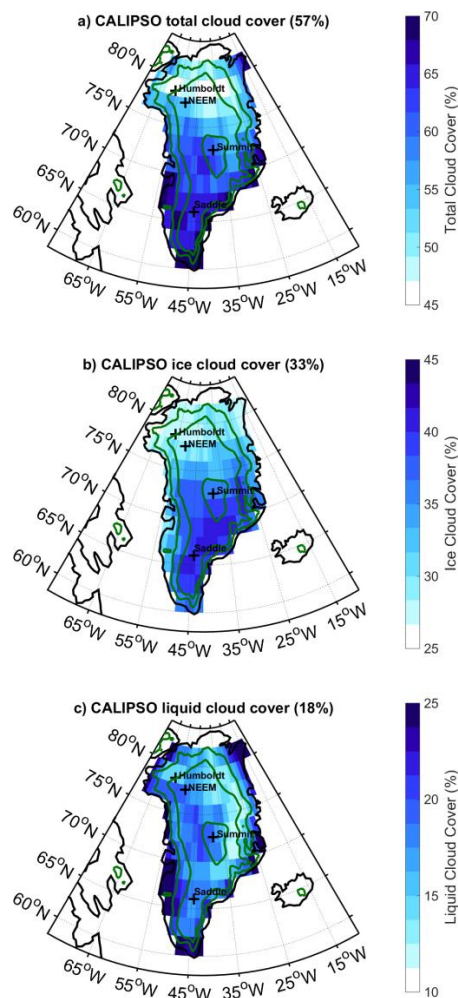


Figure 4.3. Carte de couverture nuageuse calculée à partir de CALIPSO-GOCCP entre 2008 et 2015 pour (a) tout type de nuage, (b) les nuages de glace et (c) les nuages liquides. La couverture moyenne sur tout le Groenland est indiquée dans les titres.

Pour la suite de cette étude, il est important de noter que les années 2008 à 2015, échantillonnées par CALIPSO, sont toutes des années avec des températures et des surfaces de fonte anormalement élevées comparé à ce qui était observé avant 2000 (Vaughan et al., 2013). Les variations de température, de couvertures de nuages sont ici étudiées relativement à la période 2008-2015.

La Figure 4.4 montre la distribution spatiale des anomalies interannuelles des couvertures nuageuses totale (Fig. 4.4 a) et liquide (Fig. 4.4 b) entre 2008 et 2015. Les anomalies positives de nuages liquides les plus importantes ont lieu en 2010 et 2012. Pour ces années, dans la plupart des régions le surplus de nuages liquides reste modéré (+1 à +2 %) et les plus fortes

augmentations sont principalement observées à l'Ouest du Groenland et particulièrement au Nord-Ouest, entre les stations sol de NEEM et de Summit. L'augmentation de nuages liquides influence les couvertures nuageuses totales qui augmentent légèrement (+1 %) en 2010 et 2012 comparé aux autres années (Fig 4.4 a). Ces deux années coïncident avec des épisodes de fonte extrême sur la période 2008-2015 (cf. annexe, Fig. A1). Pour 2010, Tedesco et al. (2011) a montré que la persistance de températures anormalement chaudes entre l'hiver et l'été a induit un déficit de chute de neige et donc une exposition anormalement longue aux radiations solaires de la glace de surface. Celle-ci est habituellement recouverte par la neige qui a un albédo de surface plus élevé que la glace. Les anomalies de nuages liquides à l'Ouest de 35°O observées par CALIPSO semblent concorder avec la baisse d'albédo mesurée par MODIS et les anomalies négatives de chute de neige dans cette région (Tedesco et al., 2011).

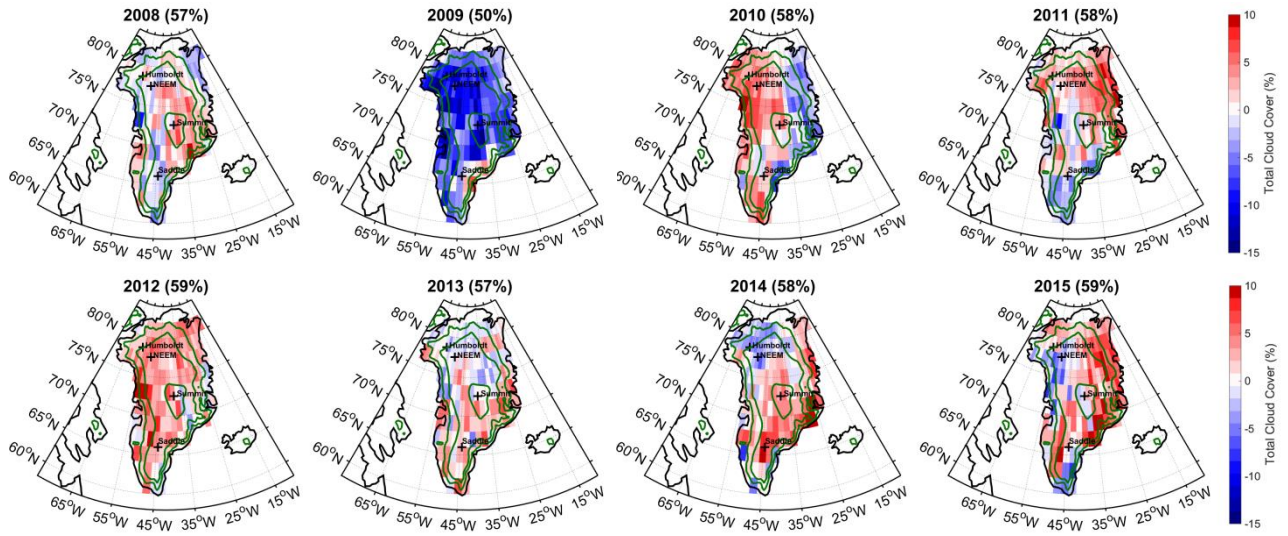
En 2012, la fonte de la calotte glaciaire s'est exceptionnellement étendue sur 97 % de sa surface. En moyenne, entre 1981 et 2010, 35 % de la surface était exposée à la fonte (Tedesco et al., 2013 ; Hall et al., 2013). Aussi, les années 2010 et 2012 sont associées à des conditions anticycloniques persistantes au Sud du Groenland qui ont conduit à des températures de surface supérieures à la moyenne de ces dix dernières années (Tedesco et al., 2013). Un autre facteur, en 2012, pourrait être un phénomène exceptionnel de rivière atmosphérique qui a advecté des masses d'air chaudes et chargées en humidité en provenance de la région subtropicale de l'Océan Atlantique (Neff et al., 2014; Bonne et al., 2015). L'arrivée de cette masse d'air peut expliquer l'anomalie de couverture nuageuse liquide observée sur presque tout le Groenland par CALIPSO (Fig. 4.4b). Les observations en 2010 et 2012 confirment que l'augmentation de l'occurrence de nuages liquides se produit en même temps que l'apparition d'air anormalement chaud. Cela montre une corrélation entre la formation de nuages liquides et des épisodes de fontes extrêmes, qui n'est pas nécessairement une relation de causalité. Néanmoins, la présence de ces nuages peut accélérer où ralentir la fonte par phénomène de rétroaction positive ou négative (Sect. 1.1.2).

L'année 2009 est la moins nuageuse sur toute la période étudiée (Fig. 4.4a) : l'anomalie de couverture nuageuse totale est alors en moyenne fortement négative (-8 %) sur tout le Groenland. Malgré ce déficit élevé de nuages comparé aux autres années, le déficit de nuages liquides est modéré (-1 %, Fig. 4.4b). La couverture en nuages liquides est même plus élevée que la moyenne le long de la côte Est. Cela implique que le déficit est supporté par une

anomalie négative de nuages hauts. Box et al. (2010) a montré que 2009 à la plus basse extension de surface de fonte depuis 2001 et des températures anormalement froides comparées à la période 2001-2009. L'été 2009 est aussi caractérisé par des pressions à la surface exceptionnellement élevées (Hanna et al., 2013). Ce type de situation est généralement associé à des anomalies positives de température, ce qui n'est pas le cas ici. Cela montre que la relation température pression est complexe. Les nuages pourraient être la clé, il est envisageable que l'état très stable de l'atmosphère ait entraîné un déficit de nuages de glace. Les nuages ont généralement un effet réchauffant à la surface et leur absence peut être en partie responsable des températures anormalement froides.

En résumé, la répartition géographique des anomalies interannuelles de couvertures nuageuses totales et liquides sur la période 2008-2015 montre que leur variabilité peut être significative. D'une année sur l'autre, l'amplitude de la couverture nuageuse totale moyenne peut monter jusqu'à 8 %. Les anomalies négatives sont associées à des températures froides et une diminution de la surface de fonte de la calotte. De plus les anomalies positives de couverture de nuages liquides sont modérées (+1 à +2 %) et se produisent le plus souvent au-dessus des régions Est et Centre du Groenland et sont légèrement plus prononcées au Nord-Est. Ces anomalies peuvent être associées avec des températures de l'air relativement chaudes et une augmentation de la fonte de la calotte glaciaire.

a) CALIPSO total cloud cover inter-annual anomaly



b) CALIPSO liquid cloud cover anomaly

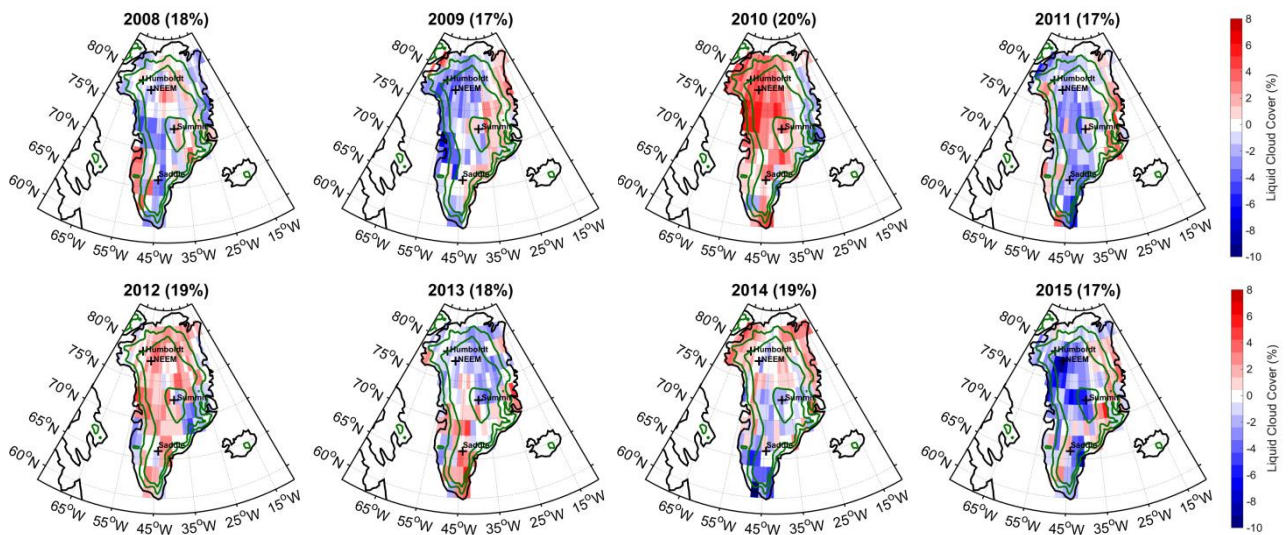


Figure 4.4. Anomalies interannuelles de la couverture nuageuse au Groenland (a) totale et (b) liquide entre 2008 et 2015 à partir des données CALIPSO-GOCCP. Les couvertures nuageuses moyennes sur tout le Groenland pour chaque année sont affichées dans les titres.

4.3 Lien entre les nuages et les régimes de circulation

En observant la variation interannuelle de la couverture totale et liquide des nuages, nous avons pu voir que la situation nuageuse change chaque année. Dans la section précédente, nous avons essayé de faire le lien des variations des couvertures nuageuses observés et l'état de la circulation atmosphérique.

Dans cette section nous avons suivi une autre approche en étudiant les variations de couverture nuageuse non plus d'une année à l'autre, mais en fonction de régimes de circulation atmosphérique quotidiens. Ces régimes sont définis en été à partir d'une part des classifications par régimes de circulation nord Atlantique et d'autre part par des régimes spécifiques au Groenland définis par l'algorithme SOM (Chap. 2 sect.2.3).

4.3.1 Influence des régimes de circulation Nord Atlantique sur la formation des nuages

Sur les quatre régimes NAO définis dans You et al., (2007), NAO+ et BL sont associés à des conditions de basses pressions au-dessus du Groenland. On constate que le régime NAO+ présente des anomalies négatives de couverture nuageuse (Fig. 4.5a) alors que le régime BL a des anomalies positives distribuées dans les régions périphériques du Groenland.

Le régime NAO- correspond à un blocage anticyclonique au-dessus du Groenland et le régime AR à une situation plutôt anticyclonique. Des conditions anticycloniques au-dessus du Groenland favorisent l'advection de masse d'air chaude et sèche par le sud-ouest sur la calotte (Hanna et al., 2013). Une phase anticyclonique est caractérisée par des températures au sol supérieures aux moyennes saisonnières et une anomalie négative de précipitations neigeuses. Les régimes NAO- et AR (Fig. 4.5 b-d) ont des anomalies de couvertures nuageuses totale et liquide positives distribuées sur l'ensemble du Groenland. La distribution des anomalies est similaire pour les couvertures nuageuses liquides. Cette classification paraît donc suggérer que plus de nuages liquides sont créés lorsqu'un anticyclone est localisé sur le Groenland.

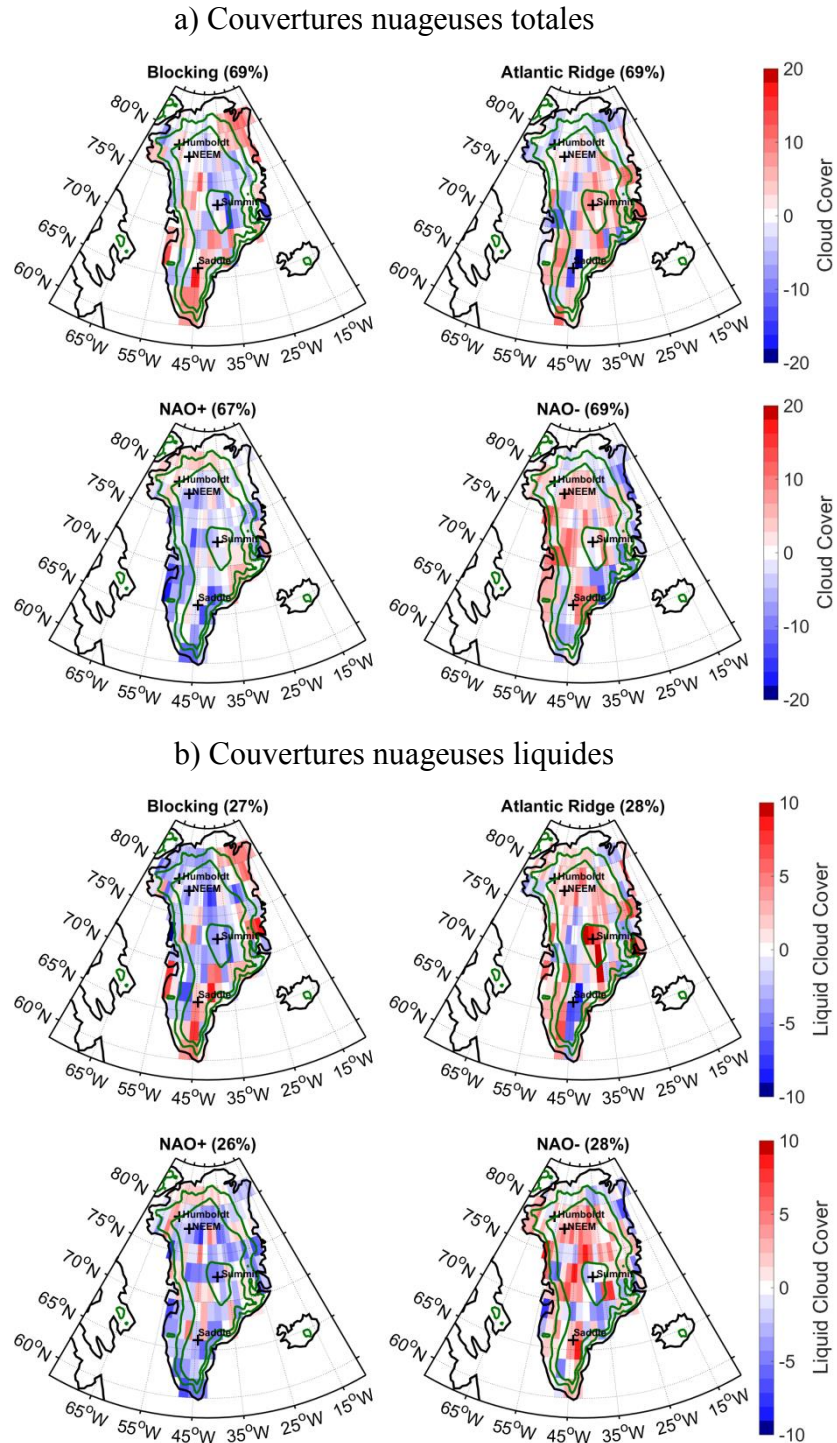


Figure 4.5. Anomalie de la couverture nuageuse au Groenland (a) totale et (b) liquide pour chaque régime de circulation 2008-2015 en été (JJA). Pour un régime de circulation, les anomalies sont égales à la différence entre les couvertures nuageuses moyennes du régime et la couverture moyenne calculée entre 2008 et 2015 en JJA.

Depuis 2006, année de lancement de CALIPSO, on constate une persistance de NAO- (Fig. 4.6). Sur les années échantillonnées par CALIPSO, les conditions au-dessus du Groenland en été sont donc majoritairement anticycloniques. La persistance de cette situation aurait favorisé l'augmentation de la fonte de surface sur la dernière décennie (Box et al., 2012).

Nous n'observons pas de lien entre les cartes d'anomalie nuageuse pour chaque régime et les variations interannuelles de la Figure 4.4. Par exemple 2008 et 2012 ont les fréquences les plus importantes de NAO- mais nous ne retrouvons pas d'anomalie similaire dans les couvertures nuageuses totale et liquide. Les régimes de circulation nord atlantique n'expliquent pas toutes les variabilités des nuages. Dans la section suivante nous avons utilisé une classification qui présente plus de régimes de circulation différents et capture des régimes de circulation spécifiques au Groenland.

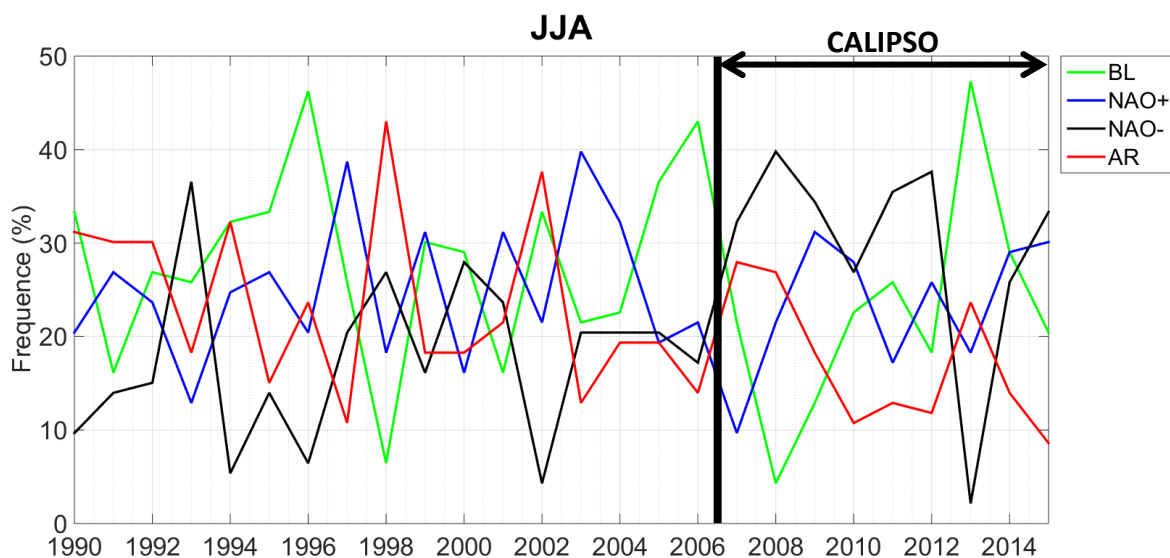


Figure 4.6. *Fréquence des régimes de circulation NAO définis par You et al. (2008) entre 1990 et 2015 en été (JJA).*

4.3.2 Influence des régimes de circulation créés par l'algorithme SOM sur la formation des nuages

Dans cette section, nous utilisons l'algorithme SOM pour classifier les situations atmosphériques et les associer à des couvertures nuageuses liquides journalières. La classification SOM a été définie pour les années 1950 à 2013, les années 2014 et 2015 ne sont donc pas incluses dans l'étude.

Nous avons choisi de nous concentrer sur les nuages liquides pour lesquels nous avons obtenu les résultats les plus significatifs et en raison de leurs effets radiatifs à la surface significatifs par rapport aux nuages de glace.

a) Définition des « situations nuageuses liquides »

Pour relier les nuages liquides observés avec les régimes de circulation à grande échelle, nous avons construit un indicateur de « situations nuageuses liquides ». Les « situations nuageuses liquides » sont définies pour mettre en évidence la fréquence journalière de situations où la couverture nuageuse liquide est significative au-dessus du Groenland. Présenté dans la Figure 4.7, nous sommes partis de la fonction de densité de probabilité (PDF pour Probability Density Function) des couvertures de nuages liquides journalières de résolution spatiale $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ en JJA de 2008 à 2013. La PDF obtenue est bimodale : le premier mode, dominant, correspond aux situations sans nuages liquides (liquid cloud cover < 10%), et le second mode (dont le maximum se situe aux alentours de 45%) aux situations où la couverture en nuages liquides est supérieure à 30 %. A partir de cette distribution nous avons défini l'indicateur de « situation nuageuse liquide », qui correspond aux fréquences cumulées des pixels qui contiennent une couverture nuageuse liquide supérieure à 30% (à droite de la limite verticale sur la Figure 4.7). En JJA de 2008 à 2013, il y a 44.7% de « situations nuageuses liquides ».

Les « situations nuageuses liquides » permettent d'identifier les jours avec beaucoup de nuages liquides (occurrence > 30 %) au-dessus du Groenland. Cela permet de rejeter les situations fréquentes où la couverture liquide est très faible, et les situations de ciel clair. Une valeur élevée de « situations nuageuses liquides » sur une période définie signifie qu'une surface significative du Groenland était recouverte par des nuages liquides. Cela permet

d'avoir une variable applicable à des données journalières et donc utilisable dans la classification SOM.

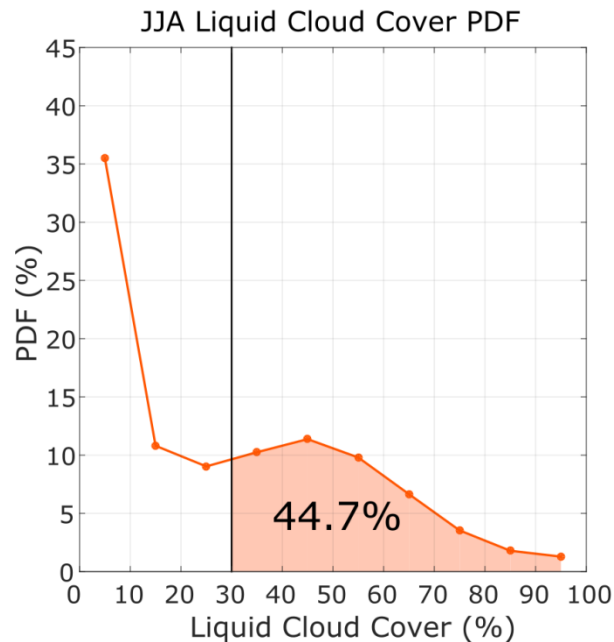


Figure 4.7. PDF de couverture en nuages liquides dans les boîtes de 2°x2° accumulées de 2008 à 2013 pour la saison JJA sur tout le Groenland. La ligne verticale à 30 % indique le seuil pour définir les « situations nuageuses liquides ».

b) Validation de l'indicateur « situations nuageuses liquides »

Pour vérifier la validité de l'indicateur, les variations interannuelles des situations nuageuses liquides au Nord et au Sud du Groenland entre 2008 et 2015 sont tracées sur la Figure 4.8. A titre d'exemple, l'insert de la Figure 4.8a montre la PDF des couvertures de nuages liquides journalières de GOCCP en JJA 2008 dans la région Nord utilisée pour le calcul de la « situation nuageuse liquide » correspondant à cette période (étoile de la Figure 4.8a).

On retrouve dans la figure 4.8a les maximums annuels d'occurrence de nuages liquides (courbe noire) en 2010, 2012 et 2014, en accord avec la Figure 4.4b. Les variations des « situations nuageuses liquides » valident l'utilisation de cet indicateur au-dessus du Groenland pour l'analyse en régime de circulation car elles sont cohérentes avec les variations de couverture de nuages liquide de la Figure 4.4b.

Comparer les variations saisonnières des « *situations nuageuses liquides* » (couleurs dans la Figure 4.8a) révèle que l’anomalie positive de 2010 a duré toute l’année. On peut penser que la persistance d’un état atmosphérique a favorisé la formation des nuages liquides toute l’année. A l’opposé, le pic de nuages liquides en 2012 n’est observé qu’en été au Nord (courbe rouge, Fig. 4.8a) et pendant le printemps au Sud (courbe verte, Fig. 4.8b).

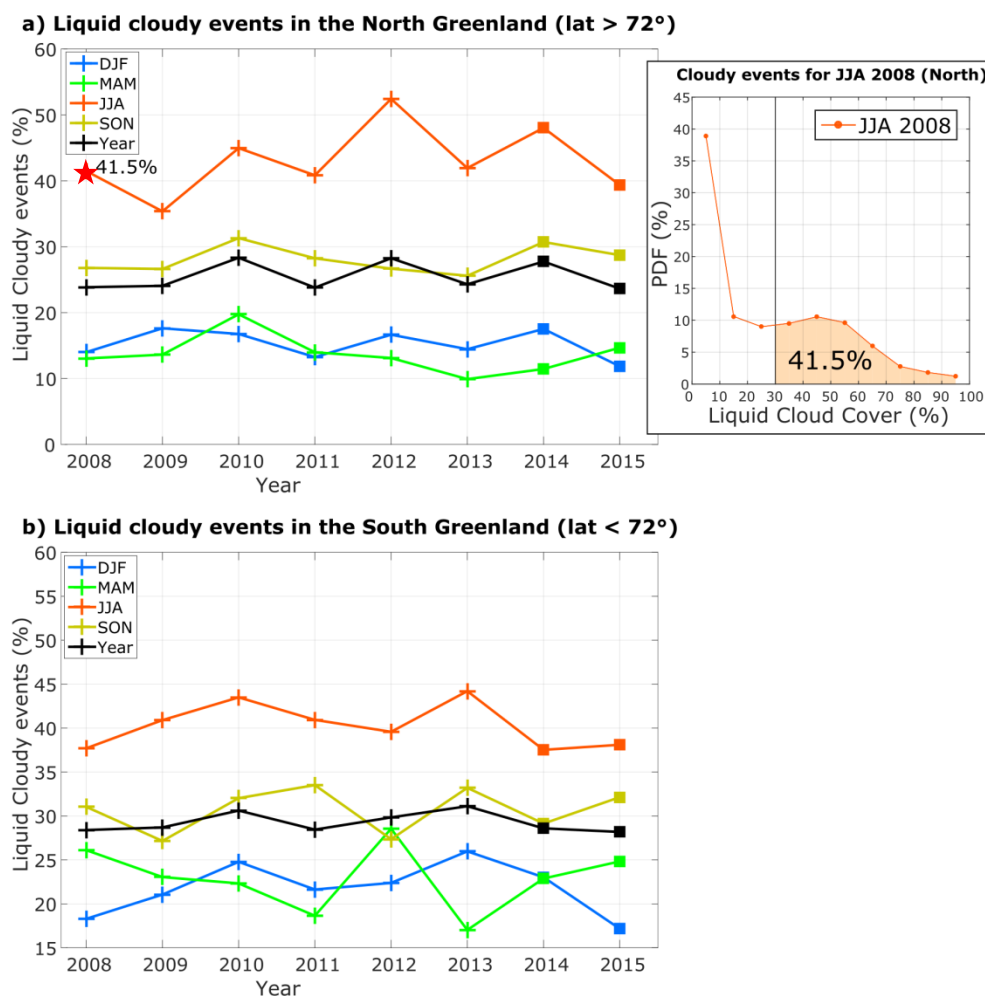


Figure 4.8. *Séries temporelles de fréquence d'occurrence de « situations nuageuses liquides » pour (a) le Nord et (b) le Sud du Groenland. La fréquence d'occurrence est le nombre de boîtes journalières de résolution spatiale 2°x2° ayant une couverture en nuages liquides supérieure à 30 %, divisée par le nombre de boîtes accumulées chaque année ou saison dans chaque région (Nord et Sud). L'insert donne un exemple du calcul de cette valeur : la courbe représente la PDF de couverture en nuages liquides dans les boîtes de 2°x2° accumulées en JJA 2008 au-dessus de la région Nord du Groenland. En ne retenant que les boîtes où la couverture nuageuse liquide est supérieure à 30 % (ligne verticale) on obtient une fréquence d'occurrence de situations nuageuses liquides de 41.5%.*

c) Lien entre les « situations nuageuses liquides » et les régimes de circulation SOM

Nous avons ensuite calculé pour les 12 régimes identifiés chaque jour de 2008 à 2013 par l'algorithme SOM les « situations nuageuses liquides » correspondantes. Les valeurs de la pression au niveau de la mer associées à chaque régime sont visualisables sur la Figure 4.9. Chaque situation atmosphérique identifiée peut être vue comme un cyclone qui se déplace du Nord (en haut) vers le Sud (en bas) et d'Est (colonne de gauche) en Ouest (colonne de droite). La position du cyclone sur la carte donne des indications sur l'origine des masses d'air advectées sur le Groenland.

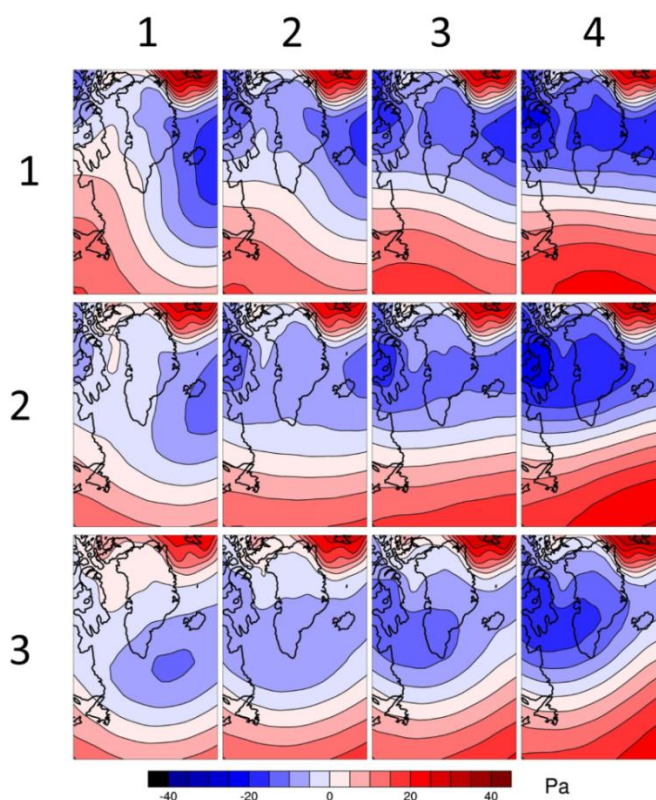


Figure 4.9. Régimes de pression au niveau de la mer (Sea Level Pattern ou SLP) associés à chaque régime de circulation générés par l'algorithme de carte auto-adaptative (SOM) au-dessus de la région définie dans le Chapitre 2.3. A chaque point de grille et pour chaque jour, l'anomalie est la différence entre la SLP du jour donné avec la moyenne calculée pour tous les jours de la même date entre 1950 et 2013. Dans le texte un régime est désigné par {n° ligne, n° colonne}

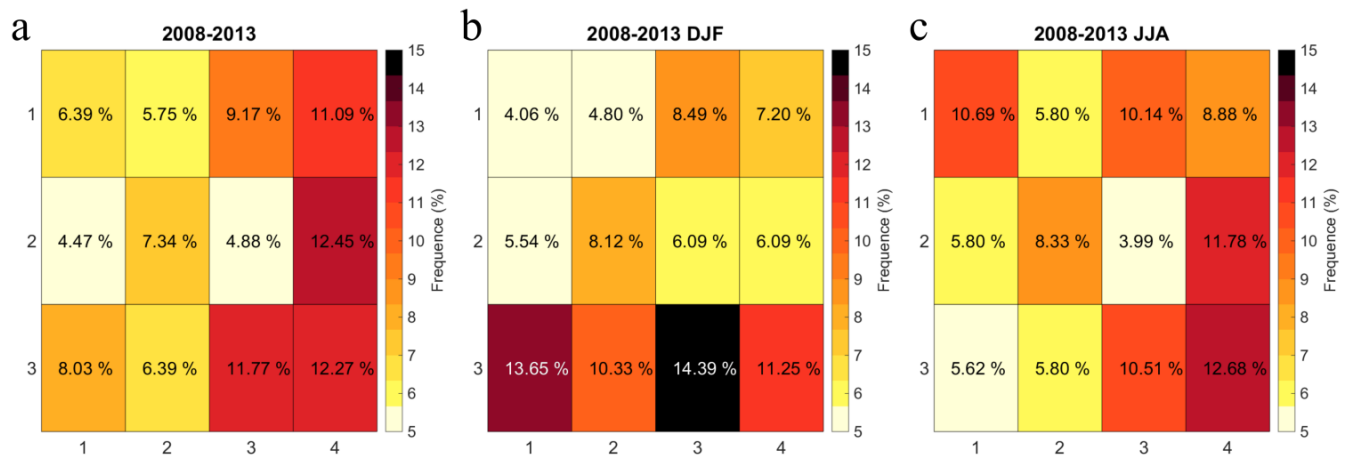


Figure 4.10. Fréquence d'occurrence des régimes définis par l'algorithme SOM entre 2008 et 2013 pour (a) toute l'année, (b) en hiver (DJF) et (c) en été (JJA). Les régimes sont classés dans la même configuration que pour la Figure 4.9.

Entre 2008 et 2013, les trois régimes de la colonne de droite sont les plus fréquents toute l'année (35% des situations, Fig. 4.10 a). En hiver les quatre régimes de la dernière ligne sont les plus fréquents (38% des situations, Fig. 4.10 b). En été, la dernière colonne et le régime en haut à gauche sont les plus fréquents (44% des situations, Fig. 4.10 c).

Ci-après, nous avons regardé si les « situations nuageuses liquides » au-dessus de tout le Groenland en JJA et SON sont pilotées par des régimes de circulation spécifiques. Nous avons choisi ces deux saisons en raison des fréquences d'occurrences de nuages liquides plus élevées, et du risque de fonte associé. La figure 4.11 montre pour chaque année (axe des abscisses) la fréquence de chaque « situation nuageuse liquide » pour chacun des régimes (code couleur). Les régimes sont ordonnés dans la Figure 4.11 pour regrouper les régimes adjacents de la Figure 4.9 entre eux.

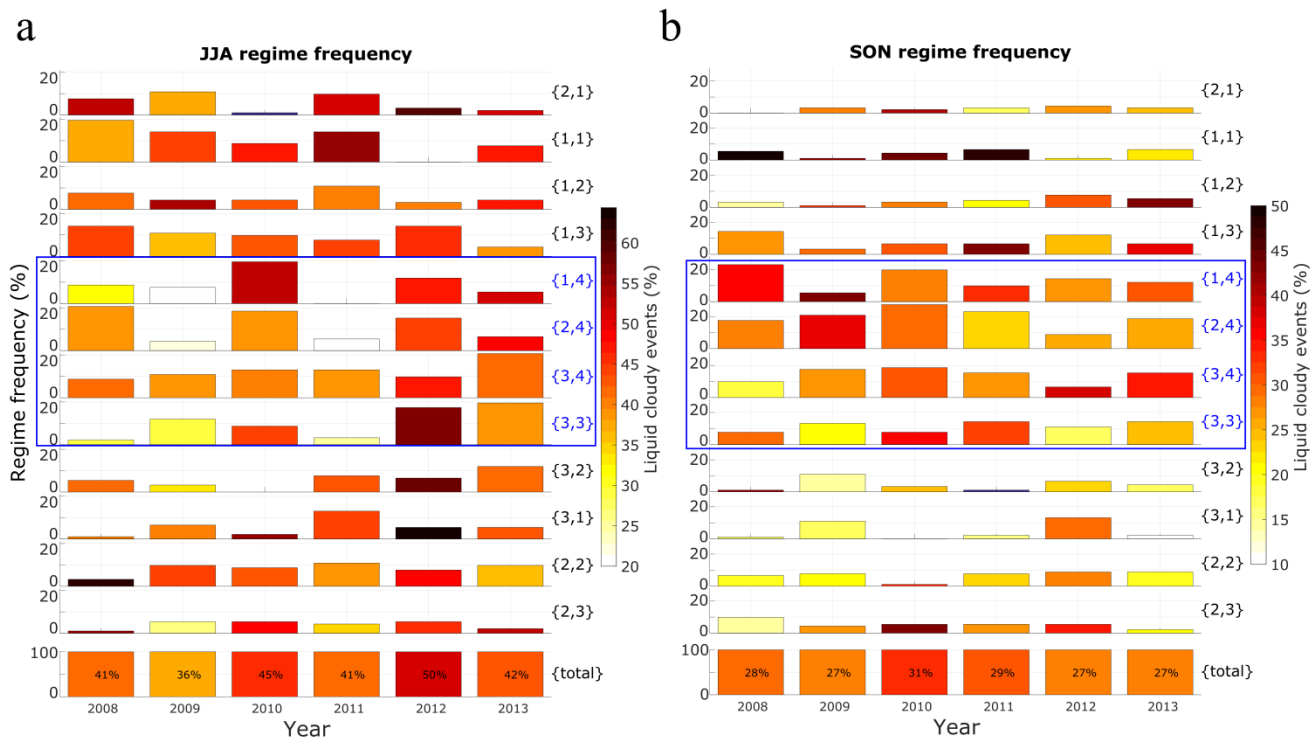


Figure 4.11. Fréquence d'occurrence des régimes de circulation SOM (taille des barres) associée à leurs fréquences de « situations nuageuses liquides » (code couleur) (a) en été et (b) en automne entre 2008 et 2013. Chaque ligne correspond à un régime et chaque colonne à une année. Entre JJA et SON, les échelles de couleur sont différentes.

A première vue, pour les années avec le plus de nuages liquides détectés en été (2010 et 2012), tous les régimes ont une fréquence de « situations nuageuses liquides » supérieures à 38 %. Ce qui indique des valeurs de couverture nuageuse liquide élevées sur l'ensemble du Groenland et sur plusieurs jours pour ces années. Pour les années avec le moins de nuages liquides (e.g. automne 2009), certains régimes spécifiques (par exemple {1,4}, {2,4}) sont associés à un déficit de nuages liquides.

Néanmoins, les régimes associés à l'advection de masses d'air chaudes en provenance de l'Océan Atlantique (dernière colonne de la Figure 4.9 : {1,4}, {2,4}, {3,4} et {3,3}) semblent jouer un rôle dans la formation des nuages (régimes encadrés en bleu dans la Figure 4.11). En 2010, la circulation atmosphérique a oscillé principalement entre ces quatre régimes. Leur fréquence cumulée était de 60 % en JJA et 74 % en SON soit les fréquences les plus élevées comparées aux autres années pour les deux saisons. Cela confirme un état relativement stationnaire de l'état de l'atmosphère cette année. Par comparaison, la fréquence cumulée des

quatre régimes est de 54 % en JJA 2012 et 52 % en JJA 2013, et coïncide avec des valeurs élevées de « *situation nuageuse liquide* » sur tout le Groenland en 2012 et au Sud en 2013 pendant l'été (Fig. 4.4 b et 4.8).

Nous avons aussi noté que le régime {1,1} en SON a des fréquences d'occurrence très faibles (entre 1.1 % et 6.6 % selon l'année), et est associé avec des valeurs très élevées de « *situations nuageuses liquides* » (>50 %) entre 2008 et 2011. Cela nous a paru curieux car le régime {1,1} correspond à une situation cyclonique à l'Est du Groenland (Fig. 4.9), et peut donc être associé à l'apport de masses d'air froid et sec en provenance du Nord de l'Arctique. La fréquence d'occurrence de ce régime est très faible (entre 1.1 % et 6.6 % selon l'année), mais il est associé à des valeurs très élevée de « *situations nuageuses liquides* » ($\approx 50\%$). Cela pourrait indiquer que dans certaines situations, l'advection de masses d'air du Nord facilite la formation de nuages liquides bas. Des cas d'études à Summit (sur lesquels nous collaborons avec Amy Solomon de la NOAA) semblent confirmer cette hypothèse mais n'ont pas encore fait l'objet de publications.

L'analyse en régimes de circulations montre que les régimes identifiés par l'algorithme SOM ne peuvent être directement associés avec une occurrence spécifique de nuages liquides sur le Groenland. Néanmoins, cette analyse apporte des informations sur l'état de la circulation atmosphérique chaque année. Par exemple, en 2010 les quatre mêmes régimes se sont produits entre juillet et novembre favorisant des conditions atmosphériques persistantes. Cela suggère que certains régimes pourraient être favorables à la formation de nuages liquides. Plus de données sont nécessaires pour confirmer cela. En l'état actuel cette approche ne nous a pas permis de conclure sur une relation directe entre circulation à grande échelle et formation de nuages liquides au Groenland.

4.4 Conclusion

A partir des observations GOCCP de couvertures nuageuses et de profils verticaux des nuages, une climatologie des nuages au Groenland a été présentée. Les résultats obtenus ont confirmé les observations des quelques études précédentes à partir de mesures ponctuelles au sol au Groenland (Shupe et al., 2011 ; Shupe et al., 2013), tout en élargissant le domaine d'étude à l'ensemble du Groenland.

L'analyse des observations GOCCP a montré que la variabilité des couvertures nuageuses totale et liquide à Summit est plus proche de celle observée au Nord de 72 °N, où l'atmosphère est plus sèche. Le Sud du Groenland (< 72 °N) est recouvert de nuages toute l'année (60 – 70 % de couverture nuageuse totale) principalement à cause de la présence de nuages de glace dans la troposphère libre. Ces résultats impliquent que les variations des couvertures nuageuses au Nord pilotent le cycle de couverture nuageuse totale moyenne sur tout le Groenland.

Notre travail a également montré que la région de Summit a la particularité d'être en été l'une des régions les plus nuageuses du Groenland. Cette différence entre Summit et le reste du Groenland est pilotée par la présence de nuages bas (< 2 km AGL) principalement liquides (jusqu'à 70 % des nuages détectés). Cela met en évidence qu'en plus d'être fréquents le long des côtes, les nuages liquides peuvent être fréquents au sommet de la calotte glaciaire.

Sur la période 2008-2015 échantillonnée par CALIPSO, deux événements de fontes extrêmes de la surface associés à des occurrences élevées de nuages liquides se sont produits, en 2010 et 2012. Cette corrélation laisse penser que les conditions atmosphériques qui ont permis une augmentation de la fonte de surface a également favorisé la formation de nuages liquide. Le processus reliant la circulation atmosphérique et la formation des nuages au Groenland n'a pas encore été identifié.

Les régimes de circulation nord Atlantique (NAO), indiqueraient effectivement qu'une situation de blocage anticyclonique au-dessus du Groenland s'accompagne d'occurrences plus élevées de nuages liquides sur tout le territoire. Cependant, les régimes NAO que nous avons utilisé n'aident pas à expliquer l'ensemble des variations interannuelles des nuages. Un seul régime peut en réalité cacher des situations plus particulières. Nous avons ensuite utilisé 12

régimes de circulation déterminés par l'algorithme SOM. Nous n'avons pas trouvé de lien direct entre ces régimes et les nuages. Une solution pour améliorer ces résultats serait d'accumuler les données GOCCP sur un temps plus long pour diminuer les incertitudes dues à un faible échantillonnage. Cette remarque est valable surtout pour les régimes peu fréquents pour lesquels seul une dizaine de jours ont été échantillonnés durant les 6 années étudiées.

Chapitre 5: Evaluation des nuages dans les modèles de climat

Les chapitres précédents ont permis de décrire les nuages et leur variabilité au-dessus du Groenland grâce aux observations lidar.

Le lidar apporte des mesures fiables de la couverture des nuages, de leurs profils verticaux et de leur opacité (Lacour et al., soumis ; Van Tricht et al 2016 ; Morrison et al., soumis). La connaissance de ces propriétés nuageuses est primordiale pour estimer l'effet radiatif des nuages à la surface du Groenland.

Au premier ordre, la composante LW de l'effet radiatif des nuages à la surface (CRE_{LW}^{surf}) est pilotée par la couverture nuageuse. Si la couverture est nulle, CRE_{LW}^{surf} sera nul. Pour une la couverture donnée non nulle, CRE_{LW}^{surf} dépend de l'opacité du nuage et de son altitude. L'opacité d'un nuage dépend de son émissivité (ϵ) : typiquement, un nuage totalement opaque ($\epsilon=1$) émet plus de rayonnement dans le domaine LW qu'un nuage optiquement fin ($\epsilon \ll 1$). L'altitude du nuage détermine sa température d'émission : un nuage bas chaud émet plus de rayonnement LW vers le sol que ce même nuage situé à plus haute altitude (toutes choses égales par ailleurs).

Dans le domaine SW, l'effet radiatif des nuages est piloté d'abord par l'angle solaire zénithal (θ_s), et par la couverture nuageuse. Pour une couverture donnée non nulle, l'épaisseur optique du nuage détermine ensuite la quantité de rayonnement solaire qui traverse le nuage et atteint la surface.

Au Groenland, les interactions entre l'albédo de surface, la fonte et les nuages peuvent augmenter la fonte de la calotte (Fettweis et al., 2013, Bennartz et al., 2013) et potentiellement moduler le bilan de masse (Van Tricht et al., 2016). La compréhension du rôle des nuages sur la fonte de la calotte nécessite donc de décrire les interactions entre les nuages et les autres compartiments (atmosphère, océan, calotte glaciaire). Pour cela, on utilise les modèles de climat. L'estimation du bilan de masse à la surface (SMB) est très incertaine dans les modèles de climat en raison d'une part de leur résolution spatiale trop grossière et d'autre part du manque de réalisme des différents types de surfaces (glaces, neige ; Fettweis et

al., 2013). De plus, une estimation correcte de l'énergie absorbée à la surface dépend du réalisme de la description des nuages. Par conséquent une mauvaise représentation des nuages peut mener à des incertitudes sur les prédictions du climat futur.

Dans ce chapitre nous évaluons les nuages simulés pour l'année 2008 par plusieurs modèles CMIP5 à partir des sorties COSP et des observations GOCCP. Huit modèles ont été intégrés à l'étude : CanAM4, HadGEM2-A, MRI-CGCM3, CAM5, MIROC5, IPSL-CM5A-MR, MPI-ESM-LR et bcc-csm1-1m (Sect. 2.6). Nous disposons des couvertures nuageuses pour l'ensemble des huit modèles, et des informations verticales détaillées (profils verticaux des nuages et histogrammes de SR) pour les quatre premiers modèles uniquement.

L'objectif est d'identifier et de quantifier 1) les éventuels défauts des nuages et de leurs effets radiatifs à la surface dans les modèles, et 2) leur impact sur la température de surface et donc la fonte de la calotte.

5.1 Evaluation de la couverture nuageuse

Avant de se focaliser sur les effets radiatifs des nuages à la surface, nous avons d'abord évalué les couvertures nuages simulées par les modèles à partir des observations CALIPSO-GOCCP.

5.1.1 Moyenne annuelle

La Figure 5.1 compare les couvertures nuageuses observées par CALIPSO-GOCCP et celles qui seraient observées par un lidar spatial sondant l'atmosphère simulées par les modèles CMIP5 (cf. Chap. 2.4). Sur toute l'année 2008 (Tab. 5.1), la couverture moyenne des nuages dans les observations vaut 56.8% soit 8.4 % de plus que la moyenne annuelle multi-modèles (48.4 %). En revanche l'écart type de la couverture nuageuse annuelle multi-modèles est assez large (± 8.9 %) et laisse donc penser que certains modèles ont une couverture nuageuse annuelle voisine des observations.

Si on se concentre sur les quatre modèles qui focaliseront notre attention dans la suite du chapitre (CanAM4, HadGEM2-A, MRI-CGCM3 et CAM5), on retrouve encore ce biais négatif mais avec des amplitudes variables : CanAM4 et HadGEM2-A ont une anomalie moyenne par rapport à GOCCP relativement faible (-1% et -5%) alors que MRI-CGCM3 et CAM5 ont des anomalies négatives fortes (-15% et -15%).

Concernant les quatre modèles suivants, on retrouve le biais négatif de couverture de nuageuse annuelle sur tout le Groenland pour MIROC5, IPSL-CM5A-MR et bcc-csm1-1-m. A l'opposé, MPI-ESM-LR est le seul modèle qui surestime les couvertures nuageuses annuelles sur tout le Groenland (+2.6%).

	Année	DJF	MAM	JJA	SON
CALIPSO-GOCCP	56.8 %	56.4 %	48.8 %	63.9 %	58.2 %
Multi-modèles	48.4 %	48.7 %	44.7 %	49.2 %	50.8 %
CanAM4	55.4 %	55.0 %	53.3 %	51.0 %	62.2 %
HadGEM2-A	51.7 %	50.6 %	48.4 %	54.3 %	51.8 %
MRI-CGCM3	41.8 %	40.1 %	38.9 %	43.6 %	44.8 %
CAM5	36.1 %	31.0 %	33.1 %	38.9 %	41.5 %
MIROC5	45.8 %	40.1 %	41.7 %	56.3 %	45.0 %
IPSL-CM5A-MR	49.5 %	62.6 %	45.3 %	39.4 %	50.8 %
MPI-ESM-LR	59.4 %	60.7 %	56.2 %	58.3 %	62.2 %
Bcc-csm1-1-m	47.7 %	49.7 %	41.2 %	51.6 %	48.4 %

Tableau 5.1. Couvertures nuageuses moyennes au-dessus du Groenland observées par CALIPSO et simulées par les modèles CMIP5/COSP en 2008.

5.1.2 Cycle saisonnier

Les couvertures nuageuses observées suivent un cycle saisonnier (Fig. 5.1) avec des valeurs maximales en été (63.9%) et minimales entre mars et mai (48.8%). Les moyennes mensuelles multi-modèles sont presque constantes toute l'année. Le cycle saisonnier de couverture nuageuse sur le Groenland n'est donc pas reproduit par les modèles. Les plus grandes différences entre observations et modèles sont observées entre mai et septembre. La difficulté des modèles à créer des nuages en été pourrait être due à leur incapacité à créer les nuages liquides semi-transparents observés en été.

Il existe des différences entre les modèles (Tab. 5.1) : CanAM4 a des couvertures nuageuses très proches des observations en hiver, alors que les autres modèles sous-estiment la couverture nuageuse. En été tous les modèles sous-estiment la couverture nuageuse. CAM5 est le modèle qui sous-estime le plus les couvertures, en toute saison. Les difficultés de ce dernier modèle à créer des nuages au Groenland sont présentées plus en détail par Kay et al. (2016).

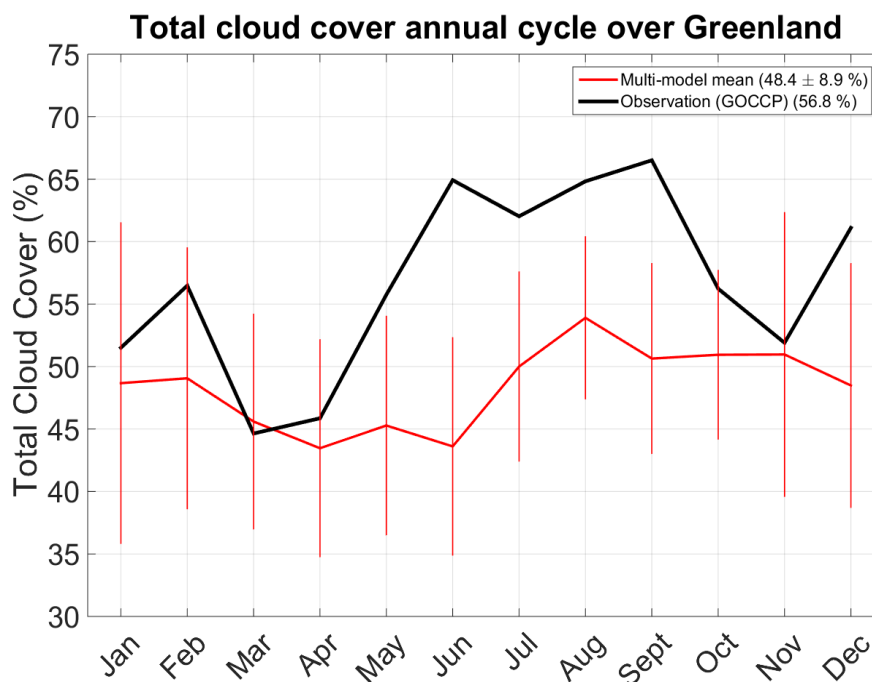


Figure 5.1. Couvertures nuageuses au-dessus du Groenland observées par CALIPSO-GOCCP et simulées par les modèles CMIP5/COSP en 2008. Cycle annuel des couvertures nuageuses. Les barres verticales montrent l'écart type à la moyenne multi-modèle.

5.1.3 Distribution spatiale

Nous regardons ensuite la distribution spatiale des couvertures nuageuse (Fig. 5.2). Pendant l'hiver 2008 les observations montrent que les couvertures nuageuses sont plus élevées dans le Sud que dans le Nord (Fig. 5.2a ; cf Sect. 4.2). Tous les modèles simulent trop de nuages dans le Sud et pas assez dans le Nord, excepté CAM5 qui sous-estime les couvertures et IPSL-CM5A-MR qui surestime les couvertures pour tout le Groenland en hiver.

Dans les observations GOCCP, la couverture nuageuse moyenne augmente de 8% entre l'été et l'hiver (Fig. 5.3). Les augmentations les plus importantes sont observées dans le Nord du Groenland. En accord avec les observations, tous les modèles simulent plus de nuages dans le quart Nord-Ouest du Groenland en été qu'en hiver, à l'exception d'IPSL-CM5A-MR qui ne reproduit pas ce cycle saisonnier et de plus produit significativement moins de nuages que dans les observations sur tout le Groenland.

Pour résumer, les couvertures nuageuses créées par presque tous les modèles CMIP5 utilisés dans cette étude ont un biais négatif commun par rapport aux observations. Cette différence est maximale en été. Dans la section suivante nous verrons comment ces biais sur les couvertures nuageuses se traduisent sur les effets radiatifs à la surface des nuages pour quatre modèles (CanAM4, HadGEM2-A, MRI-CGCM3 et CAM5).

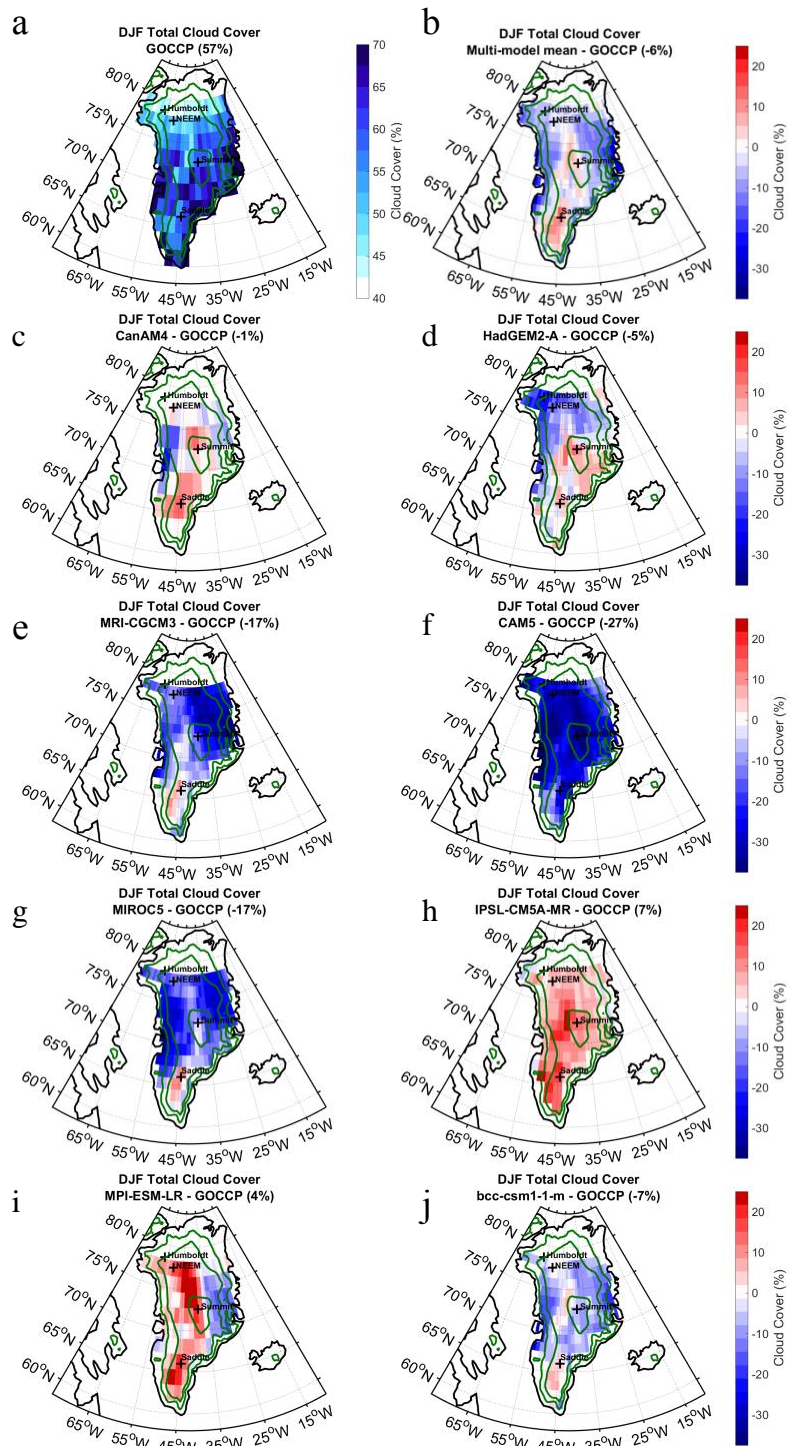


Figure 5.2. Cartes des couvertures nuageuses en hiver 2008 (DJF). (a) Observations CALIPSO-GOCCP. (b) Différences entre les moyennes multi-modèles CMIP5/COSP et les observations. (c-i) Identique à b mais pour chaque modèle CMIP5 pris individuellement : (c) CanAM4, (d) HadGEM2-A, (e) MRI-CGCM3, (f) CAM5, (g) MIROC5, (h) IPSL-CM5A-MR, (i) MPI-ESM-LR et (j) bcc-csm1-1m.

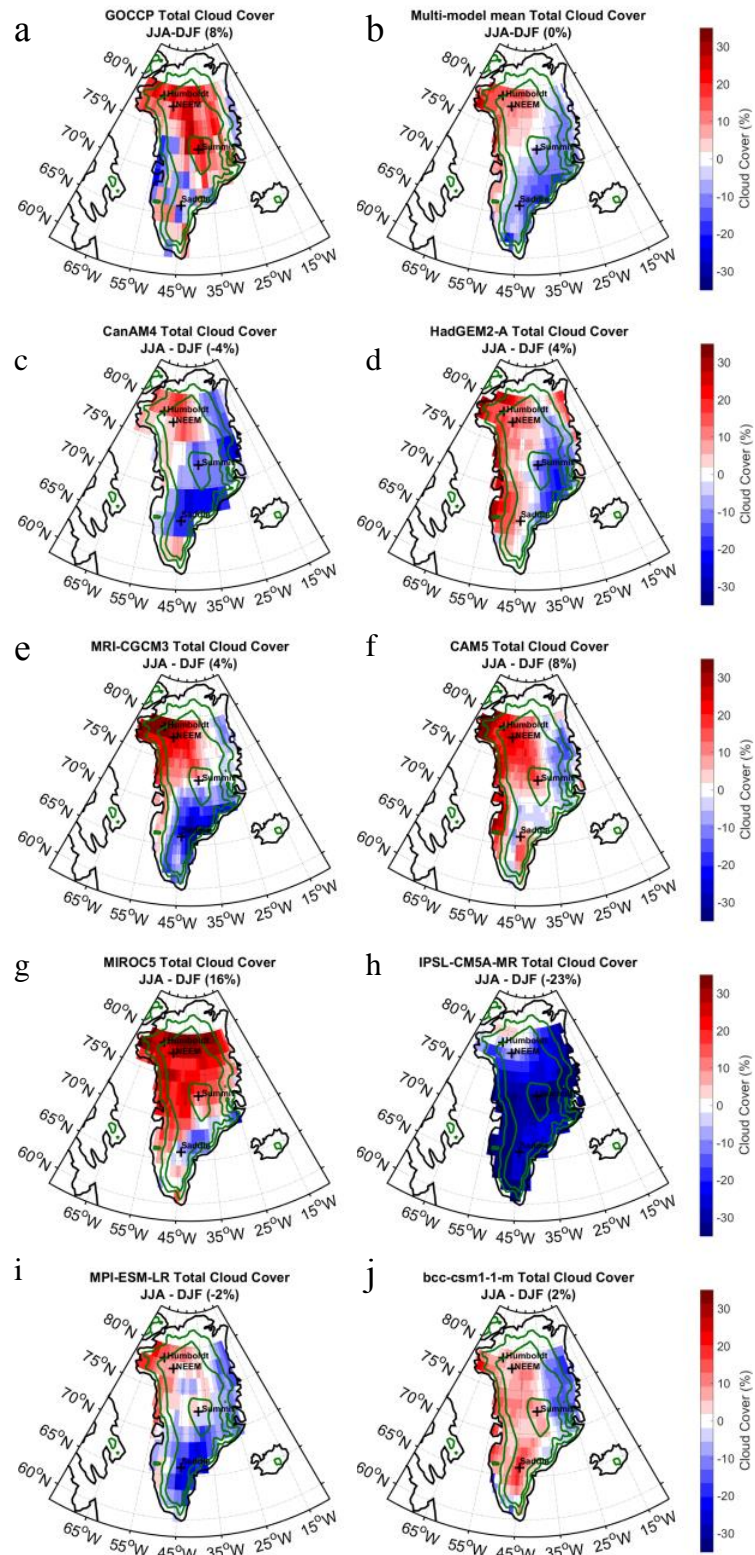


Figure 5.3. Cartes des différences entre les couvertures nuageuses d'été (JJA) et d'hiver (DJF) en 2008. (a) Observations GOCCP, (b) Moyenne multi-modèles CMIP5/COSP (c-j) Modèles CMIP5 pris individuellement.

5.2 Effet radiatif des nuages à la surface

La section précédente montre qu'au-dessus du Groenland, les modèles sous-estiment la couverture nuageuse la plupart du temps. Dans cette section nous souhaitons voir comment ce biais négatif se répercute sur les effets radiatifs des nuages à la surface. Les effets radiatifs des nuages sont d'abord calculés pour les mois d'hiver où $CRE_{\text{tot}}^{\text{surf}} = CRE_{\text{LW}}^{\text{surf}}$.

La Figure 5.4 montre les PDF de couverture nuageuse (Fig. 5.4b-d) et les PDF des effets radiatifs à la surface (Fig. 5.4a-c) calculées sur tout le Groenland et à Summit durant la période DJF 2008. Les PDF sont construites à partir des valeurs mensuelles de couvertures nuageuses et des effets radiatifs calculés pour chaque boîte de $2^\circ \times 2^\circ$ située au-dessus du Groenland. En plus des PDF incluant tout le Groenland (Fig. 5.4 a-b), nous avons également représenté les PDF de la région de Summit seule (Fig. 5.4 c-d) pour pouvoir utiliser des données de flux mesurées au sol (Fig. 5.1 c) :

Le $CRE_{\text{tot}}^{\text{surf}}$ est logiquement positif en hiver dans les modèles CMIP5, que ce soit pour tout le Groenland ou Summit, car l'ajout de nuages implique une augmentation du flux radiatif descendant LW par rapport à une situation de ciel clair. Les biais de $CRE_{\text{tot}}^{\text{surf}}$ au-dessus de Summit (Fig. 5.4 c-d) sont plus faibles pour les modèles (CanAM4 et HadGEM2-A) capables de reproduire les couvertures nuageuses supérieures à 40% observées ; que pour les autres modèles (CAM5 et MRI-CGCM3). Ce constat vaut aussi pour l'ensemble du Groenland (Fig. 5.4 a-b). On voit cependant que le $CRE_{\text{tot}}^{\text{surf}}$ est sous-estimé même lorsque les couvertures nuageuses modélisées sont identiques aux observations (ex : CanAM4 et HadGEM2-A, Fig. 5.4 c-d). La couverture nuageuse n'explique donc pas complètement le biais sur les effets radiatifs des nuages. Il sera donc nécessaire dans un second temps d'examiner l'opacité et l'altitude des nuages simulés (Sect. 5.3).

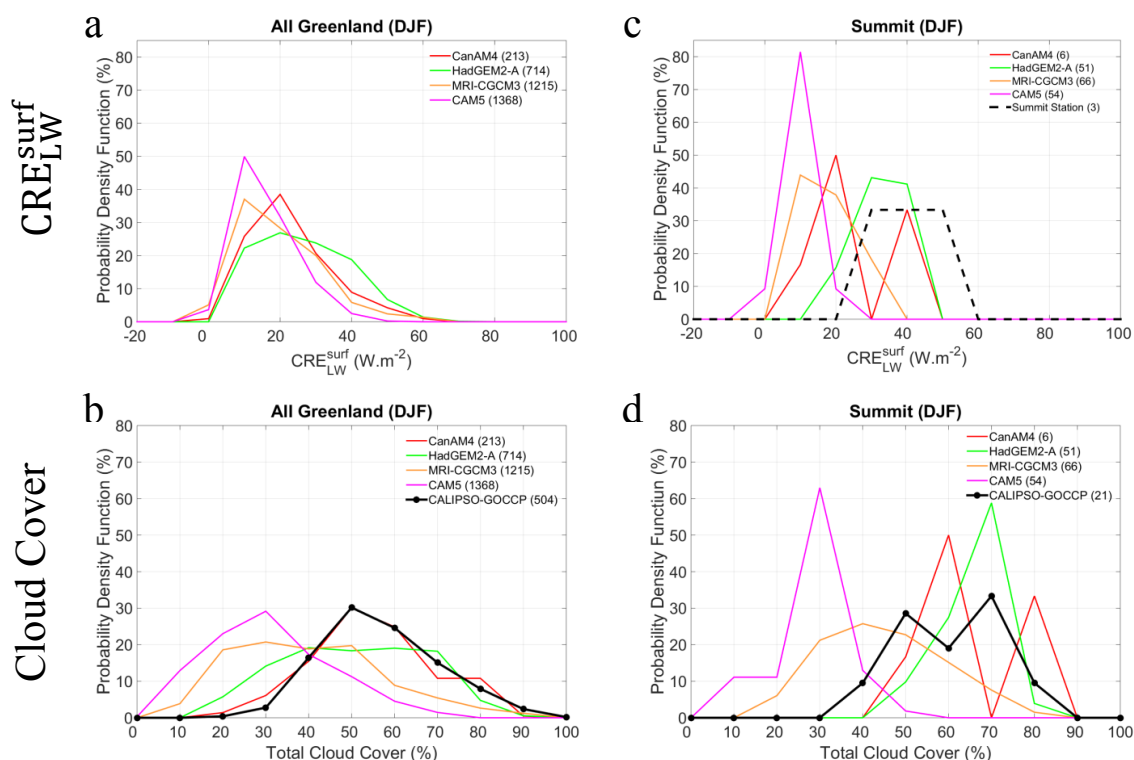


Figure 5.4. (a) PDF des effets radiatifs des nuages dans les grandes longueurs d'ondes à la surface CRE_{LW}^{surf} et (b) PDF des couvertures nuageuses totales au-dessus du Groenland en DJF 2008. (c) PDF des CRE_{LW}^{surf} et (d) PDF des couvertures nuageuses totales à Summit ($z > 3000$ m) en DJF 2008. Les valeurs entre parenthèses indiquent le nombre de boîtes échantillonnées pour le calcul de chaque PDF.

En été, la situation est plus complexe qu'en hiver, le jour est quasi permanent pendant toute la saison. Il faut donc inclure le rayonnement solaire SW dans le calcul du CRE en plus des flux LW : $CRE_{tot}^{surf} = CRE_{LW}^{surf} + CRE_{SW}^{surf}$. Dans les observations, le terme CRE_{SW}^{surf} est négatif ou nul (Fig. 5.5e) car la présence d'un nuage masque le Soleil et diminue la contribution des flux SW au réchauffement radiatif de la surface.

Les biais sur CRE_{LW}^{surf} des modèles par rapport aux observations à Summit en été sont similaires à ceux observés en hiver, et ils sont également corrélés aux biais sur les couvertures nuages (Fig. 5.5a-d, c-f). Dans le domaine des courtes longueurs d'onde, à Summit, le signe du biais sur CRE_{SW}^{surf} n'est pas le même pour tous les modèles contrairement au CRE_{LW}^{surf} . Pour comprendre pourquoi, il faut prendre en compte l'albédo de la surface (Fig. 5.5d-h). Le modèle qui illustre le mieux l'importance de l'albédo est MRI-CGCM3. Ce modèle a les plus faibles valeurs de

CRE_{SW}^{surf} , les nuages refroidissent donc plus la surface dans le domaine SW. Or ce modèle crée moins de nuage que CanAM4 et HadGEM2-A et on pourrait s'attendre à ce que plus de rayonnement SW atteigne la surface. Avec un albédo de surface plus faible, la surface a une plus forte capacité d'absorption des rayonnements visibles : les mêmes nuages ont un plus fort effet refroidissant lorsqu'ils sont au-dessus d'une surface de faible albédo. Pour des valeurs d'albédo égale, les modèles avec le plus de couverture nuageuse ont logiquement les CRE_{SW}^{surf} les plus négatifs.

En résumé, les modèles sous-estiment les couvertures nuageuses au-dessus du Groenland ce qui entraîne un déficit de flux LW descendant à la surface et donc une sous-estimation de CRE_{tot}^{surf} en hiver et de CRE_{LW}^{surf} . En été, la composante CRE_{SW}^{surf} entre en compte. Le biais sur les couvertures nuageuses fait qu'il y a plus de situation de ciel clair et donc plus de flux SW atteignant la surface dans les modèles. CRE_{SW}^{surf} est donc généralement plus proche de 0 W.m^{-2} dans les modèles que dans les observations. L'albédo de surface doit être pris en compte lorsque l'on regarde les effets radiatifs des nuages dans le domaine SW : un albédo trop faible entraîne un biais négatif de CRE_{SW}^{surf} . Pour prendre en compte les effets radiatifs des nuages à la surface, les modèles doivent reproduire correctement ces différents états (glace, neige, marres de fonte...).

Pour connaître les biais des modèles sur les flux radiatifs de surface sur l'ensemble du Groenland et pas uniquement à Summit, nous avons utilisé deux jeux de données satellites décrit dans le Chapitre 2 : CERES-EBAF-surface et 2B-FLXHR-LIDAR. Dans l'Annexe B de cette thèse, nous montrons qu'il existe de forts désaccords entre ces observations ce qui suggère que les flux radiatifs à la surface issus des observations satellites ne permettent pas d'évaluer les modèles, nous ne les avons donc pas intégrés dans cette étude.

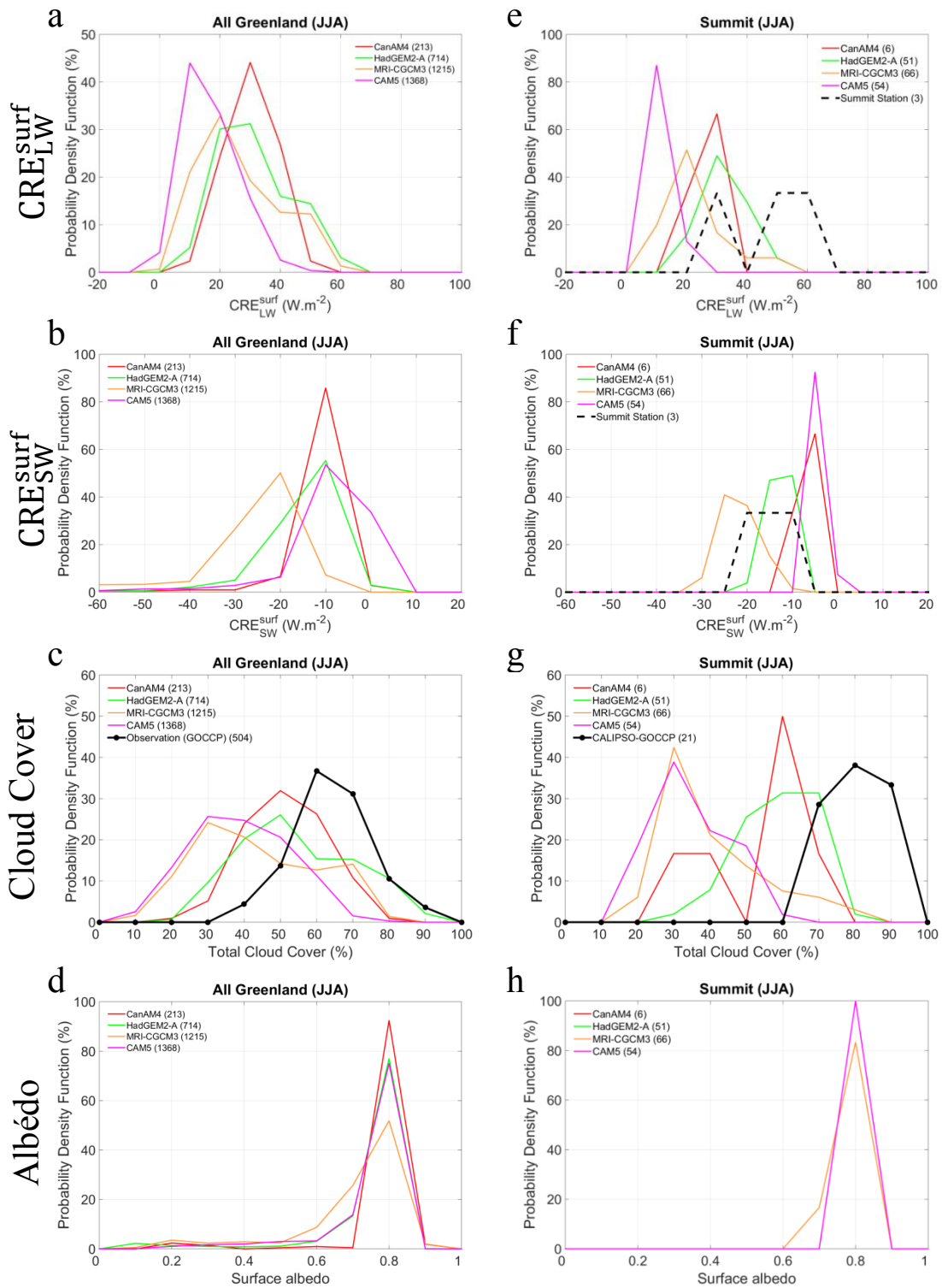


Figure 5.5. PDF des effets radiatifs à la surface des nuages dans les grandes (1ere ligne) et petites (2eme ligne) longueurs d'ondes, de l'albédo de surface (3eme ligne) et de la couverture nuageuse au-dessus du Groenland (gauche) et de Summit (droite) en JJA 2008.

5.3 Distribution verticale et opacité des nuages

Les couvertures nuageuses indiquent la présence ou non de nuages au-dessus d'une région ce qui pilote au premier ordre l'effet radiatif des nuages à la surface. Nous avons vu précédemment que les biais des modèles en couverture nuageuse ne suffisent pas à expliquer complètement les biais des modèles sur l'effet radiatif des nuages à la surface. C'est pourquoi nous nous intéressons dans cette section à la distribution verticale et à l'opacité des nuages qui pilotent au second ordre les effets radiatifs des nuages à la surface.

Pour décrire ces deux propriétés, nous partons des profils de rapports de diffusion (SR) à 480m de résolution verticale (Chap. 2.1). Nous définissons 4 catégories de SR en fonction de leur influence sur le rayonnement:

i) Ciel clair ($0.01 < SR < 5$) : Dans cette catégorie, nous rangeons toutes les occurrences qui ne sont pas détectées comme nuageuses. Dans la réalité comme nous l'avons vu dans les parties précédentes (Sect. 3.3), cette catégorie peut inclure des nuages ultra fins que nous négligeons ici.

ii) Nuages fins ($5 < SR < 30$) : Par nuages fins, nous désignons les nuages optiquement fins. Ils peuvent donc avoir une extension verticale de plusieurs kilomètres mais avoir des propriétés (densité, taille des particules) qui le rendent optiquement fins. Nous avons trouvé à partir de simulations lidar que leur épaisseur optique maximale est de 1. Au Groenland, cette population est composée exclusivement de nuages de glace.

iii) Nuages semi-transparents ($SR > 30$) : Au-delà du seuil $SR=30$ nous considérons les nuages comme semi-transparents. Ce seuil correspond typiquement à un nuage de 500 m d'épaisseur localisé en dessous de 4 km AGL et constitué de gouttelettes liquides de rayon $r_e = 6-12 \mu\text{m}$ et $LWP = 10 \text{ g.m}^{-2}$. Ces nuages sont majoritairement liquides et apparaissent principalement en été. On rappelle que lorsque $10 < LWP < 40 \text{ g.m}^{-2}$, les nuages liquides ont un effet réchauffant maximal en été (Bennartz et al 2012).

iv) Nuages opaques ($SR < 0.01$) : Cette catégorie correspond aux couches nuageuses que le lidar n'arrive pas à pénétrer en raison de leurs forte opacité ($\tau > 3-5$). Ainsi lorsque le long d'un profil lidar un nuage opaque est détecté, l'ensemble des points situés sous ce nuage sont classés dans la catégorie nuage opaque. Les nuages opaques ne laissent pas passer le rayonnement solaire et ont donc un effet refroidissant en été.

Groenland

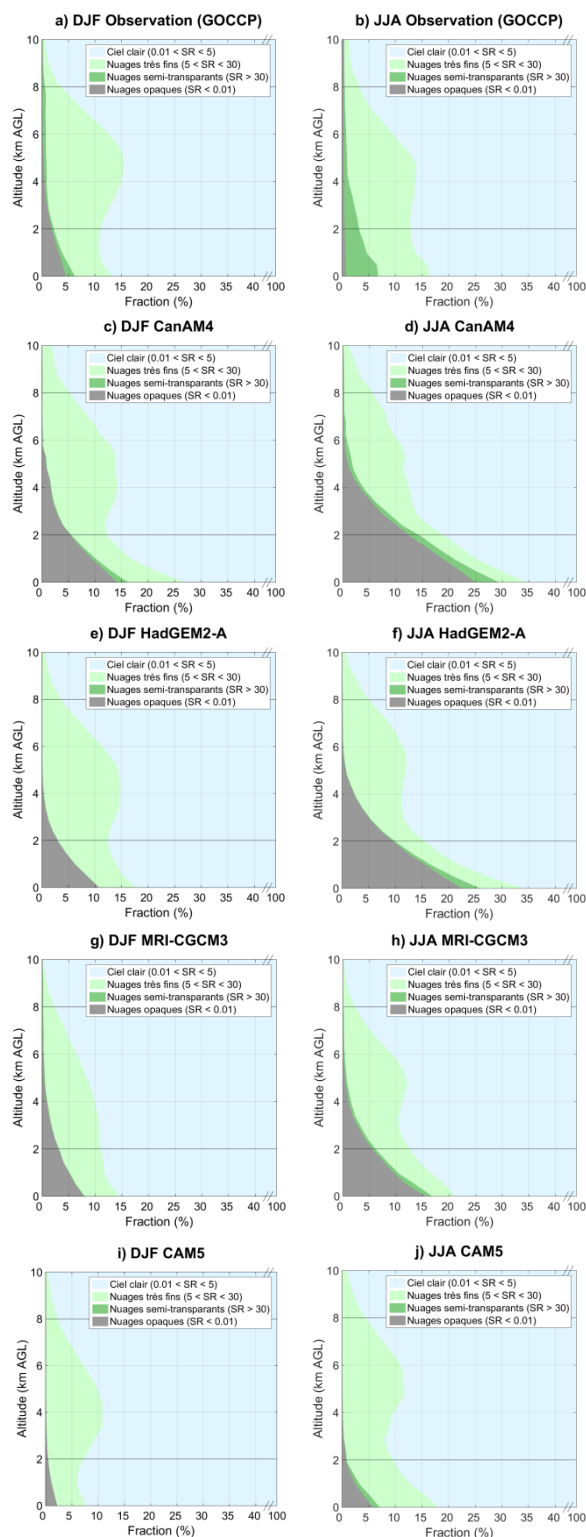


Figure 5.6. Profils de fractions de ciel clair (bleu), de nuages très fins (vert clair), de nuages semi-transparents (vert foncé), et de nuages opaques (gris) observé par (a-b) GOCCP simulés par (c-d) CanAM4, (e-f) HadGEM2-A, (g-h) MRI-CGCM3, (i-j) CAM5 au-dessus du Groenland en hiver (colonne de gauche) et en été (colonne de droite).

A partir de ces diagnostics, nous avons construit des profils de fractions en accumulant chacune des catégories dans des boîtes de $2^\circ \times 2^\circ$ sur 40 niveaux verticaux et en les pondérant par le nombre d'occurrences total pour lesquelles $SR > 0$ à chaque niveau.

La Figure 5.6, montre les profils de fractions de chacune des catégories observées et simulées en été et en hiver.

Dans les observations et les modèles, on constate d'abord que les fractions de ciel clair (Fig. 5.6 a-b, bleu) dominant et valent toujours au moins 65% au niveau du sol. Ensuite la majeure partie des nuages qui recouvrent le Groenland sont optiquement fins (vert clair). Ces nuages sont présents dans toute la troposphère de 0 à 8 km AGL et restent relativement constants entre l'hiver et l'été. Les nuages semi-transparents (vert foncé) sont observés essentiellement en été en dessous de 4 km AGL, ils sont principalement composés d'eau liquide.

En été, l'augmentation de la fraction de nuages liquides qui sont potentiellement opaques (cf. Sect. 4.1) devrait théoriquement se manifester dans les observations par une augmentation de la fraction de nuages opaques. Or ce n'est pas le cas. Ceci est dû aux difficultés de mesures du lidar lorsqu'il fait jour. De jour, l'intervalle $0 < SR < 0.01$ est trop réduit pour détecter les pixels complètement atténués car l'amplitude du bruit est trop importante. On peut néanmoins s'attendre à observer plus d'atténuation en été qu'en hiver car il y a plus de nuages optiquement épais. C'est d'ailleurs ce qui est montré dans les modèles.

Par rapport aux observations, les fractions de nuages fins au-dessus de 2 km AGL sont relativement bien reproduites dans tous les modèles. En dessous de 2 km, les nuages fins sont en revanche légèrement sous-estimés par les modèles tout comme les nuages semi-transparents. Entre l'été et l'hiver, la fraction nuages opaques et la fraction nuages semi-transparents augmentent dans les modèles. Comparée aux observations, la fraction de nuages semi-transparents est sous-estimée par les modèles en été comme en hiver. A l'inverse, la fraction de nuages opaques domine les autres fractions nuageuses en dessous de 2 km dans les modèles. En hiver cette fraction est 3 à 5 fois plus importante que dans les observations à l'exception de CAM5.

Cette surestimation des fractions de nuages opaques en hivers au moins pourrait être un mécanisme de compensation des erreurs des modèles. Les modèles de climat, sont ajustés afin

d'obtenir un bilan radiatif au sommet de l'atmosphère équilibré et ainsi éviter que le système climatique simulé dérive vers des états non réalistes (« climate drift » ; Gupta et al., 2013). Cette ajustement passe par le réglage (ou « tuning ») de certains paramètres qui peuvent être les propriétés des nuages. Ici, en créant des nuages plus opaques capables d'émettre plus de flux LW, les modèles compensent leur sous-estimation de la couverture nuageuse (Fig. 5.1).

Si on récapitule, par rapport aux observations, les modèles créent autant de nuages fins, sous-estiment les nuages semi-transparents et surestiment les nuages opaques. En terme d'effet radiatif à la surface, en hiver toutes les catégories nuageuses (fins, semi-transparents et opaques) contribuent à réchauffer la surface et ce sont les nuages opaques qui émettent le plus de rayonnement LW. En été, il n'y a pas assez de nuages semi-transparents qui peuvent potentiellement réchauffer la surface mais trop de nuages opaques qui la refroidissent.

A partir de ces constats, nous avons essayé de faire le lien entre les effets radiatif des nuages à la surface et leurs structures verticales lorsque deux modèles produisent des couvertures nuageuses similaires. Deux modèles sont dans cette situation : CanAM4 et HadGEM2-A (Fig. 5.4 et 5.5). Dans le domaine LW, on remarque que même si CanAM4 créé un peu plus de nuages opaques que HadGEM2-A, leurs effets radiatifs sont moins fort. Les températures au sol plus froides pour HadGEM2-A (-31 °C) que pour CanAM4 (-28.5 °C) peuvent en partie expliquer cet écart. Cependant les flux LW descendants sont aussi plus élevés pour HadGEM2-A que CanAM4 : 144.8 W.m⁻² contre 140.2 W.m⁻². A couverture équivalente, les nuages produits par HadGEM2-A émettent donc plus de radiations malgré des épaisseurs optiques plus faibles. Pour expliquer ce paradoxe, une autre piste est l'altitude des nuages opaques. Dans CanAM4 des nuages opaques peuplent les couches entre 4 et 6 km AGL qui sont moins fréquents à ces altitudes dans HadGEM2-A.

Nous pouvons procéder à la même analyse à la station de Summit au-dessus de 3000 m d'altitude (Fig. 5.7). Les fractions nuageuses mesurées sont supérieures à chaque niveau d'altitude à la moyenne pour tout le Groenland en accord avec ce que nous avons montré dans le Chapitre précédent. Au niveau du sol plus de 50% des nuages en été sont semi-transparents. Les modèles respectent l'augmentation des fractions de nuages semi-transparents à Summit mais ont les même biais observés sur tout le Groenland par rapport aux observations.

En résumé, les modèles ne créent pas assez de nuages bas et de nuages semi-transparents (SR>30) probablement liquides. Pour compenser ce déficit, les modèles donnent au peu de nuages qu'ils créent une opacité trop forte en comparaison aux observations.

Summit

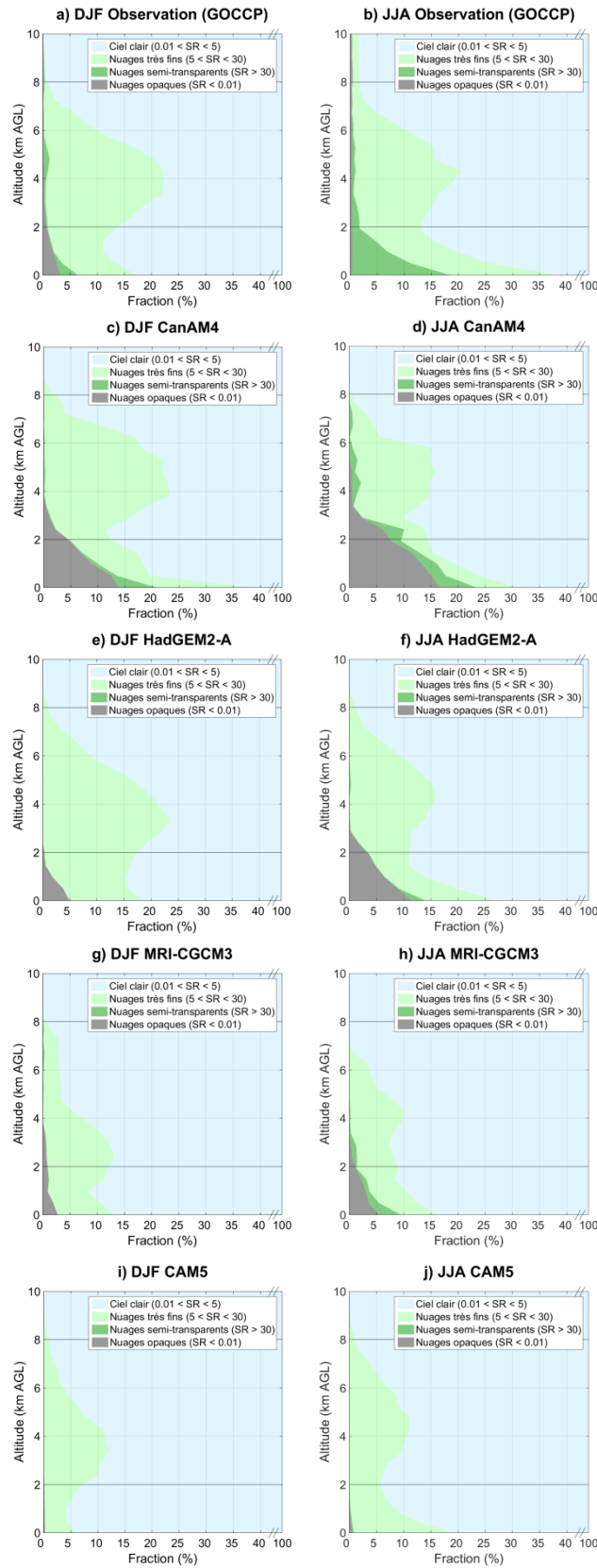


Figure 5.7. Comme la figure 5.6 à Summit.

5.4 Lien avec la fonte de surface

La surface de la calotte glaciaire est susceptible de fondre lorsque sa température passe au-dessus de son point de congélation soit 0°C. Au premier ordre la température de surface (température prise à 2 m du sol) est pilotée par le cycle annuel du rayonnement solaire incident et par la circulation atmosphérique. Dans une moindre mesure, les nuages peuvent réchauffer la surface. En été, si la température de surface est légèrement en dessous de 0°C, les nuages liquides semi-transparents avec un contenu en eau intégré compris entre 10 et 40 g.m⁻² peuvent la faire basculer au-dessus de 0 °C et la faire fondre. Localement, la température de surface peut augmenter jusqu'à +5°C en présence de ce type de nuage (Bennartz et al 2012). Ainsi, la surface de la calotte légèrement plus froide que 0 °C en ciel clair peut fondre en présence d'un nuage capable de réchauffer radiativement la surface.

Dans notre étude, nous avons considéré uniquement les régions où la température de surface est comprise entre 0 et 5 °C qui sont recouvertes de nuages liquides semi-transparents. Ces régions ont potentiellement atteint ces températures en raison d'un effet radiatif des nuages réchauffant la surface. Si la fonte d'une surface se produit à des températures supérieures à 5 °C, alors on considère qu'elle est indépendante de la présence ou non des nuages liquides semi-transparents.

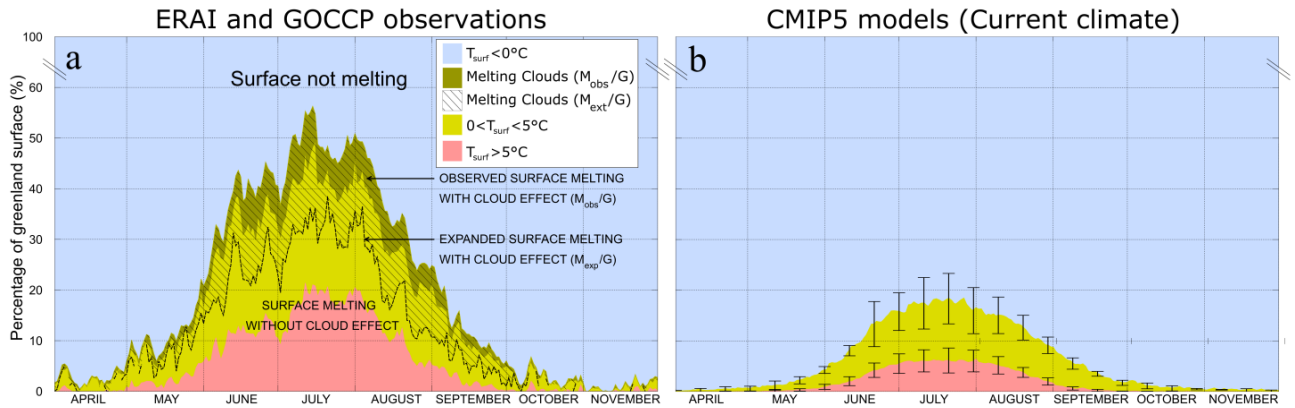


Figure 5.8. Surface de fontes moyennes du Groenland (aires jaunes et rouges) déterminés à partir des températures journalières de surface ERA-Interim chaque jour entre avril et novembre (2008-2014). (a) Surface du Groenland qui potentiellement fond à cause des nuages bas liquides observés (M_{obs}/G , jaune foncé) et surface de fonte due aux nuages extrapolée sur tout le Groenland (M_{ext}/G , zone hachurée). (b) Surfaces de fontes moyennes calculées pour les modèles CMIP5 pour le climat actuel (expérimentation AMIP) entre 1999 et 2008. Les modèles utilisés sont : CanAM4, HadGEM2-A, MIROC5, IPSL-CM5A-MR, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3, bcc-csm1-1m et CAM5.

La Figure 5.8a présente les fractions de surfaces journalières du Groenland qui ne fondent pas en bleu ($T_{surf} < 0\text{ °C}$) et celles qui fondent ($T_{surf} > 0\text{ °C}$) avec les autres couleurs. Nous avons utilisé les températures prises à 2 m du sol comme diagnostic de la température de surface. Chaque jour, la température T_{2m} est la température la plus élevée parmi quatre valeurs de températures données par intervalle de 6h issues des réanalyses ERA-Interim. Au Groenland, cette température est très proche de la température de surface ($T_{2m} \approx T_{surf}$) lorsque l'inversion de température est faible ce qui est le cas en été en milieu de journée (Bennartz et al., 2012). Aussi, la température de l'air T_{2m} peut être utilisée comme proxy de la fonte de surface car le rayonnement infrarouge des basses couches atmosphériques est la source d'énergie dominante entraînant la fonte de surface devant le rayonnement solaire absorbé (Ohmura et al., 2001). La fraction de surface qui fond suit un cycle annuel très marqué. La saison des fontes commence en avril, et est maximale en été entre juin et août. En été plus de 30% de la surface du Groenland fond chaque jour et le pic de fonte est généralement observé en juillet. Nous avons séparé les surfaces qui fondent en plusieurs catégories :

- i) En rouge ($T_{surf} > 5\text{ °C}$), la fraction de surface pour laquelle on est certain que

l'effet radiatif des nuages n'a pas pu faire passer T_{surf} au-dessus de 0°C dans une journée. Cette fraction de surface suit le cycle de fonte, avec un pic en juillet quand jusqu'à 20% de la surface du Groenland est plus chaude que 5°C .

ii) En jaune clair et jaune foncé ($0 < T_{\text{surf}} < 5^{\circ}\text{C}$), la fraction de surface où un nuage semi-transparent capable de réchauffer la surface de 5°C a pu contribuer à faire passer la température de cette fraction au-dessus de 0°C . En été cette fraction représente environ 30% de la surface totale du Groenland.

iii) En jaune foncé ($0 < T_{\text{surf}} < 5^{\circ}\text{C}$), la fraction de surface où les observations GOCCP montrent la présence d'un nuage liquide semi-transparent ($10 < \text{LWP} < 40 \text{ g.m}^{-2}$) au-dessus de cette fraction. Cette fraction est donnée par le rapport (M_{obs}/G) entre la surface recouverte par des nuages semi-transparents (M_{obs}) et la surface totale du Groenland (G).

iv) En hachuré ($0 < T_{\text{surf}} < 5^{\circ}\text{C}$), une fraction de surface « théoriquement étendue » où un nuage semi-transparent pourrait être détecté. Pour que l'on puisse supposer qu'un évènement de fonte soit lié aux nuages, il est nécessaire de détecter des nuages semi-transparents et une température de surface entre 0 et 5°C au même endroit et la même journée. On a donc utilisé des mesures de CALIPSO journalières. Or le satellite ne survole qu'une fraction de la surface du Groenland. Ainsi le rapport M_{obs}/G ne représente qu'une limite inférieure détectable de la fraction de surface du Groenland qui fond en présence de nuages liquides semi-transparents. Pour résoudre ce problème, nous avons calculé une fraction surface M_{ext}/G couverte de nuage entraînant la fonte extrapolée sur tout le Groenland. Cette fraction de surface est extrapolée proportionnellement au rapport entre la surface du Groenland $G^{[0\ 5]^{\circ}\text{C}}$ totale où $0 < T_{\text{surf}} < 5^{\circ}\text{C}$ et la surface observée $G_{\text{obs}}^{[0\ 5]^{\circ}\text{C}}$ où $0 < T_{\text{surf}} < 5^{\circ}\text{C}$

$$\frac{M_{\text{exp}}}{G} = \frac{M_{\text{obs}}}{G} \times \frac{G^{[0\ 5]^{\circ}\text{C}}}{G_{\text{obs}}^{[0\ 5]^{\circ}\text{C}}} \quad (3.1)$$

En supposant que la fraction nuageuse mesurée est valable pour l'ensemble du Groenland, la fraction M_{exp}/G est donc une limite supérieure de la fraction de surface qui fond sous l'influence des nuages. Elle est représentée par la zone hachurée dans la Figure 5.9a. En été il y a donc entre 5 et 15% de la surface du Groenland qui fond lorsqu'un nuage liquide semi-transparent est présent. Ainsi, même si la différence entre cette limite théorique haute et la

limite observée basse sont élevées, nos résultats montrent que les nuages liquides semblent jouer un rôle dans la fonte de la surface.

La Figure 5.8b présente les fractions de surfaces de fonte du Groenland déterminées à partir des températures de surface des modèles de climat CMIP5. Les sorties COSP n'étant pas disponibles à une résolution journalière, il n'est pas possible d'intégrer les nuages dans le calcul des surfaces de fontes pour les modèles de climat CMIP5. On remarque que les surfaces où $T_{\text{surf}} > 0 \text{ }^\circ\text{C}$ sont largement sous estimées par les modèles CMIP5 par rapport aux ré-analyses. De même, la fraction de surface où $0 < T_{\text{surf}} < 5 \text{ }^\circ\text{C}$ est deux fois plus réduite que dans les ré-analyses. Cela montre que les conditions où les nuages seraient susceptibles de faire augmenter la température de surface au-dessus de 0°C sont très rares dans les modèles CMIP5 comparé aux réanalyses.

La Figure 5.9 montre la répartition géographique des situations où $0 < T_{\text{surf}} < 5 \text{ }^\circ\text{C}$ dans les réanalyse (Fig. 5.9a) et les modèles (Fig. 5.9b). Dans les ré-analyses, les températures voisines de $0 \text{ }^\circ\text{C}$ sont principalement le long des zones côtières durant tout l'été (80 jours) et rarement au-dessus de 2000m d'élévation (Fig. 5.9a). L'évènement de fonte observé à Summit en juillet 2012 est donc exceptionnel. Dans les modèles, la fréquence de ces situations est très significativement inférieure aux ré-analyses à l'exception de quelques zones côtières (Fig. 5.9b). On voit donc que la fonte est très certainement sous-estimée par les modèles car les températures de surface sont trop faibles.

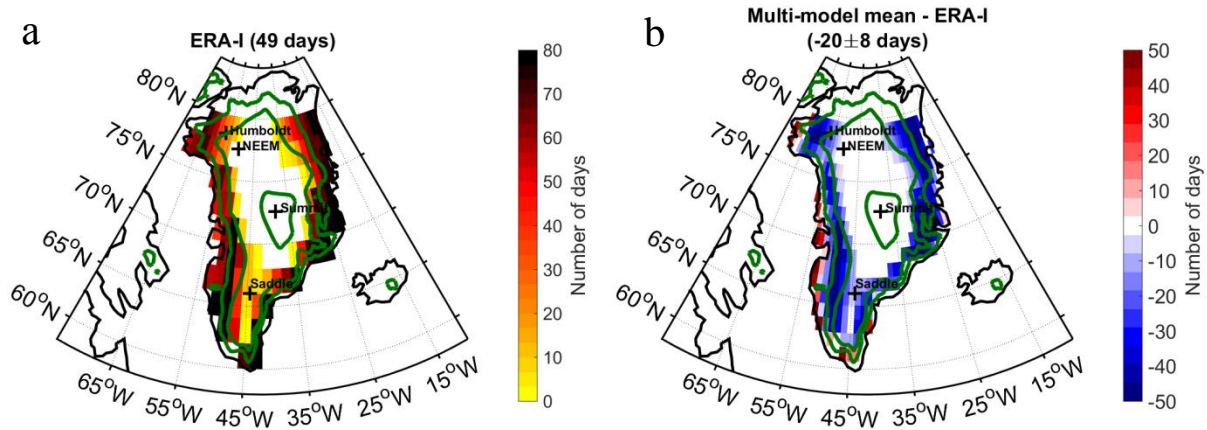


Figure 5.9. Nombre de jours où la température T_{2m}^{Daily} extraite des données ERA-I est comprise entre 0 et 5°C (a). Dans ERA-I, T_{2m}^{Daily} est définie comme la valeur la plus élevée de T_{2m}^{6h} à une coordonnée donnée sur une journée. Les températures sont interpolées depuis une grille de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ vers la grille $2^\circ \times 2^\circ$. (b) Différence entre la moyenne multi-modèles du nombre du jour où $0 < T_{2m}^{\text{Daily}} < 5^\circ\text{C}$ et les valeurs ERA-I. Les valeurs moyennes pour tout le Groenland sont données entre parenthèses. Les modèles intégrés ici sont : CanAM4, HadGEM2-A, MRI-CGCM3, CAM5, MIROC5, IPSL-CM5A-MR, MPI-ESM-LR et bcc-csm1-1m

D'autre part, on a montré dans les sections précédentes que les modèles ne créent pas ou très peu de nuages semi-transparents ayant les propriétés permettant de faire fondre la surface sur l'ensemble du Groenland. On peut affiner notre analyse en isolant les nuages observés et simulés qui recouvrent uniquement les zones où $0 < T_{\text{surf}} < 5^\circ\text{C}$ soit là où ils ont pu avoir un effet réel sur la fonte.

La Figure 5.10 montre les PDF des couvertures nuageuses observées et simulées au-dessus de ces régions pour quatre modèles. Les couvertures nuageuses totales sont légèrement plus élevées dans cette région (Fig. 5.10) que la moyenne au Groenland (Fig. 5.4b).

Les distributions verticales des nuages (Fig. 5.11) sont quant à elles identiques à celles qui sont observés dans tout le Groenland en JJA (Fig. 5.7b). Dans les observations une quantité significative (5.4 %) de nuages semi-transparents susceptibles de faire fondre la surface est observée en dessous de 3 km AGL. Alors que dans les modèles ce type de nuages est sous-estimé (de 1.4% à 3.5%).

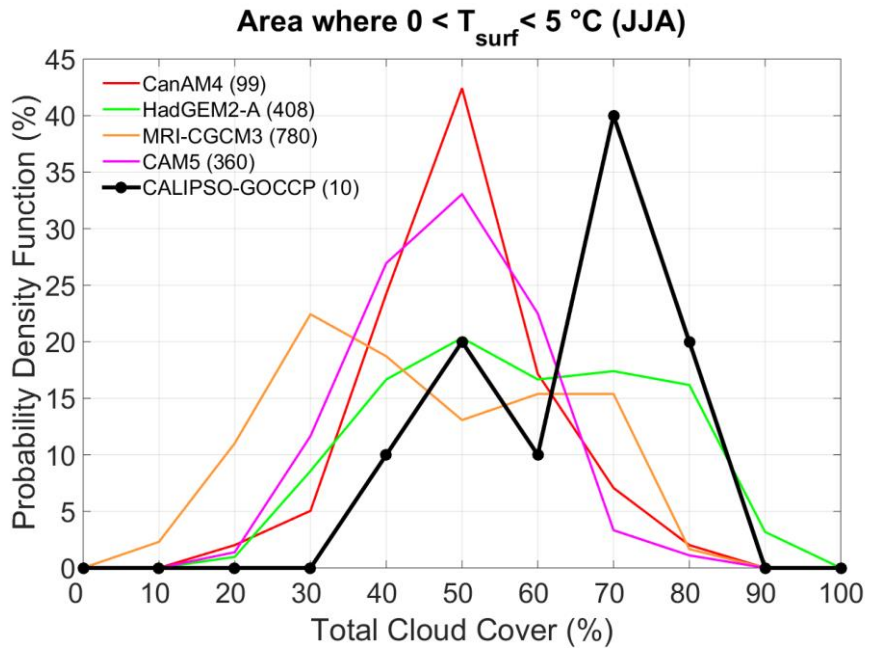


Figure 5.10. PDF des couvertures nuageuses extraites des régions du Groenland où $0 < T_{surf} < 5 \text{ }^\circ\text{C}$ au moins une journée dans l'année en JJA 2008 calculées pour les données GOCCP et quatres modèles CMIP5.

$0 < T_{\text{surf}} < 5 \text{ } ^\circ\text{C}$

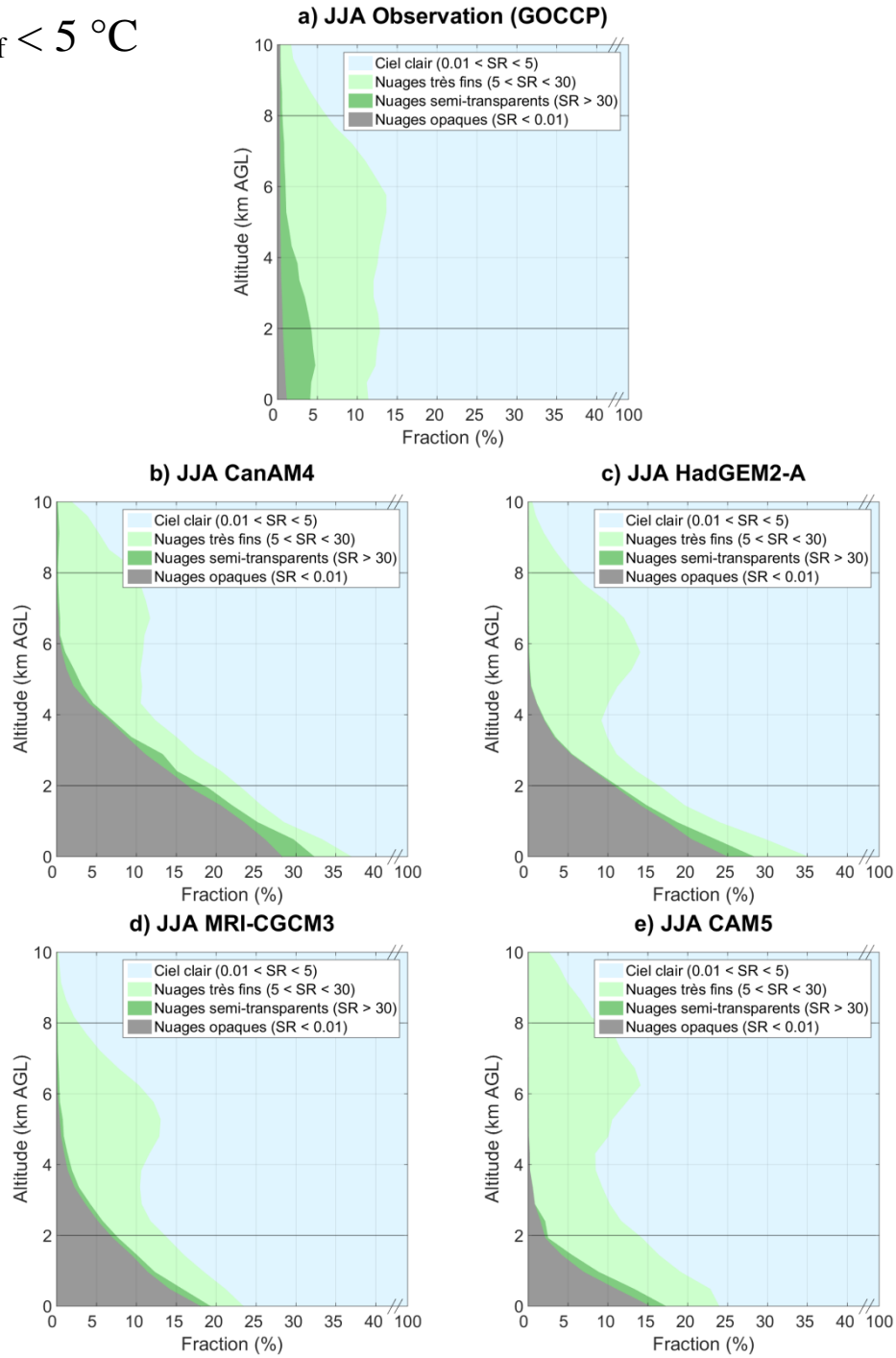


Figure 5.11. Diagrammes de fractions définies comme pour la Figure 5.4 extraits des régions du Groenland où $0 < T_{\text{surf}} < 5 \text{ } ^\circ\text{C}$ au moins une journée dans l'année en JJA 2008.

5.5 Conclusion

Nous avons identifié deux biais communs à l'ensemble des modèles CMIP5 considérés : un biais sur les températures (-20 jours pour lesquelles $0 < T_{\text{surf}} < 5$ °C en 2008), qui sont trop faibles par rapport aux ré-analyses, et un biais sur les couvertures nuageuses totales, qui sont sous-estimées (-8.4 % en 2008).

Concernant les nuages, les couvertures sont sous-estimées par tous les modèles notamment en été. Ce biais influence l'effet radiatif des nuages à la surface et induit une sous-estimation du $CRE_{\text{tot}}^{\text{surf}}$, dans le domaine LW surtout. De plus lorsque les modèles créent des nuages, ceux-ci sont nombreux dans les basses couches ($z < 4$ km AGL) comparé aux observations et ceux qui sont présents ne sont pas dans le bon intervalle de SR ($30 < SR < 80$) pour être capables de réchauffer la surface et faire fondre la surface. Certains modèles représentent trop de nuages opaques, qui pourraient compenser la sous-estimation des couvertures nuageuses pour atteindre l'équilibre radiatif au sommet de l'atmosphère.

Dans le même temps, les températures au niveau du sol entre 0 et 5 °C sont presque deux fois moins fréquentes dans les modèles CMIP5 que dans les réanalyses ERA-Interim. Il y a donc dans les situations créées par les modèles trop peu d'opportunités pour que les quelques nuages réalistes contribuent à la fonte de la surface. Le processus d'amplification de la fonte par les nuages semi-transparentes ne peut donc pour le moment pas être reproduit dans les modèles de climats.

GOCCP et COSP nous ont permis d'identifier les biais sur la description des nuages dans les modèles. Plusieurs explications sont susceptibles d'expliquer ces biais : d'une part cela peut venir d'une difficulté des modèles à reproduire la circulation atmosphérique régionale en Arctique. Ceci pourrait également expliquer la sous-estimation des températures de surface. D'autre part, les biais nuageux peuvent être également en partie liés à une mauvaise représentation des processus microphysiques. Par exemple, certains modèles ne sont pas capables de simuler la coexistence de nuages liquides et de glace entre 0 et -41 °C (Cesana et al., 2013, 2016).

Conclusion

Le satellite CALIPSO lancé en 2006 a permis d'améliorer considérablement les observations des nuages au-dessus de toute la planète et plus particulièrement au-dessus de la région Arctique. Cette région était auparavant difficile à observer à cause de la glace et de la neige qui recouvre la majorité de sa surface. Or les nuages en modulant les flux radiatifs à la surface peuvent moduler la température de surface et accélérer ou ralentir la fonte des surfaces glacées. Comme le Groenland est recouvert d'une calotte polaire, il est crucial de connaître le rôle que les nuages jouent sur la fonte à la surface. La fonte des glaces du Groenland contribue à l'élévation du niveau des océans qui est une préoccupation majeure de pour les années à venir.

L'objectif de cette thèse a été d'utiliser les observations de CALIPSO pour comprendre le rôle des nuages au Groenland.

Comparaison avec les mesures à Summit station

Pour les mettre en perspective par rapport à des données in-situ, les observations GOCCP ont d'abord été comparées à des mesures lidar et radar collectées sur le site sol de Summit. Comparée aux observations radar sol de Summit, la version standard de GOCCP sous-estime les couvertures nuageuses de -9.3 %. De même, les fractions nuageuses GOCCP en dessous de 5 km AGL sont sous estimées de plus de 20%.

Nous avons exploré plusieurs pistes pour comprendre ces écarts. Nous avons trouvé que des facteurs comme le bruit généré par le soleil sur le signal lidar, l'atténuation du lidar et le moyennage du signal lidar sur 480 m sont en partie responsable d'une baisse de fractions nuageuses détectables par le lidar spatial.

Les écarts les plus importants entre les mesures sols et spatiales peuvent être expliqués par les différences de seuils de détections utilisés dans les différents produits. En modifiant le seuil de GOCCP, nous avons pu les réconcilier avec les observations sol le produit standard GOCCP ne détecte pas les nuages optiquement fins ($0.05 < \tau < 0.3$).

En été, les écarts sont moins importants qu'en hiver car les nuages liquides d'été sont optiquement plus épais que les nuages d'hiver, et donc plus facilement détectables par chacun des instruments.

Variabilité spatiale et temporelle des nuages

Nous avons ensuite étendu les analyses réalisées à Summit sur tout le Groenland. Pour cela le Groenland a été découpé en trois régions : Nord ($>72^\circ\text{N}$), Sud ($<72^\circ\text{N}$) et Summit ($z>3000\text{m}$).

Dans un premier temps, nous avons regardé la variabilité saisonnière de la couverture nuageuse et de la distribution verticale des nuages dans ces régions. La couverture nuageuse totale dans le Sud est constante toute l'année ($\approx 65\%$) alors qu'au Nord et au-dessus de Summit, elle suit un cycle saisonnier marqué. En été la couverture nuageuse atteint une valeur maximale de $\approx 65\%$ au Nord et de $\approx 70\%$ à Summit.

Les variations saisonnières des distributions verticales des nuages révèlent que la fraction de nuage présente dans toute la troposphère libre au-dessus de 2 km AGL est relativement constante toute l'année sur tout le Groenland. Cette fraction est composée de nuages de glaces optiquement fins ($\tau < 1$). En dessous de 2 km, les fractions de nuages bas suivent un cycle similaire aux couvertures nuageuses. Les fractions les plus élevées sont mesurées en été ($\approx 12\%$). Nous avons également constaté que les valeurs de fractions nuageuses à Summit sont supérieures aux fractions moyennes observées sur tout le Groenland. Cette fraction est en partie composée de nuages liquides. Cela met en évidence que malgré son éloignement de source d'humidité directe, la région de Summit est plus fréquemment recouverte de nuages en été que le reste du Groenland.

Dans un second temps, nous avons examiné la variabilité interannuelle des couvertures nuageuses au-dessus du Groenland entre 2008 et 2015. L'examen des populations nuageuses glacées et liquides révèlent que pendant les années de fontes importantes de la calotte (2010 et 2012) la surface est plus fréquemment recouverte de nuages liquides. On ne peut cependant pas attribuer les anomalies de fonte aux anomalies de couverture nuageuses liquides. En revanche, la circulation atmosphérique a pu pendant ces années favoriser l'apparition conjointe de ces deux anomalies.

Pour relier la formation des nuages à la circulation atmosphérique nous avons utilisé deux classifications de régimes de circulation. Nous avons d'abord utilisé quatre régimes de circulation nord atlantique (Yiou et al., 2007 ; Cassou et al., 2008), et montré que lorsque l'anticyclone est localisé sur le Groenland, plus de nuages sont détectés en été par rapport à la moyenne saisonnière. Ces régimes ne nous ont pas permis de comprendre la variabilité interannuelle des nuages et ne sont pas représentatifs de l'ensemble des situations atmosphériques rencontrées au Groenland. Pour affiner cette étude nous avons utilisé une deuxième classification de 12 régimes de circulation spécifiquement développés pour le Groenland (Kohonen, 1990 ; Schuenemann 2009, 2010) à partir de l'algorithme SOM. Malgré sa plus grande finesse, nous n'avons pas pu établir un lien clair entre la variabilité de ces nuages et la circulation atmosphérique.

Evaluation des nuages dans les modèles de climat

Enfin, nous avons comparé les observations GOCCP avec les sorties COSP de plusieurs modèles de climat CMIP5. La première étape a été d'évaluer les couvertures nuageuses simulées par les modèles. La majorité des modèles étudiés présentent des biais négatifs de couverture nuageuse annuelle par rapport aux observations (-8.4 %). Ce biais est maximum en été (-14.7 %) et témoigne d'une incapacité des modèles à reproduire le cycle saisonnier des couvertures nuageuses observées.

Les effets radiatifs à la surface des modèles ont ensuite été évalués par rapport aux observations de flux radiatifs à la station de Summit. Dans le domaine LW (CRE_{LW}^{surf}), les biais négatifs des nuages se répercutent sur les effets radiatifs à la surface dans les modèles. Nous avons trouvé un biais allant de -10 à -40 $W.m^{-2}$ par rapport aux observations en été à Summit, indiquant que les nuages modélisés ne chauffent pas suffisamment la surface radiativement. Les modèles qui sous-estiment le plus les couvertures nuageuses sont également ceux qui sous-estiment le plus CRE_{LW}^{surf} .

Dans le domaine SW (CRE_{SW}^{surf}), l'analyse est un peu plus complexe car le CRE_{SW}^{surf} ne dépend pas uniquement des nuages mais aussi de l'albédo de surface. Nous avons montré que les nuages refroidissent trop la surface lorsque les modèles sous-estiment l'albédo de surface moyen sur tout le Groenland.

Nous avons ensuite évalué la capacité des modèles à reproduire l'opacité et l'altitude des nuages. Pour une couverture donnée non nulle, l'effet radiatif d'un nuage dépend de ces deux propriétés nuageuses. A l'aide de GOCCP, nous avons isolé 3 catégories de nuages en fonctions de leurs effets radiatifs à la surface : Les nuages fins ($\tau < 1$), les nuages semi-transparents ($\tau > 1$) et les nuages opaques ($\tau > 3-5$). Nous avons trouvé que les modèles étudiés ont des représentations réalistes des fractions verticales des nuages fins, surestiment les fractions de nuages opaques, et sous estiment largement la fraction de nuages semi-transparents.

Ces nuages semi-transparents ont la particularité de pouvoir réchauffer la surface en été même lorsque l'angle zénithal du soleil est faible. Lorsque la température de surface est légèrement négative, ils peuvent la faire passer au-dessus de 0°C et faire fondre la surface. A partir des observations de ces nuages et de ré-analyse nous avons localisé où ce type de situation peut survenir au Groenland et quelle est l'extension (en km^2) de la surface concernée. Nous avons trouvé que ce type de situation concerne les régions périphériques du Groenland en dessous de 2000 m. Sur une journée on estime que 5 à 15% de la surface du Groenland pourrait passer au-dessus de l'isotherme 0°C à cause du réchauffement radiatif des nuages semi-transparents. En parallèle, et indépendamment de la présence ou non de nuages, nous avons constaté que les modèles sous-estiment la température de surface au Groenland. Au maximum la surface où $T_{\text{surf}} > 0^{\circ}\text{C}$ représente 20 % de la surface du Groenland contre 40 % dans les observations. Ce double biais sur les températures de surface et sur les propriétés nuageuses suggère que les modèles ne sont pas capables de reproduire les situations où les nuages semi-transparents augmentent la température de surface au-dessus de 0°C au Groenland.

Perspectives

Une question importante a été de comprendre quelles conditions atmosphériques permettent la formation ou non de nuages. Pour cela, nous avons relié les nuages à des régimes de circulation définis pour le Groenland (SOM). Il n'a pas été possible d'établir un lien direct entre les régimes SOM et les nuages. Cela peut montrer d'une part que la formation des nuages ne dépend pas de ces régimes. Ou d'autre part que les régimes de circulation définis par l'algorithme SOM sont trop génériques et masquent des situations spécifiques qui

pourraient nous intéresser. Dans tous les cas cela met en évidence la dynamique atmosphérique complexe au Groenland. Pour améliorer ces résultats, nous pourrions d'augmenter le nombre de régimes de circulation générés par l'algorithme SOM (Schuenemann et al., 2009, 2010 ; Mioduszewski et al., 2016) mais l'échantillonnage de données CALIPSO est insuffisant pour augmenter le nombre de nœuds dans l'algorithme. Pour y arriver, il est nécessaire d'accumuler des données sur des temps d'observation plus long. Les missions futures comme EarthCARE dont le lancement est prévu en 2018 (Illingworth et al., 2015 ; Reverdy et al., 2015) et MESCAL prévoient l'envoi de nouveaux lidars dans l'espace et permettraient d'assurer la continuité des mesures CALIPSO.

Un volet important dans l'estimation du bilan de masse de la calotte glaciaire, les précipitations, n'a pas été traité ici. Les précipitations constituent l'unique apport de masse à la calotte et sont évidemment liées aux nuages et à la circulation atmosphérique. Palerme et al (2014) ont estimé les précipitations en Antarctique à partir des observations du satellite CloudSat équipé d'un radar. Un couplage des données CALIPSO avec CloudSat pourrait être une piste intéressante en vue de documenter les précipitations au Groenland.

Bibliographie

- Bamber, J. L., J. A. Griggs, R. T. W. L. Hurkmans, J. A. Dowdeswell, S. P. Gogineni, L. Howat, J. Mouginot, J. Paden, S. Palmer, E. Rignot, and D. Steinhage, 2013: A new bed elevation data-set for Greenland, *The Cryosphere*, 7, 499–510, doi: 10.5194/tc-7-499-2013.
- Barnston, A. G., and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083-1126.
- Bennartz, R., M. D. Shupe, D. D. Turner, V. P. Walden, K. Steffen, C. J. Cox, M. S. Kulie, N. B. Miller, and C. Pettersen, 2013: July 2012 Greenland melt extent enhanced by low-level liquid clouds, *Nature*, 496,83–86, doi:10.1038/nature12002.
- Bey, I., and coauthors, 2001: Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: Model description and evaluation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 106(D19), 23073-23095.
- Blumthaler, M., and W. Ambach, 1988: Solar UVB-albedo of various surfaces. *Photochemistry and Photobiology*, 48(1), 85-88.
- Bodas-Salcedo, A., and Coauthors, 2011: COSP: Satellite simulation software for model assessment. *Bull. Am. Met. Soc.*, 92, 1023–1043, doi:10.1175/2011BAMS2856.1.
- Bonne, J.-L., and Coauthors, 2015: The summer 2012 Greenland heat wave: In situ and remote sensing observations of water vapor isotopic composition during an atmospheric river event. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 2970–2989, doi:10.1002/2014JD022602.
- Borg, L. A., R. E. Holz, and D. D. Turner, 2011: Investigating cloud radar sensitivity to optically thin cirrus using collocated Raman lidar observations: MMCR SENSITIVITY TO CIRRUS USING LIDAR. *Geophys. Res. Lett.*, 38, n/a-n/a, doi:10.1029/2010GL046365.

-
- Box, J. E., D. H. Bromwich, B. A. Veenhuis, L. S. Bai, J. C. Stroeve, J. C. Rogers, K. Steffen, T. Haran, and S. H. Wang, 2006: Greenland Ice Sheet surface mass balance variability (1988–2004) from calibrated polar MM5 output. *J. Clim.*, 19, 2783–2800.
- Box, J.E., I. Bhattacharya, J. Cappelen, D. Decker, X. Fettweis, K. Jezek, T. Mote, M. Tedesco, 2010: Greenland [in “State of the Climate in 2009”]. *Bull. Am. Met. Soc.*, 91 (6), S79-S82.
- Box, J. E., X. Fettweis, J. C. Stroeve, M. Tedesco, D. K. Hall and K. Steffen, 2012: Greenland ice sheet albedo feedback: thermodynamics and atmospheric drivers, *The Cryosphere*, 6, 821-839, doi:10.5194/tc-6-821-2012.
- Cassou, C., M. Minvielle, L. Terray, and C. Périquaud, 2010: A statistical-dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I: weather regimes as predictors for ocean surface variable, *Clim. Dyn.*, 36(1–2), 19–39.
- Cawkwell, F. G. L., and J. L. Bamber, 2002: The impact of cloud cover on the net radiation budget of the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, 34, 141–149.
- Cesana, G., J. E. Kay, H. Chepfer, J. M. English, and G. de Boer, 2012: Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds: New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20804, doi:10.1029/2012GL053385.
- Cesana, G., and H. Chepfer, 2013: Evaluation of the cloud thermodynamic phase in a climate model using CALIPSO-GOCCP, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118 , 7922–7937, doi:10.1002/jgrd.50376.
- Cesana, G., and D. E. Waliser, 2016: Characterizing and understanding systematic biases in the vertical structure of clouds in CMIP5/CFMIP2 models: Vertical Structure of Clouds. *Geophys. Res. Lett.* doi:10.1002/2016GL070515.
- Chen, L., X. Fettweis, E. M. Knudsen, and O. M. Johannessen, 2016: Impact of cyclonic and anticyclonic activity on Greenland ice sheet surface mass balance variation during 1980–2013. *Int. J. Climatol.*, 36: 3423–3433. doi:10.1002/joc.4565

- Chepfer H., M. Chiriaco, R. Vautard, J. Spinhirne, 2007: Evaluation of the ability of MM5 meso-scale model to reproduce optically thin clouds over Europe in fall using ICE/SAT lidar space-born observations, *Month. Weath. Rev.*, 135, 7, 2737–2753
- Chepfer H., S. Bony, D. Winker, M. Chiriaco, J-L. Dufresne, G. Sèze, 2008: Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model, *Geophys. Res. Let.*, 35, L15704, doi:10.1029/2008GL034207.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J. L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, and S. Zeng, 2010: The GCM Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP), *J. Geophys. Res.*, 115, D00H16, doi:10.1029/2009JD012251.
- Chepfer, H., G. Cesana, D. Winker, B. Getzewich, M. Vaughan, M., and Z. Liu, 2013: Comparison of two different cloud climatologies derived from CALIOP-attenuated backscattered measurements (Level 1): The CALIPSO-ST and the CALIPSO-GOCCP. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 30(4), 725-744.
- Chiriaco, M., Vautard, R., Chepfer, H., Haefelin, M., Dudhia, J., Wanherdrick, Y. and A. Protat, 2006: The ability of MM5 to simulate ice clouds: Systematic comparison between simulated and measured fluxes and lidar/radar profiles at the SARTA atmospheric observatory. *Monthly weather review*, 134(3), 897-918.
- Church, J.A., P.U. Clark, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M.A. Merrifield, G.A. Milne, R.S. Nerem, P.D. Nunn, A.J. Payne, W.T. Pfeffer, D. Stammer and A.S. Unnikrishnan, 2013: Sea Level Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Clough, S., M. Shephard, E. Mlawer, J. Delamere, M. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, and P. Brown, 2005: Atmospheric radiative transfer modeling: A summary of the AER codes. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 91, 233–244, doi:10.1016/j.jqsrt.2004.05.058.

-
- Curry, J.A., J. Schramm and E. E. Ebert, 1995: On the sea ice albedo climate feedback mechanism. *J. Climate*, 8, 240-247.
- Dozier, J, 1981: A method for satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution. *Remote Sensing of environment*, 11, 221-229.
- Dumont, M., E. Brun, G. Picard, M. Michou, Q. Libois, J. R. Petit, M. Geyer, S. Morin and B. Josse, 2014: Contribution of light-absorbing impurities in snow to Greenland's darkening since 2009. *Nature Geoscience*, 7(7), 509-512.
- Edwards-Opperman, J. and D. D. Turner, Technical note: Polarization Correction Method for the Summit Micropulse Lidar.
- Enderlin, E. M., I. M. Howat, S. Jeong, M.-J. Noh, J. H. van Angelen, and M. R. van den Broeke, 2014: An improved mass budget for the Greenland ice sheet. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 866–872, doi:10.1002/2013GL059010.
- English, J. M., J. E. Kay, A. Gettelman, X. Liu, Y. Wang, Y. Zhang, and H. Chepfer, 2014: Contributions of Clouds, Surface Albedos, and Mixed-Phase Ice Nucleation Schemes to Arctic Radiation Biases in CAM5. *J. Clim.*, 27, 5174–5197, doi:10.1175/JCLI-D-13-00608.1.
- Ettema J, M. R. van den Broeke, E. van Meijgaard, W. J. van de Berg, J. E. Box and K. Steffen, 2010: Climate of the Greenland ice sheet using a high-resolution climate model—part 1: evaluation. *Cryosph. Discuss.* 4 561–602
- Fettweis, X., J.-P. van Ypersele, H. Gallée, F. Lefebvre, and W. Lefebvre, 2007: The 1979–2005 Greenland ice sheet melt extent from passive microwave data using an improved version of the melt retrieval XPGR algorithm. *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi:10.1029/2006GL028787.
- Fettweis, X., M. Tedesco, M. van den Broeke, and J. Ettema, 2011: Melting trends over the Greenland ice sheet (1958–2009) from spaceborne microwave data and regional climate models. *The Cryosphere*, 5, 359–375, doi:10.5194/tc-5-359-2011.
- Fettweis, X., E. Hanna, C. Lang, A. Belleflamme, M. Erpicum and H. Gallée, 2013a: Brief communication "Important role of the mid-tropospheric atmospheric circulation in the

- recent surface melt increase over the Greenland ice sheet", *The Cryosphere*, 7, 241-248, doi:10.5194/tc-7-241-2013.
- Fettweis, X., B. Franco, M. Tedesco, J. H. van Angelen, J. T.M. Lenaerts, M. R. van den Broeke and H. Gallée, 2013b: Estimating the Greenland ice sheet surface mass balance contribution to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR, *The Cryosphere*, 7, 469-489, doi:10.5194/tc-7-469-2013.
- FitzGerald, D. M., M. S. Fenster, B. A. Argow, and I. V. Buynevich, 2008: Coastal impacts due to sea-level rise. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36, 601–647.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason and M. Rummukainen, 2013: Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Flynn, C. J., A. Mendoza, Y. Zheng, and S. Mathur, 2007: Novel polarization-sensitive micropulse lidar measurement technique. *Optics express*, 15(6), 2785-2790.
- Gregory, J. M., and P. Huybrechts, 2006: Ice-sheet contributions to future sea-level change. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1844), 1709-1732.
- Griggs, J. A., and J. L. Bamber, 2008: Assessment of Cloud Cover Characteristics in Satellite Datasets and Reanalysis Products for Greenland. *J. Clim.*, 21, 1837–1849, doi:10.1175/2007JCLI1570.1.
- Gupta, A. S., N. C. Jourdain, J. N. Brown, and D. Monselesan, 2013: Climate Drift in the CMIP5 Models*. *J. Clim.*, 26, 8597–8615, doi:10.1175/JCLI-D-12-00521.1.
- Hall, D. K., J. C. Comiso, N. E. DiGirolamo, C. A. Shuman, J. E. Box, and L. S. Koenig, 2013: Variability in the surface temperature and melt extent of the Greenland ice sheet

-
- from MODIS: TEMPERATURE AND MELT OF GREENLAND ICE. *Geophys. Res. Letter.*, 40, 2114–2120, doi:10.1002/grl.50240.
- Hanna, E., P. Huybrechts, I. Janssens, J. Cappelen, K. Steffen, and A. Stephens, 2005: Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet: 1958–2003. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 110, D13108.
- Hanna, E., J. M. Jones, J. Cappelen, S. H. Mernild, L. Wood, K. Steffen, and P. Huybrechts, 2013: The influence of North Atlantic atmospheric and oceanic forcing effects on 1900–2010 Greenland summer climate and ice melt/runoff. *International Journal of Climatology*, 33, 862–880, doi:10.1002/joc.3475.
- Henderson, D. S., T. L’Ecuyer, G. Stephens, P. Partain, and M. Sekiguchi, 2013: A multisensor perspective on the radiative impacts of clouds and aerosols. *J. App. Met. Clim.*, 52(4), 853–871.
- Hewitson, B. C., and R. G. Crane, 2002: Self-organizing maps: applications to synoptic climatology. *Climate Research*, 22, 13–26.
- Holland, M. M., and C. M. Bitz, 2003: Polar amplification of climate change in coupled models. *Clim. Dyn.*, 21, 221–232, doi: 10.1007/s00382-003-0332-6
- Hu, Y., and Coauthors, 2009: CALIPSO/CALIOP Cloud Phase Discrimination Algorithm. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 2293–2309, doi:10.1175/2009JTECHA1280.1.
- Illingworth, A. J. and coauthors, 2015: The EarthCARE Satellite: The Next Step Forward in Global Measurements of Clouds, Aerosols, Precipitation, and Radiation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 96, 1311–1332, doi:10.1175/BAMS-D-12-00227.1.
- Intrieri, J. M., C. W. Fairall, M. D. Shupe, P. O. G. Persson, E. L. Andreas, P. S. Guest, and R. E. Moritz, 2002a: An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA, *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 8039, doi:10.1029/2000JC000439.
- Intrieri, J. M., M. D. Shupe, T. Uttal, and B. J. McCarty, 2002b: An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA, *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 8030, doi:10.1029/2000JC000423, 002.

- Kato, S., Sun-Mack, W. F. Miller, F. G. Rose, Y. Chen, P. Minnis and B. A. Wielicki, 2010: Relationships among cloud occurrence frequency, overlap, and effective thickness derived from CALIPSO and CloudSat merged cloud vertical profiles. *J. Geophys. Res.*, 115, D00H28, doi:10.1029/2009JD012277.
- Kato, S., and Coauthors, 2011a: Improvements of top-of-atmosphere and surface irradiance computations with CALIPSO-, CloudSat-, and MODIS- derived cloud and aerosol properties. *J. Geophys. Res.*, 116, D19209, doi:10.1029/2011JD016050.
- Kato, S., Loeb, N. G., Rose, F. G., Doelling, D. R., Rutan, D. A., Caldwell, T. E., ... & Weller, R. A., 2013: Surface irradiances consistent with CERES-derived top-of-atmosphere shortwave and longwave irradiances. *J. Clim.*, 26(9), 2719-2740.
- Kato, S., N. G. Loeb, F. G. Rose, D. R. Doelling, D. A. Rutan, T. E. Caldwell, L. Yu, and R. A. Weller, 2013: Surface Irradiances Consistent with CERES-Derived Top-of-Atmosphere Shortwave and Longwave Irradiances. *J. Clim.*, 26, 2719–2740, doi:10.1175/JCLI-D-12-00436.1.
- Kay, J. E., L'Ecuyer, T., Gettelman, A., Stephens, G., and C. O'Dell, 2008: The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08503, doi:10.1029/2008GL033451.
- Kay, J. E. and A. Gettelman, 2009: Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss, *J. Geophys. Res.*, 114, D18204, doi:10.1029/2009JD011773.
- Kay, J. E., and T. L'Ecuyer, 2013: Observational constraints on Arctic Ocean clouds and radiative fluxes during the early 21st century: ARCTIC OCEAN CLOUD AND RADIATION CLIMATOLOGY. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 7219–7236, doi:10.1002/jgrd.50489.
- Kay, J. E., L. Bourdages, H. Chepfer, N. Miller, A. Morrison, V. Yettella, and B. Eaton, 2016: Evaluating and improving cloud phase in the Community Atmosphere Model version 5 using spaceborne lidar observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121:8, 4162–4176, [DOI: 10.1002/2015JD024699](https://doi.org/10.1002/2015JD024699)

-
- King, M. D., Y. J. Kaufman, W. P. Menzel, and D. Tanre, 1992: Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(1), 2-27.
- Kirtman, B., S.B. Power, J.A. Adedoyin, G.J. Boer, R. Bojariu, I. Camilloni, F.J. Doblas-Reyes, A.M. Fiore, M. Kimoto, G.A. Meehl, M. Prather, A. Sarr, C. Schär, R. Sutton, G.J. van Oldenborgh, G. Vecchi and H.J. Wang. (2013) Near-term Climate Change: Projections and Predictability. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*
- Kohonen, T., 1990: The self-organizing map. *Proceedings of the IEEE*, 78, 1464–1480.
- Lacour A., H. Chepfer, M.D. Shupe, N. Miller, V. Noel, J. Kay, D.D. Turner, submitted: Greenland clouds observed by CALIPSO: comparison with ground-based Summit observations, *J. Climate*
- Leck, C., E. K. Bigg, D. S. Covert, J. Heintzenberg, W. Maenhaut, E. D. Nilsson, and A. Wiedensohler, 1996 : Overview of the atmospheric research program during the International Ocean Expedition of 1991 (IAOE-1991) and its scientific results. *Tellus B*, 48, 136–155.
- Leck, C., E. D. Nilsson, E. K. Bigg, and L. Bäcklin, 2001: The atmospheric program of the Arctic Ocean Expedition 1996 (AOE-1996) – an overview of scientific objectives, experimental approaches and instruments, *J. Geophys. Res.*, 106, 32051–32067.
- Loeb, N. G., B. A. Wielicki, D. R. Doelling, G. L. Smith, D. F. Keyes, S. Kato, N. Manalo-Smith, and T. Wong, 2009: Toward optimal closure of the Earth’s top-of-atmosphere radiation budget, *J. Climate*, 22, 748–766.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer, 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *J Geophys Res* 85: 5529–5554

- Mernild, S. H. and coauthors, 2014: Greenland precipitation trends in a long-term instrumental climate context (1890–2012): evaluation of coastal and ice core records. *Int. J. Clim.*, 2015, vol. 35, no 2, p. 303-320.
- Michelangeli, P. A., R. Vautard, and B. Legras, 1995 : Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(8), 1237-1256.
- Miller, N. B., D. D. Turner, R. Bennartz, M. D. Shupe, M. S. Kulie, M. Cadetdu, and V. P. Walden, 2013: Surface-based inversions above central Greenland. *J. Geophys. Res.*, 118, 495–506, doi:10.1029/2012JD018867.
- Miller, N. B., M. D. Shupe, C. J. Cox, V. P. Walden, D. D. Turner, and K. Steffen, 2015: Cloud radiative forcing at Summit, Greenland, *J. Clim.*, 28, 6267–6280, doi:10.1175/JCLI-D-15-0076.1.
- Mioduszewski, J. R., A. K. Rennermalm, A. Hammann, M. Tedesco, E. U. Noble, J. C. Stroeve, and T. L. Mote, 2016: Atmospheric drivers of Greenland surface melt revealed by self-organizing maps, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 5095–5114, doi:10.1002/2015JD024550.
- Morrison A., J. Kay, H. Chepfer, R. Guzman (submitted), Shrinking Arctic sea ice changes clouds in fall not summer, *Geophys. Res. Let.*
- Morrison, H., G. de Boer, G. Feingold, J. Harrington, M. D. Shupe, and K. Sulia, 2012: Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds. *Nat. Geosci.*, 5(1), 11-17.
- Mote, T. L., 2007: Greenland surface melt trends 1973–2007: Evidence of a large increase in 2007. *Geophysical Research Letters*, 34(22).
- National Geophysical Data Center/NESDIS/NOAA/U.S. Department of Commerce. 1995. TerrainBase, Global 5 Arc-minute Ocean Depth and Land Elevation from the US National Geophysical Data Center (NGDC). Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <http://rda.ucar.edu/datasets/ds759.2/>. Accessed 01 10 2014.

-
- Neff, W., G. Compo, F. M. Ralph, and M. D. Shupe, 2014: Continental heat anomalies and the extreme melting of the Greenland ice surface in 2013 and 1889. *J. Geophys. Res.*, 119. doi: 10.1002/2014JD021470.
- Nghiem, S. V., and Coauthors, 2012: The extreme melt across the Greenland ice sheet in 2012: EXTREME MELT ACROSS GREENLAND ICE SHEET. *Geophys. Res. Lett.*, 39, n/a-n/a, doi:10.1029/2012GL053611.
- Nicholls, R. J., and A. Cazenave, 2010: Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328, 1517–1520.
- Noel, V., and H. Chepfer, 2010: A global view of horizontally oriented crystals in clouds from CALIPSO, *J. Geophys. Res.*, D00H23, doi:10.1029/2009JD012365.
- Noel, V., H. Chepfer, M. Chiriaco, D. M. Winker, M. Reverdy, A. Lacour, Submitted: Disagreement among global cloud distributions from CALIOP, passive satellite sensors and general circulation models. *J. Geophys. Res. Atmos.*
- Ohmura, A., 2001: Physical basis for the temperature-based melt-index method. *J. Appl. Meteor.*, 40, 753–761.
- Okamoto, H., K. Sato, and Y. Hagihara, 2010: Global analysis of ice microphysics from CloudSat and CALIPSO: Incorporation of specular reflection in lidar signals. *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JD013383.
- Palerme, C., J. E. Kay, C. Genthon, T. L'Ecuyer, N. B. Wood, and C. Claud, 2014: How much snow falls on the Antarctic ice sheet? *The Cryosphere*, 8, 1577–1587, doi:10.5194/tc-8-1577-2014.
- Pegau, W. S., and C. A. Paulson, 2001: The albedo of Arctic leads in summer, *Ann. Glaciol.*, 33, 221 – 224
- Perovich, D. K., W. B. Tucker III, and K. A. Ligett, 2002: Aerial observations of the evolution of ice surface conditions during summer, *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 8048, doi:10.1029/2000JC000449.

- Pfeffer, W. T., M. F. Meier and T. H. Illangasekare, 1991: Retention of Greenland runoff by refreezing: implications for projected future sea level change. *J. Geophys. Res.* 96, 22117–22124.
- Platnick, S., M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. C. Riédi, and R. A. Frey, 2003: The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *IEEE Trans on Geosci. Rem. Sens.*, 41(2), 459-473.
- Quiquet, A. Reconstruction de la calotte polaire du Groenland au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire à partir de l'association de la modélisation numérique 3D et des enregistrements des carottages glaciaires profonds. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. <NNT : 2012GRENU006>. <tel-00704253>
- Reverdy, M., H. Chepfer, D. Donovan, V. Noel, G. Cesana, C. Hoareau, M. Chiriaco, and S. Bastin, 2015: An EarthCARE/ATLID simulator to evaluate cloud description in climate models, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 11,090-11,113, doi:10.1002/2015JD023919.
- Richardson, A. ., C. Risien, and F. . Shillington, 2003: Using self-organizing maps to identify patterns in satellite imagery. *Progress in Oceanography*, 59, 223–239, doi:10.1016/j.pocean.2003.07.006.
- Rignot, E., I. Velicogna, M. R. van den Broeke, A. Monaghan, and J. Lenaerts, 2011: Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophys. Res. Let.*, 38, L05503.
- Robock, A., 1980: The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo. *Monthly Weather Review*, 108(3), 267-285.
- Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2261–2287.
- Sassen, K. (1991). The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment. *Bull. Am. Met. Soc.*, 72(12), 1848-1866.
- Sassen and B. S. Cho, 1992: Subvisual-thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research. *J. Appl. Meteor.*, 31, 1275–1285.

-
- Schuenemann, K. C., J. J. Cassano, and J. Finnis, 2009: Forcing of precipitation over Greenland: Synoptic Climatology for 1961– 99, *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 10, 60–78, doi:10.1175/2008JHM1014.1, ISSN 1525-7541
- Schuenemann, K. C., and J. J. Cassano. (2010), Changes in synoptic weather patterns and Greenland precipitation in the 20th and 21st centuries: 2. Analysis of 21st century atmospheric changes using self-organizing maps, *J. Geophys. Res.*, 115, D05108, doi:10.1029/2009JD011706.
- Schweiger, A.J., R.W. Lindsay, S. Vavrus and J. A. Francis, J.A, 2008: Relationships between Arctic Sea Ice and Clouds during Autumn. *J. Climate*. 21, 4799-4810.
- Seo, E.-K., and G. Liu, 2005: Retrievals of cloud ice water path by combining ground cloud radar and satellite high-frequency microwave measurements near the ARM SGP site, *J. Geophys. Res.*, 110, D14203, doi:10.1029/2004JD005727.
- Serreze, M. C., M. M. Holland, and J. Stroeve, 2007: Perspectives of the Arctic's shrinking ice cover. *Science* 315, 1533–1536.
- Shupe, M. D., S. Y. Matrosov, and T. Uttal, 2006: Arctic mixed-phase cloud properties derived from surface-based sensors at SHEBA. *Journal of the atmospheric sciences*, 63, 697–711.
- Shupe, M.D., V.P. Walden, E. Eloranta, T. Uttal, J.R. Campbell, S.M. Starkweather, and M. Shiobara, 2011: Clouds at Arctic Atmospheric Observatories, Part I: Occurrence and macrophysical properties. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 50, 626-644.
- Shupe, M.D., 2011: Clouds at Arctic Atmospheric Observatories, Part II: Thermodynamic phase characteristics. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 50, 645-661.
- Shupe, M. D., and Coauthors, 2013: High and Dry: New Observations of Tropospheric and Cloud Properties above the Greenland Ice Sheet. *Bull Am Met Soc.*, 94, 169–186, doi:10.1175/BAMS-D-11-00249.1.
- Solomon, A., M. D. Shupe, P. O. G. Persson, and H. Morrison, 2011: Moisture and dynamical interactions maintaining Arctic decoupled mixed-phase stratocumulus in the presence of a humidity inversion. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 10 127–10 148.

- Spinhirne, J. D., S. P. Palm, W. D. Hart, Hlavka, and E. J. Welton, 2005: Cloud and Aerosol Measurements from the GLAS Space Borne Lidar: initial results, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22S03, doi:10.1029/2005GL023507.
- Stephens, G. L., and coauthors, 2002: The CloudSat mission and the A-TRAIN: A new dimension to space-based observations of clouds and precipitation, *Bull. Am. Met. Soc.*, 83, 1771-1790.
- Stubenrauch, C. J., and coauthors, 2013: Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX radiation panel. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 94(7),
- Suarez, M. J., and coauthors, 2008: The GEOS-5 Data Assimilation System-Documentation of Versions 5.0. 1, 5.1. 0, and 5.2. 0.1031-1049.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl, 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Tedesco, M., X. Fettweis, M. R. van den Broeke, R. S. W. van de Wal, C. J. P. P. Smeets, W. J. van de Berg, M. C. Serreze and J. E. Box, 2011: The role of albedo and accumulation in the 2010 melting record in Greenland, *Environ. Res. Lett.*, 6, 014005, doi:10.1088/1748-9326/6/1/014005.
- Tedesco, M., X. Fettweis, T. Mote, J. Wahr, P. Alexander, J. Box and B. Wouters, 2013: Evidence and analysis of 2012 Greenland records from spaceborne observations, a regional climate model and reanalysis data. *Cryosphere (The)*, 7, 615-630.
- Thorsen, T. J., Q. Fu, J. M. Comstock, C. Sivaraman, M. A. Vaughan, D. M. Winker, and D. D. Turner, 2013: Macrophysical properties of tropical cirrus clouds from the CALIPSO satellite and from ground-based micropulse and Raman lidars: CALIPSO, MPL, AND RAMAN LIDAR CIRRUS PROPERTIES. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 9209–9220, doi:10.1002/jgrd.50691.

-
- Tjernström, M., C. Leck, P. O. G. Persson, M. L. Jensen, S. P. Oncley, and A. Targino, 2004a: The summertime Arctic Atmosphere: Meteorological measurements during the Arctic Ocean Experiment (AOE-2001), *Bull. Amer. Met. Soc.*, 85, 1305–1321.
- Tjernström, M., C. Leck, P. O. G. Persson, M. L. Jensen, S. P. Oncley, and A. Targino, 2004b: Experimental equipment: An electronic supplement to “The summertime Arctic atmosphere: Meteorological measurements during the Arctic Ocean Experiment (AOE-2001)”, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 85, 1322–1322.
- Tjernström, M., C. E. Birch, I. M. Brooks, M. D. Shupe, P. O. G. Persson, J. Sedlar, T. Mauritsen, C. Leck, J. Paatero, M. Szczodrak and C. R. Wheeler, 2012: Meteorological conditions in the central Arctic summer during the Arctic summer cloud ocean study (ASCOS). *Atmos. Chem. Phys.*, 12:6863–6889.
- Turner, D. D., and Coauthors, 2007: Thin Liquid Water Clouds: Their Importance and Our Challenge. *Bull. Am. Met. Soc.*, 88, 177–190, doi:10.1175/BAMS-88-2-177.
- Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2961–3012.
- Uttal, T., and Coauthors, 2002: Surface Heat Budget of the Arctic Ocean. *Bull, Amer. Met. Soc.*, 255- 276.
- Van den Broeke, and Coauthors, 2009: Partitioning recent Greenland mass loss. *Science*, 326, 984–986.
- Van Tricht , K., S. Lhermitte, J. T. M. Lenaerts, I. V. Gorodetskaya, T. L ’Ecuyer, B. Noel, M. R. van den Broeke, D. D. Turner, and N. P. M. van Lipzig, 2016: Clouds enhance Greenland ice sheet meltwater runoff, *Nat. Commun.*, 7, 10,266, doi:10.1038/ncomms10266.
- Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang, 2013: Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J.

- Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Vautard, R. 1990: Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and processors. *Mon Wea Rev* 118:2056–2081.
- Wang, Z., and K. Sassen, 2001: Cloud type and macrophysical property retrieval using multiple remote sensors. *J. Appl Meteor*, 40, 1665–1682.
- Wang, X., and J. R. Key, 2005: Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR Polar Pathfinder dataset. Part I: Spatial and temporal characteristics. *J. Climate*, 18, 2558–2574.
- Wielicki, B. A., B. R. Barkstrom, E. F. Harrison, R. B. Lee III, G. L. Smith, and J. E. Cooper, 1996: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 853–868.
- Winker, D.M., J. R. Pelon, and P. McCormick, 2003: "The CALIPSO mission: spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds", *Proc. SPIE* 4893, *Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring* doi:10.1117/12.466539.
- Winker, D., M. A. Vaughan, A. Omar, Y. Hu, K. A. Powell, Z. Liu, W. H. Hunt, and S. A. Young, 2009: Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 2310–2323.
- Winker, D. M., and Coauthors, 2010: The CALIPSO mission: A global 3D view of aerosols and clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1211–1229.
- Wylie, D., E. Eloranta, J. D. Spinhirne, and S. P. Palm, 2007: A Comparison of Cloud Cover Statistics from the GLAS Lidar with HIRS. *J. Clim.*, 20(19), 4968–4981. doi:10.1175/JCLI4269.1
- Wu, D.L. and J. N. Lee, 2012: Arctic low cloud changes as observed by MISR and CALIOP: Implication for the enhanced autumnal warming and sea ice loss. *J. Geophys. Res. Atmos.* 117, doi:10.1029/2011JD017050.

-
- Yiou, P., R. Vautard, P. Naveau, and C. Cassou, 2007: Inconsistency between atmospheric dynamics and temperatures during the exceptional 2006/2007 fall/winter and recent warming in Europe. *Geophysical Research Letters*, 34, doi:10.1029/2007GL031981.
- Yoshida, R., H. Okamoto, Y. Hagihara, and H. Ishimoto, 2010: Global analysis of cloud phase and ice crystal orientation from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) data using attenuated backscattering and depolarization ratio. *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JD012334. <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD012334>.
- Zwally, H. J., R. A. Bindschadler, A. C. Brenner, T. V. Martin, and R. H. Thomas, 1983: Surface elevation contours of greenland and Antarctic Ice Sheets, *J. Geophys. Res.*, 88(C3), 1589–1596, doi:10.1029/JC088iC03p01589.

Annexe A : Variation interannuelle de l'occurrence de jour où $T_{2m} > 0^{\circ}\text{C}$ à la surface du Groenland.

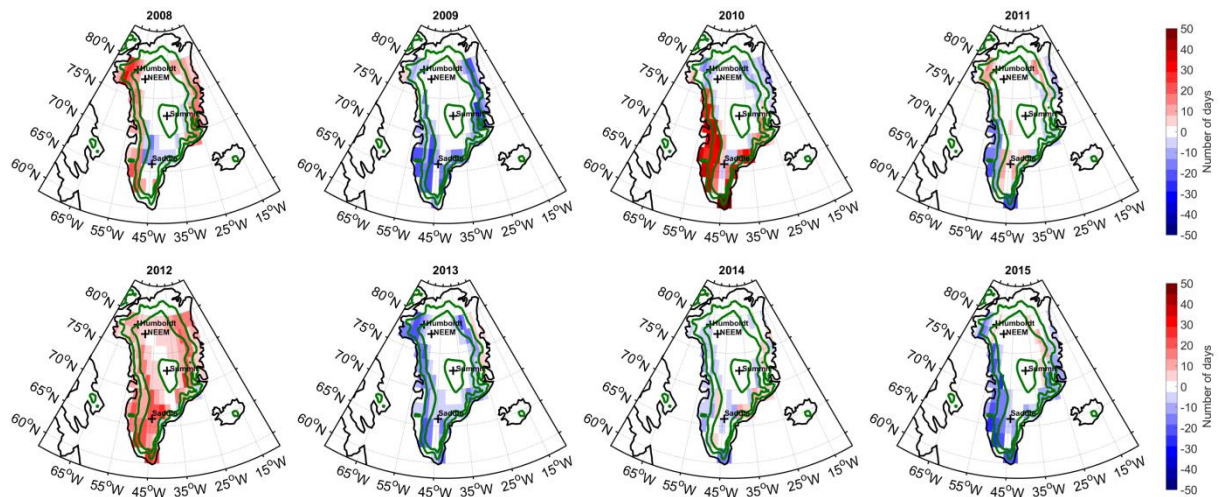


Figure B12. Anomalies interannuelles du nombre de jours où $T_{2m}^{\text{Daily}} > 0^{\circ}\text{C}$ entre 2008 et 2015 à partir des réanalyses ERA-Interim. Dans ERA-I, T_{2m}^{Daily} est définie comme la valeur la plus élevée de T_{2m}^{sh} à une coordonnée donnée sur une journée.

Annexe B : Mesures satellite des flux radiatifs à la surface

Pour connaître les biais des modèles sur les flux sur l'ensemble du Groenland et pas à Summit uniquement, nous avons comparé les moyennes multi-modèles des CRE à la surface avec deux jeux de données qui intègrent des observations : CERES-EBAF-surface et les flux tirés du produit 2B-FLXHR-LIDAR (respectivement nommés par la suite EBAF-surface.

Les effets radiatifs à la surface obtenus en moyenne par tous les modèles ont un cycle et des valeurs proches des résultats obtenus avec FLXHR (Fig. A1). En revanche les mesures CERES-EBAF ont un écart moyen de 22 W.m^{-2} avec les modèles. La décomposition du $CRE_{\text{tot}}^{\text{surf}}$ selon ses composantes $CRE_{\text{LW}}^{\text{surf}}$ et $CRE_{\text{SW}}^{\text{surf}}$ montre que les différences avec la moyenne multi-modèles sont pilotées principalement par la composante LW. Le cycle de $CRE_{\text{LW}}^{\text{surf}}$ pour FLXHR montre aussi des valeurs supérieures aux modèles ($+ 6.5 \text{ W.m}^{-2}$).

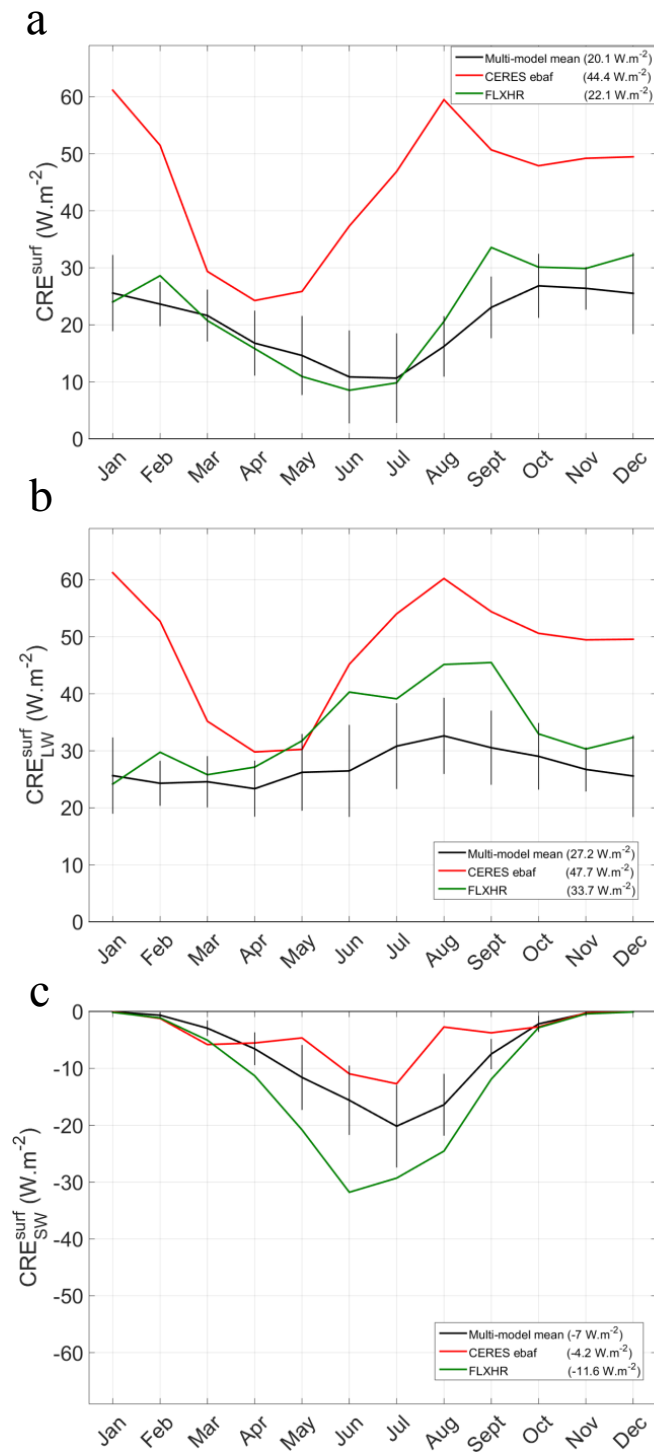


Figure A13. Cycle annuel des effets radiatifs à la surface des nuages au-dessus du Groenland en 2008. (a) Total (b) LW et (c) SW. Les courbes rouges et vertes correspondent respectivement aux mesures CERES ebaif et FLXHR et les lignes noires à la moyenne multi-modèles des CRE^{surf} (CanAM4, HadGEM2-A, MRI-CGCM3, CAM5, MIROC5, IPSL-CM5A-MR, MPI-ESM-LR et bcc-csm1-1m). Les barres segments indiquent les écarts-types.

Annexe C : Publication

Article tel qu'il a été soumis dans la revue Journal of Climate le 09/01/2017 (en révision).

Greenland clouds observed in CALIPSO-GOCCP: comparison with ground-based Summit observations.

Adrien Lacour (1), Helene Chepfer(1), Matthew D. Shupe(3), Nathaniel Miller(3), Vincent Noel(4), Jennifer Kay(3,5), David D. Turner (6), Rodrigo Guzman (2)

(1) Univ. Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre Simon Laplace Ecole Polytechnique 91128 Palaiseau France

(2) CNRS, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre Simon Laplace Ecole Polytechnique 91128 Palaiseau France

(3) Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado, USA

(4) CNRS/INSU, Laboratoire d'Aérodynamique, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

(5) Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado

(6) NOAA Earth System Research Laboratory, Boulder, Colorado, USA

Contact author:

Adrien Lacour

Laboratoire de Météorologie Dynamique UMR8539, Ecole Polytechnique 91128 Palaiseau France

adrien.lacour@lmd.polytechnique.fr

Abstract

Spaceborne lidar observations from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) provide the first-ever observations of cloud vertical structure and phase over the entire Greenland icesheet. This study leverages CALIPSO observations over Greenland to accomplish two goals. First, the GCM-Oriented-CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP) observations are compared with collocated ground-based radar and lidar observations at Summit, Greenland. The liquid cloud cover agrees well between the spaceborne and ground-based observations. In contrast, ground-satellite differences reach 30% in total cloud cover and 40% in cloud fraction below 2 km Above Ground Level, due to optically very thin ice clouds ($IWC < 2.5 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-3}$) missed by CALIPSO-GOCCP. Those results are compared with satellite cloud climatologies from the GEWEX cloud assessment. Most passive sensors detect fewer clouds than CALIPSO-GOCCP and the Summit ground observations, due to different detection methods. Second, the distribution of clouds over the Greenland is analyzed using CALIPSO-GOCCP. The central Greenland is the cloudiest area in summer: +7% and +4% above Greenland-wide average for respectively total and liquid cloud cover. South Greenland contains free troposphere thin ice clouds all seasons, and liquid clouds in summer. In northern Greenland, fewer ice clouds are detected than in other areas, but the liquid cloud cover seasonal cycle in that region drives the total Greenland cloud annual variability with a maximum in summer. In 2010 and 2012, large ice-sheet melting events have positive liquid cloud cover anomaly (+1 to 2%). In contrast, less clouds (-7%) are observed during low ice-sheet melt years (e.g., 2009).

1. Introduction

Clouds over Greenland influence the surface energy budget through their impacts on longwave (LW) and shortwave (SW) radiation. While the surface cloud radiative forcing (CRF) depends on cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle, cloud LW warming outweighs the SW cooling most of the time. As a consequence, clouds warm the Greenland surface throughout the year except in summer over low albedo areas (Cawkwell and Bamber 2002). In this environment, both liquid and ice clouds have a warming effect (Van Tricht et al. 2016). Liquid clouds have a maximum effect in summer when they are the most frequent, while ice clouds are present year-round (Miller et al. 2015). The influence of clouds on radiative fluxes is largely driven by their depth or condensed mass (Cawkwell and Bamber, 2002), such as the liquid water path for liquid clouds. For instance, Bennartz et al. (2013) showed that thin liquid clouds (with liquid water path between 10 and 40 g m⁻²) contributed to melt the Greenland surface by maximizing the positive CRF at the surface during the July 2012 melt event. Since Greenland melting contributes to sea level rise (Church et al. 2010), and fresh water discharge (Fichefet et al. 2003) to the ocean might induce change in local and global climate, such observations motivate investigations into cloud physical properties and geographic and vertical distributions.

Given the challenges of making observations in the cold dark Arctic, our knowledge about arctic clouds is limited. Ground-based observing stations face extreme cold weather and ground sensors have to be designed to endure harsh conditions. Ground and ship-based studies have provided useful Arctic cloud observations (Intrieri et al. 2002; Shupe et al. 2006, 2011). From space, the satellite observations that provide extensive spatial coverage rely primarily on passive detection (Wang and Key 2004). Passive instruments use reflected solar radiation or emitted terrestrial radiation for cloud detection, which compromises the accuracy of cloud detection over iced or snow-covered surfaces (Liu et al. 2004; Stubenrauch et al. 2012). Available since 2006, active remote sensing observations from spaceborne radar and lidar provide the opportunity for a cloud detection that is robustly independent of surface characteristics (Kay and L'Ecuyer 2013; Mioche et al. 2015). Spaceborne lidar observations also provide the opportunity to accurately retrieve cloud phase (Cesana et al. 2016). For example, Cesana et al. (2012) showed that liquid clouds are persistent over the entire Arctic despite temperatures well below 0 °C. The current main limitation of active remote sensing

instruments is their spatio-temporal sampling: available active remote sensing observations provide at best seasonal spatial coverage in each year.

Challenging observing conditions, limit ground-based cloud observations over Greenland (Griggs and Bamber 2007). Existing results at Summit Station, in central Greenland, showed that clouds are relatively frequent year-round even under cold and dry conditions (Shupe et al. 2013). Clouds detected over that site are typical of the Arctic, including low-level stratiform mixed-phase clouds (Shupe et al. 2011). The presence of clouds in such a cold and dry environment implies that atmospheric conditions and long-range transport support their formation and persistence (Morrison et al. 2012).

In this study, we use observations from the lidar on board the satellite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation, Winker et al. 2010) to document cloud cover, vertical structure and thermodynamic phase over Greenland. CALIPSO provides a unique opportunity to investigate cloud properties over Greenland where space-borne passive sensors struggle to distinguish bright and cold clouds from the bright and cold surface. Other studies over the Arctic also use the radar on board the CloudSat satellite in complement (Kay and Gettelman, 2009; Kay and L'Ecuyer 2013; Blanchard et al. 2014; Mioche et al. 2015). The radar signal can go through atmospheric layers where the lidar is attenuated but suffers from ground contamination due to strong surface return (Marchand et al. 2008). Also CloudSat cannot document clouds in winter over the Arctic region since November 2011 as the satellite is in day only operation mode (Nayak et al. 2012).

This work has two objectives. First, we evaluate CALIPSO measurements over Greenland by comparing ground-based lidar and radar (sect 3) to the product GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP) version 2.9 (Chepfer et al. 2010). Second, using the spatial coverage provided by the satellite observations, we characterize cloud distributions and seasonal variability over all of Greenland and investigate if local clouds at Summit Station are representative of the region (sect 4). In conjunction with the second objective, we analyze the observed Greenland cloud inter-annual variability during the period 2008-2015 (sect 5).

2. Data and Method

a. Ground based lidar and radar observations at Summit

The Integrated Characterization of Energy, Clouds, Atmospheric state, and Precipitation at Summit (ICECAPS) project intends to study the atmospheric structure and clouds over central Greenland (Shupe et al. 2013). Started during spring 2010, the project will last until at least 2018 and provide an 8+ year data record. The Summit observatory is located at 3215 m above sea level (ASL) at the top of the Greenland Ice Sheet (72.6°N, 38.5°W). Cloud and atmospheric parameters are measured by remote sensing instruments, complemented by radiosonde measurements twice daily. For the current study, we use measurement from the Millimeter Cloud Radar (MMCR) and MicroPulse Lidar (MPL).

MMCR measurements are available since May 2010. The radar is operated in four modes that allow documenting all types of clouds and hydrometeors throughout the troposphere subject to sensitivity limitations (Moran et al. 1997). The results presented here combine the observations from the four modes into a product with a 10-sec time resolution and 45-m vertical resolution. A radar range bin is flagged cloudy if the reflectivity is higher than -30 dBZ. Depending on the ice particle type, the Ice Water Content (IWC) for -30 dBZ is between 10^{-4} to 10^{-3} g m⁻³ for the MMCR (Seo and Liu 2005). Bins with signal-to-noise ratio lower than -12 dBZ are rejected. These criteria mean we will miss some clouds with low IWC. Depending on range, the radar can observe reflectivity down to -60 dBZ in the best case. Hereafter, we use a 30 dBZ threshold, except when specified.

The MPL at Summit collects backscatter profiles at 532nm, averaged over 5 seconds with 15-m vertical resolution, since June 2010. Wang and Sassen (2001) describe the cloud detection algorithm. The instrument is able to detect thin cloud layers (optical depth < 0.2) that the MMCR may miss (Borg et al. 2011). Attenuation of the beam by low-level clouds with optical depth > ~3 will obscure the atmospheric column and clouds above.

The cloud thermodynamic phase is determined from the linear depolarization ratio δ_L (Sassen et al. 1991) between the power of the backscattered signal in the orthogonal and parallel planes of the linearly polarized source (Flynn et al. 2007). Particles with higher surface complexity will lead to more depolarization of the backscattered signal. Liquid spherical

particles generate little depolarization, while ice particles with complex shapes lead to large depolarization. For the MPL at Summit, a cloud is classified as liquid if the temperature is warmer than $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (as water does not exist in liquid form at colder temperatures) and if $\delta_L < 0.07$. This threshold is defined by using Sassen et al. (1991), and takes into account that some aerosol layers are slightly depolarizing in the Arctic (Intrieri et al. 2002). This phase detection does not allow for the coexistence of water and ice in a lidar bin. Temperatures profiles are interpolated from twice daily radio-sounding measurements taken at 0000 and 1200 UTC.

To avoid the detection of fog, diamond dust or blowing snow and to account for uncertainties in the lidar overlap zone, the measurements start at 150 m Above Ground Level (AGL) for both ground radar and lidar. For the ground-based lidar only, the data located above 8km AGL are also rejected because at these altitudes the signal-to-noise ratio is low and false detection may occur.

b. Space borne lidar observations: CALIPSO-GOCCP

1 STANDARD GOCCP PRODUCT

We use the monthly mean cloud cover and cloud fraction profiles from the CALIPSO-GOCCP (Chepfer et al. 2010, 2013), gridded at $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ with a 480m vertical resolution.

In CALIPSO-GOCCP, the cloud detection at each level is based on two altitude resolved values: (i) the Scattering Ratio (SR), between the observed Attenuated Backscatter signal (ATB) and the signal that would be observed in clear sky conditions (ATB_{mol}) and (ii) the difference $\Delta\text{ATB} = \text{ATB} - \text{ATB}_{\text{mol}}$. In each profile, a 480m-thick layer is classified “cloudy” when $\text{SR} > 5$ and $\Delta\text{ATB} > 2.5\times 10^{-3}\text{ km}^{-1}\text{ sr}^{-1}$, “clear” when $0.01 < \text{SR} < 1.2$, “uncertain” when $1.2 > \text{SR} > 5$ (likely aerosols or optically thin clouds), and “fully attenuated” when $\text{SR} < 0.01$. The fully attenuated category corresponds to altitudes that the laser beam cannot reach because of the high optical thickness of the layers above. The horizontal resolution of the SR profile is 330m along track and 75 m across track. For each 480m-thick level, the daily cloud fraction is the number of cloudy bins divided by the number of bins with $\text{SR} > 0.01$. Attenuated bins are not considered in the calculation of the cloud fraction as we cannot determine if the bin contain a cloud or not. Since above Greenland the clouds are usually optically thin

(Spinhirne et al. 2005 ; Shupe et al. 2013), the number of fully attenuated profiles is small, so dividing by the total number of profiles observed or dividing only by the number of non-attenuated profiles ($SR > 0.01$) in a $2^\circ \times 2^\circ$ grid box during a day lead to similar results (Sect. 2b).

The main limitation of CALIPSO-GOCCP is that it does not detect clouds that are optically very thin (Chepfer et al. 2010, 2013). Based on the lidar equation (detailed in Supplemental Material) we found that typically, a cloud with a top at 8 km ASL containing ice crystals of 50 μm radius (as in Shupe et al. 2001) and $SR > 5$ corresponds to an IWC above $2.5 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-3}$ and an optical depth τ between 0.05 and 0.3 for a vertical thickness between 1 and 6 km. This means that the standard CALIPSO-GOCCP product will typically miss clouds with $\tau < 0.05$ -0.3, IWC smaller than $2.5 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-3}$, or any equivalent combination including larger particle radius ($> 50 \mu\text{m}$), lower IWC ($< 0.003 \text{ g m}^{-3}$) or thinner vertical extent (Reverdy et al. 2015). The CALIPSO-GOCCP 480 m vertical resolution can be a limiting factor. With the lidar equation, we evaluated the sensitivity of the cloud detection in relation to the vertical resolution. If the cloud thickness is less than 480 m, the cloud might be undetected if $IWC < 10^{-2} \text{ g m}^{-3}$. The minimum IWC detectable in CALIPSO-GOCCP is a little larger than the minimum IWC detectable by the ground-based radar MMCR (10^{-4} to 10^{-3} g m^{-3}) when the radar cloud detection threshold is set at -30dBZ. when the radar cloud detection threshold is set at -30dBZ.

In this study, we also used the cloud thermodynamic phase from CALIPSO-GOCCP (Cesana and Chepfer 2013). GOCCP classifies cloud in three categories: ice, liquid and undefined-phase. The latter corresponds to situations where a cloud is detected but the phase cannot be determined with confidence. Typically these are clouds located below other highly reflective clouds ($SR > 30$) (Cesana et al. 2016), or clouds that contain ice crystals that are horizontally oriented in space, (Hu et al. 2001; Noel et al. 2010; Cesana et al. 2013).

2 MODIFIED CALIPSO-GOCCP PRODUCT

As the polar land regions contain frequent optically thin ice clouds (Spinhirne et al. 2005) not seen by CALIPSO-GOCCP (Chepfer et al. 2013.), we created a modified product CALIPSO-GOCCP_{green} specifically to investigate the sensitivity of the standard GOCCP product in

Greenland (Sect. 3b). CALIPSO-GOCCP_{green} uses smaller SR and ΔATB thresholds than the standard CALIPSO-GOCCP in order to detect optically thinner clouds: $\text{SR}_{\text{green}} = 1.2$ and $\Delta\text{ATB}_{\text{green}} = 7 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. The SR_{green} threshold is defined to include the uncertain fraction which corresponds to aerosols and thin clouds (Chepfer et al. 2008). The $\Delta\text{ATB}_{\text{green}}$ threshold is defined to avoid false cloud detections in night-time profiles only.

The CALIPSO-GOCCP_{green} product typically detects clouds with IWC as low as 10^{-4} g m^{-3} (assuming a 2 km-thick cloud containing $50 \text{ }\mu\text{m}$ particles) and mean $\tau \sim 2 \times 10^{-3}$. This modified version of CALIPSO-GOCCP can retrieve ice clouds with equivalent properties as MMCR (Sect. 2.a). Those clouds detected by CALIPSO-GOCCP_{green} that are not detected by the standard GOCCP likely include thin ice clouds in the free troposphere.

The effect of changing the cloud detection thresholds in CALIPSO-GOCCP_{green} can be understood with an example analysis of nighttime and daytime profiles. Figure 1 shows two cases above Greenland where clouds are not detected in the standard CALIPSO-GOCCP. In both examples, the strong signal at 3 km is the signal backscattered by the surface and is not counted as a cloud. The change from 60 m vertical resolution to 30 m is visible at 8 km in the ATB profiles along the orbits (Figure 1a-c).

In the nighttime situation (Fig. 1a, top left), a cloud, probably made of ice (cf. Sect. 4b), is seen between 6 and 7 km ASL. After averaging the profile near 38.7°W (arrow) over 480 m, the cloud is undetected using the CALIPSO-GOCCP thresholds ($\text{SR} > 5$ and $\Delta\text{ATB} > 2.5 \times 10^{-3}$), the grey area in Figure 1b). The cloud is, however detected when the CALIPSO-GOCCP_{green} thresholds are applied ($\text{SR} > 1.2$ and $\Delta\text{ATB} > 7 \times 10^{-4}$). Here the noisy bins are not identified as clouds.

In the day-time situation (Figure 1, bottom row), noise contamination is much worse. Thin clouds are seen between the ground and 7 km (Fig. 1c) but undetected in CALIPSO-GOCCP (Fig. 1d, grey area). Those clouds are detected in CALIPSO-GOCCP_{green} (yellow area), but noise pixels lead to likely false detections above 8 km. Thus, CALIPSO-GOCCP_{green} will reveal optically thin clouds unseen by CALIPSO-GOCCP during nighttime, but will also feature false detections due to solar pollution during daytime.

CALIPSO-GOCCP provides the vertical structure of clouds relative to sea level. Since we are interested in low-level clouds located near the surface over Greenland, which has complex topography, for the current study we display vertical profiles as a function of altitude AGL instead of ASL. We use the GEM TerrainBase (National Geophysical Data Center 1995) to shift each profile accordingly.

CALIPSO has collected data since 2006, but in November 2007 the satellite tilt was changed from 0.3° to 3° off-nadir. Sensitivity studies (not shown) suggest that tilt change may have affected the lidar signal above highly reflecting regions like Greenland. In order to have a consistent data set along the studied period, we use only data collected after November 2007.

For this analysis, we define “the Summit area” for comparing ground-based observations and satellite data as the region where the ice sheet surface is higher than 3 km ASL. The satellite overpasses this area two times every day, once between 0430 and 0530 and once between 1300 and 1400 UTC (Fig. S1 in supplementary material). As shown later, the CALIPSO time sampling at Summit does not significantly affect the results presented in this paper. Over the entire Greenland region, CALIPSO first overpasses start at 0500 and the last orbit passes over Greenland at 1600 UTC with the most frequent annual occurrence at 1500 UTC.

c. Satellite cloud climatologies from the GEWEX cloud assessment database

To put our results in a broader context and provide a representative reference against which they can be compared, we use the most comprehensive cloud retrievals database derived from spaceborne remote sensing measurements. The Global Energy and Water cycle EXperiment Cloud Assessment (GEWEX-CA, Stubenrauch et al. 2013) combined twelve cloud products from five passive sensors and one active sensor (CALIPSO including two products CALIPSO-GOCCP and CALIPSO-ST), repackaged them using consistent formats and units, and made them available online¹. We use the cloud amount $1^\circ \times 1^\circ$ global monthly maps. Table S1, in supplementary material, sums up the GEWEX datasets used here.

The cloud climatologies available in GEWEX CA integrate a variety of instruments including the multispectral imagers Pathfinder Atmosphere Extended (PATMOS-x) and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). MODIS has two cloud products, one from

¹ All data was obtained through <http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/gewexca>.

the MODIS Science Team (MODIS-ST) and the other from the MODIS Cloud and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Science Team (MODIS-CE). Also included are the Atmospheric Infrared Souder (AIRS), the multi-angle imager Polarized and Directionality of Earth's Reflectance (POLDER) and finally the CALIPSO Science Team (CALIPSO-ST) product. GEWEX CA includes a specific version of CALIPSO-GOCCP, construct from CALIPSO-GOCCP version 2.1. Here we use a more recent version of CALIPSO-GOCCP product, version 2.9 (Cesana et al. 2016) and version 3.0 (Guzman et al. accepted, JGR).

For comparison purposes, we use the morning and afternoon (AM/PM) products (AIRS, CALIPSO-ST) that start from daily values averaging both nighttime (0130 local time at the equator) and daytime (1330 local time at the equator) retrievals, and average those over monthly periods like CALIPSO-GOCCP. When AM/PM products are not available (MODIS, PATMOS-X) we average nighttime and daytime monthly products, which average separately nighttime and daytime daily values. In addition to 0130 and 1330 local time, MODIS-ST averages also include measurements made at 1030 and 2230 local time from the Terra satellite. PATMOSX averages also include measurements made at 0730 and 1930 local time. This means that the MODIS-ST and PATMOS-X average retrievals might be more representative of the complete diurnal cycle than the others (AIRS, MODIS-CE, CALIPSO-ST). For POLDER, due to its visible-only principle of measurement, only daytime retrievals at 1330 local time are available; as a result we expect strong deviations between the POLDER observations and those from the other products.

d. Definition of the cloud variables

For every dataset use in this study, the daily cloud cover CC_{tot} is the number of profiles containing clouds ($N_{tot,cloud}$) divided by the total number of profiles occurring on that day ($N_{profiles}$)

$$CC_{tot} = \frac{N_{tot,cloud}}{N_{profiles}} \quad (2)$$

Note that our definition of cloud cover is not necessarily consistent with, for instance, the often used ISCCP cloud cover definition, because CALIPSO only samples a small fraction of a scene (75m cross track of the orbit) at a given time.

Then, the liquid cloud cover is computed in two ways. The first one is the absolute liquid cloud cover and follows the definition used by the ground-based observations community (Shupe et al. 2013; Miller et al. 2015). The absolute liquid cloud cover referred here as $CC_{liq,abs}$ is the total number of profile containing at least one liquid cloud divided by the total number of profiles accumulated that day:

$$CC_{liq,abs} = \frac{N_{liq}}{N_{profiles}} \quad (2)$$

The second definition is the relative liquid cloud cover $CC_{liq,rel}$ and come from the standard CALIPSO-GOCCP algorithm (Cesana et al. 2012, 2016; Cesana and Chepfer 2013; Pincus et al. 2012). This definition applies to the ground data gives:

$$CC_{liq,rel} = \frac{N_{liq}}{N_{liq}+N_{ice}} \times CC_{tot} \quad (3)$$

And satisfy the relationship:

$$CC_{tot} = CC_{liq,rel} + CC_{ice,rel} \quad (4)$$

As one profile may contain both ice and liquid clouds, $N_{profiles}$ is lower than the sum of N_{liq} and N_{ice} . The same methodologies are followed to calculate the ice cloud covers $CC_{ice,abs}$ and $CC_{ice,rel}$.

For CALIPSO-GOCCP the undefined phase fraction is also defined which means that Eq. (3) becomes:

$$CC_{liq,rel} = \frac{N_{liq}}{N_{liq}+N_{ice}+N_{unclassif}} \times CC_{tot} \quad (5)$$

And Eq. (4) becomes:

$$CC_{tot} = CC_{liq,rel} + CC_{ice,rel} + CC_{unclassif,rel} \quad (6)$$

Based on these equations, the relative liquid cloud cover (Eq. 3, 5) will be lower than the absolute liquid cloud cover (Eq. 2). We keep the two definitions in this study for comparison with previous ground-based studies at Summit and elsewhere and with other studies using CALIPSO-GOCCP relative liquid cloud cover.

The detailed vertical distribution of the clouds is given by the cloud fraction profiles (CF). They are defined as follows: at each altitude the number of cloudy bins is divided by the total number of profiles accumulated during the day (Miller et al. 2015, Shupe et al. 2013). The monthly results are the average over each day for which data have been collected.

3. Summit Clouds: comparisons between ground- and space- based observations

a. Cloud cover

1 ACTIVE SENSORS AT GROUND AND IN SPACE

We first compare the Summit cloud cover observed over Summit by active sensors from the ground and space. We started by examining the missing data for each instrument. Figure 2 shows gaps in the ground-based radar and lidar data as well as in spaceborne lidar data. CALIPSO collects 10 times fewer profiles in the Summit area than the ground-based observations (not shown here), but its sampling is more stable throughout the years. In contrast to satellite data, the ground-based sampling varies in time due to weather conditions and technical issues. Comparisons between satellite and ground-based data shown hereafter focus on 2013, the year with minimum gaps in ground-based observations (yellow highlight in Fig. 2).

Figure 3 presents the cloud cover annual cycles derived from GOCCP and ground-based instruments at Summit in 2013. In June, ground-based observations exhibit a minimum cloud cover that does not show up in CALIPSO. The 2013 cycle measured by CALIPSO is more cloudy in spring (+10%), and less cloudy in January (-5%) and October (-15%) compared to the average over the 2008-2015 period (black dashed line in Fig. 3).

As the ground-based cloud cover is computed using day long measurements, whereas CALIPSO overpasses the Summit area two times a day (Fig. S1 in the supplementary material), we also show satellite-ground differences (Fig. 3b) using the ground observations at CALIPSO overpass times between 0530 and 0630 and between 1400 and 1500 UTC. Figure 3b suggests that, sampling considerations explain a part of the differences between ground and space observations, but are not their main driver.

Disparities in cloud cover among instruments are related to the measurement technique. Each ground-based instrument has a different perspective of the cloudiness. Depending of the instruments (radar, lidar, ceilometer, etc.) and algorithm used, the detected cloud cover can vary by 20% (Shupe et al. 2011).

In contrast with the total cloud cover (Fig. 3a), the liquid cloud cover annual cycles observed by the ground-based lidar and CALIPSO-GOCCP for 2013 are generally consistent (Fig. 4). The liquid cloud cover $CC_{liq, abs}$ over Summit (Fig. 4a) is at a maximum in July and August (50%), which is typically 2 months earlier than the maximum found over open water in the Arctic Ocean (eg., Cesana et al. 2012, English et al. 2014; Shupe 2011). The largest differences between the ground lidar and CALIPSO-GOCCP ($\approx 10\%$) occur in October and November. The CALIPSO-GOCCP liquid cloud cover in 2013 appears representative of the average annual cycle over 2008-2015 (red dashed line in Fig.4a). Combining the liquid cloud cover and undefined-phase cloud cover from CALIPSO-GOCCP leads to a larger cloud cover than the ground-based lidar liquid cloud cover in many months. In CALIPSO-GOCCP, Cesana et al. (2016) have found 5.3% of clouds were undefined-phase during January-February-March 2010 over the Arctic (60°N to 82°N) and are likely to be mixed-phase clouds. When the relative cloud cover is used instead of the absolute one (Fig. 4b: Eq. 5), liquid cloud covers drop by as much as 20% in July and August. That difference must be taken into account when looking at Greenland liquid cloud cover results using CALIPSO-GOCCP.

Contrasting the agreement between the liquid cloud cover observed from ground and space (Fig. 4) and the discrepancy between the total cloud cover (Fig. 3a) suggests that the ground and space retrievals primarily disagree on the detection of ice clouds.

2 SATELLITE ACTIVE AND PASSIVE SENSORS

Figure 5 compares the annual mean cloud cover over the Summit area (gridboxes located above $z > 3000$ m AGL), from the ground-based observations in 2013 and satellite GEWEX cloud climatologies covering 2008 and 2009 (Table S1). Annual mean cloud cover from MPL and MMCR (60% and 68%) are larger than satellites derived values ($< 60\%$) except for CALIPSO-ST (71%) and PATMOSX (80%). Due to their measurement techniques (lidar and

IR sounder) and algorithms, these two satellite climatologies are more sensitive than others to optically very thin clouds. The ground-based lidar (MPL) and CALIPSO-GOCCP annual mean cloud covers are consistent. This is probably fortuitous as the MPL detects more clouds in winter and less in summer (Figure 2a).

The difference between CALIPSO-GOCCP and CALIPSO-ST is large (+10%) due the differences in cloud detection algorithm and the horizontal averaging behind both datasets (Chepfer et al. 2013). The differences between the annual mean cloud cover obtained by the passive satellite sensors are well explained by the measurement techniques and the sensitivity of each sensor to surface reflection as described in detail in the GEWEX cloud assessment report (Stubenrauch et al. 2012).

Figure 5b shows monthly anomalies in cloud cover, compared to the annual average for each cloud dataset. Most datasets present a primary maximum in cloud cover during summer and a secondary smaller maximum in winter. The time of the summer monthly maximum varies between July and August depending on the climatology. The amplitude of the summer maxima varies between +10% and +22% relative to the annual mean. In winter, the disagreement between the various climatologies on the amplitude and time of the secondary maximum is larger than in summer because the winter maximum is produced by optically thin ice clouds (Shupe et al. 2013), to which instruments are variably sensitive: CALIPSO-ST and PATMOSX algorithms, which are most sensitive to this target, report the largest cloud covers in January.

b. Cloud vertical distribution

After examining the cloud cover, we now focus on the vertical profile of cloud occurrence. The monthly evolutions of the mean cloud fraction profiles retrieved from CALIPSO, MMCR and MPL is reported in Figure 6a-c. These figures show significant differences in cloud vertical extent, the amount of low level clouds and the seasonal cycles. These differences are likely due to the different sensitivity and viewing geometry of each instrument. The ground-based lidar (Fig. 6c) observes far fewer clouds above 3 km AGL than the other sensors due to the limited power of its laser (Thorsen et al. 2013, Bennartz et al. 2013, Figure S5) that often cannot probe the middle troposphere, especially when optically thick low level clouds result

in the full attenuation of the laser beam. The largest disagreements between the sensors occur in clouds located below 2 km AGL: the ground-based radar detects more clouds than CALIPSO-GOCCP in all months, sometimes by up to 40%. Here after, we examine the possible reasons for these differences.

First, we consider daytime and nighttime independently as the lidar retrievals are sensitive to the background noise coming from solar photons, whereas the radar is not. Figure 6d shows that for CALIPSO-GOCCP the daytime only profiles (May to July) are similar to the nighttime only profiles (November to January), indicating that solar pollution is not the reason for the difference between ground-based radar and space-borne lidar cloud fraction profiles.

Second, we examine the fully attenuated layer in the lower troposphere ($SR < 0.01$ as defined in Sect. 2). Using the detection of surface echo (Guzman et al. Accepted), we determined that less than 5% of profiles do not reach the surface in most months, except in July and August. For these two months, up to 50 % of the profiles do not reach the surface. This is due to the presence of optically thick liquid clouds (Fig. S3 in supplementary material) and might explain the cloud fraction differences below 2 km AGL in summer when they are frequent. However strong differences between the ground-based radar and CALIPSO-GOCCP are observed below 2 km AGL even in winter when the attenuation is not a problem. Solar background and laser attenuation may both contribute to the difference between ground-based radar and lidar measurements as the MPL tends to underestimate the cloud fraction relative to the radar more in summer months.

Third, clouds with vertical extent lower than 480 m (CALIPSO-GOCCP vertical resolution) and that are optically thin may be missed by CALIPSO-GOCCP: averaging the lidar signal over 480 m before cloud detection can smooth out signal spikes in such a way that thin clouds may not be detected. We tested the sensitivity of the CALIPSO-GOCCP cloud profile to the vertical resolution (as in Chepfer et al. 2010) over the Summit area and found that CALIPSO-GOCCP may miss some 100-500 m thick ice clouds depending on their altitude. A 500 m thick cloud below 2 km AGL is near the detection margin of CALIPSO-GOCCP. From May to September at least 25% of the clouds have a total thickness below 500m and all of them have the cloud base below 2 km AGL (Shupe et al. 2013). To quantify the effect of vertical resolution on cloud detection, we examined a version of CALIPSO-GOCCP with 240 m

vertical resolution. Reducing the vertical resolution did not lead to significant changes in the cloud fraction profiles: differences in cloud fraction between the 240 m vertical resolution and 480 m vertical resolution can reach 5% maximum (not shown here).

Last, we investigate the effect of the cloud detection thresholds in CALIPSO-GOCCP. Imposing a $SR > 1.2$ threshold (GOCCP_{green}, yellow profile in Fig. 6d) enhances detection of optically very thin clouds compared to $SR > 5$ in CALIPSO-GOCCP (black profile in Fig. 6d), as discussed in Sect. 2.b, but also includes spurious false positives during daytime especially at high altitude. The nighttime CALIPSO-GOCCP_{green} cloud fraction profile matches the nighttime ground-based radar profile below 1 km AGL. At 4 km, CALIPSO-GOCCP_{green} detects significantly more high-level clouds than GOCCP and more than the ground-based radar and lidar. That difference in nighttime is likely due to the CALIPSO-GOCCP_{green} high sensitivity to optically thin layers ($2 \times 10^{-3} < \tau < 0.3$) in the upper troposphere ($4 < z < 6$ km AGL), which seem frequent over Greenland in the winter. In the supplementary material, a winter case study (Fig. S4) shows optically very thin ice clouds detected by the ground-based radar and lidar being classified as uncertain ($1.2 < SR < 5$) by CALIPSO-GOCCP. In the period used to calculate the nighttime profile (i.e., November, December, January), the sun is above the horizon only 2% of the time. As a result the mean cloud fraction could include some false positives, induced by solar noise. This should not significantly change nighttime results. We also examined the impact of different cloud detection thresholds on the ground-based radar results (Fig. S5 in supplementary material). With a cloud detection threshold set to -60 dBZ, the radar detects 35% more cloud fraction than CALIPSO-GOCCP at 1 km AGL (Fig. S5), whereas for a cloud detection threshold set to -10 dBZ the radar cloud fraction is consistent with CALIPSO-GOCCP at 1 km AGL (Fig. S5). The clouds corresponding to radar reflectivities lower than -10 dBZ at 1 km AGL are missed by the standard CALIPSO-GOCCP ($SR > 5$). Radar reflectivities lower than -10 dBZ typically correspond to ice clouds with $IWC < 10^{-2} \text{ g m}^{-3}$ for all particle sizes (Seo and Liu 2005). As a consequence, clouds with $IWC < 10^{-2} \text{ g m}^{-3}$ are missed by CALIPSO-GOCCP and represent 35% of the cloud fraction over Summit in winter. Figure 5 shows that CALIPSO-GOCCP_{green} ($SR > 1.2$) detects as much clouds below 4 km AGL as the radar with a detection threshold set at -30 dBZ. Meaning that CALIPSO-GOCCP_{green} can detect clouds with $IWC < 10^{-4} \text{ g.m}^{-3}$.

These results suggest that the cloud detection threshold used in the standard CALIPSO-GOCCP is responsible for most of the difference in cloud fraction profile below 2 km AGL from ground-based instruments. Lowering the cloud detection threshold, as in CALIPSO-GOCCP_{green}, improves the detection of thin ice clouds ($\tau < 0.06$ for a 1 km thick cloud), which are probably more frequent in May and September when the differences are the biggest. It also introduces some false-positive cloud detections due to solar noise contamination. During summer the differences between CALIPSO-GOCCP and the ground-based radar are smaller than in winter (Fig. 6a-b) because liquid clouds are more frequent, optically thicker, and easier to detect by both instruments. While changing the cloud detection threshold in CALIPSO-GOCCP induces strong change in the cloud fraction profiles, it does not change significantly the total cloud cover in nighttime.

4. Geographic and seasonal variations in Greenland clouds

Having confronted CALIPSO-GOCCP compared to datasets over Summit, we now analyze the cloud cover and cloud fraction profiles retrieved from the standard CALIPSO-GOCCP product over the entire Greenland subcontinent, as well as their inter-annual variability during the 2006-2015 time period.

a. Cloud cover

We divide Greenland into 3 areas (Fig. 7, top left) depending on their exposure to large-scale atmospheric circulation patterns:

- (1) The southern Greenland (South of 72°N) is under the North Atlantic influence year-round and includes the Saddle station.
- (2) The northern Greenland (North of 72°N) is exposed to colder and dryer conditions most of the year as the sea around the North coast is typically covered by sea ice except at the end of summer. This region includes the NEEM station.
- (3) The Summit region ($z > 3\text{km ASL}$) studied in the previous section.

The annual cycle of cloud cover (Fig. 7a) differs significantly between the southern area and the others. The southern cloud cover is relatively constant and cloudy (65%) year-round, whereas cloud cover in the northern area exhibits a marked seasonal cycle with a minimum in winter/spring (40% in March) and a maximum in summer (65% in August). Summit follows the same basic cycle as the northern region, but with 5-10% more clouds in some months.

Like the total cloud cover, the mean relative liquid cloud cover seasonal cycle (Figure 7 b, c) is very similar between north and Summit regions, with a maximum in July or August and minimum values from December to April. While the Summit liquid cloud cover is close to the Greenland average in winter, it exceeds all other regions in July and August. Consequently, the higher summer liquid cloud cover is observable in the small north region around the NEEM ground station as well (Figure 7b, c). The liquid cloud cover annual cycle in the southern region has less annual variability than the rest of Greenland, with more liquid clouds in spring than over the north and Summit regions, and slightly less cloud covers in summer. As observed in Fig 4, when computed using Eq (2), the summer liquid cloud cover is higher but the seasonal cycle and relative magnitude remain qualitatively the same (Fig .7c).

In addition to the liquid cloud cover, we report the ice (Fig. 7d, e) and the undefined (Fig. 7f, g) cloud cover. The ice cloud cover is highest in the south year round and decreases northward. In summer, the ice clouds cover slightly decreases over all of Greenland. Finally, the undefined cloud cover has an annual variability similar to the liquid cloud cover. This cover is relatively constant in the southern region and has more variability in the northern and Summit region. This means that the increase in liquid and undefined cloud cover in summer in the north and at Summit is responsible for the total cloud cover differences between these two regions and the south.

Since the Summit domain is 10 times smaller than the other two ($\approx 10^6$ km² vs $\approx 10^5$ km²), we examine the sensitivity to area by examining equal area domains (Fig. S2). Results based on these two domain definitions are not appreciably different comparing Fig. 7 vs. Fig. S2). Hence to accumulate the maximum available profiles and reduce the statistical noise, the zone definition 1 with large northern and southern areas is used for the rest of the study.

b. Cloud vertical distribution

The total cloud fraction (CF) profile over Greenland (Fig. 8a) is around 10% from 0 to 6km AGL. More clouds (+2%) occur in summer below 4 km AGL, whereas in winter more clouds occur at high altitude (>4 km AGL) and less at low altitude (<4 km AGL) compared to the annual mean.

The southern amount fractions (Fig. 8b-d, red profiles) are constant near the surface (CF = 10%), and they are larger in the free troposphere in all seasons, particularly at 5 km AGL (+3%). We do not expect that the numerous clouds above 5 km AGL to mask the clouds below unless they are too thin. In DJF, for instance less than 5% of the profiles are fully attenuated at the ground (Sect. 3b). This indicates that free-tropospheric ice clouds occur in the southern region year-round, and that they are responsible for the weak annual cycle in cloud cover observed in southern Greenland (Fig. 7a). In the north, the occurrence of high-level clouds (>5 km AGL) is similar to the occurrence of low-level clouds (Fig. 8).

Figure 8 also indicates how cloud fraction profiles over Summit are uniquely distributed relative to mean cloud fraction profile over Greenland. In the lower troposphere ($z < 1$ km AGL), Summit is significantly cloudier than the other two regions in all seasons. The Summit low-level cloud surplus is particularly marked in DJF (Fig.8b) and JJA (Fig. 8d), when clouds at Summit are at least twice as frequent as over the two other regions. From June to November, these Summit low-level clouds are largely, but not exclusively, liquid (60.4% of the detected clouds in JJA and 52.5% in SON; Fig. S8). In DJF, most of the low-level clouds are composed of ice but the frequency of liquid clouds is relatively high at Summit (35.5% of the detected clouds).

In the upper troposphere (>5 km AGL), Summit is less cloudy than the rest of Greenland. However, this appears due to surface elevation. Plotting the cloud fraction relative to sea level instead of ground level (not shown) indicates that the free-tropospheric clouds over Summit are similar to those over the southern region with a maximum of occurrence at 7.5 km ASL.

In summary, the low-level liquid cloud seasonal cycle is similar in northern and southern Greenland, with a maximum in JJA (not in SON like much of the Arctic). Optically-thin free-tropospheric ice clouds are frequent over the south and Summit year-round, but are less frequent over northern Greenland where the atmosphere is drier (Shupe et al. 2013). Summit is cloudier at low levels than the rest of Greenland year-round.

5. Inter-annual variability in Greenland cloud covers

Using almost 10 years of CALIPSO-GOCCP data, we investigate the inter-annual variability of Greenland clouds. The annual mean cloud cover differs significantly between northern and southern Greenland (Fig. 9a): Northern Greenland is less cloudy (53%) than Southern Greenland (64%). Since the formation of liquid low-level clouds is more influenced, relative to high-level clouds, by smaller scale processes like orography and the proximity to moisture sources, the liquid cloud cover (Fig. 9b-c) exhibits a more complex pattern than the total cloud cover. Liquid clouds are mostly located along the coasts and in the middle of western Greenland between the Summit and NEEM stations, a pattern that is consistent for both liquid cloud cover definitions used here. The differences in spatial distribution between all clouds and liquid clouds again support the conclusion that ice clouds are a strong contributor to the large total cloud fractions in the south of Greenland.

Figure 10 shows the spatial distribution of inter-annual anomaly of liquid (Fig. 10b) and total cloud cover (Fig. 10a) during the period 2008-2015. Here we use the relative liquid cloud cover definition. Years 2012 and 2010 are the most positive liquid cloud anomalies over the period. In most regions the liquid cloud covers remain close to the multi-year average (+1 to 2%). The largest enhancements in those years are mostly located in western Greenland, and particularly in the northwest around the NEEM station. The enhanced liquid cloud cover influences the total cloud cover, which is also very slightly higher (+1%) in these years compared to the rest of the period (Fig. 10a). The years 2010 and 2012 correspond to well-documented maximum melt events over Greenland. In 2010, the persistence of warm temperatures from winter to summer induced a deficit of snowfall as well as a longer exposure of the bare ice on the surface to solar radiation (Tedesco et al. 2010). In our observations, the positive liquid cloud anomaly occurs west of 35°W, which is consistent with a decrease in snowfall in this region, and possibly an increase in liquid precipitation. In 2012, 97% of the surface melted on 11-12 July, compared to 35% on average for the 1981-2010 period (Tedesco et al. 2012, Hall et al. 2013). As with 2010, 2012 was associated with persistent anticyclonic conditions in southern Greenland, which led to above average surface temperatures (Tedesco et al. 2012). In addition, warm and moist air was likely advected from the western subtropical North Atlantic Ocean through atmospheric river events (Neff et al. 2014; Bonne et al. 2015), which could help explain the positive liquid cloud cover anomaly

detected over most of Greenland in CALIPSO observations. Those two years confirm that enhanced liquid cloud occurrence generally occurs simultaneously with warm air conditions above Greenland and enhanced ice sheet melt.

Figure 10a also shows that 2009 is the least cloudy year over the period from 2008 to 2015: the total cloud cover anomaly is strongly negative (-8%) on average over the entire Greenland subcontinent. Despite this large deficit in total cloud cover in 2009 compared to the other years, the liquid cloud deficit is moderate (-1%, Fig. 10b) and liquid clouds are more numerous along the east coast. This implies that the cloud deficit is mostly supported by a deficit in high altitude ice clouds rather than in low altitude liquid clouds. Box et al. (2009) showed that 2009 had the lowest melt extent since 2001 and an abnormally cold mean surface temperature relative to the 2008-2015 mean. This cold airmass temperature likely influenced the deficit of clouds observed by CALIPSO.

In summary, the inter-annual anomalies of the liquid and total cloud patterns during the time period 2008-2015 suggest that the observed negative total cloud cover anomalies can be significant (-10%) and are primarily due to deficits of ice clouds (not liquid clouds) distributed homogeneously over the entire Greenland territory with no specific pattern. These anomalies are associated with cold air temperatures over Greenland and decreased ice sheet melt. Moreover, the observed positive liquid cloud cover anomalies are moderate (+1 or 2%); they mostly occur over east/central Greenland and are slightly more pronounced over the northeast. These anomalies are associated with warm air mass temperatures over Greenland and increased surface melting.

6. Summary

In this work, the CALIPSO-GOCCP cloud cover retrieved from over Greenland is compared with ground-based lidar and radar observations collected at Summit, and with other satellite cloud amount datasets from the GEWEX cloud assessment. These comparisons showed that in average over the year, CALIPSO-GOCCP has a lower total cloud cover (-9.3%) and cloud fraction profile below 4km AGL (-17.4% if the cloud fraction profile in Figure 6d are vertically averaged from 0 to 4 km AGL in 2013) than ground-based observations. However

CALIPSO-GOCCP reports larger cloud covers than most of the GEWEX datasets (+6.7% compared to the multi-sensor mean).

Differences between CALIPSO-GOCCP and the ground-based radar are likely driven by the cloud detection threshold used in CALIPSO-GOCCP. This threshold is defined to avoid false detection during daytime and cannot detect the optically thin ($IWC < 2.5 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-3}$), low altitude (<4 km AGL) ice clouds. We designed for this study an alternative version of the cloud detection algorithm that can more successfully detect such clouds. The associated dataset CALIPSO-GOCCP_{green}, include more false positive detections at higher altitudes when the sun is above the horizon. In July and August liquid clouds are responsible for the full attenuation for 50% of the lidar profiles and might hide clouds below 2 km AGL.

Liquid cloud covers derived from CALIPSO and ground-based instruments are quite consistent for either cloud cover definition as defined in the CALIPSO-GOCCP standard algorithm or using ground-based measurement. As a result, we concluded that CALIPSO is a good instrument to evaluate the liquid cloudiness over Greenland. In contrast, low altitude optically thin ice clouds ($\tau < 0.3$) frequent over Greenland are not well identified in the regular CALIPSO-GOCCP nor by the ground-based lidar.

Space-based active remote sensing observations provide a new look at the temporal and spatial cloud variability over all of Greenland, and help put the Summit observations in perspective. The variability of total and liquid cloud cover at Summit is similar to northern Greenland (>72°N) where the atmosphere is drier. Southern Greenland (<72°N) is cloudy year-round (cloud cover = 60-70%) largely because of the prominent presence of free-tropospheric ice clouds much of the time. These results imply that the cloud seasonal cycle in the north drives the total Greenland cloud annual variability with a maximum in summer.

CALIPSO-GOCCP also reports more low-level clouds (<2 km AGL) at Summit, relative to other parts of Greenland, year round. In general the total cloud cover increases from North to South Greenland. Liquid clouds are common around the coasts, there is also a marked increase in liquid clouds over central Greenland. The similar seasonal cycle and values of liquid-only clouds cover over all Greenland regions reveals that the environmental conditions poorly affect the liquid-only cloud cover.

During the 2008-2015 time period sampled by CALIPSO large occurrence of liquid clouds were associated with high surface melting twice in 2010 and 2012. This study did not document how the atmospheric circulation drives the formation of those clouds, but there is evidence to suggest that the clouds did play a role in the enhanced melt. More work is needed to understand the interactions between large scale circulation, cloud formation and surface melting over Greenland.

Acknowledgment

The authors would like to thank the 3 anonymous reviewers for their useful comments that helped to improve the manuscript. They also wish to thank the NASA, CNES, and Climserv for giving access to the CALIOP data. The Summit Station data sets were provided by the ICECAPS project supported by the US National Science Foundation (PLR-1303879/1314156), the US Department of Energy Atmospheric Radiation Measurement Program, and NOAA. Thanks to the GEWEX community for creating the various datasets as part of the Cloud Assessment exercise and making them available online. Thanks to Patrick Raberanto and Rodrigo Guzman for providing the modified versions of CALIPSO-GOCCP used in this study. This work was supported in part by NSF grants PLR-1304692, PLR-1314358 and by the CNES/EECLAT project.

References

- Bennartz, R., and Coauthors, 2013: July 2012 Greenland melt extent enhanced by low-level liquid clouds. *Nature*, 496, 83–86, doi: 10.1038/nature12002.
- Blanchard, Y., J. Pelon, E. W. Eloranta, K. P. Moran, J. Delanoë, and G. Sèze, 2014: A Synergistic Analysis of Cloud Cover and Vertical Distribution from A-Train and Ground-Based Sensors over the High Arctic Station Eureka from 2006 to 2010 *J. Appl. Meteor. Clim.*, 53, 2553–2570, doi:10.1175/JAMC-D-14-0021.1.
- Borg, L. A., R. E. Holz, and D. D. Turner, 2011: Investigating cloud radar sensitivity to optically thin cirrus using collocated Raman lidar observations, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L05807, doi:10.1029/2010GL046365.
- Cesana, G., J. E. Kay, H. Chepfer, J. M. English, and G. de Boer, 2012: Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds: New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20804, doi:10.1029/2012GL053385.
- _____, and H. Chepfer, 2013: Evaluation of the Cloud Thermodynamic Phase in a Climate Model Using CALIPSO-GOCCP: CALIPSO-GOCCP CLOUD THERMODYNAMIC PHASE. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 7922–37. doi:10.1002/jgrd.50376.
- _____, and Coauthors, 2016: Using in situ airborne measurements to evaluate three cloud phase products derived from CALIPSO, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 5788–5808, doi:10.1002/2015JD024334.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J. L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, and S. Zeng, 2010: The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). *J. Geophys. Res.*, 115 doi:10.1029/2009JD012251.
- Church, J.A., P.U. Clark, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M.A. Merrifield, G.A. Milne, R.S. Nerem, P.D. Nunn, A.J. Payne, W.T. Pfeffer, D. Stammer and A.S. Unnikrishnan, 2013: Sea Level Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M.

Midgley (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, US

Enderlin, E. M., I. M. Howat, S. Jeong, M.-J. Noh, J.H. vanAngelen and M.R. van den Broeke, 2014: An improved mass budget for the Greenland ice sheet, *Geophys. Res. Lett.*, 41,866-872, doi:10.1002/2013GL059010.

English, J. M., Kay, J. E., Gettelman, A., Liu, X., Wang, Y., Zhang, Y. and H. Chepfer, 2014: Contributions of clouds, surface albedos, and mixed-phase ice nucleation schemes to Arctic radiation biases in CAM5, *J. Climate.*, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00608.1>

Fettweis, X., Hanna, E., Lang, C., Belleflamme, A., Erpicum, M., and H. Gallée, 2013: Brief communication "Important role of the mid-tropospheric atmospheric circulation in the recent surface melt increase over the Greenland ice sheet", *The Cryosphere.*, 7, 241-248, doi:10.5194/tc-7-241-2013.

Fichefet, T., C. Poncin, H. Goosse, P. Huybrechts, I. Janssens, and H. Le Treut, 2003: Implications of changes in freshwater flux from the Greenland ice sheet for the climate of the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 30, 17,, doi:10.1029/2003GL017826.

Flynn, C. J., A. Mendoza, Y. Zheng, and S. Mathur, 2007: Novel polarization-sensitive micropulse lidar measurement technique. *Opt. Express.*, 15, 2785–2790.

Griggs, J. A., and J. L. Bamber, 2008: Assessment of cloud cover characteristics in satellite datasets and reanalysis products for Greenland. *J. Climate.*, 21,1837–1849.

Guzman, R., H. Chepfer, V. Noel, T. Vaillant de Guélis, J. E. Kay, P. Raberanto, G. Cesana, M. A. Vaughan, and D. M. Winker, *submitted*: Direct atmosphere opacity observations from CALIPSO provide new constraints on cloud-radiation interactions. . *Geophys. Res. Atmos.*

Hu, Y., D. Winker, P. Yang, B. A. Baum, L. Poole, and L. Vann, 2001: Identification of cloud phase from PICASSO-CENA lidar depolarization: A multiple scattering sensitivity study, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, 70, 569–579, doi:10.1016/S0022-4073(01)00030-9.

- Intrieri, J. M., M. D. Shupe, T. Uttal, and B. J. McCarty, 2002: An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA. *J. Geophys. Res.*, 107, 8030, doi:10.1029/2000JC000423.
- Kay, J. E., and A. Gettelman, 2009: Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss. *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2009JD011773.
- Kay, J. E., and T. L'Ecuyer, 2013: Observational constraints on Arctic Ocean clouds and radiative fluxes during the early 21st century: ARCTIC OCEAN CLOUD AND RADIATION CLIMATOLOGY. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 7219–7236, doi:10.1002/jgrd.50489.
- Kay, J. E., L. Bourdages, N. B. Miller, A. Morrison, V. Yettella, H. Chepfer, and B. Eaton, 2016: Evaluating and improving cloud phase in the Community Atmosphere Model version 5 using spaceborne lidar observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 4162–4176, doi:10.1002/2015JD024699.
- Marchand, R., G. G. Mace, T. Ackerman, and G. Stephens, 2008: Hydrometeor Detection Using Cloudsat —An Earth-Orbiting 94-GHz Cloud Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25, 519–533, doi:10.1175/2007JTECHA1006.1.
- Miller, N. B., M. D. Shupe, C. J. Cox, V. P. Walden, D. D. Turner, and K. Steffen, 2015: Cloud Radiative Forcing at Summit, Greenland. *J. Climate.*, 28, 15, 6267–80, doi:10.1175/JCLI-D-15-0076.1.
- Mioche, G., O. Jourdan, M. Ceccaldi, and J. Delanoë, 2015: Variability of mixed-phase clouds in the Arctic with a focus on the Svalbard region: a study based on spaceborne active remote sensing. *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 2445–2461, doi:10.5194/acp-15-2445-2015.
- Moran, K., B. Martner, M. Post, R. Kropfli, D. Welsh, and K. Widener, 1998: An unattended cloud-profiling radar for use in climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 443–455.
- Morrison, H., G. de Boer, G. Feingold, J. Harrington, M. D. Shupe, and K. Sulia, 2012: Resilience of Persistent Arctic Mixed-Phase Clouds. *Nature Geoscience* 5, no. 1 11–17. doi:10.1038/ngeo1332.

-
- Mote, T. L., 2007: Greenland surface melt trends 1973–2007: Evidence of a large increase in 2007, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22507, doi:10.1029/2007GL031976.
- National Geophysical Data Center/NESDIS/NOAA/U.S. Department of Commerce. 1995. TerrainBase, Global 5 Arc-minute Ocean Depth and Land Elevation from the US National Geophysical Data Center (NGDC). Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <http://rda.ucar.edu/datasets/ds759.2/>. Accessed 01 10 2014.
- Nayak, M., and Coauthors, 2012: CloudSat anomaly recovery and operational lessons learned. Proceedings of the 12th International Conference on Space Operations (SpaceOps)
- Neff, W., G. Compo, F. M. Ralph, and M. D. Shupe, 2014: Continental heat anomalies and the extreme melting of the Greenland ice surface in 2012 and 1889. *J. Geophys. Res.*, 119, doi:10.1002/2014JD021470.
- Noel, V., and H. Chepfer, 2010: A global view of horizontally oriented crystals in ice clouds from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO). *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JD012365.
- Reverdy, M., H. Chepfer, D. Donovan, V.Noel, G.Cesana, C.Hoareau, M.Chiriaco, and S. Bastin, 2015: An EarthCARE/ATLID simulator to evaluate cloud description in climate models, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 11,090–11,113, doi:10.1002/2015JD023919
- Sassen, K., 1991: The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72(12), 1848-1866.
- Seo, E.-K. and G. Liu, 2005: Retrievals of cloud ice water path by combining ground cloud radar and satellite high-frequency microwave measurements near the ARM SGP site. *J. Geophys. Res.*, 110, doi:10.1029/2004JD005727.
- Shupe, M., S. Matrosov, and T. Uttal, 2006: Arctic mixed-phase cloud properties derived from surface-based sensors at SHEBA. *J. Atmos. Sci.*, 63,697–711.
- _____, V. P. Walden, E. Eloranta, T. Uttal, J. R. Campbell, S. M. Starkweather, and M. Shiobara, 2011: Clouds at Arctic atmospheric observatories. Part I: occurrence and macrophysical properties. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 50, 626–644.

- _____, 2011: Clouds at Arctic Atmospheric Observatories. Part II: Thermodynamic Phase Characteristics. *J. Appl Meteor and Climatol.*, 50, 645–661.
doi:10.1175/2010JAMC2468.1.
- _____, and Coauthors, 2013: High and Dry: New Observations of Tropospheric and Cloud Properties above the Greenland Ice Sheet. *Bull. Am. Met. Soc.*, 94, 169–186.
doi:10.1175/BAMS-D-11-00249.1.
- Spinhirne, J. D., S. P. Palm, and W. D. Hart, 2005: Antarctica cloud cover for October 2003 from GLAS satellite lidar profiling, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22S05,
doi:10.1029/2005GL023782.
- Stubenrauch, C., W. Rossow, and S. Kinne, 2012: Assessment of global cloud datasets from satellites. WCRP Rep. 23/2012, 175 pp.
- _____, and Coauthors, 2013: Assessment of Global Cloud Datasets from Satellites: Project and database initiated by the GEWEX radiation panel. *Bull. Am. Met. Soc.*, doi:
10.1175/BAMS-D-12-00117
- Tedesco, M., X. Fettweis, T. Mote, J. Wahr, P. Alexander, J. E. Box, and B. Wouters, 2013: Evidence and Analysis of 2012 Greenland Records from Spaceborne Observations, a Regional Climate Model and Reanalysis Data. *The Cryosphere*, 7, 615–30.
doi:10.5194/tc-7-615-2013.
- Thorsen, T. J., Q. Fu, J. M. Comstock, C. Sivaraman, M. A. Vaughan, D. M. Winker, and D. D. Turner, 2013: Macrophysical properties of tropical cirrus clouds from the CALIPSO satellite and from ground-based micropulse and Raman lidars, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 9209–9220, doi:10.1002/jgrd.50691.
- Turner, D. D., and Coauthors, 2007b: Thin Liquid Water Clouds: Their Importance and Our Challenge. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 177–90. doi:10.1175/BAMS-88-2-177.
- Van Tricht, K., S. Lhermitte, J. T. M. Lenaerts, I. V. Gorodetskaya, T. L 'Ecuyer, B. Noel, M. R. van den Broeke, D. D. Turner, and N. P. M. van Lipzig, 2016: Clouds enhance Greenland ice sheet meltwater runoff. *Nat. Commun.* 7:10266 doi:
10.1038/ncomms10266.

-
- Wang, Z., and K. Sassen, 2001: Cloud Type and Macrophysical Property Retrieval Using Multiple Remote Sensors. *J. Appl. Meteorol.* 40, no. 10, 1665–1682.
- Wang, X., and J. R. Key, 2005: Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR Polar Pathfinder dataset. Part I: Spatial and temporal characteristics. *J. Climate*, 18, 2558–2574.
- Winker, D. M., Pelon, J., Coakley, J. A., Ackerman, S. A., Charlson, R. J., Colarco, P. R., Flamant, P., Fu, Q., Hoff, R. M., Kittaka, C., Kubar, T. L., Le Treut, H., McCormick, M. P., Mégie, G., Poole, L. R., Powell, K. A., Trepte, C., Vaughan, M. A. and Wielicki, B. A., 2010: The CALIPSO mission: A Global 3D view of Aerosols and Cloud, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1211–1229, doi:10.1175/2010BAMS3009.1.

Figure caption

Figure 1. ATB profiles along orbits sections above Greenland. a) Attenuated Backscattered (ATB) signal along a nighttime orbit on December 20th 2013 with 30 m vertical resolution. b) ATB profile corresponding to the white line in the orbit section. The ATB profile here is averaged to be 480 m vertically resolved. c-d) Same as (a-b) with daytime profiles taken in May 15th 2013. The blue and red lines indicate respectively the cloud detection threshold used in standard CALIPSO-GOCCP and in CALIPSO-GOCCP_{modif}. The shading in grey shows the area where clouds are detected in standard CALIPSO-GOCCP. The yellow shading is the added area where cloud will be detected in CALIPSO-GOCCP_{modif}. The standard cloud detection threshold combines 2 conditions: $SR > 5$ and $ATB - ATB_{mol} < 2.5 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. For the modified threshold the conditions to detect a cloud are: $SR > 1.2$ and $ATB - ATB_{mol} < 7 \times 10 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$.

Figure 2. Availability of the measurements taken by the ground-based radar (MMCR, in red) and lidar (MPL, in green). Number of profiles collected each year above Summit (z > 3000 m AGL) by the space lidar (CALIPSO, in black). Data availability is the ratio between the number of profiles collected by the instruments and the maximum number of profiles theoretically expected. Year 2013 (yellow) is used for the comparison between the satellite and ground-based active sensors. ground-based

Figure 3. Cloud covers annual cycle over Summit from ground-based lidar (MPL), radar (MMCR) and from satellite lidar CALIPSO-GOCCP: a) Monthly mean total cloud cover, and b) CALIPSO-GOCCP minus ground-based radar and lidar cloud cover amounts. Dark colors are for results obtained from cloud cover calculated from all the profiles accumulated in 24 h each day. The light colors represent the cloud cover amounts calculated from the profiles corresponding to CALIPSO crossing time over the Summit region.

Figure 4. Monthly mean liquid cloud cover for CALIPSO-GOCCP (red) and MPL (green) for a) the absolute liquid cloud cover definition (top: $CC_{liq,abs} = N_{liq} / N_{profiles}$) and the relative cloud cover definition (bottom: $CC_{liq,re} = CC_{tot} \times N_{liq} / (N_{liq} + N_{ice})$).

Figure 5. Cloud cover over Summit observed from different satellite climatologies as part of the GEWEX cloud assessment. a) Annual mean cloud cover, where the error bars indicate the

intra-annual standard deviation and the black dashed line indicates the average cloud cover value in 2013 for CALIPSO-GOCCP. b) Seasonal cycle normalized to the annual cloud cover.

Figure 6. Vertical cloud profile fraction annual cycle in 2013 over Summit shown as monthly averages observed with a) CALIPSO-GOCCP b) the ground lidar and c) the ground radar. d) Annual mean vertical cloud profile for 2013 (solid lines). The grey area is the intra-annual standard deviation. Dashed lines are the average profiles for the months with almost 24h daylight condition (May, June and July), whereas the dot-dashed lines are for the months in nighttime conditions (November, December and January). The vertical resolution for the space lidar, the ground radar and the ground lidar are respectively: 480 m, 45 m and 15 m.

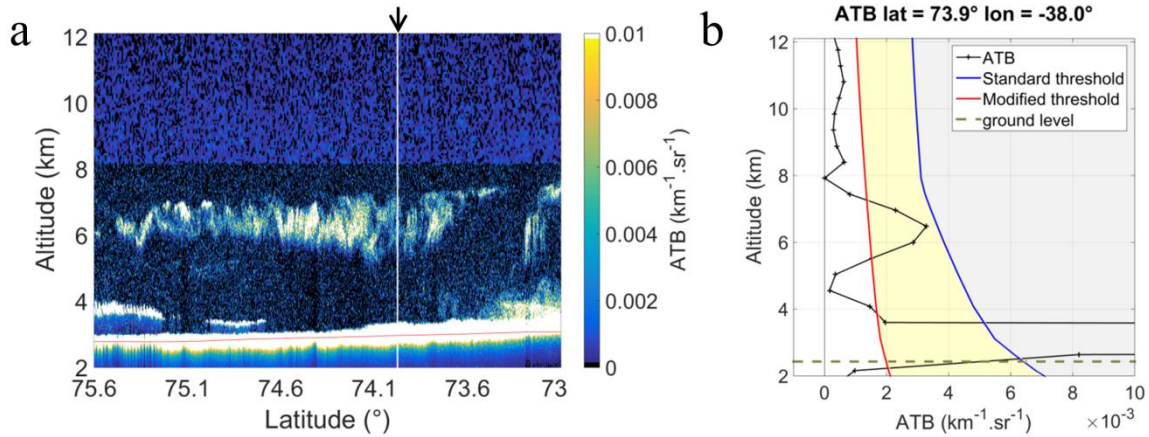
Figure 7. Comparison between the cloud cover annual cycle over all Greenland, North Greenland, South Greenland and Summit area (a-d) total cloud cover (b-c-d) liquid cloud cover. The left column shows results computed over large areas (Definition 1), and the right column shows those from smaller areas (Definition 2). Cloud cover amounts are derived from CALIPSO-GOCCP over the period 2008-2015.

Figure 8. Seasonal variation of the cloud fraction profile derived from CALIPSO-GOCCP between 2008-2015 (a) over all Greenland, and the seasonal comparison among northern Greenland, southern Greenland, Summit, and all of Greenland in (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, and (e) SON.

Figure 9. Spatial maps of the Greenland annual mean cloud cover derived from CALIPSO-GOCCP data between 2008 and 2015 for (a) all clouds, (b) Relative liquid clouds only, and (c) Absolute liquid cloud cover only. The mean total or liquid cloud cover amounts are given in the title of each plot.

Figure 10. Inter-annual anomalies of the (a) total cloud cover and (b) liquid cloud cover over the 2008-2015 time period from CALIPSO-GOCCP. The annual mean over Greenland is given in the title of each plot. We computed the same maps with $CC_{\text{liq, abs}}$, and found that the inter-annual variation and the geographical localization of the liquid cloud cover anomalies remain the same but on average the annual mean liquid cloud cover over all Greenland increased by $7.5 \pm 2.4\%$ relative to $CC_{\text{liq, rel}}$.

Night-time case study



Day-time case study

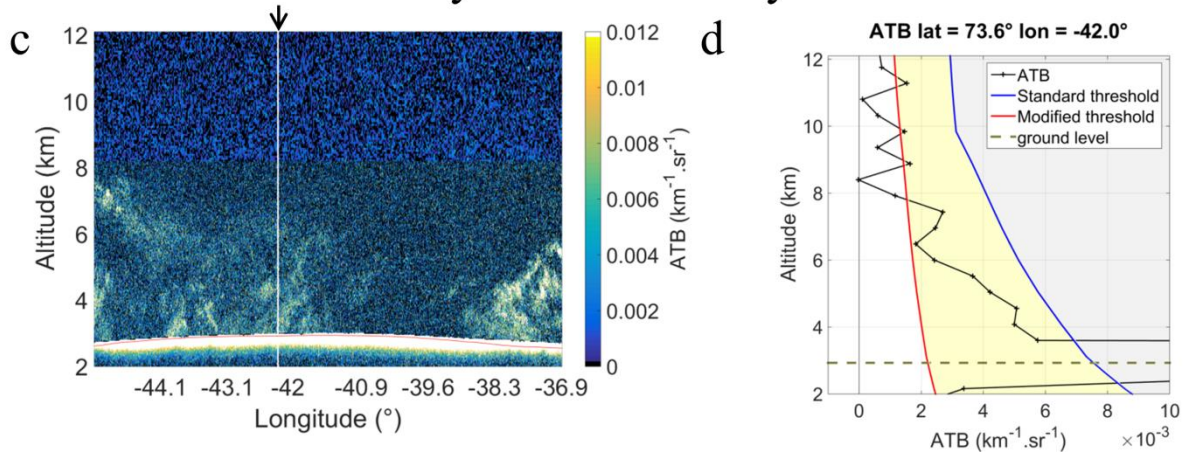


Figure 1. ATB profiles along orbits sections above Greenland. a) Attenuated Backscattered (ATB) signal along a nighttime orbit on December 20th 2013 with 30 m vertical resolution. b) ATB profile corresponding to the white line in the orbit section. The ATB profile here is averaged to be 480 m vertically resolved. c-d) Same as (a-b) with daytime profiles taken in May 15th 2013. The blue and red lines indicate respectively the cloud detection threshold used in standard CALIPSO-GOCCP and in CALIPSO-GOCCP_{modif}. The shading in grey shows the area where clouds are detected in standard CALIPSO-GOCCP. The yellow shading is the added area where cloud will be detected in CALIPSO-GOCCP_{modif}. The standard cloud detection threshold combines 2 conditions: $SR > 5$ and $ATB - ATB_{mol} < 2.5 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. For the modified threshold the conditions to detect a cloud are: $SR > 1.2$ and $ATB - ATB_{mol} < 7 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$.

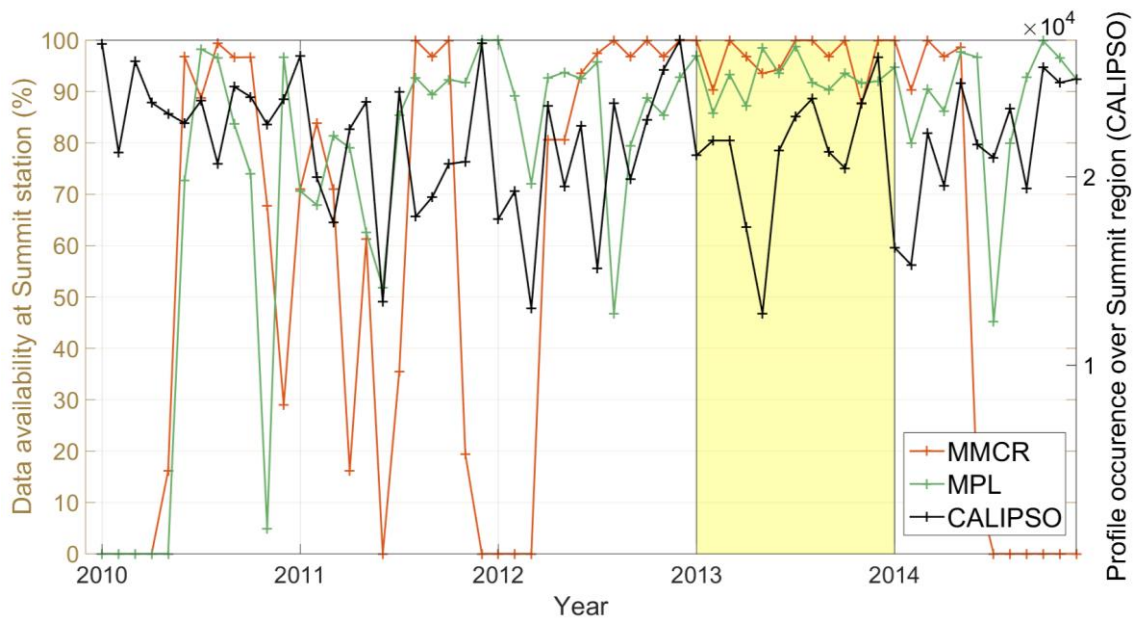


Figure 2. Availability of the measurements taken by the ground-based radar (MMCR, in red) and lidar (MPL, in green). Number of profiles collected each year above Summit ($z > 3000$ m AGL) by the space lidar (CALIPSO, in black). Data availability is the ratio between the number of profiles collected by the instruments and the maximum number of profiles theoretically expected. Year 2013 (yellow) is used for the comparison between the satellite and ground-based active sensors.

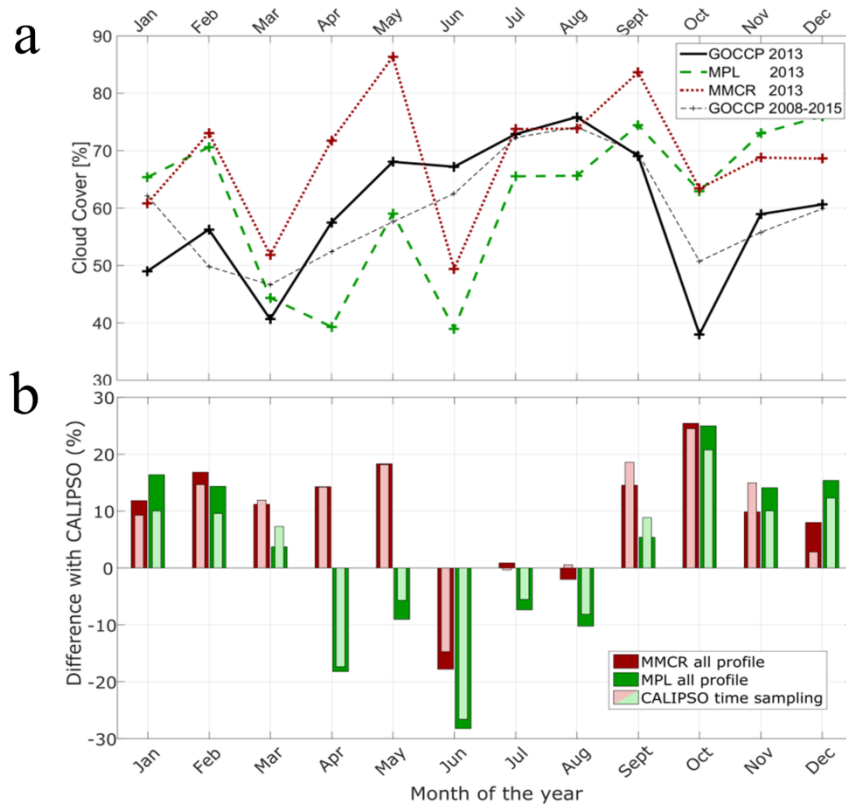
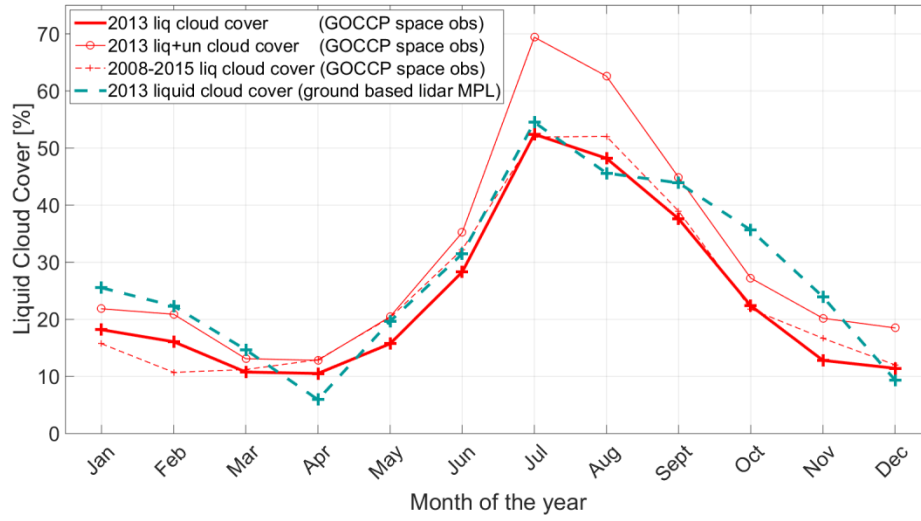


Figure 3. Cloud covers annual cycle over Summit from ground-based lidar (MPL), radar (MMCR) and from satellite lidar CALIPSO-GOCCP: a) Monthly mean total cloud cover, and b) Differences between ground-based radar and lidar with CALIPSO-GOCCP cloud cover amounts. Dark colors are for results obtained from cloud cover calculated from all the profiles accumulated in 24 h each day. The light colors represent the cloud cover amounts calculated from the profiles corresponding to CALIPSO crossing time over the Summit region.

a) Absolute liquid cloud cover as defined in Shupe et al. (2013) ($CC_{liq,abs}$)



b) Relative liquid cloud cover as defined in standard GOCCPv2.9 algorithm ($CC_{liq,rel}$)

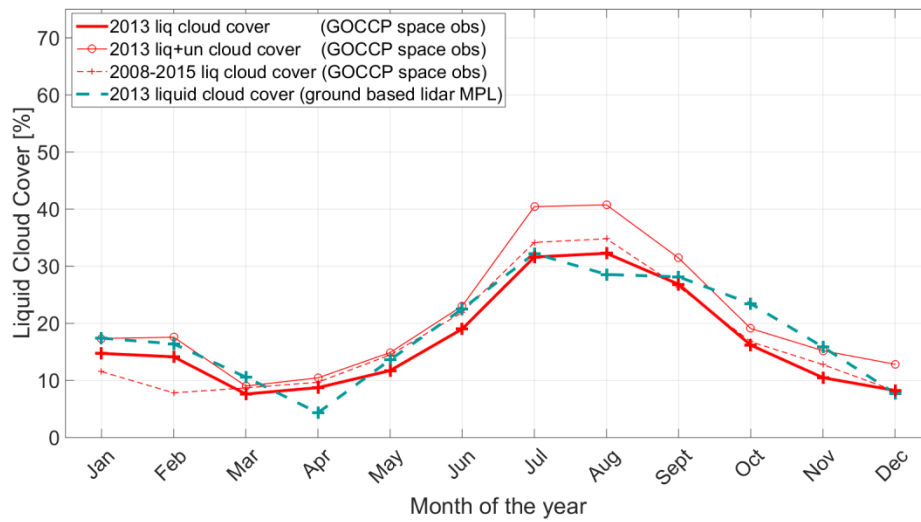


Figure 4. Monthly mean liquid cloud cover for CALIPSO-GOCCP (red) and MPL (green) for a) the absolute liquid cloud cover definition (top: $CC_{liq,abs} = N_{liq} / N_{profiles}$) and the relative cloud cover definition (bottom: $CC_{liq,rel} = CC_{tot} \times N_{liq} / (N_{liq} + N_{ice})$).

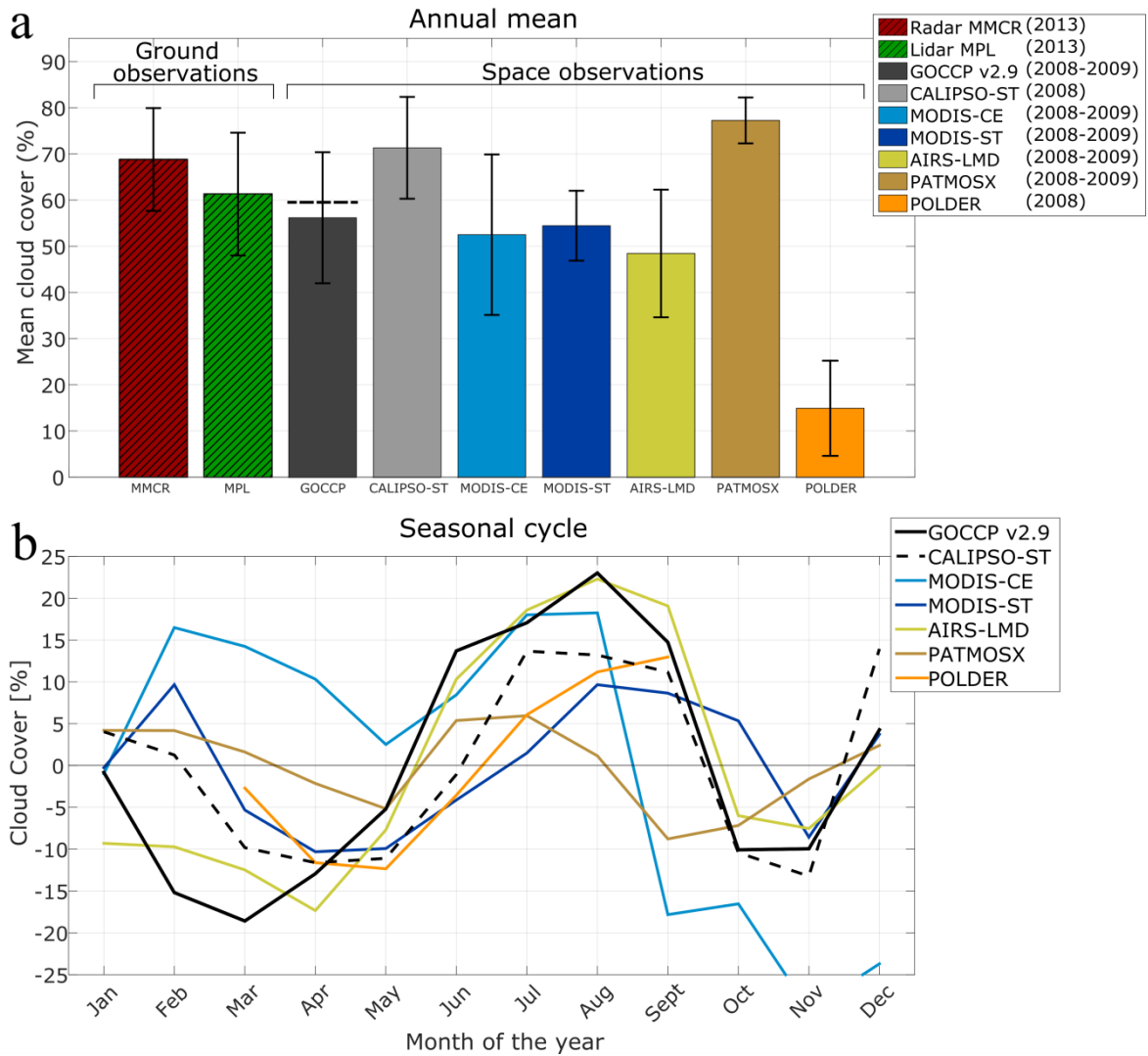


Figure 5. Cloud cover over Summit observed from different satellite climatologies as part of the GEWEX cloud assessment. a) Annual mean cloud cover, where the error bars indicate the intra-annual standard deviation and the black dashed line indicates the average cloud cover value in 2013 for CALIPSO-GOCCP v2.9. b) Monthly anomalies in cloud cover with respect to the annual average of each cloud data set. The seasonal cycle in absolute values can be found in the supplementary material (Fig. S6).

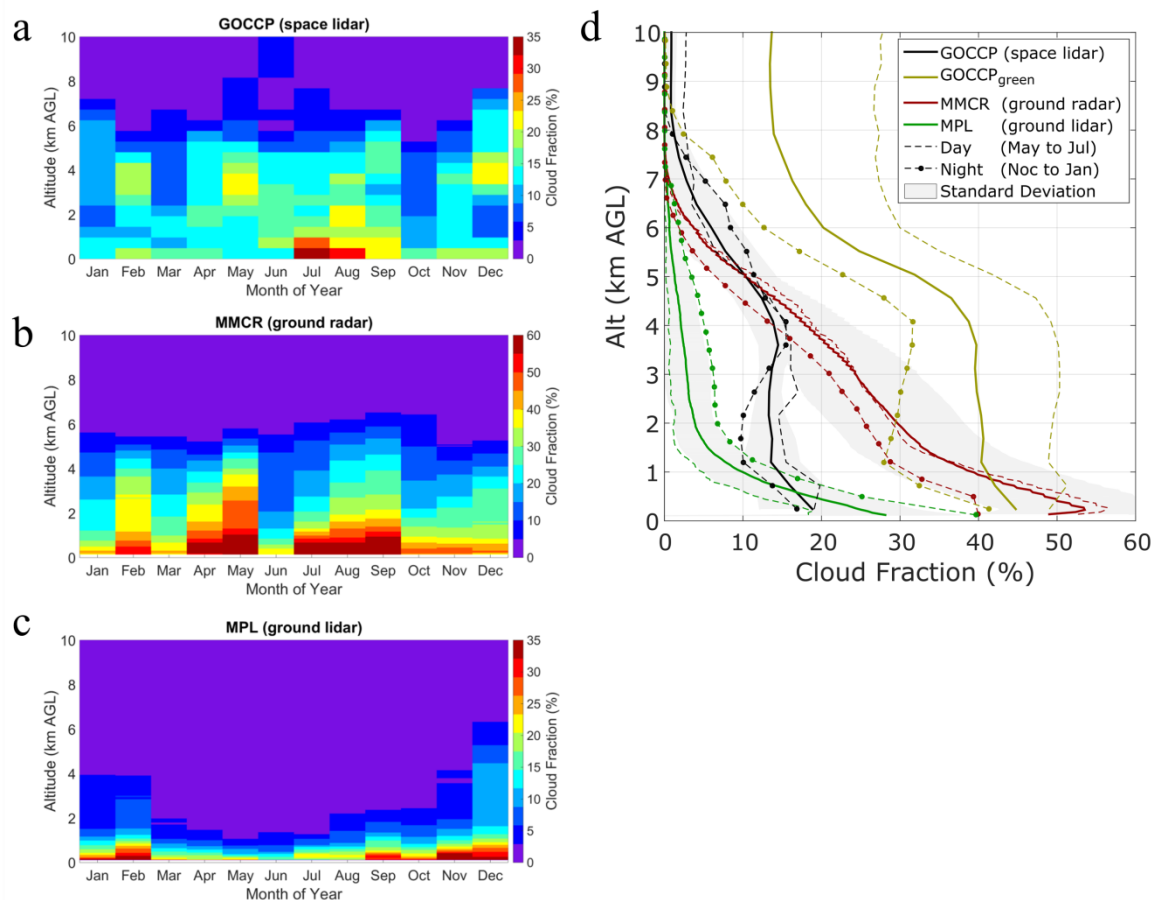


Figure 6. Vertical cloud profile fraction annual cycle in 2013 over Summit shown as monthly averages observed with a) CALIPSO-GOCCP b) the ground lidar and c) the ground radar. d) Annual mean vertical cloud profile for 2013 (solid lines). The grey area is the intra-annual standard deviation. Dashed lines are the average profiles for the months with almost 24 h daylight condition (May, June and July), whereas the dot-dashed lines are for the months in nighttime conditions (November, December and January). The vertical resolution for the space lidar, the ground radar and the ground lidar are respectively: 480 m, 45 m and 15 m.

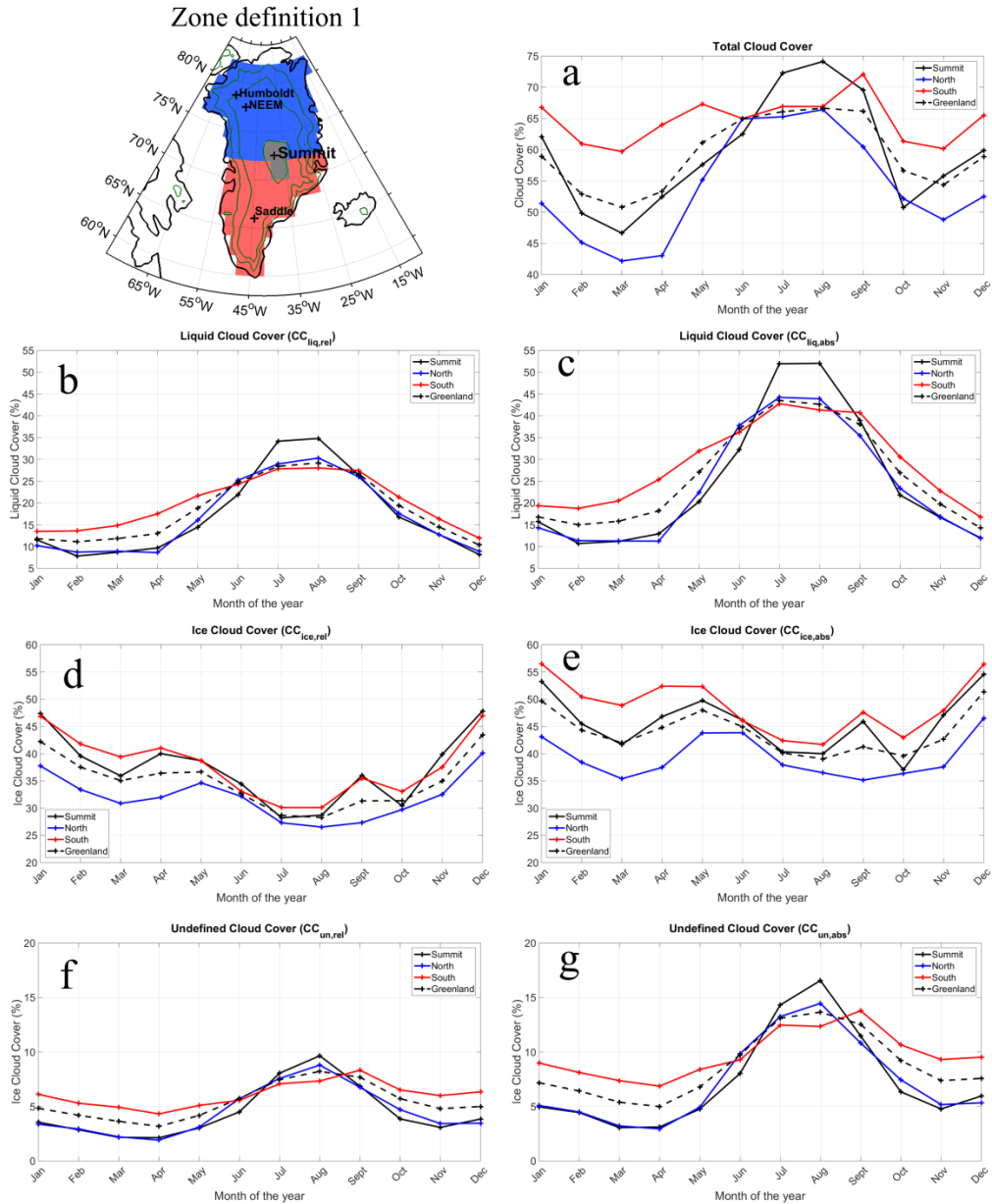


Figure 7. Comparison between the cloud cover annual cycle over all Greenland, North Greenland, South Greenland and Summit area. (a) Total cloud cover. (b, c) Liquid cloud cover for respectively $CC_{liq,rel}$ and $CC_{liq,abs}$ cloud cover definition. (d,e) Ice cloud cover for respectively $CC_{liq,rel}$ and $CC_{liq,abs}$ cloud cover definition. (f,g) Undefined cloud cover for respectively $CC_{liq,rel}$ and $CC_{liq,abs}$ cloud cover definition. Those results are computed over large areas (Zone definition 1), results for smaller area (Zone definition 2) are shown in the supplemental material (Fig. S2). Cloud cover amounts are derived from CALIPSO-GOCCP over the period 2008-2015.

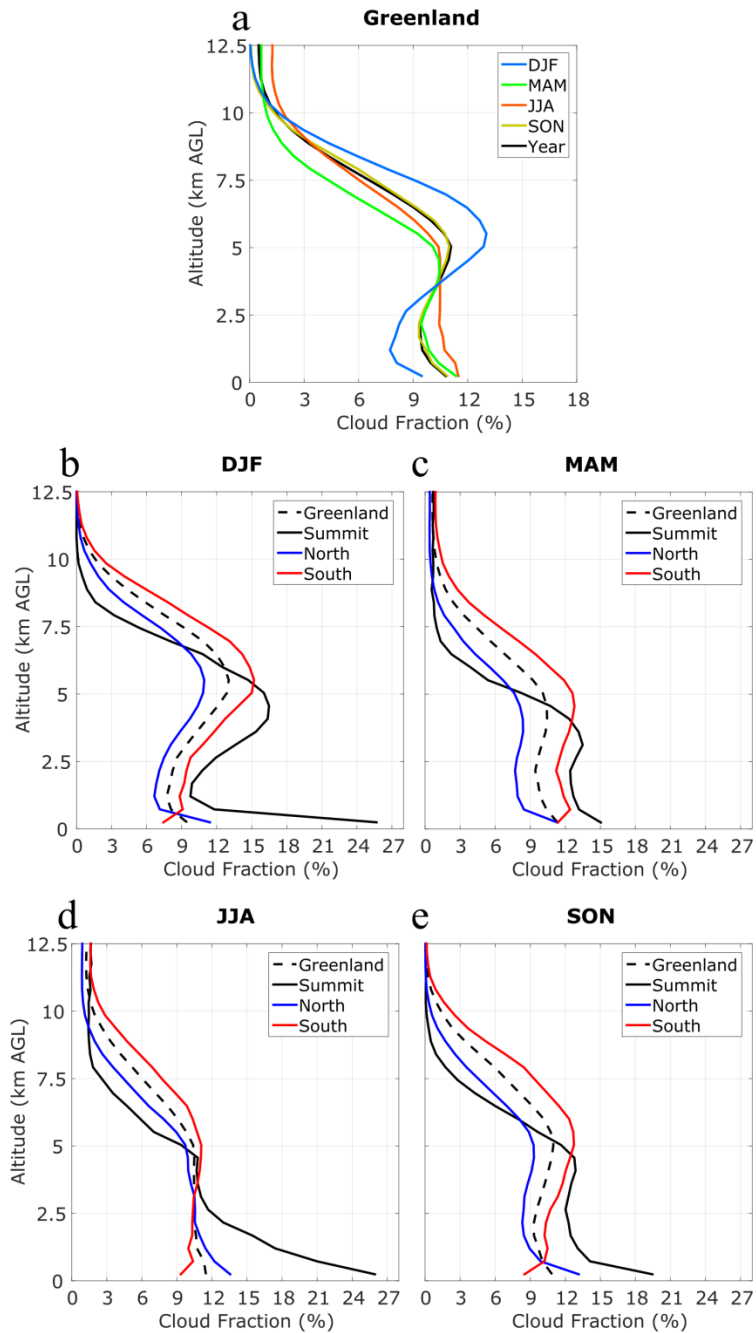


Figure 8. Seasonal variation of the cloud fraction profile derived from CALIPSO-GOCCP between 2008-2015 (a) over all Greenland, and the seasonal comparison among northern Greenland, southern Greenland, Summit, and all of Greenland in (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA, and (e) SON. (Same plots for zone definition 2 can be found in supplementary material Fig. S7)

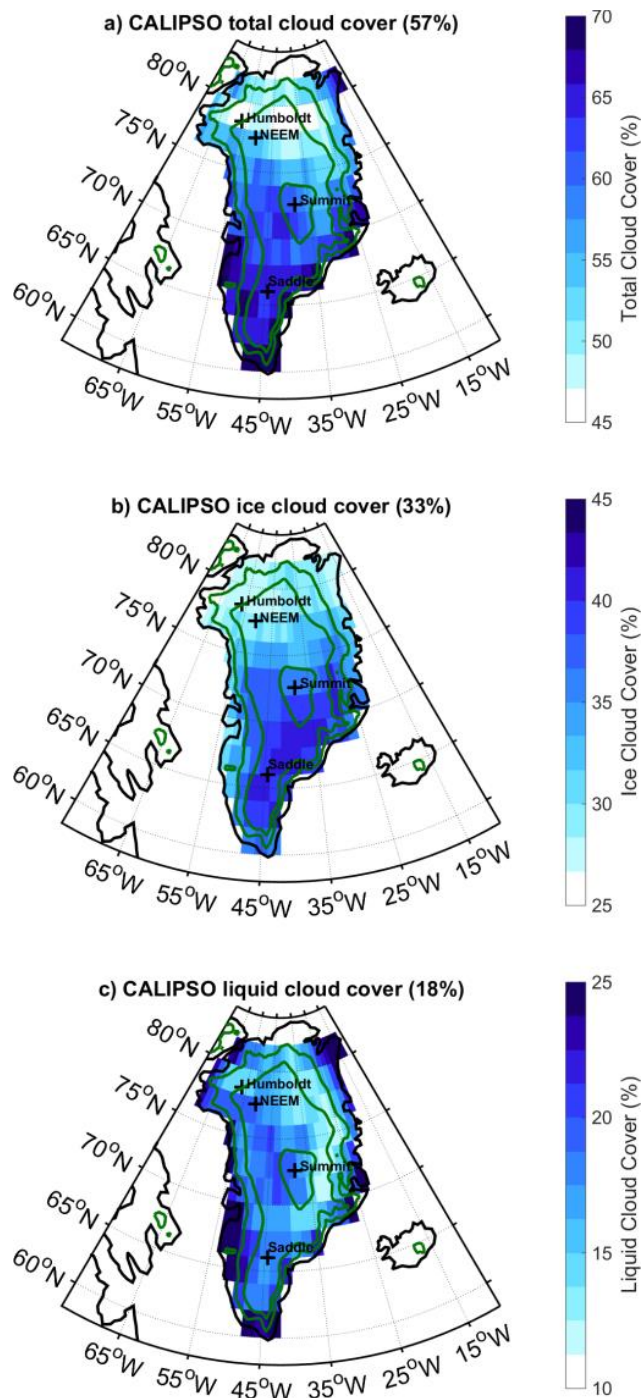


Figure 9. Spatial maps of the Greenland annual mean cloud cover derived from CALIPSO-GOCCP data between 2008 and 2015 for (a) all clouds, (b) Relative liquid clouds only, and (c) Absolute liquid cloud cover only. The mean total or liquid cloud cover amounts are given in the title of each plot.

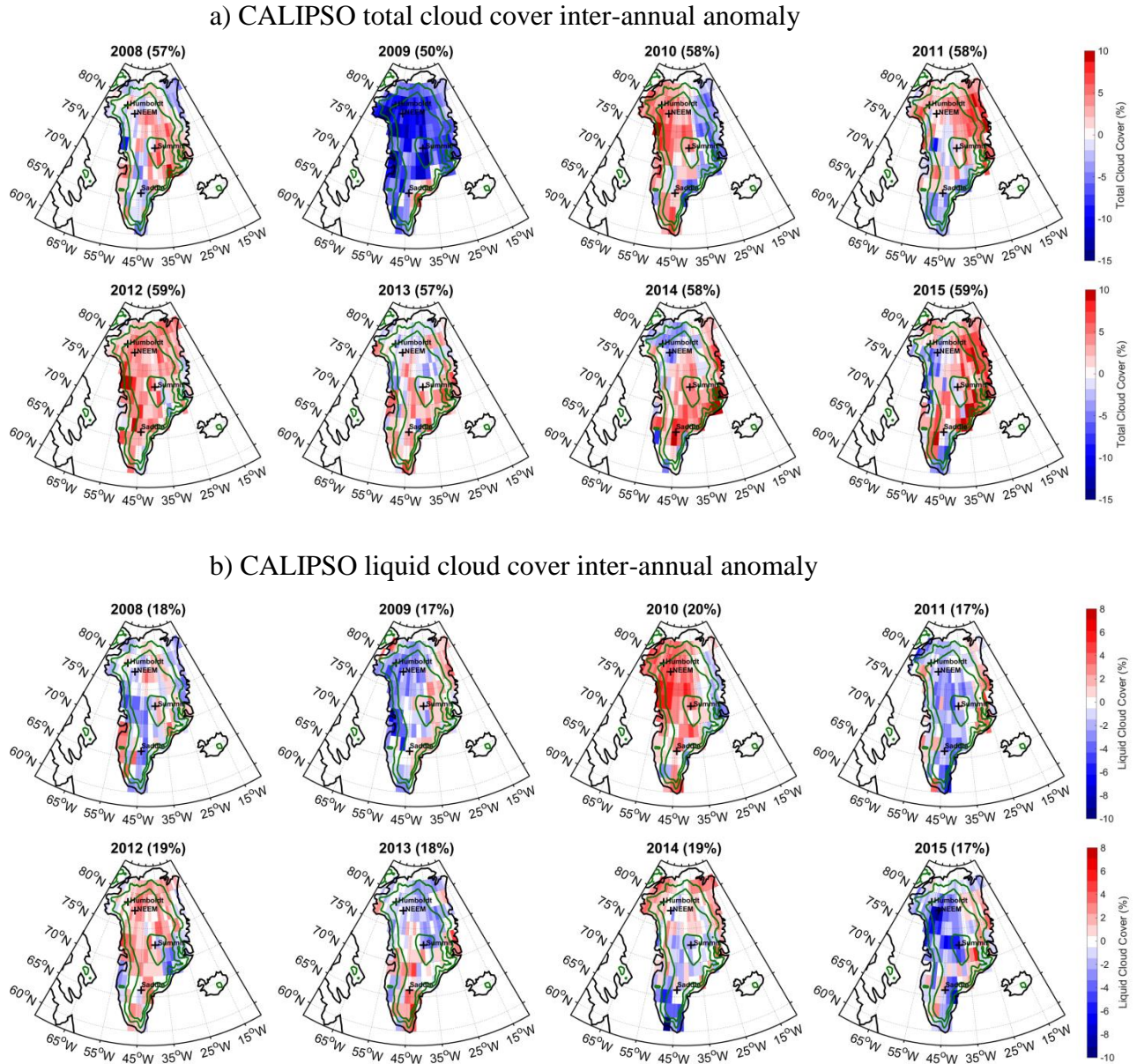


Figure 10. Inter-annual anomalies of the (a) total cloud cover and (b) Relative liquid cloud cover over the 2008-2015 time period derived from CALIPSO-GOCCP. The annual mean over Greenland is given in the title of each plot. We computed the same maps with $CC_{\text{liq, abs}}$, and found that the inter-annual variation and the geographical localization of the liquid cloud cover anomalies remain the same but on average the annual mean liquid cloud cover over all Greenland increased by $7.5 \pm 2.4\%$ relative to $CC_{\text{liq, rel}}$

Supplementary Material

Greenland clouds observed by CALIPSO: comparison with ground-based Summit observations.

Adrien Lacour (1), Helene Chepfer (1), Matthew D. Shupe (3), Nathaniel Miller (3), Vincent Noel (4), Jennifer Kay (3,5), David D. Turner (6) , R. Guzman (2)

(7) Univ. Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre Simon Laplace Ecole Polytechnique 91128 Palaiseau France

(8) CNRS, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre Simon Laplace Ecole Polytechnique 91128 Palaiseau France

(9) Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado, USA

(10) CNRS/INSU, Laboratoire d'Aérodynamique, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

(11) Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado

(12) NOAA Earth System Research Laboratory, Boulder, Colorado, USA

Contact author:

Adrien Lacour

Laboratoire de Météorologie Dynamique UMR8539, Ecole Polytechnique 91128 Palaiseau France

adrien.lacour@lmd.polytechnique.fr

List of Figures

Figure S1. CALIPSO sampling statistics. a) Number of CALIPSO observations over Greenland as a function of time of day (UTC) for one month (January 2010), b) Same as panel (a) restricted to the Summit region (elev > 3000 m), and c) the number of CALIPSO orbit crossings over $2 \times 2^\circ$ pixel for one month (January 2010).

Figure S2. Comparison between the cloud cover annual cycle over all Greenland, North Greenland, South Greenland and Summit area (Zone definition 2). (a) Total cloud cover. (b, c) Liquid cloud cover for respectively CCl_{liq,rel} and CCl_{liq,abs} cloud cover definition. (d,e) Ice cloud cover for respectively CCl_{liq,rel} and CCl_{liq,abs} cloud cover definition. (f,g) Undefined cloud cover for respectively CCl_{liq,rel} and CCl_{liq,abs} cloud cover definition. Cloud cover amounts are derived from CALIPSO-GOCCP over the period 2008-2015.

Figure S3. July 29th 2013 case study (daytime). a) CALIPSO Level 1 Attenuated Total Backscattered signal for an orbit close to Summit station b) CALIPSO-GOCCP mask: Attenuated, Rejected, Surface, Uncertain, Unclassified phase, Liquid cloud, Ice cloud, Clear sky. The purple line indicates the location of the profile nearest to the Summit station. c) Ground radar reflectivity profile for July 29th 2013 (MMCR). The green lines correspond to the CALIPSO passage time. d) Ground lidar cloud mask (MPL) e) CALIPSO orbit trajectory. f) Daily mean cloud profile calculated for CALIPSO-GOCCP and the ground radar and lidar.

Figure S4. Same as figure S3 for December 22nd 2013 (nighttime).

Figure S5. Cloud fraction profiles for DJF 2013 from CALIPSO-GOCCP v2.9 and from the ground radar (MMCR) for different cloud detection thresholds: 0, -10, -20, -30 and -

60 dBZ. Only winter month are considered to avoid the fully attenuation observed during summer.

Figure S6. Seasonal cycle of the total cloud cover over Summit from different satellite climatologies part of the GEWEX cloud assessment.

Figure S7. Seasonal variation of the cloud fraction profile for the zone definition 2 (2008-2015). Comparison between North, South, Summit, All Greenland vertical cloud fraction in (b) DJF (c) MAM (d) JJA (e) SON.

Figure S8. Seasonal variation of the liquid cloud fraction profile for the zone definition 1 (2008-2015). Comparison between North, South, Summit, All Greenland vertical liquid cloud fraction in (b) DJF (c) MAM (d) JJA (e) SON.

Figure S9. Simulated ice cloud profiles. (a) Simulated ice cloud profiles with $r = 50 \mu\text{m}$, $\Delta z = 2000 \text{ m AGL}$ for 480 m vertical resolution and varying IWC values. (b) Simulated ice cloud profiles for an ice cloud with $r = 50 \mu\text{m}$, $\text{IWC} = 10^{-2} \text{ g.m}^{-2}$, $\Delta z = 100 \text{ m}$, an elevation of 4 or 7.5 km AGL and a 30 m (orange) or 480 m vertical resolution. In both plots, each profile is independent, one profile will not be attenuated by a profile above i.e. the high cloud profile (7-8km) and the mid cloud profile (4km) are 2 independent profiles

Table S1. Datasets included in the GEWEX-Cloud Assessment considered in the present study.

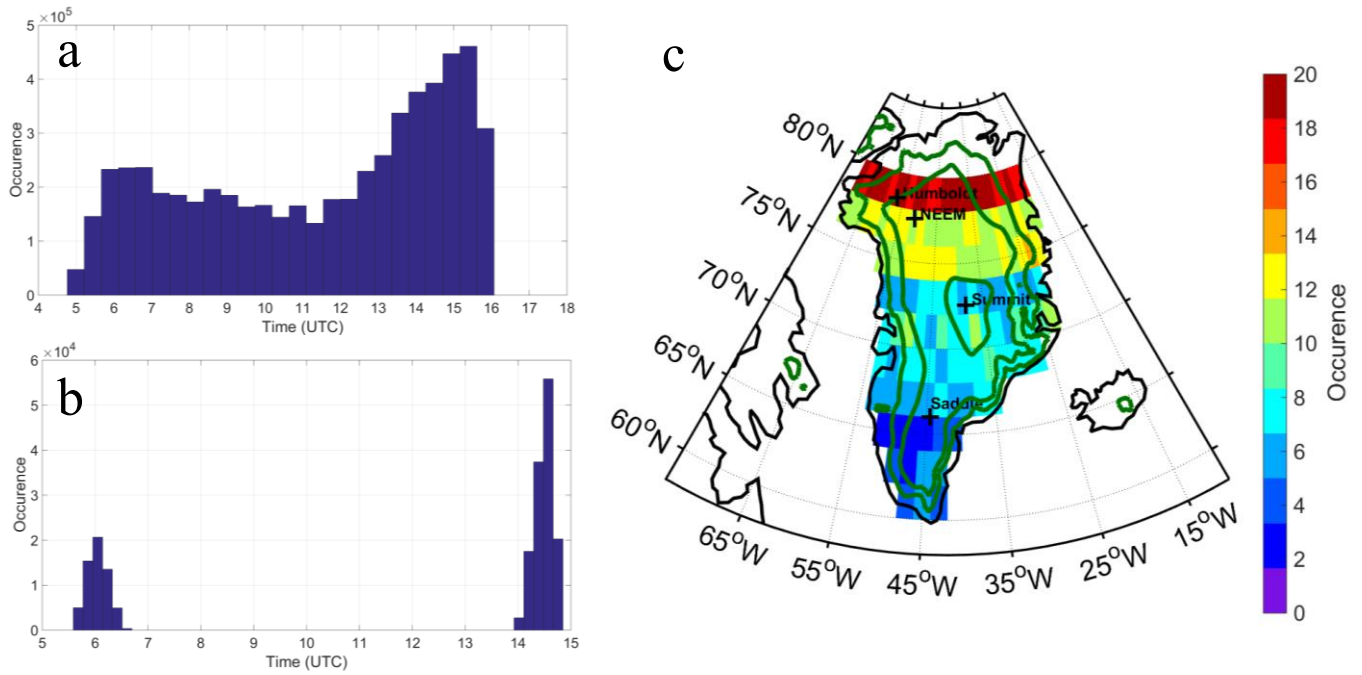


Figure S1. CALIPSO sampling statistics. a) Number of CALIPSO observations over Greenland as a function of time of day (UTC) for one month (January 2010), b) Same as panel (a) restricted to the Summit region (elev > 3000 m), and c) the number of CALIPSO orbit crossing over $2 \times 2^\circ$ pixel for one month (January 2010).

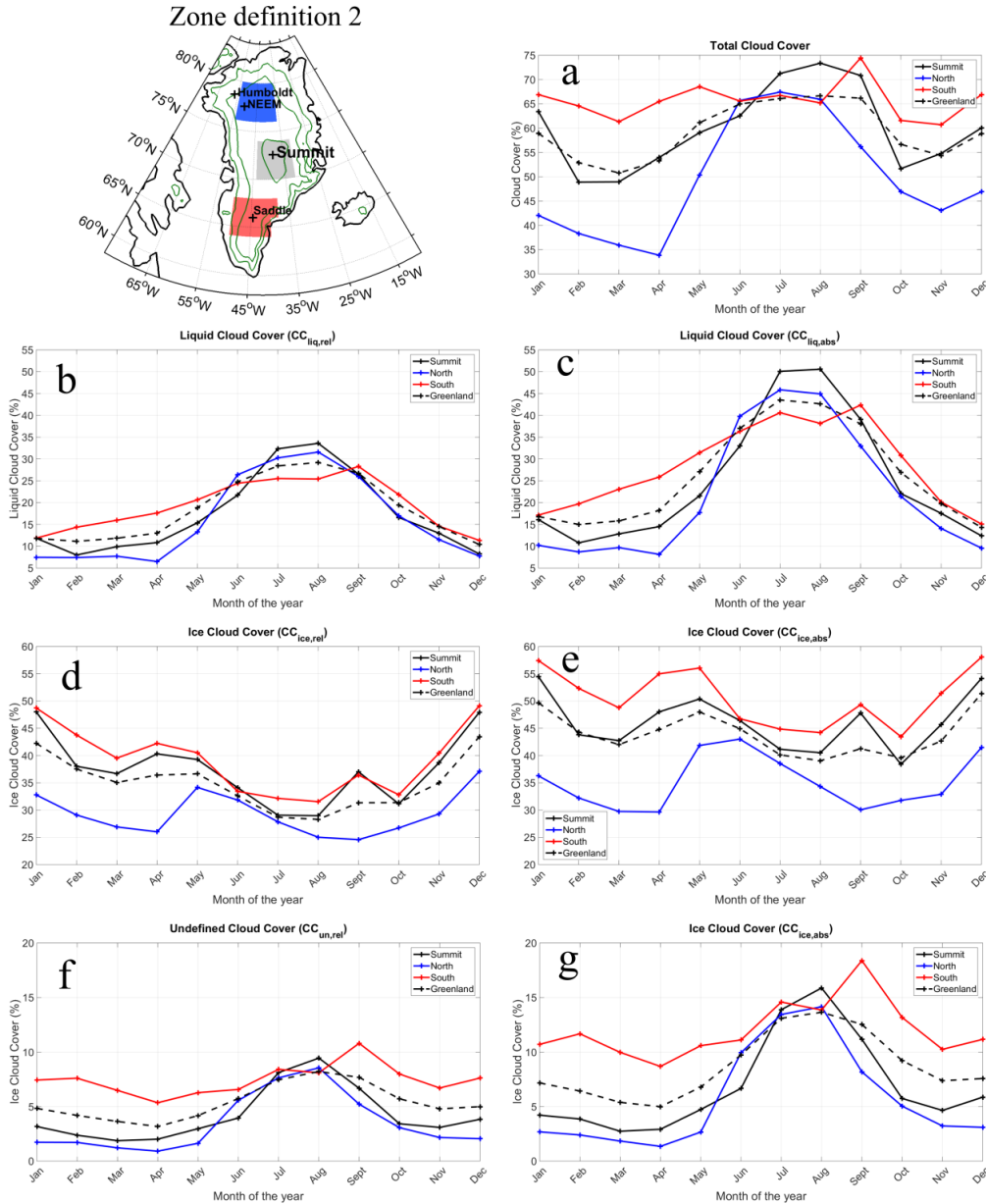


Figure S2.

Comparison between the cloud cover annual cycle over all Greenland, North Greenland, South Greenland and Summit area (Zone definition 2). (a) Total cloud cover. (b, c) Liquid cloud cover for respectively $CC_{liq,rel}$ and $CC_{liq,abs}$ cloud cover definition. (d,e) Ice cloud cover for respectively $CC_{liq,rel}$ and $CC_{liq,abs}$ cloud cover definition. (f,g) Undefined cloud cover for respectively $CC_{liq,rel}$ and $CC_{liq,abs}$ cloud cover definition. Cloud cover amounts are derived from CALIPSO-GOCCP over the period 2008-2015.

July 29th 2013

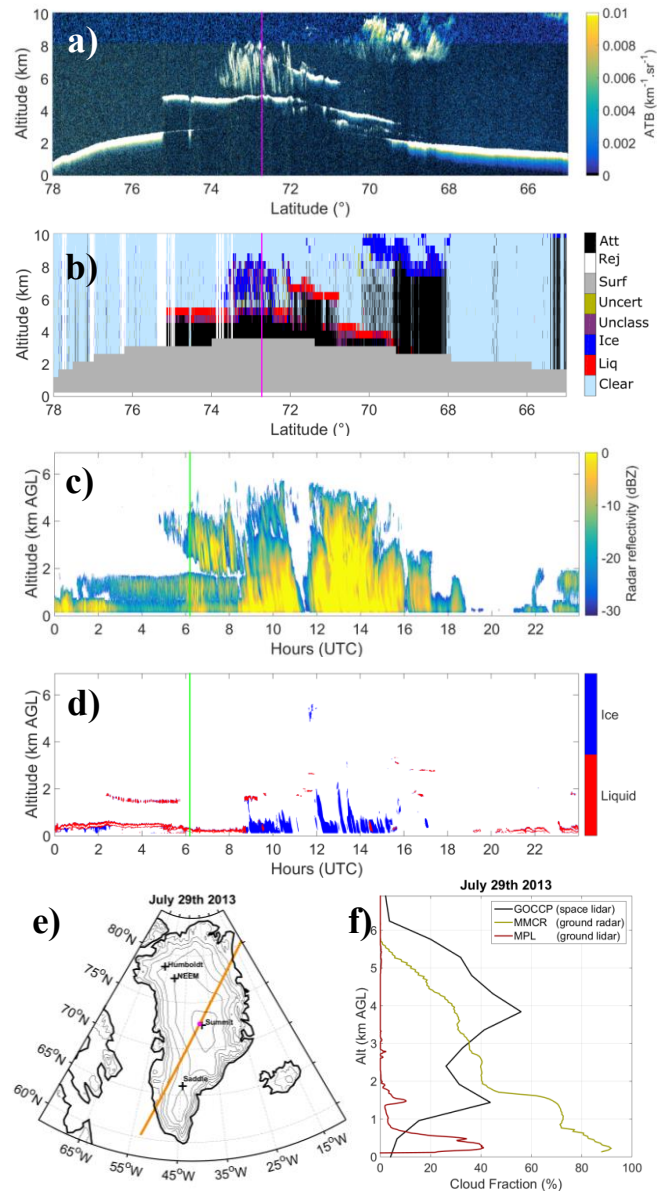


Figure S3. July 29th 2013 case study (daytime). a) CALIPSO Level 1 Attenuated Total Backscattered signal for an orbit close to Summit station b) CALIPSO-GOCCP mask: Attenuated, Rejected, Surface, Uncertain, Unclassified phase, Liquid cloud, Ice cloud, Clear sky. The purple line indicates the location of the profile nearest to the Summit station. c) Ground radar reflectivity profile for July 29th 2013 (MMCR). The green lines correspond to the CALIPSO passage time. d) Gound lidar cloud mask (MPL) e) CALIPSO orbit trajectory. f) Daily mean cloud profile calculated for CALIPSO-GOCCP and the ground radar and lidar.

December 27th 2013

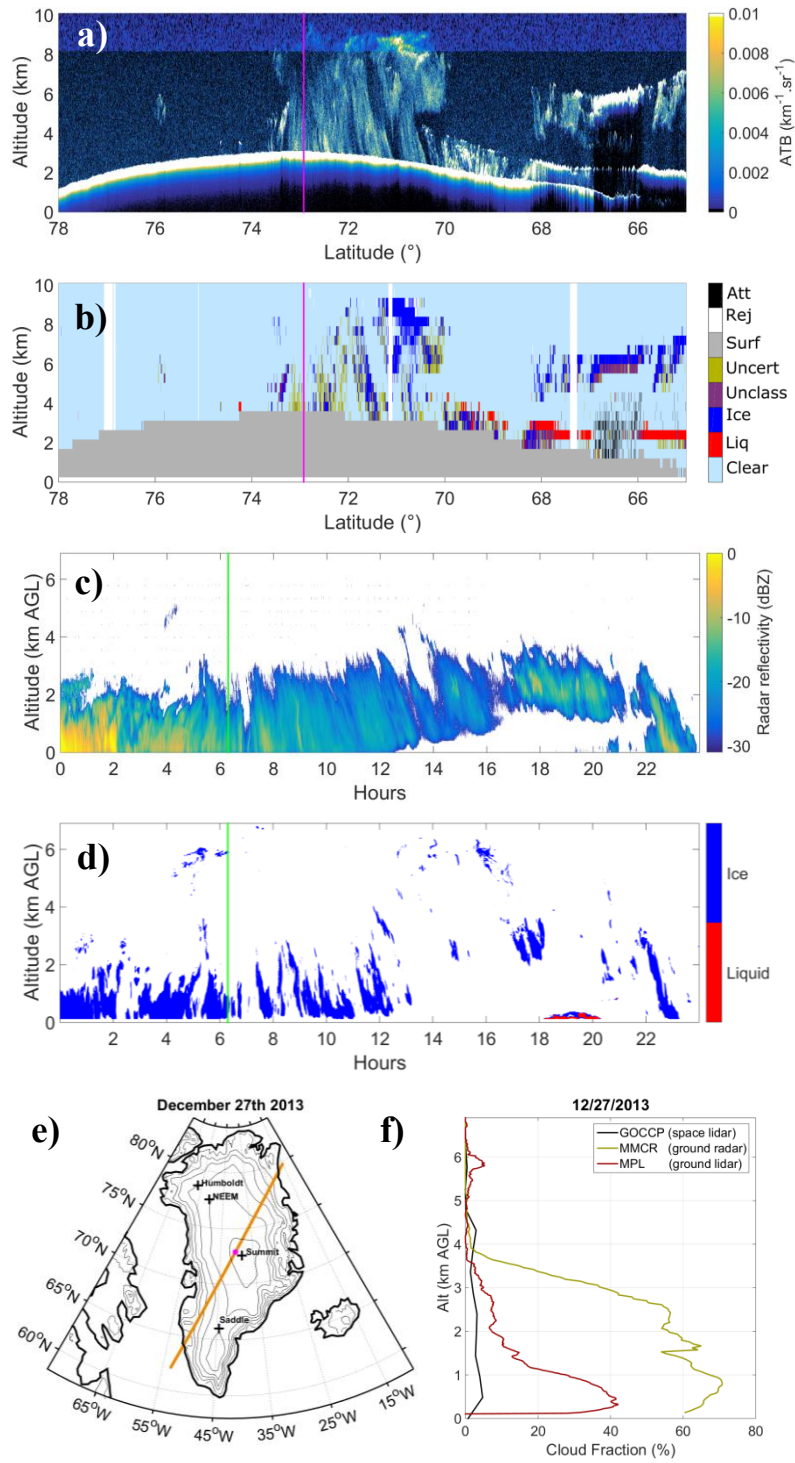


Figure S4. Same as figure S3 for December 22nd 2013 (nighttime).

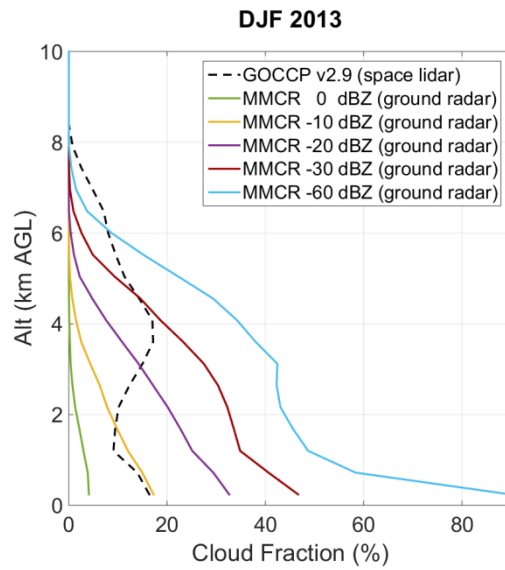


Figure S5. Cloud fraction profiles for DJF 2013 from CALIPSO-GOCCP v2.9 and from the ground radar (MMCR) for different cloud detection thresholds: 0, -10, -20, -30 and -60 dBZ. Only winter months are considered to avoid the fully attenuation observed during summer.

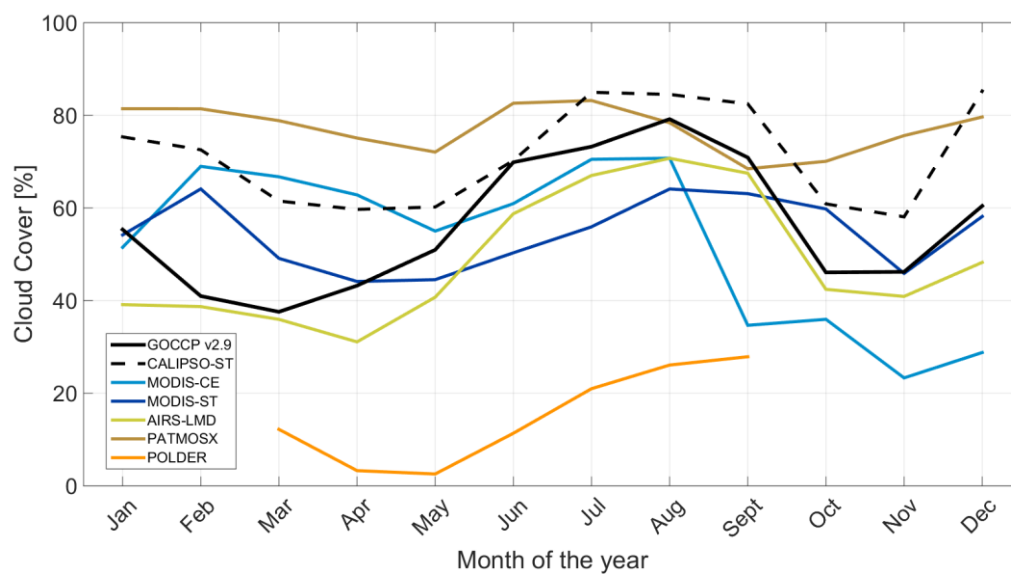


Figure S6. Seasonal cycle of the total cloud cover over Summit from different satellite climatologies part of the GEWEX cloud assessment.

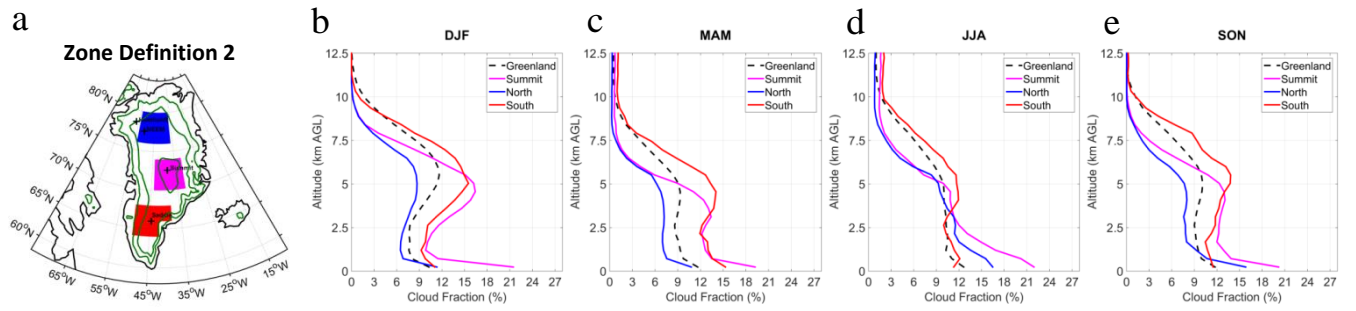


Figure S7. Seasonal variation of the cloud fraction profile for the zone definition 2 (2008-2015). Comparison between North, South, Summit, All Greenland vertical cloud fraction in (b) DJF (c) MAM (d) JJA (e) SON

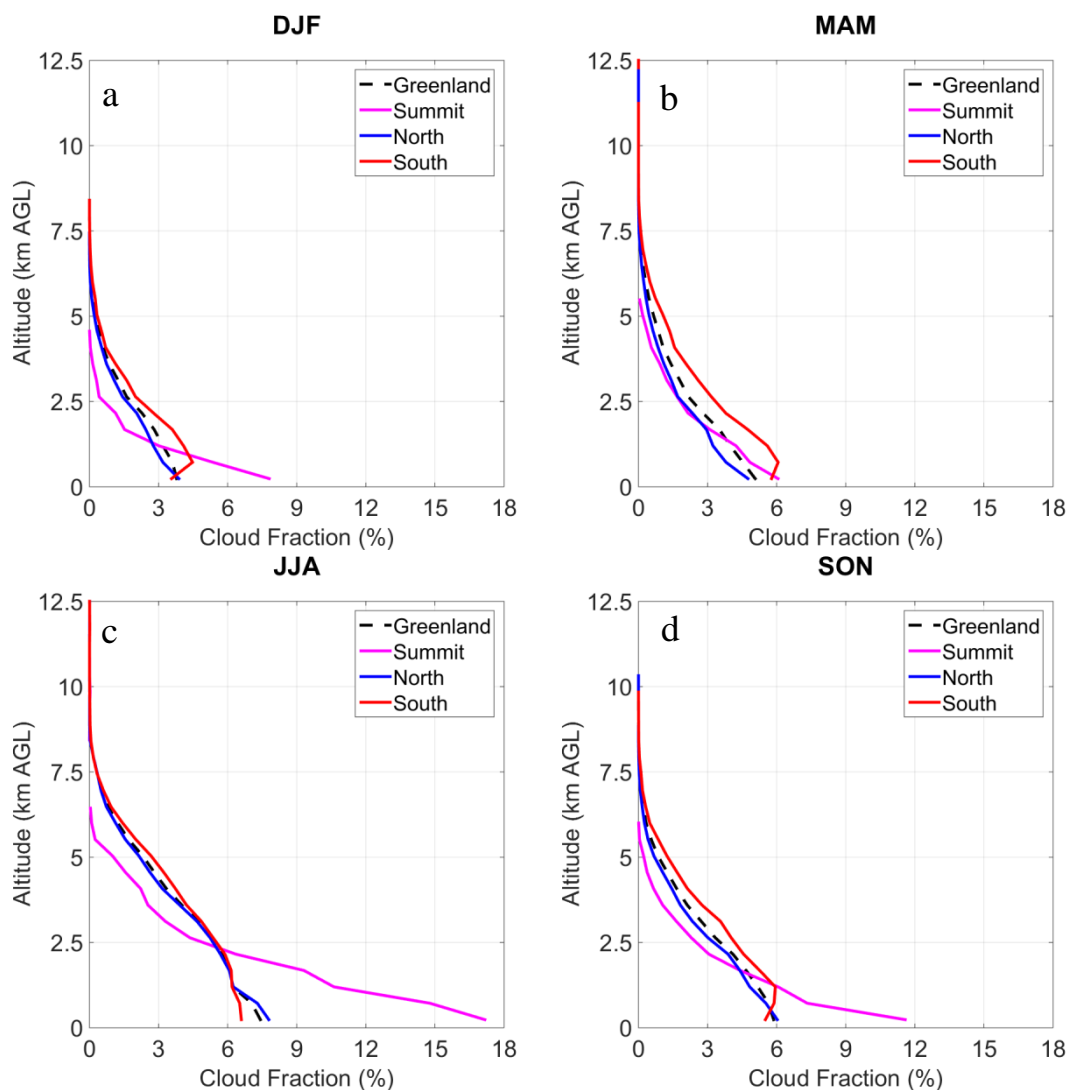


Figure S8. Seasonal variation of the liquid cloud fraction profile for the zone definition 1 (2008-2015). Comparison between North, South, Summit, All Greenland vertical liquid cloud fraction in (b) DJF (c) MAM (d) JJA (e) SON

Table S1. Datasets included in the GEWEX-Cloud Assessment considered in the present study.

Dataset	Local equator crossing times	Overlap period with GOCCP 2.9
AIRS	0130AM/PM	2008-2009
MODIS-CE	0130AM/PM, 1030AM/PM	2008-2009
MODIS-ST	0130AM/PM	2008-2009
PATMOSX	0130AM/PM, 0730AM/PM	2008-2009
POLDER	0130PM	2008
CALIPSO-ST	0130AM/PM	2008

Lidar equation:

We use a the lidar equation (Reverdy et al., 2015) to investigate the properties of the clouds that GOCCP may miss due to different factors (480 m averaging, thresholds). Based on the following equation, we simulate the scattering ratio (SR) profiles at different vertical resolution (30 or 480 m) that would be observed in GOCCP:

$$SR(z) = \left(1 + \frac{\beta_{part}(z)}{\beta_{mol}(z)} \right) e^{-2\eta \int \alpha_{part}(z) dz} \quad (S1)$$

Where β_{part} and β_{mol} are respectively the particular and molecular lidar backscatter coefficients, α_{part} the attenuation coefficient for particles and the multiple scattering coefficient $\eta= 0.7$ (Winker 2003). Assuming a homogeneous distribution of the ice particles in the clouds, the particles backscatter and attenuation coefficient for the lidar CALIOP can be written:

$$\beta_{part}(z) = k_{part}(z) \times \alpha_{part}(z) \quad (S2)$$

$$\alpha_{part}(z) = \frac{8 \times \rho \times \pi^2}{3 \times IWC(z)} \quad (S3)$$

Where k_{part} is the backscatter-to-extinction ratio $k_{part} = 0.04$ (Heymsfield and Platt, 1984; Sassen, 1978). As inputs of the equation, the user can define the cloud thickness, the ice particles radius, the IWC and the vertical resolution.

The figure S9 show two different experiments realized. The first experiment (Fig. S4a) show that an ice cloud must have an Ice Water Content $IWC > 2.5 \text{ g m}^{-3}$ at least to be detected in GOCCP if the cloud detection thresholds is $SR > 5$. The second (Fig. S4b) illustrate the sensitivity of GOCCP to the vertical resolution. As explain in the section 2b in the main

text, if the cloud thickness is below 480 m, the cloud might be undetected if $IWC < 10^{-2} \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ but would be with the 30 m native CALIPSO vertical resolution.

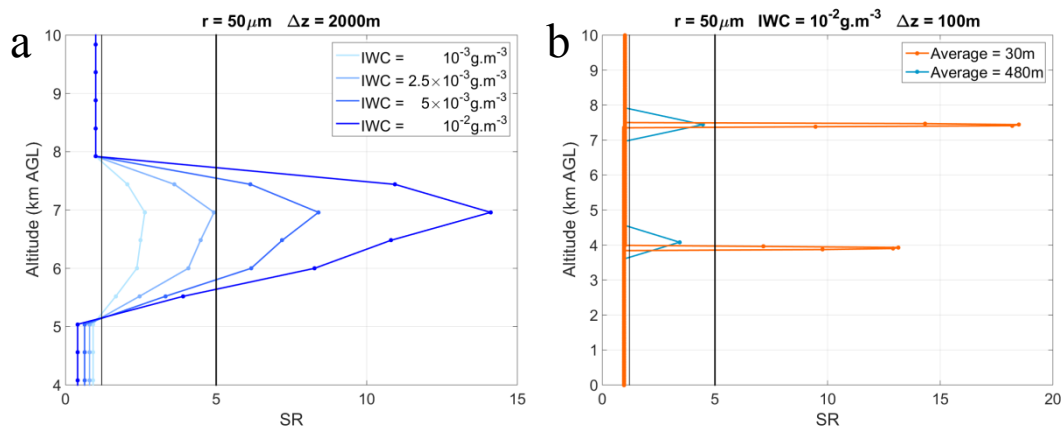


Figure S9. Simulated ice cloud profiles. (a) Simulated ice cloud profiles with $r = 50 \mu\text{m}$, $\Delta z = 2000 \text{ m}$ AGL for 480 m vertical resolution and varying IWC values. (b) Simulated ice cloud profiles for an ice cloud with $r = 50 \mu\text{m}$, $IWC = 10^{-2} \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$, $\Delta z = 100 \text{ m}$, an elevation of 4 or 7.5 km AGL and a 30 m (orange) or 480 m vertical resolution. In plot (b), the high cloud profile (7-8km) and the mid cloud profile (4km) are 2 independent profiles.

Supplementary references:

Winker, D., 2003: Accounting for multiple scattering in retrievals from space lidar. *Proc. of SPIE Vol*, Vol. 5059 of, 129.

Reverdy, M., H. Chepfer, D. Donovan, V. Noel, G. Cesana, C. Hoareau, M. Chiriaco, and S. Bastin, 2015: An EarthCARE/ATLID simulator to evaluate cloud description in climate models: AN EARTHCARE/ATLID SIMULATOR. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 11,090-11,113, doi:10.1002/2015JD023919.

Table des illustrations

Figure 1. Carte de la région Arctique et de l'extension moyenne de la banquise sur la période 2008-2015 en février (maximum) et en septembre (minimum). Les croix indiquent la position des stations météorologiques permettant l'étude des nuages. Les surfaces bleues correspondent à l'extension de la banquise calculée à partir des données de concentration en glace des ré-analyses ERA-Interim. L'extension est définie comme la surface où chaque boîte de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ a une concentration de glace minimale de 15 %..... 8

Figure 1.1. Carte topographique du Groenland ainsi que du réseau des stations météorologiques automatiques du réseau GC-Net. (Source : Box et al., 2006) 11

Figure 1.2. Perte de masse cumulée (en gigatonne) de la calotte glaciaire groenlandaise entre 1992 et 2012 extraite de 18 études. Les estimations sont calculées à partir d'observations satellites de gravimétrie GRACE et altimétriques ICESat .L'ordonnée indique l'élévation du niveau des mers (Sea Level Elevation : SLE) équivalente à la perte de masse (Figure extraite de Vaughan et al., 2013). 13

Figure 1.3. Cycle annuel de CRE_{LW}^{surf} , CRE_{SW}^{surf} et CRE_{tot}^{surf} à la station sol de Summit (a) Moyenne mensuelle des effets radiatif des nuages à la surface $F_{SW}^{\uparrow surf}$ (pointillés), $F_{SW}^{\downarrow surf}$ (pointillés-points) et net (ligne pleine). La distribution des CRE SW net (CRE_{SW}^{surf}), CRE LW net (CRE_{LW}^{surf}) et CRE total (CRE^{surf}) dans (a)-(c) sont représentés par des diagrammes en boîte. Les boîtes indiquent les 25eme et 75eme centiles, les moustaches les 5eme et 95eme centiles, la ligne horizontale dans les boîtes donne la médiane et l'astérisque la moyenne. (Figure extraite de Miller et al., 2015) 20

Figure 1.4. Constellation de satellite A-Train. Image datant de 2013 extraite du site : <http://atrain.nasa.gov/>. Le satellite PARASOL a été retiré de la constellation en décembre 2013...... 24

Figure 3.1. Nombre de profils collectés par mois à la station de Summit par le radar sol (MMCR, rouge), le lidar sol (MPL, vert), et le lidar spatial (CALIOP, noir). L'année 2013 (zone jaune) est utilisée pour comparer les climatologies des divers instruments. On remarque qu'en raison de l'intermittence des passages de CALIPSO au-dessus de la région, le lidar spatial accumule 10 fois moins de profils. 57

Figure 3.2. Cycle annuel de couverture nuageuse observé à Summit avec le radar sol (MMCR, rouge), le lidar sol (MPL, vert) et le lidar spatial (CALIPSO-GOCCP, noir). a) Moyenne mensuelle de couverture nuageuse totale. b) Différence entre les couvertures nuageuses totales obtenues avec CALIPSO-GOCCP et les instruments sol (lidar et radar). Les barres plus larges de couleurs foncées correspondent aux résultats obtenus lorsque la couverture nuageuse a été calculée avec tous les profils accumulés pour chaque instrument. Les barres plus petites et plus claires correspondent aux couvertures nuageuses calculées en prenant en comptes les heures de passage de CALIPSO au-dessus de la région de Summit. . 58

Figure 3.3. Statistiques d'échantillonnage temporel (a-b) et spatial de CALIPSO (c). a) Nombre de profils accumulés pendant 1 mois au-dessus de Groenland en fonction du temps de passage de CALIPSO. b) Figure identique à (a) mais en ne retenant que la région de Summit station (elev > 3000 m). c) Nombre d'orbites de CALIPSO traversant chaque pixel pendant un mois. 60

Figure 3.4. Cycle annuel des couvertures de nuage liquide observées par GOCCP (rouge) et le lidar sol MPL (vert). a) Couverture relative absolue et b) Couverture liquide relative...... 61

Figure 3.5. Couverture nuageuse à Summit observée par plusieurs climatologies satellitaires issues du programme GEWEX. a) Couverture nuageuse moyenne annuelle. Les

barres d'erreurs indiquent la déviation standard intra-annuelle. La ligne en tirets noirs donne la valeur de couverture moyenne en 2013 pour CALIPSO GOCCP. b) Cycle saisonnier couvertures nuageuses annuelles normalisées à leurs valeur moyenne annuelle. 63

Figure 3.6. Cycle annuel des profils verticaux de fraction nuageuse à Summit en 2013 observés avec a) CALIPSO GOCCP, b) le radar sol MMCR et c) le lidar sol MPL. d) Moyenne annuelle des profils verticaux pour 2013 (lignes pleines). Les surfaces grises correspondent aux écarts-type intra-annuels. Les pointillés sont pour les profils moyennés pendant les mois pendant lesquels il fait jour pendant 24 h (mai, juin, juillet). Les profils avec les points sont pour les mois où la nuit est permanente (novembre, décembre et janvier)..... 66

Figure 4.1. Cycles saisonnier de couverture nuageuse totale (a-c) et liquide (b-d) au-dessus de tout le Groenland (tirets), de la région au Nord de 72 °N (bleu), de la région au Sud de 72 °N (rouge) et à Summit (noir). La colonne de gauche montre les résultats lorsque la couverture nuageuse est calculée avec les grandes surfaces (Région 1, carte en haut à gauche) et la colonne de droite montre ceux obtenus avec des surfaces plus petites (Région 2, carte en haut à droite). Les couvertures sont calculées entre 2008 et 2015..... 74

Figure 4.2. Variation saisonnière des profils verticaux de fraction nuageuse (2008-2015) (a) au-dessus de tout le Groenland par saison, et au-dessus des régions Nord, Sud, Summit et Groenland entier en (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA et (e) SON..... 77

Figure 4.3. Carte de couverture nuageuse calculée à partir de CALIPSO-GOCCP entre 2008 et 2015 pour (a) tout type de nuage, (b) les nuages de glace et (c) les nuages liquides. La couverture moyenne sur tout le Groenland est indiquée dans les titres. 79

Figure 4.4. Anomalies interannuelles de la couverture nuageuse au Groenlan (a) totale et (b) liquide entre 2008 et 2015 à partir des données CALIPSO-GOCCP. Les couvertures nuageuses moyennes sur tout le Groenland pour chaque année sont affichées dans les titres. 82

Figure 4.5. Anomalie de la couverture nuageuse au Groenland (a) totale et (b) liquide pour chaque régime de circulation 2008-2015 en été (JJA). Pour un régime de circulation, les anomalies sont égales à la différence entre les couvertures nuageuses moyennes du régime et la couverture moyenne calculée entre 2008 et 2015 en JJA. 84

Figure 4.6. Fréquence des régimes de circulation NAO définis par You et al. (2008) entre 1990 et 2015 en été (JJA). 85

Figure 4.7. PDF de couverture en nuages liquides dans les boîtes de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ accumulées de 2008 à 2015 pour la saison JJA sur tout le Groenland. La ligne verticale à 30 % indique le seuil pour définir les « situations nuageuses liquides ». 87

Figure 4.8. Séries temporelles de fréquence d'occurrence de « situations nuageuses liquide » pour (a) le Nord et (b) le Sud du Groenland. La fréquence d'occurrence est le nombre de boîtes journalières de résolution spatiale $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ ayant une couverture en nuages liquides supérieure à 30 %, divisée par le nombre de boîtes accumulées chaque année ou saison dans chaque région (Nord et Sud). L'insert donne un exemple du calcul de cette valeur : la courbe représente la PDF de couverture en nuages liquides dans les boîtes de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ accumulées sur la saison JJA 2008 au-dessus de la région Nord du Groenland. En ne retenant que les boîtes où la couverture est supérieure à 30 % (ligne verticale) on obtient une fréquence d'occurrence de situations nuageuses liquides de 41.5%. 89

Figure 4.9. Régimes de pression au niveau de la mer (Sea Level Pattern ou SLP) associés à chaque régime de circulation générés par l'algorithme de carte auto-adaptative (SOM) au-dessus de la région définie dans le Chapitre 2.3. A chaque point de grille et pour chaque jour, l'anomalie est la différence entre la SLP du jour donné avec la moyenne calculée pour tous les jours de la même date entre 1950 et 2013. Dans le texte un régime est désigné par {n° ligne, n° colonne} 90

Figure 4.10. Fréquence d'occurrence des régimes définis par l'algorithme SOM entre 2008 et 2013 pour (a) toute l'année, (b) en hiver (DJF) et (c) en été (JJA). Les régimes sont classés dans la même configuration que pour la Figure 4.9..... 91

Figure 4.11. Fréquence d'occurrence des régimes de circulation SOM (taille des barres) associée à leurs fréquences de « situations nuageuses liquides » (code couleur) (a) en été et (b) en automne entre 2008 et 2013. Chaque ligne correspond à un régime et chaque colonne à une année. Entre JJA et SON, les échelles de couleur sont différentes. 92

Figure 5.1. Couvertures nuageuses au-dessus du Groenland observées par CALIPSO-GOCCP et simulées par les modèles CMIP5/COSP en 2008. Cycle annuel des couvertures nuageuses. Les barres verticales montrent l'écart type à la moyenne multi-modèle.. 101

Figure 5.2. Cartes des couvertures nuageuses en hiver 2008 (DJF). (a) Observations CALIPSO-GOCCP. (b) Différences entre les moyennes multi-modèles CMIP5/COSP et les observations. (c-i) Identique à b mais pour chaque modèle CMIP5 pris individuellement : (c) CanAM4, (d) HadGEM2-A, (e) MRI-CGCM3, (f) CAM5, (g) MIROC5, (h) IPSL-CM5A-MR, (i) MPI-ESM-LR et (j) bcc-csm1-1m..... 103

Figure 5.3. Cartes des différences entre les couvertures nuageuses d'été (JJA) et d'hiver (DJF) en 2008. (a) Observations GOCCP, (b) Moyenne multi-modèles CMIP5/COSP (c-j) Modèles CMIP5 pris individuellement..... 104

Figure 5.4. (a) PDF des effets radiatifs des nuages dans les grandes longueurs d'ondes à la surface CRELWsurf et (b) PDF des couvertures nuageuses totales au-dessus du Groenland en DJF 2008. (c) PDF des CRELWsurf et (d) PDF des couvertures nuageuses totales à Summit ($z > 3000$ m) en DJF 2008. Les valeurs entre parenthèses indiquent le nombre de boîtes échantillonnées pour le calcul de chaque PDF..... 106

Figure 5.5. PDF des effets radiatifs à la surface des nuages dans les grandes (1ere ligne) et petites (2eme ligne) longueurs d'ondes, de l'albédo de surface (3eme ligne) et de la couverture nuageuse au-dessus du Groenland (gauche) et de Summit (droite) en JJA 2008.

..... 108

Figure 5.6. Profils de fractions de ciel clair (bleu), de nuages très fins (vert clair), de nuages semi-transparentes (vert foncé), et de nuages opaques (gris) observé par (a-b) GOCCP simulés par (c-d) CanAM4, (e-f) HadGEM2-A, (g-h) MRI-CGCM3, (i-j) CAM5 au-dessus du Groenland en hiver (colonne de gauche) et en été (colonne de droite). 110

Figure 5.7. Comme la figure 5.6 à Summit. 114

Figure 5.8. Surface de fontes moyennes du Groenland (aires jaunes et rouges) déterminés à partir des températures journalières de surface ERA-Interim chaque jour entre avril et novembre (2008-2014). (a) Surface du Groenland qui potentiellement fond à cause des nuages bas liquides observés (M_{obs}/G , jaune foncé) et surface de fonte due aux nuages extrapolée sur tout le Groenland (M_{ext}/G , zone hachurée). (b) Surfaces de fontes moyennes calculées pour les modèles CMIP5 pour le climat actuel (expérimentation AMIP) entre 1999 et 2008. Les modèles utilisés sont : CanAM4, HadGEM2-A, MIROC5, IPSL-CM5A-MR, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3, bcc-csm1-1m et CAM5..... 116

Figure 5.9. Nombre de jours où la température T2mDaily extraite des données ERA-I est comprise entre 0 et 5°C (a). Dans ERA-I, T2mDaily est définie comme la valeur la plus élevée de T2m6h à une coordonnée donnée sur une journée. Les températures sont interpolées depuis une grille de 0.75°×0.75° vers la grille 2°×2°. (b) Différence entre la moyenne multi-modèles tu nombre du jour où 0 < T2mDaily < 5 °C et les valeurs ERA-I. Les valeurs moyennes pour tout le Groenland sont données entre parenthèses. Les modèles intégrés ici sont : CanAM4, HadGEM2-A, MRI-CGCM3, CAM5, MIROC5, IPSL-CM5A-MR, MPI-ESM-LR et bcc-csm1-1m 119

Figure 5.10. PDF des couvertures nuageuses extraites des régions du Groenland où $0 < T_{surf} < 5$ °C au moins une journée dans l'année en JJA 2008 calculées pour les données GOCCP et quatre modèles CMIP5..... 120

Figure 5.11. Diagrammes de fractions définies comme pour la Figure 5.4 extraits des régions du Groenland où $0 < T_{surf} < 5$ °C au moins une journée dans l'année en JJA 2008..... 121

Table des tableaux

Tableau 2.1. Description des données d'observations utilisées dans la thèse 30

Tableau 2.2. Listes des instruments inclus dans GEWEX Cloud Assessment et utilisés dans cette thèse. 39

Tableau 2.3. Modèles CMIP5 pour lesquels les sorties COSP sont disponibles. Les sorties COSP incluses dans tous les modèles sont la couverture nuageuse et les profils verticaux de fraction nuageuse sur 40 niveaux à 480m de résolution. En vert les modèles pour lesquels les occurrences de valeurs de Scattering Ratio par niveau d'altitude et en chaque point de grilles sont aussi disponibles (histogrammes de SR). Les variables COSP sont données avec une résolution temporelle de 1 mois. 52

Tableau 5.1. Couvertures nuageuses moyennes au-dessus du Groenland observées par CALIPSO et simulées par les modèles CMIP5/COSP en 2008. 100