

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CONTRIBUTION SCIENTIFIQUE À L'ÉTUDE ET AU DÉVELOPPEMENT  
D'UN INSTRUMENT DÉDIÉ À L'OBSERVATION DE L'ATMOSPHÈRE  
ARCTIQUE DANS L'INFRAROUGE LOINTAIN

THÈSE

PRÉSENTÉE

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

PAR

MOHAMED YACINE BOUZID

MARS 2020

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»



## REMERCIEMENTS

Je voudrais commencer par remercier la personne qui m'a impliqué dans un travail aussi intéressant que passionnant, mon directeur de thèse, Professeur Jean-Pierre Blanchet. Il m'a accompagné tout au long de ma formation. Ses suggestions, sa patience, ses encouragements ont fait que ce travail a pu aboutir. Je vous remercie infiniment.

Je voudrais remercier mon codirecteur Dr François Châteauneuf qui a toujours été à l'écoute, et d'un grand soutien.

Je voudrais remercier les membres du jury qui ont bien accepté d'évaluer ce travail.

Je voudrais remercier ma famille pour son support, et particulièrement ma tendre et chère épouse pour le temps qu'elle a passé à lire mes travaux, et surtout sa présence réconfortante dans les moments les plus difficiles de la vie. Merci.

À mon ami Olivier Collin pour le temps qu'il a consacré à relire mon manuscrit dans son état embryonnaire. Merci.

Le soutien informatique de Nadjat Labassi, Katia Winger et Georges Huard est d'une grande qualité. Merci à vous trois, vous êtes les meilleurs.

Le support de la direction du doctorat des sciences de l'environnement déjà au temps de Lucie Broder, suivi par Christine Guillerm sous la direction de Daniel Kneeshaw a été très important pour l'achèvement de ce travail. Merci.

Un grand merci à Tarek Ayash que j'ai seulement croisé à la fin de son postdoctorat, et dont les travaux m'ont été très utiles.

À mes chers parents, mes frères et ma sœur qui ont toujours cru en moi.

Finalement, je dédie ce travail à mes deux adorables fils, Rayan et Yanis.

## Énoncé d'originalité

**Contexte :** Mon apport à la recherche scientifique au sein d'une équipe multidisciplinaire, est d'avoir contribué substantiellement au développement d'un nouveau radiomètre opérant dans l'infrarouge lointain, un domaine critique pour les sciences de l'atmosphère et du climat, mais encore peu exploité et à ce jour, et inexistant pour l'observation de l'atmosphère à partir de l'espace. Ce radiomètre se nomme le *Far Infra-Red Radiometer* (FIRR). Les travaux de cette thèse ont mené à une première version du FIRR visant à réaliser des campagnes de mesures aéroportées et terrestres par l'équipe du Centre ESCER à l'UQAM. Le FIRR est en fonction à Iqaluit au Nunavut depuis 2017, un site fortement instrumenté pour la recherche et opéré par Environnement et changement climatique Canada (ECCC). La version satellitaire du FIRR vise particulièrement l'observation des nuages optiquement minces (*Thin Ice Clouds* ou TIC) dans les régions froides. Elle est connue sous le nom de TICFIRE pour *Thin Ice Clouds in Far IR Experiment*. TICFIRE est un projet endossé par le programme de l'Année de prédiction polaire (Year Of Polar Prediction – YOPP) de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM). Ceci est le contexte général dans au sein duquel ma thèse a été réalisée.

**Travaux initiaux :** Le premier projet auquel j'ai contribué par mes calculs de transfert radiatif visait à déterminer la faisabilité de l'application de TICFIRE sur la plateforme QUICKSAT à l'Agence spatiale canadienne (ASC). Pour cela des modifications de l'instrument devaient être étudiées et vérifiées. Les premiers résultats ont été soumis à l'ASC sous forme d'un rapport d'études internes (Contrat #9F028-07-0111/009/MTB-TICFIRE) auquel j'ai grandement contribué.

Dans le cadre de ce projet et de ceux qui s'en suivent dans cette thèse, on se devait d'établir une base de données fiable et représentative des nuages optiquement minces en Arctique pour réaliser des simulations adéquates de la radiance anticipée telle que vue par un satellite en orbite polaire. Dans une phase préliminaire, le Dr Tarek Ayash

avait déjà mis en place des outils de traitements et d'analyses de données des instruments complémentaires à mes travaux, dont le radar (MMCR) et le lidar (AHSRL) en fonction à Eureka, au Nunavut. Ces données servent aux simulations de la radiance émise par les TIC, que ce soit par la distinction des différents types de nuages ou pour la préparation des données d'entrées du modèle de transfert radiatif (MODTRAN). J'ai effectué le travail initié par Tarek Ayash en faisant les analyses nécessaires, ainsi qu'une validation des résultats avec ceux de Grenier et Blanchet (2010). Par la suite, j'ai étendu la base de données de 3 à 6 années afin d'augmenter notre échantillon d'études et la qualité des résultats.

**Première partie de la thèse :** Le chapitre II de la thèse développe et valide le modèle pour les simulations de la radiance vue d'un radiomètre en infrarouge lointain comme le FIRR et TICFIRE. Les résultats sont comparés et validés à partir de mesures réalisées à Eureka et à la suite des travaux de Zen Mariani (2012). Au chapitre III une climatologie des propriétés des TIC en Arctique et en Antarctique dans les limites de couverture entre 82°N et 82°S de l'orbite de la constellation du A-Train, une suite de satellites dédiés à l'observation des nuages et des constituants de l'atmosphère terrestre. Ces données se sont avérées utiles en couvrant une vaste gamme de conditions d'observations, parfois extrême comme le cas de l'éruption du volcan Chiveloutch en décembre 2009, ainsi que pour l'analyse de détection par TICFIRE des nuages polaires stratosphériques (PSC – *Polar Stratospheric Cloud*) impliqués dans la formation du trou d'ozone en Antarctique. Pour réaliser ce travail, j'ai développé des algorithmes de calcul pour traiter les données satellitaires existantes (DARDAR) obtenues à partir du site ICARE en France. J'ai aussi développé un algorithme pour discerner et classifier les différents paramètres optiques des nuages arctiques (TIC). J'ai ensuite préparé les données d'entrées pour le simulateur de la radiance observable par TICFIRE basé sur le code MODTRAN de transfert radiatif à une résolution spectrale de  $0,1 \text{ cm}^{-1}$  en fonction de paramètres nécessaires, dont l'épaisseur optique des nuages, la hauteur du sommet des nuages, ainsi que la microphysique des nuages (taille et forme des cristaux des

nuages), température, humidité, et la concentration des gaz en trace. J'ai fait des études statistiques à partir de la base de données décrite plus haut pour déterminer les tendances des paramètres des nuages, ainsi que des caractéristiques climatologiques sur les 6 années de notre échantillon d'étude des nuages, et ce pour plusieurs secteurs représentatifs de l'Arctique.

**Seconde partie de la thèse :** Le chapitre IV, représente le cœur de mon travail, où j'ai conduit des simulations du radiomètre pour différents cas de nuages optiquement minces (TIC) du point de vue de la microphysique et des paramètres physiques couvrant une vaste gamme de conditions anticipées pour notre instrument, FIRR et TICFIRE. J'ai conduit une étude de performance des bandes pour chacun des filtres que nous avons proposés à l'Agence spatiale canadienne en utilisant ma base de données. Cela m'a permis d'établir un ensemble de requis pour la conception de l'instrument, qui s'est traduit par la construction en février 2015 du premier instrument FIRR, comme prototype d'un satellite TICFIRE. Ce FIRR a participé à plusieurs campagnes de mesure (terrestres et aéroportées). L'article Libois et coll. (2016) a été réalisé dans le cadre d'une validation de l'instrument FIRR à bord l'avion Polar 6, lors de la campagne NETCARE en avril 2015. Les résultats de cette campagne de mesures, menée par le Dr Quentin Libois, ont confirmé les conclusions de mes calculs théoriques réalisés dans ce chapitre de la thèse. En conséquence, notre instrument a été jugé suffisamment avancé pour être retenu par l'Agence Spatiale canadienne pour poursuivre son développement vers une future mission spatiale.

**Résultats :** Cette thèse constitue l'essentiel de ma contribution aux travaux effectués dans le cadre d'une équipe multidisciplinaire incluant l'Agence spatiale canadienne, l'Institut national d'optique (INO), l'industrie COMDEV / Honeywell et le support du Centre ESCER à l'UQAM qui ont collaboré sur le projet de faisabilité du FIRR et de la mission TICFIRE. Ma collaboration avec tous les participants sous la direction du

principal investigateur, le professeur Jean-Pierre Blanchet, a abouti à ce travail visant à répondre à diverses questions essentielles qui ont été soulevées au cours de cette étude en vue de la définition des requis (*User Requirement Document* – URD) de conception essentielle à sa fabrication du FIRR. De plus, l'assistance technique de l'INO par mon codirecteur Dr François Châteauneuf et Dr Ovidiu Pancrati pour les aspects techniques du FIRR a été d'une importance majeure dans l'accomplissement de ce travail.

TICFIRE est maintenant considéré par l'ASC dans le programme décanal de la NASA comme candidat potentiel pour une future mission satellitaire majeure, *Aerosol-Cloud, Convection and Precipitation* (A-CCP) un projet d'environ 2 milliards de dollars canadiens.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	XIII
LISTE DES TABLEAUX.....	XXIII
LISTES DES ABRÉVIATIONS .....	XXV
RÉSUMÉ .....	XXVII
LISTES DES ABRÉVIATIONS .....	29
CHAPITRE I	
INTRODUCTION .....	29
1.1 Le contexte environnemental.....	29
1.2 Les nuages de glace .....	35
1.3 Noyaux glaçogènes.....	38
1.4 Les propriétés microphysiques et optiques des particules.....	43
1.4.1 Paramètres microphysiques.....	44
1.4.2 Paramètres optiques.....	45
1.5 Paramètres optiques des nuages.....	48
1.6 Le sondage atmosphérique dans l'infrarouge lointain.....	57
1.7 Schéma scientifique du manuscrit .....	68
1.8 Résumé .....	69
CHAPITRE II	
2.1 Introduction.....	73
2.2 Données et méthodologie .....	74
2.2.1 Le cas de référence du 16 avril 2019.....	74
2.3 L'effet de la diffusion multiple dans l'infrarouge lointain .....	88
2.4 Vérification du modèle .....	91
2.5 Simulations de la radiançe en géométrie zénithale et nadir.....	98
2.6 Résumé .....	102
CHAPITRE III	
PRÉPARATION D'UNE BASE DE DONNÉES SATELLITAIRE .....	103
3.1 Introduction.....	103

3.2	Satellite Thin Ice Clouds Arctic Climatology from Six Winters (Yacine Bouzid) (Draft paper on the database preparation for the study of FIRR/TICFIRE project) .....	105
	RÉSUMÉ.....	105
3.3	Introduction.....	106
3.4	DATA and Methods.....	110
	3.4.1 DARDAR Product's Description.....	111
	3.4.2 DARDAR Product Limitations .....	114
	3.4.3 Data processing.....	115
	3.4.4 Ice Cloud Type Classification Method.....	115
3.5	Comparison between satellite and ground base observations.....	119
3.6	Mean Properties of TIC.....	124
3.7	Cloud effective radius distribution over the Arctic_bounded by 66° North and 82° North.....	125
3.8	Aerosols .....	127
3.9	TIC in the UTLS zone and volcanic anomaly.....	136
3.10	Conclusion .....	141
	RÉSUMÉ.....	143
	CHAPITRE IV	
	ANALYSE DES REQUIS POUR FIRR ET TICFIRE.....	145
4.1	Introduction.....	145
4.2	Influence climatique et détection des TIC.....	146
4.3	L'infrarouge moyen et lointain .....	149
4.4	Les projets TICFIRE et FIRR .....	158
4.5	Réponse de la température de brillance du FIRR-TICFIRE.....	162
	4.5.1 Sensibilité à la forme des cristaux .....	176
	4.5.2 L'effet de la distribution des formes de cristaux .....	184
	4.5.3 Estimation dans le contexte de la méthode Split-window .....	187
4.6	Sensibilité à la température du nuage.....	191
4.7	Analyse spectrale de la détectabilité des TIC .....	195
4.8	La radiance spectrale au limbe.....	203

4.9 L'effet de l'ozone sur l'image au limbe .....	208
4.10 Cohérence de l'échantillonnage.....	210
4.11 Les taux de refroidissement.....	215
4.12 Application aux nuages polaires stratosphériques (PSC) .....	220
RÉSUMÉ .....	231
CHAPITRE V	
CONCLUSION ET PERSPECTIVES .....	233
ÉPILOGUE .....	239
BIBLIOGRAPHIE.....	241
APPENDICE A	
RÉSUMÉ .....	271
REFERENCES.....	313



## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
<p>Figure 1.1 Séries temporelles et tendances de la température de surface (ligne continue) et l'albédo de surface (pointillé) représentant de haut en bas l'hiver (DJF), le printemps(MAM), l'été (JJA), l'automne (SON) et enfin annuelle Arctique au-delà du 60 ° nord. Les chiffres entre parenthèses représentent pour S la pente de tendance et P le niveau du test de confiance F, où la première paire est celle de la température de surface et la deuxième celle de l'albédo de surface. Cette étude couvre la période de 1982-1999 (Wang et coll. (2003)).</p>	33
<p>Figure 1.2 Figure tirée de Schanda. 1986, représente la variation de l'efficacité d'extinction <math>Q_{ext}</math> en fonction du paramètre de taille <math>x</math> pour une particule sphérique non absorbante</p>	50
<p>Figure 1.3 Représentation des six formes modélisées par Yang et al. (2000)</p>	52
<p>Figure 1.4 Simulations réalisées à l'aide de MODTRAN, de la transmittance dans la gamme spectrale (a) [2,15] <math>\mu\text{m}</math>, (b) [15,30] <math>\mu\text{m}</math> et (c) [30,50] <math>\mu\text{m}</math> pour une atmosphère caractérisée par des conditions observées à Eureka, NU (l'atmosphère de référence), Nunavut, pour différents taux de la concentration de vapeur d'eau précipitable dans la colonne d'air, le PWV.</p>	60
<p>Figure 2.1 Composition de données satellitaires de l'A-Train pour le 16 avril 2009. Le panneau du bas montre l'orbite de MODIS passant près d'Eureka avec la couverture de TIC semi-transparentes et la coupe topographique correspondante. Au centre, on a la coupe radar de CloudSat et au-dessus la coupe du taux de réchauffement (<math>^{\circ}\text{C}/\text{jour}</math>) calculé pour cette scène. Enfin, le panneau du haut montre en rouge la zone de recoupement des observations radar et LiDAR pour cette scène.</p>	77
<p>Figure 2.2 La figure qui surplombe le profil vertical du LiDAR représente les profils verticaux de la température et du point de rosée. Les abscisses représentent les températures et les ordonnées les niveaux de pression avec les altitudes en pression [hPa] et en mètre correspondantes. Les deux figures qui suivent représentent une coupe verticale et temporelle au zénith du LiDAR HRSL montrant la section efficace de rétrodiffusion (en haut) et le degré de dépolarisation LiDAR (%) à 550 nm. En bleu pâle on voit les</p>	

couches d'aérosol et la zone de sédimentation et d'évaporation sous le nuage et en jaune et en rouge ce sont des cristaux de glace des TIC (Madison HSRL Data Archives). Le passage des satellites correspond à environs 11 h 40 à Eureka. Les lignes rouges montrent les temps de lancement des ballons-sondes aux 12 h d'intervalles. ....78

Figure 2.3 Coupe verticale au nadir du coefficient atténué d'extinction du LiDAR embarqué sur CALIPSO (à gauche) et de la réflectivité du radar embarqué sur CloudSat (à droite superposé sur le profil du coefficient atténué de rétrodiffusion) pour le 16 avril 2009. La trajectoire des satellites est montrée dans l'encadré au-dessus (Réf. : ICARE data center). ....79

Figure 2.4 Coupe verticale de la réflectivité radar (MMCR) au sol, en visée au zénith (en haut), la vitesse de sédimentation des cristaux (proportionnel à la taille) au centre et la largeur spectrale de la distribution de vitesse correspondante en bas. Ce dernier panneau montre des écarts très étroits dans la distribution, correspondant à des écarts faibles dans la distribution de taille. (Madison HSRL Data Archives). ....80

Figure 2.5 Mesures de la radiance spectrale de l'E-AERI (à gauche) pour un moment de ciel clair (0 h 8 UT) et couvert de TIC (17 h 57 UT). À droite, on a la série temporelle de la température de brillance spectrale pour cette journée du 16 avril 2009. Les deux séries de spectres sont clairement influencées par les bandes d'absorption autour de  $15 \mu\text{m}$  du  $\text{CO}_2$  ( $600\text{-}750 \text{ cm}^{-1}$ ), de  $9,6 \mu\text{m}$  de l' $\text{O}_3$  ( $1000\text{-}1060 \text{ cm}^{-1}$ ) et la bande de rotation-vibration de  $6,3 \mu\text{m}$  au-delà de  $1250 \text{ cm}^{-1}$ . L'influence des nuages TIC apparaissent dans la fenêtre ( $720\text{-}1200 \text{ cm}^{-1}$ ) et dans le FIR  $<590 \text{ cm}^{-1}$  où la seconde fenêtre (*dirty window*) s'ouvre. (Tiré de Mariani et al. 2011). ....81

Figure 2.6 Aperçu des différentes sources d'émission prises en compte par MODTRAN (tirée de Berk et al. 1998). ....83

Figure 2.7 a), b) Perspective de visée zénith pour un capteur au sol dans le cas d'un TIC et c), d) perspective de visée nadir dans le cas d'un TIC. ....90

Figure 2.8 (a) Superposition de la radiance spectrale observée par l'E-AERI en date du 16 avril 2009 à 0 h 8 et celle que l'on a simulée à l'aide de MODTRAN pour les mêmes conditions de ciel clair. (b) Radiance observée moins radiance calculée. ....96

Figure 2.9 (a) Représentation de la température en fonction de l'altitude de deux cas de ciel clair, l'un avec inversion de température dans les premiers 500 m et l'autre sans inversions de température. La courbe noire représente le cas d'une inversion de température pour un ciel clair. (b) Mêmes calculs de MODTRAN que la Figure 2-8 (cas avec inversion) et pour un cas sans

inversions. La figure (c) montre l'écart entre le spectre calculé et l'observation <i>in situ</i> . .....	97
Figure 2.10 Impact de la variation de l'épaisseur optique sur le spectre de radiance observé. a) Visée zénithale ; b) Visée Nadir.....	98
Figure 2.11 Représentation des résultats de simulation faite dans le cas d'une observation zénith, vers le haut (Ha) et nadir, vers le bas (Ba) d'une perspective aérienne d'un ciel clair, sans nuages (SN) et nuageux (AN)....	101
Figure 3.1 Algorithm scheme for ice clouds detection and classification purpose.	118
Figure 3.2 Results of the TIC occurrence frequency comparative study between CALIPSO/CloudSat and Eureka observations for five winters. The early work of Grenier et al. 2009 (GR2009) of January 2007 is represented for comparison and consistency .....	121
Figure 3.3 Probability distribution function of effective radii here in $\mu\text{m}$ for each of the four-cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C over the whole Arctic and during the six winters. The dark line are cases where aerosols are detected while the grey lines are for cases without aerosol detection. The detection is mostly done by CALIOP under $40 \mu\text{m}$ , then start to be detected by CALIOP and CloudSat.....	126
Figure 3.4 Probability distribution function of effective radii here in $\mu\text{m}$ for each of the four cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C at each of six regions: Canadian Archipelago, Beaufort Sea, eastern Russia, North Atlantic, Greenland and Kara sea. The dark lines are cases where aerosols are detected while the pale grey lines are for cases without aerosol detection. ....	130
Figure 3.5 Probability distribution function of the logarithm of the specific humidity for each of the four-cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C for the whole Arctic bounded by $66^\circ$ North and $82^\circ$ North during the six winters. The dark lines are cases where aerosols are detected while the pale grey lines are for cases without aerosol detection. ....	131
Figure 3.6 Probability distribution function of effective radii here in $\mu\text{m}$ for each of the four-cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C for the whole Arctic bounded by $66^\circ$ North and $82^\circ$ North during the six winters. The dark lines are cases where aerosols are detected while the grey lines are for cases without aerosol detection. ....	132

- Figure 3.7 Probability distribution of the logarithm of the optical depth for each of the four-cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C over the whole Arctic bounded by 66° North and 82° North and during the six winters. The upper limit of COD (~3) is due to the LiDAR saturation limit. ....133
- Figure 3.8 Probability distribution function of the logarithm of the optical for each of the four cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C over the whole Arctic bounded by 66° North and 82° North and during the six winters. The dark line are cases where aerosols are detected while the grey lines are for cases without aerosol detection. The upper limit of COD (~3) is due to the LiDAR saturation limit.....134
- Figure 3.9 Probability distribution function of the logarithm of the optical depth for each of the four cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C at each of six regions: Canadian Archipelago, Beaufort Sea, eastern Russia, North Atlantic, Greenland and Kara sea, The dark line are cases where aerosols are detected with the grey lines for cases without aerosols detection. ....135
- Figure 3.10 a): TIC-1 and TIC-2DARDAR Profils for DJF 09/10, and b) aerosols DARDAR profilsDJF 09/10.....140
- Figure 4.1 Variation spectrale basée sur 9 tailles de cristaux de l'efficacité d'atténuation  $Q_{ext}$  des cristaux de glaces (tiré de la thèse de Blanchard. 2010). La figure de droite représente un Cirrus fibratus de type TIC-2B similaire aux précipitations de ciel clair (*diamond dust*) en Arctique. (Exemple libre de droits d'auteur. Réf. : <http://www.celin-web.com/clouds/cirrus-uncinus.jpg>)  
151
- Figure 4.2 Différences relatives de radiance simulées dans le cas de deux formes et tailles différentes composant un nuage à 10 km de hauteur dans un profile atmosphérique subarctique d'hiver (communication privée sur le RHUBC07 (Radiative Heating in Underexplored Bands Campaign) pour l'utilisation d'un E-AERI en Arctique et le désert de l'Atacama). RU est l'unité de radiance qui est  $1 \text{ mW}/(\text{m}^2\text{sr cm}^{-1})$ .....152
- Figure 4.3 Indice de réfraction complexe de la phase liquide et la phase solide d'un nuage (Turner. 2007).....153
- Figure 4.4 Exemple d'observations faites à Cerro Toco au Chili avec un PWV=0.3 mm (en rouge) et des observations faites à Table Mountain en Californie avec cette fois un PWV=3 mm. Graphique tiré de Mlynczak et al. 2015. ....155
- Figure 4.5 Température (vert), contenue en vapeur d'eau (bleu) et position du nuage pour les 4 altitudes utilisées lors des simulations sont représentés pour le cas de référence du 4 janvier 2007. ....165

- Figure 4.6 Simulation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du  $R_{\text{eff}}$ , du COD pour une altitude du sommet du nuage de 2.05 km dans le cas des 8 filtres dédiés à la mission TICFIRE. .... 168
- Figure 4.7 Simulation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du  $R_{\text{eff}}$ , du COD pour une altitude du sommet du nuage de 4.05 km dans le cas des 8 filtres dédiés à la mission TICFIRE. .... 169
- Figure 4.8 Simulation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du  $R_{\text{eff}}$ , du COD pour une altitude du sommet du nuage de 6.05 km dans le cas des 8 filtres dédiés à la mission TICFIRE. .... 170
- Figure 4.9 Simulation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du  $R_{\text{eff}}$ , du COD pour une altitude du sommet du nuage de 8.05 km dans le cas des 8 filtres dédiés à la mission TICFIRE. .... 171
- Figure 4.10 Simulations pour le cas de référence de la variation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du COD et de l'altitude du sommet du nuage pour  $R_{\text{eff}}$  fixé à  $20 \mu\text{m}$ (TIC-1) et pour chaque filtre.174
- Figure 4.11 Simulations pour le cas de référence de la variation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du COD et de l'altitude du sommet du nuage pour  $R_{\text{eff}}$  fixé à  $80 \mu\text{m}$  (TIC-2) et pour chaque filtre.175
- Figure 4.12 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007 pour une altitude du sommet du nuage de 2.05 km pour les 8 filtres dédiés au radiomètre TICFIRE. Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté dans la Figure 1-3. .... 178
- Figure 4.13 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007 pour une altitude du sommet du nuage de 4.05 km pour les 8 filtres dédiés au radiomètre TICFIRE. Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté dans la Figure 1-3. .... 179
- Figure 4.14 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007 pour une altitude du sommet du nuage de 6.05 km pour les 8 filtres dédiés au radiomètre TICFIRE. Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté dans la Figure 1-3. .... 180
- Figure 4.15 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007 pour une altitude du sommet du nuage de 8.05 km pour les

- 8 filtres dédiés au radiomètre TICFIRE. Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté dans la Figure 1-3. ....181
- Figure 4.16 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007. La taille des cristaux  $R_{\text{eff}}$  est fixée à 20  $\mu\text{m}$  (TIC-1). Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté sur la Figure 1-3...182183
- Figure 4.17 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007. La taille des cristaux  $R_{\text{eff}}$  est fixée à 80  $\mu\text{m}$  (TIC-2). Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté sur la Figure 1-3.....183
- Figure 4.18 Représentation de la variation de la différence de température de brillance entre les deux distributions de formes (YANG, Eq) pour chaque filtre en fonction de l'épaisseur optique du nuage. Les conditions sont celles observées à Eureka notre cas de référence du 4 janvier 2007. Les lignes continues comparent les cas, dont le  $R_{\text{eff}} = 20 \mu\text{m}$  (cas TIC-1) et ceux en pointillés sont pour  $R_{\text{eff}} = 120 \mu\text{m}$  (cas TIC-2).....185
- Figure 4.19 Représentation de l'amplitude (en valeur absolue) de la différence de température de brillance [K] de toutes les paires possibles, obtenues par les bandes de TICFIRE, ceci dans le cas d'un nuage TIC-1 pour différentes épaisseurs optiques. ....190
- Figure 4.20 Représentation de l'amplitude (valeur absolue) de la différence de la différence de température de brillance des paires de canaux dans le cas d'un TIC avec une épaisseur optique de 0.5. Les différences de DTB représentent la gamme de valeurs de DTB associée aux particules de taille de 20  $\mu\text{m}$  versus des particules de 120  $\mu\text{m}$ .....191
- Figure 4.21 Erreur lors de l'inversion du  $R_{\text{eff}}$  résultant d'une erreur sur la température du nuage pour 6 valeurs du  $R_{\text{eff}}$ . Le COD est fixé à 3 et l'altitude du nuage est de 8.05 km. La température réelle du nuage est de 217 K avec une variation de la température du sommet du nuage de  $\pm 7 \text{ K}$ ,  $\pm 6 \text{ K}$ ,  $\pm 4 \text{ K}$ ,  $\pm 2 \text{ K}$ . b)- Erreur lors de l'inversion du COD résultant d'une erreur sur la température du nuage pour 6 valeurs de COD allant de 0.5 à 3. Le  $R_{\text{eff}}$  est fixé à 80  $\mu\text{m}$  pour un nuage à 8.05 km d'altitude. La température nuage varie de la même valeur que dans le cas a). ....194
- Figure 4.22 Taux de détection des nuages en fonction du seuil de précision à 0.1  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$  et de l'altitude des TIC-2. ....198
- Figure 4.23 Taux de détection des nuages en fonction du seuil de précision à 0.3  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$  et de l'altitude des TIC-2. ....199

Figure 4.24	Taux de détection des nuages en fonction du seuil de précision à 0.1 $W. m^{-2} sr^{-1}$ et de l'altitude des TIC-1. ....	200
Figure 4.25	Taux de détection des nuages en fonction du seuil de précision à 0.3 $W. m^{-2} sr^{-1}$ et de l'altitude des TIC-1. ....	201
Figure 4.26	Impact du refroidissement du sol et donc du contraste thermique sol/nuage pour 4 différentes températures au sol sur les observations dans l'infrarouge. Le nuage se situe entre 0.3 km et 1.5 km et a une température à la base de 242 k. ....	203
Figure 4.27	Illustration du profil de nuage observé dans le visible au Limbe, avec le soleil au-dessous de l'horizon. La partie du limbe qu'on vise dans notre analyse est indiquée approximativement par les accolades en blanc et correspondant à la stratosphère et à la troposphère. ....	206
Figure 4.28	Analyse de radiance au limbe dans deux cas différents de structure atmosphérique a) TIC-1 COD= 0.5 ; b) TIC-1, COD=3 ; c) TIC-1+TIC-1+TIC-2). ....	207
Figure 4.29	Profils de la visée au limbe utilisant différentes bandes pour un cas de TIC-1 dans une visée LIMB. ....	209
Figure 4.30	Profils de la différence de température de brillance entre une atmosphère avec et sans nuages (le forçage radiatif du nuage) pour une visée au limbe utilisant différentes bandes pour un cas de TIC-1 dans une visée LIMB. ....	210
Figure 4.31	Représentation de la ligne d'orbite CALIPSO (source: <a href="http://www.icare.univ-lille1.fr/calipso/">http://www.icare.univ-lille1.fr/calipso/</a> ). ....	213
Figure 4.32	Observations CALIPSO des 3 cas de nuages TIC arctiques (1- Nord de la mer de Laptev, le 6 janvier 2007; 2- Nord de la mer de Kara, le 9 janvier 2007; 3-Groenland, le 19 janvier 2007). Les courbes en rouge représentent des isothermes. ....	214
Figure 4.33	Représentation de l'autocorrélation calculée pour 3 cas de TIC observés en Arctique, Hiver 2007. ....	215
Figure 4.34	Exemple de calcul (LBL) fait par Clough et al.(1995) du taux de refroidissement dans le l'IR thermique et FIR pour le cas d'une atmosphère standard d'été à latitude moyenne (MLS : Mid Latitude Summer). Nous avons ajouté la distribution des bandes #1 à #8 du FIRR pour indiquer les altitudes	

sondées par l'instrument. H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> et O<sub>3</sub> sont utilisés dans le cas référence.  
217

- Figure 4.35 Exemple de calcul du taux de refroidissement spectral en présence de nuages TIC-2B pour le cas du 16 avril 2009 à 12 :00 UTC observée à PEARL. ....220
- Figure 4.36 Représentation du taux de détection des nuages à chaque altitude en fonction du seuil de détection pour les 8 bandes de TICFIRE. Les Altitudes des PSC indiquent la base du nuage dont l'épaisseur peut atteindre 600 m dans le cas des PSC à 10 km et 100 m dans le cas des PSC 20 km. ....225
- Figure 4.37 Représentation du forçage radiatif pour chaque nuage en fonction de son altitude et de son épaisseur optique pour les cas des bandes 1, 2, 3 et 4. L'épaisseur optique des nuages de CALIOP est une seule valeur calculée à 532 nm. ....226
- Figure 4.38 Même légende que la figure précédente sauf qu'ici nous présentons les résultats pour les bandes 2, 3 de TICFIRE. ....227
- Figure 4.39 Même légende que la figure précédente, mais ici nous présentons les résultats pour les bandes 4,5 de TICFIRE. ....228
- Figure 4.40 Même légende que la figure précédente sauf qu'ici nous présentons les résultats pour les bandes 6, 7 de TICFIRE. ....229
- Figure 4.41 Même légende que la figure précédente sauf qu'ici nous présentons les résultats pour la bande 8 de TICFIRE. ....230
- Figure A.1 Components of the feature detection and classification algorithm developed in this study. ....301
- Figure A.2 Plots of lidar and radar measurement data and the resulting feature classification for a case of TIC-1 and TIC-2A/B on January 8, 2007. ....302
- Figure A.3 As in Figure A-2, but for a case of TIC-2C on January 31, 2007. ....303
- Figure A.4 Frequency-of-occurrence statistics for cloud (fraction relative to all-cloud detections) and aerosol (fraction relative to cloud-free detections) layers, based on retrievals covering the winter months of January 2006 to February 2010. ....304
- Figure A.5 Frequency distribution of the mid-visible optical depth for retrieved cloud and aerosol layers. ....305
- Figure A.6 As in Figure 4, but for the mid-visible extinction coefficient (km<sup>-1</sup>). .306

Figure A.7	As in Figure 4, but for cloud effective radius ( $\mu\text{m}$ ). .....	307
Figure A.8	2006–2008 monthly means of the aerosol and cloud layers' (a) optical depth, (b) extinction coefficient in $\text{km}^{-1}$ , (c) effective radius in $\mu\text{m}$ , and (d) monthly number of detected layers.....	308
Figure A.9	For the winters of 2006/2007 and 2007/2008 IPY, frequency of occurrence versus altitude for liquid cloud relative to all-cloud detections.	309



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 1.1 Caractéristiques des différents types de nuages prédominants en Arctique (Tableau fait à partir de la définition des nuages TIC faite par Grenier et al. (2009). La discrimination des TIC-1 et TIC-2 est basée sur la taille des cristaux, détectable par les radars à partir de 30 $\mu\text{m}$ , une discrimination arbitraire.....	37
Tableau 1.2 Compilation de plusieurs résultats d'expériences de nucléation, où l'on présente les aérosols les plus répandus dans la nature avec ou sans enrobage accompagné du RHi correspondant. (1) Arizona Test Dust particule ; (2) Secondary organic aerosol : Vapeur condensable constituée de OH, NO <sub>3</sub> et O <sub>3</sub> ; (3) Enrobage à 17 % de SOA; (4) Enrobage à 17 % de SOA; (5) Argile potassique; (6) Enrobage à 47 % de SOA; (7) 10 % des particules aérosol sont activées; (8) Particule pure de SOA; (9) 1 % des particules aérosol sont activées; (10) Particule pure de SOA; (11) 1 % des particules aérosol sont activées.....	43
Tableau 1.3 Synthèse des instruments de mesure dans l'infrarouge moyen et lointain	67
Table 3.1 1Composition of sampled profiles extracted from DARDAR product and used in this work. (source: <a href="http://www.icare.univ-lille1.fr/calipso/">source:http://www.icare.univ-lille1.fr/calipso/</a> )	117
Table 3.2 Selected Arctic zones based on Grenier et al. (2009) definition.....	118
Tableau 4.1 Les canaux spectraux de TICFIRE. La réponse spectrale des filtres du FIRR est rapportée dans Libois et al. (2016). Ces filtres ont été développés en fonction des gammes spectrales indiquées ci-dessous.....	160
Tableau A.1 Eureka measurement data.....	300
Tableau A.2 Observation statistics.....	300



## LISTES DES ABRÉVIATIONS

AHSRL : Arctic High Spectral Resolution LiDAR

ARM : Atmospheric Radiation Measurement

CALIOP: Lidar à bord du satellite CALIPSO

CANDAC: Canadian Network for the Detection of Atmospheric Change

DGF : Dehydration Greenhouse Feedback

ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

IGIS : Inhibition du gel induit par les sulfates

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change

IWC : Ice water content SI [mass/volume]

LWP : Liquid water path SI [mass/volume]

STDP : Space Technology Development Program

MMCR : Millimeter Cloud RADAR

MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

NSA: North Slope Alaska

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

E-AERI : Extended-range Atmospheric Emitted Radiance Interferometer

P-AERI : Polar-Atmospheric Emitted Radiance Interferometer

PEARL : Polar Environment Atmospheric Research Laboratory

PWV : Vapeur d'eau précipitable (paramètre volumétrique)

RDES : rétroaction déshydratation-effet de serre

SHEBA : Surface Heat Budget of the Arctic Ocean

SIFI : Sulphate-induced freezing inhibition

TIC : Thin Ice Cloud

N-G : Noyaux glaçogène

AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer.

IRL : Infrarouge lointain (15 à 100  $\mu\text{m}$  équivalent à 100 à 667  $\text{cm}^{-1}$ ).

CALIPSO: The Cloud-Aerosol LiDAR and Infrared Pathfinder Satellite Observation.

IIR: Infrared Imaging Radiometer du satellite CALIPSO

UTLS: Upper troposphere-Lower stratosphere.

BTD : Différence de température de brillance

AERI : Atmospheric Emitted Radiance Interferometer)

ASC : Agence spatiale canadienne

STDP : Space Technology Development Program

## RÉSUMÉ

Les nuages optiquement minces (*ThinIceClouds* ou TIC) sont prédominants en Arctique et représentent un élément clef dans la projection du climat. Ils prennent part aux différents phénomènes de rétroaction, comme l'amplification polaire. Ces phénomènes traduisent la complexité à représenter l'interaction nuage-radiation et leurs rétroactions associées dans les modèles climatiques. La sensibilité des nuages minces à l'environnement dans lequel ils évoluent, comme la présence d'aérosols de natures différentes rend leur modélisation plus complexe. Pour cela, de nouveaux instruments sont en développement pour pouvoir observer et étudier les éléments importants à l'amélioration des projections climatiques.

Pour cela, les instruments actuels comme le LiDAR embarqué sur CALIPSO et le radar embarqué sur CloudSat, ainsi que les instruments installés au sol à Eureka nous permettront d'utiliser des données réelles dans le cadre de simulations faites en appui au développement des futurs instruments. Ces instruments sont TICFIRE qui sera embarqué sur une plateforme satellitaire, FIRR qui a été embarqué sur un avion survolant la région Arctique en avril 2015, ainsi que celui installé au sol par environnement et changement climatique Canada (ECCC).

Ce travail est amorcé par un résumé contextuel de la recherche scientifique sur les nuages polaires et leur implication sur le climat arctique. Il est suivi par l'usage des instruments existants qui nous ont permis de créer une base de données des propriétés essentielles à notre étude sur les nuages optiquement minces, ceci, afin d'étudier la faisabilité de futures missions d'observation.

Nous couvrons plusieurs aspects des spécifications pour caractériser le fonctionnement du FIRR et de TICFIRE lors de leurs déploiements. Leurs principales exigences sont la détection des nuages minces en Arctique, l'efficacité des filtres utilisés, ainsi que la cohérence spatiale des observations, en commençant par la validation des méthodes de simulation utilisées.

Nous étudions des cas de TIC particulièrement importants pour la chimie de l'ozone et les interactions à l'interface stratosphère-troposphère (UTLS) du point de vue de la capacité de TICFIRE à les détecter et à les identifier. Ce sont deux applications importantes pour le radiomètre étudié et dont les implications pour les sciences de l'atmosphère sont significatives. Pour l'interface UTLS, nous examinons un cas

probat associé à l'activité d'un volcan à l'Extrême-Orient russe. Un événement que l'on a pu répertorier dans notre base de données et qui représente un laboratoire à ciel ouvert pour l'étude spatio-temporelle de l'impact des aérosols volcaniques.

Mots-clés: Climat arctique, nuages optiquement minces, transfert radiatif, simulations, PSC, télédétection, aérosols, infrarouge lointain, aérosols volcaniques.

## LISTES DES ABRÉVIATIONS

### CHAPITRE I

#### INTRODUCTION

##### 1.1 Le contexte environnemental

L'impact des changements climatiques observés sous forme d'augmentation graduelle de la température moyenne et du niveau de la mer est aujourd'hui une réalité que l'on vit sous forme d'événements météorologiques violents. Ces événements seront de plus en plus intenses et plus fréquents (Rapport de synthèse du GIEC. 2014). Les conséquences auront un impact plus significatif sur notre environnement et nos modes de vie d'ici à la fin du siècle. Depuis longtemps déjà, les scientifiques surveillent l'effet des différents changements qui s'opèrent en effectuant des études d'impact sur la vie socio-économique.

Parmi les plus grands changements Symon et al. (2005) ainsi que Serreze et al. (2006) ont observé que le réchauffement de la zone arctique est deux fois plus rapide que le réchauffement moyen global observé au cours des dernières décennies. Le

rapport du GIEC de 2013 souligne une augmentation de la température des pôles en comparant la température obtenue par des reconstructions paléoclimatiques à des résultats de modèles climatiques passés, il a été confirmé qu'il y a une amplification polaire en réponse au changement de la quantité de CO<sub>2</sub> et des autres gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère. De plus, on a observé que la température du pergélisol a augmenté de 3 °C dans certaines parties du nord de l'Alaska et de 2 °C dans certaines parties du nord de la Russie. On note aussi une réduction de l'épaisseur du pergélisol et de son étendue. Cette situation inquiète beaucoup les scientifiques et les décideurs quant aux conséquences environnementales et socio-économiques.

Les recherches de liens entre les changements climatiques observés en Arctique et les événements météorologiques violents observés de manière plus fréquentes aux latitudes moyennes sont en émergence (Cohen et al. 2014). En effet, ils ont démontré un potentiel lien entre le changement de trajectoire des tempêtes, du courant-jet et des ondes planétaires et leur propagation d'énergie associée à l'amplification polaire due à la diminution de la glace de mer (fin été début automne : 12.4 % par décennie depuis 1979 (Stroeve et al. 2011); Hiver : 40 % de perte d'épaisseur de glace depuis 1980 (Kwok et al. 2009) et 75-80 % de volume perdu) et la diminution de la couverture de neige au printemps et à l'été. Cependant, les observations insuffisantes en temps et en couverture spatiale, ainsi que les modèles numériques incomplets, résultent d'une grande incertitude. Celle-ci ne pourra être dissipée qu'avec une augmentation des observations en Arctique et l'amélioration des modèles numériques.

Ces effets ont des conséquences sur notre vie quotidienne due à la circulation générale et les interactions entre les régions polaires et nos régions des latitudes moyennes. Une tendance à une intensification et à une augmentation de la fréquence des tempêtes synoptiques est observée aux latitudes moyennes. Des études de projection des changements climatiques avec le modèle ECHAM5 suggèrent une augmentation de la fréquence des tempêtes de l'océan Atlantique Nord en mer du Nord et en mer Baltique à la fin de ce siècle (Pinto et al. 2007, 2010), une tendance qui

concorde avec le rapport du GIEC 4 (Meehl et al. 2007). Le GIEC prédit aussi un déplacement vers le pôle des trajectoires de tempêtes extratropicales avec des changements conséquents dans les régimes des vents, des précipitations et des températures. En effet, Kossin (2014) a observé que sur 31 années (1982-2012) d'observation, une migration des cyclones tropicaux de 53 km et 62 km par décennie respectivement à l'hémisphère nord et l'hémisphère sud vers les pôles nord et sud respectivement. Une migration des cyclones d'environ 1° par décennie hors des tropiques. Une migration généralement attribuée à des facteurs anthropogéniques (Lucas et al. 2014).

Les plus grandes différences entre les modèles climatiques et la réalité observée sur le terrain sont davantage marquées dans l'Arctique. Kattsov et al. (2005) ont comparé des données d'observations de la température de surface et la pression atmosphérique compilée par le CRU (*Climate Research Unit*) (New et al. 1999, 2000) basé sur l'interpolation à partir des stations météo et une autre basée sur les données d'ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*) et de réanalyse (ERA-15; Gibson et al. 1997) aux données de réanalyse de NCEP/NCAR (Kistler et al. (2001). En effet, les différences trouvées entre NCEP/NCAR et les données CRU entre 1961 et 1990 atteignent leurs plus grandes valeurs en hiver et plus particulièrement au nord de la Sibérie et au Groenland où elles atteignent 15 °C. La comparaison entre le modèle atmosphérique du ECMWF et celui du NCEP/NCAR suit celle trouvée plus haut, avec quelques différences au printemps.

Ces différences sont en partie dues au manque de données, à la représentation incomplète des rétroactions dans les modèles climatiques globaux (Kattsov et al. 2005) et à une connaissance limitée des interactions associées aux nuages, insuffisantes pour pouvoir les implémenter adéquatement dans les modèles climatiques. Il y a aussi la limite de la résolution verticale des modèles de la circulation générale (MCG/GCM) qui est insuffisante pour simuler les inversions de température omniprésentes en

Arctique. En effet, l'inversion de température fait en sorte que les nuages arctiques au sommet de l'inversion émettent à des températures plus chaudes que la surface sous-jacente.

En outre, Wang et Key (2003) ont analysé les données satellitaires de l'Arctique obtenues par AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) durant la période 1982-1999. La Figure 1.1 représente les tendances de la variation de la température de surface et de l'albédo de surface durant cette période pour les 4 saisons. Ils notent une diminution de température de 0.34 °C par décennie en hiver pour la zone géographique au-delà de 60° de latitude nord. Mais ils observent une diminution plus importante de 2.2 °C par décennie pour la zone géographique au-delà de 80° de latitude nord. Cependant, au printemps, en été et en automne une augmentation de 1.1, 0.68 et 0.7 °C par décennie respectivement a été observée. Pour la même période, les auteurs ont montré en analysant les données de réanalyse de NCEP qu'il y a une diminution de la couverture nuageuse en hiver de 5,7 % par décennie en valeur absolue. De plus, pour la période du printemps et d'été des augmentations de la couverture nuageuse respectivement de 3,1 % et de 1,5 % par décennie ont été observées. À travers cette étude, les auteurs ont démontré une tendance de réchauffement lors d'une augmentation du couvert nuageux observée au printemps et en été. En hiver en revanche, ils notent un refroidissement lors d'une diminution de la couverture nuageuse dans les régions de l'océan arctique central, la mer du Groenland, la mer de Norvège et la mer de Barents (Figure 1.1). D'autres études ont été faites pour démontrer le réchauffement ou le refroidissement de l'Arctique en fonction de la couverture nuageuse comme celles de Curry et Ebert (1992), Intrieri et al. (2002), Dong et al. (2010), mais aucune ne concorde complètement avec l'étude d'Eastman et Warren (2010). De plus, les observations faites par Eastman et Warren (2010) contredisent la tendance négative trouvée par Wang et Key (2005) sur la couverture nuageuse en hiver. Plus tard, Key, Wang et al. (2016) ont complété l'étude précédente de Wang et al.

(2003) avec les données d'observation d'AVHRR qui couvre la période de 1994 à 2014. Cette étude a démontré une tendance au réchauffement sur tout l'Arctique.

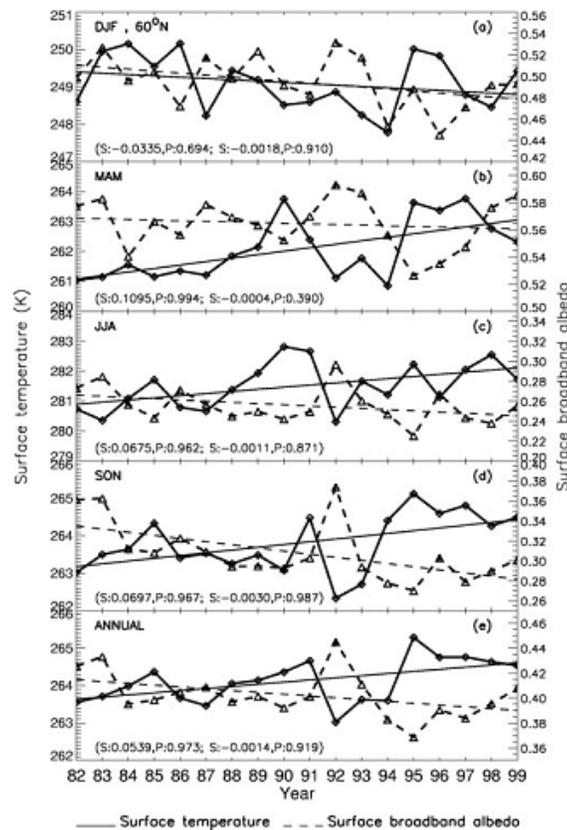


Figure 1.1 Séries temporelles et tendances de la température de surface (ligne continue) et l'albédo de surface (pointillé) représentant de haut en bas l'hiver (DJF), le printemps (MAM), l'été (JJA), l'automne (SON) et enfin annuelle Arctique au-delà du 60 ° nord. Les chiffres entre parenthèses représentent pour S la pente de tendance et P le niveau du test de confiance F, où la première paire est celle de la température de surface et la deuxième celle de l'albédo de surface. Cette étude couvre la période de 1982-1999 (Wang et coll. (2003)).

D'autres études (Curry et Ebert 1992, Intrieri et coll. 2002, Wang et Key. 2003) se sont aussi intéressées à la corrélation entre la couverture nuageuse et le réchauffement ou le refroidissement climatique. Parmi eux, Dong et al. 2010 qui ont noté un refroidissement durant la période de transition entre les saisons d'hiver et du printemps, alors que la couverture nuageuse est à son minimum. Cependant, lors de la période allant de l'été à l'automne, la fraction nuageuse est alors à son maximum et le forçage radiatif observé l'est aussi. En somme, un besoin en observations plus précises, et sur de plus longues périodes se fait sentir pour établir un lien entre la couverture nuageuse et la tendance des températures en Arctique (Eastman et Warren (2010)). Particulièrement durant la nuit polaire à l'échelle de grande région polaire. Ceci démontre l'importance de concevoir un instrument d'observation tel que le FIRR qui serait mieux adapté aux saisons, et potentiellement sera embarqué sur une plateforme satellitaire telle que TICFIRE avec une plus large vue d'ensemble de toute la région arctique.

Au-delà de la couverture nuageuse, il y a aussi la représentation microphysique des cristaux formant les nuages qui est importante. Wendisch et al. (2005) ont montré qu'une différence de 26 % du forçage radiatif pouvait être due aux différentes formes de cristaux utilisés dans le calcul du transfert radiatif et qu'une modification de 20 % de l'albédo se produit pour des nuages avec le même contenu en glace (IWC), mais avec différentes formes de cristaux (Chepfer et al., 2005). Mishchenko et al. (1996) ont démontré que l'utilisation de forme inappropriée de ces cristaux dans l'inversion d'épaisseur optique de cirrus obtenue à partir de mesures de réflectance dans le visible, pouvait induire une surestimation ou sous-estimation de l'épaisseur optique excédant 3 unités, ce qui pourrait être le cas des nuages optiquement ténus (TIC) en Arctique.

La modélisation du forçage radiatif est plus difficile dans le cas des nuages glacés dus à la complexité de la représentation des formes des cristaux qui influent sur l'absorption de l'énergie infrarouge dans le cas des TIC (Comstock et al. 2007). Ces divergences entre les simulations et l'observation sont dues principalement à la complexité de l'interaction nuage-radiation.

L'importance des observations est indéniable, elle permet d'affiner les modèles climatiques et de comprendre des phénomènes qui influent sur notre climat. Pour cela, le maintien de sites d'observations aussi avancé dans l'Arctique que celui d'Eureka (80° Nord), d'Alert (82.49° N), de Barrow (71.32° N) ou de Spitsbergen (79° N) est essentiel. De plus, le développement de nouvelles missions satellitaires et de campagnes d'observations aéroportées particulièrement dédiées à l'observation des processus impliqués dans les nuages et de leur impact sur le rayonnement est aussi important. Ils permettront d'observer des régions encore plus éloignées avec une plus large couverture tout en permettant des recoupements avec les points d'observation sur Terre à des fins de calibration des instruments embarqués et de recherche en ayant deux points de vue complémentaires (à partir du sol et à partir de l'espace).

Ainsi, l'étude des impacts à courts et moyens termes tant sur l'environnement terrestre que sur l'atmosphère en Arctique est d'une importance capitale. L'étude des nuages en Arctique passe nécessairement par l'observation des nuages optiquement minces (TIC) dus à leur prédominance. Ceci requiert de la recherche tant d'un point de vue théorique qu'observationnelle de leurs formations, de leurs propriétés radiatives et des précipitations qui sont associées. Ils sont des régulateurs importants du bilan énergétique de la planète (Liou 1986 ; Liou et al. 2002).

## 1.2 Les nuages de glace

D'une manière générale, les nuages glacés couvrent près de 40 % de la Terre (Wylie 1994). Ces nuages constituent une composante critique de la balance radiative (Hong et al. 2016). On retrouve ces nuages dans la haute troposphère et dans la basse stratosphère dans les régions tropicales, et s'étendant jusque dans la basse troposphère dans les régions polaires. Les nuages glacés de haute altitude comme les cirrus couvrent d'une manière permanente près de 20 % du globe (Sassen et al. 2008, Rossow et

Schiffer 1999). La plupart de ces nuages se composent de cristaux de glace, parfois contiennent encore des gouttelettes d'eau surfondue et sont le plus souvent optiquement minces. On les observe souvent dans des couleurs bleuâtres à gris (Sassen 2002). Ce qui se rapproche le plus aux latitudes moyennes des TIC polaires est les cirrus dont les températures et la microphysique sont comparables. Ils ont généralement le même faible rapport de concentration entre les noyaux glaçogènes (IN) et les cristaux de glaces (Sassen et Dodd, 1988; Heymsfield et Sabin, 1989).

En Arctique, les TIC (*Thin Ice Clouds*) dominent durant l'hiver et le début du printemps à tous les niveaux dans la troposphère. Une première caractérisation a été introduite par Grenier et al. (2009), se fondant sur la dimension des cristaux de glace et sur la structure verticale des couches de nuages qui les surplombent. Leurs caractérisations et dénominations sont résumées au Tableau 1.1. Ce tableau présente chaque type de nuage optiquement mince par rapport à sa détectabilité par les instruments actifs, le LiDAR et le radar. L'étude de Grenier et al. (2009) a aussi montré la distribution géographique des TIC en Arctique présentée dans la troisième colonne du Tableau 1-1. La discrimination des TIC est basée sur une notion arbitraire, mais elle a l'avantage de différencier les cristaux susceptibles de précipiter ou non.

Tableau 1.1 **Caractéristiques des différents types de nuages prédominants en Arctique (Tableau fait à partir de la définition des nuages TIC faite par Grenier et al. (2009). La discrimination des TIC-1 et TIC-2 est basée sur la taille des cristaux, détectable par les radars à partir de 30  $\mu\text{m}$ , une discrimination arbitraire**

Type	Caractéristiques	Régions
TIC-1	Détectable par le LIDAR et invisible pour le radar	Antarctique et Groenland, Atlantique du Nord et la mer de Beaufort, la mer de Kara, l'Est de la Russie (plus élevé de 3 à 6 km que tous les autres secteurs) (voir Grenier et al.. (2009) pour plus de détails).
TIC-2 A→ B→ C→	Détectable par le radar et LIDAR (A) TIC-1 au-dessus (B) TIC-1 pas au-dessus (C) Phase mixte et (couche liquide au-dessus)	L'Est de la Russie, la mer de Beaufort et l'Archipel canadien (taux d'aérosols plus élevé)

La formation des cristaux de glace qui composent les TIC, se fait en deux étapes successives. La première étape est la nucléation qui représente le changement de phase passant d'un état liquide ou vapeur à un état solide, que ce soit sans support externe (nucléation homogène) ou à l'aide de support de particules solides ou de noyaux glaçogènes (nucléation hétérogène). La deuxième étape est celle de la croissance, qui est le résultat de coalescence et d'agrégation des petits cristaux (Pruppachet Klett, 1997). Le rôle des aérosols dans la nucléation à travers leur composition chimique ainsi que la température dans laquelle ils évoluent sont déterminants pour la phase du nuage en formation (Eastwood et al. 2008, 2009). Parmi les effets étudiés par Grenier et Blanchet. (2010), nous retrouvons l'inhibition du gel qui serait induit par les sulfates

(l'effet IGIS). Ce processus permet d'atteindre une plus grande valeur du rapport saturant par rapport à la glace avant qu'il y ait gel. Il en résulte qu'on retrouve une concentration réduite de cristaux qui sont plus gros grâce à une diminution de la compétition pour la vapeur d'eau ambiante. Cette croissance accrue des cristaux provoque leur précipitation qui implique une accélération du refroidissement par déshydratation. Le refroidissement à son tour provoque une réactivation de la nucléation, ce qui se traduit par une rétroaction positive entre le forçage radiatif dû à l'effet de serre et la déshydratation (effet de rétroaction déshydratation-effet de serre ou RDES) (Blanchet et Girard (1994; 1995). Par ailleurs, à cause de la diminution du nombre de noyaux glaçogènes (N-G), peu de cristaux sont formés et moins d'aérosols acidifiés sont susceptibles de précipiter, donc les aérosols acides tendent à rester plus longtemps dans l'atmosphère et à maintenir un niveau de pollution élevé en Arctique, surtout au printemps. C'est un phénomène connu sous le nom anglais de "*Arctic haze*".

En somme, cet effet IGIS augmente le rapport saturant de congélation par rapport à la glace et diminue la température nécessaire à la nucléation. Ce phénomène est dû à la modification des caractéristiques physico-chimiques des noyaux glaçogènes (voir Tableau 1.2). Il provoque une réduction de la concentration de cristaux et une diminution de la compétition pour la vapeur d'eau ambiante.

### 1.3 Noyaux glaçogènes

Bien que les aérosols et les noyaux glaçogènes ne soient pas directement impliqués dans l'étude d'un radiomètre dédié à l'observation des nuages, ils sont néanmoins déterminants pour la formation des nuages à l'étude, principalement pour la caractérisation des différents types de nuages glacés et optiquement minces (TIC) que nous traitons dans cette thèse. Nous résumons donc ici les mécanismes de nucléation responsables de leurs propriétés microphysiques en amont de la détermination du type de TIC.

DeMott et al. (2010) ont démontré que les erreurs commises dans la représentation des noyaux glaçogène utilisée dans les modèles atmosphériques impliquent des différences importantes dans les propriétés microphysiques des nuages et éventuellement dans les forçages radiatifs de ces modèles. En général, Ghan et al. (1997) ont montré, par exemple, qu'un changement de 70 % du forçage radiatif pouvait être provoqué par une différence d'un ordre de grandeur dans la concentration des noyaux glaçogène, une quantité qui varie fortement dans l'atmosphère, et sur plusieurs ordres de grandeur. La concentration des N-G représente donc une composante essentielle dans le développement des modèles climatiques. Elle a une relation avec la concentration de certains aérosols que l'on retrouve dans l'atmosphère, une relation linéaire ou sous forme de loi de puissance selon leur environnement (DeMott et al. 2003, Georgii et al. 1967, Berezinski et al. 1988, Richardson et al. 2007 (voir DeMott et al. 2010)) ceci pour un spectre de taille de particule restreint en Arctique pour les particules de plus de  $0,3 \mu\text{m}$ .

Dans d'autres représentations plus sophistiquées, comme dans celle de Lohmann et Diehl. (2006), on analyse la projection dans l'espace et le temps des simulations d'un modèle de circulation global où la paramétrisation de l'efficacité de nucléation des N-G a été faite en laboratoire. Cependant, ces contraintes sont difficiles à déterminer, car la concentration des N-G peut avoir des variations de 3 ordres de grandeur pour une même température, pour des régions et des périodes de temps différentes (DeMott et al., 2010). Dans un souci de simplification, DeMott et al. (2010) ont suggéré de combiner le résultat d'observations faites sur 14 ans et sur plusieurs régions du globe pour démontrer la relation entre la température et le nombre de cristaux de nuages froids plus grands que  $0,5 \mu\text{m}$  de diamètre avec la concentration des N-G. Toutefois, comme dans le cas du modèle global de Lohman et Diehl (2006), il est possible d'obtenir une prédiction explicite de la concentration des N-G, dans le climat actuel et

futur, en utilisant les équations pronostiques de la dynamique des aérosols. Cette approche a été développée par Gong et al. (2003).

Un autre facteur important de la nucléation, comme dans la paramétrisation faite par Meyers et al. (1992), est la température. Principalement dans le cas de la nucléation par contact qui est plus favorable énergétiquement et qui ne nécessite pas une température aussi basse que la nucléation par immersion, comme dans le cas des cendres volcaniques et du pollen (Von Blohn et al., 2005; Fornea et al., 2009). Celle-ci est maintenant utilisée dans des modèles climatiques, mais des différences importantes subsistent entre les paramétrages de ces modèles. Des résultats obtenus à partir d'une nouvelle paramétrisation des N-G basée sur 14 ans d'observations de plusieurs régions du globe par DeMott et al. (2010) montrent une diminution du forçage radiatif net de l'ordre de  $1.3 \text{ W m}^{-2}$  par rapport à ceux obtenus avec la formulation de Meyers et al. (1992).

Le schéma de Lohmann et Diehl. (2006) se base sur des résultats expérimentaux obtenus par Hoffer (1961) et Pitter et Pruppacher (1973), où ni la quantité d'aérosols ni la dépendance temporelle de la nucléation ne sont prises en compte. Ceci a engendré des différences de température de nucléation estimée pour le même aérosol minéral entre 5 K et 10 K. Ce n'est que plus tard que Murray et al. (2011) ont démontré que dans des conditions isothermes, le temps de nucléation est un facteur important à considérer dans les modèles.

La modification des propriétés des nuages par les aérosols anthropiques ou naturels décrits précédemment est un aspect important à prendre en considération dans la phase de modélisation pour la prévision météorologique et climatique, particulièrement dans le cas de nuages optiquement minces TIC à l'étude dans cette thèse.

Dans le cadre d'une étude de sensibilité à la concentration des aérosols minéraux (*dust*) du modèle GEM (*Canadian Global Environmental Multiscale Model*)

Du et al. (2011) ont comparé six schémas de microphysique qui ont été implémentés pour simuler les nuages et leur impact sur le processus radiatif dans le cas de l'année SHEBA (*Surface Heat Budget of the Arctic*) d'octobre 1997 à septembre 1998. Ces modèles sont : celui développé par Sunqvist. (1978) qui est un modèle simple qui distingue la glace de l'eau en fonction de la température, celui de Milbrandt et Yau. (2005) et celui de Milbrandt et Yau. (2005). Du et al. (2011) ont modifié en introduisant les deux scénarios de la kaolinite enrobée et non enrobée d'acide sulfurique. Le choix s'est porté sur la kaolinite, une particule argileuse issue des sols naturels, car elle est considérée comme un bon N-G avec à sa surface des sites actifs et une structure cristalline compatible à celle de la glace. De plus, le choix d'utiliser les aérosols enrobés d'acide sulfurique est dû au fait que déjà Bigg (1980) a estimé à partir des observations faites en Alaska que plus de 80 % des particules sont couvertes d'acide sulfurique. En plus des quatre modèles susmentionnés et dans le cadre de l'étude de la sensibilité des modèles à la concentration des aérosols, ces mêmes modèles avec et sans l'enrobage de la kaolinite ont été rajoutés, mais cette fois avec une réduction d'un facteur 5 de la concentration des aérosols

Dans le cas de la saison de l'été, tous les modèles sont proches des observations faites par les LiDAR/radar *in situ* du ETL (*Environmental Technology Laboratory*) et par le satellite APP (Polar Path Finder) utilisant le radiomètre AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) dans le cas de la moyenne mensuelle de fraction de nuages optiquement minces TIC à faible teneur en eau liquide (données de Fowler et al. 2002). Pour ce qui est des autres saisons, les scénarios les plus proches de l'observation sont ceux où la kaolinite est enrobée d'acide sulfurique, ainsi que le même scénario incluant une réduction d'un facteur 5 de la concentration d'aérosols en hiver. Une différence est tout de même observée entre le modèle de kaolinite enrobé d'acide sulfurique et le même modèle avec une réduction d'un facteur 5 de la concentration d'aérosols qui démontre une sensibilité des résultats à la concentration

des aérosols. Ces résultats sont pertinents du fait que l'Arctique est plus exposé au transport des aérosols venant des latitudes moyennes en hiver, où la plupart des particules sont enrobées d'acide sulfurique.

Un autre aspect considéré est celui des différents types d'enrobages de particules. La grande majorité des études que l'on retrouve dans la littérature démontrent que les particules enrobées que ce soit de SOA (*Secondary Organic Aerosol*), d'acide sulfurique  $H_2SO_4$ , ou d'ammonium sulfate  $(NH_4)_2SO_4$  comme décrits par Möhler et al. (2008), Wagner et Koop. (2006) et Eastwood et al. (2009), ont une nucléation altérée, mais d'une manière différente selon l'enrobage. Le tableau 1.2 synthétise les résultats obtenus en laboratoire par plusieurs auteurs. Il est la compilation de plusieurs échantillons d'aérosols que l'on retrouve dans la nature avec ou sans enrobage, et de l'humidité relative par rapport à la glace nécessaire à la glaciation. Il permet de montrer que pour chaque aérosol et chaque enrobage l'humidité relative critique  $RH_i$  pour la nucléation varie.

Cette observation est le fruit d'expériences faites dans les mêmes conditions de température et de taille, comme décrites par Hoose et al. (2012). Les résultats d'expériences de laboratoire dans les modèles d'atmosphère peuvent grandement différer des conditions atmosphériques réelles. Elles exigent donc une analyse approfondie et critique aux conditions différentes des deux milieux : de l'atmosphère et du laboratoire (Hoose et al. 2012).

Tableau 1.2 **Compilation de plusieurs résultats d'expériences de nucléation, où l'on présente les aérosols les plus répandus dans la nature avec ou sans enrobage accompagné du RH<sub>i</sub> correspondant. (1) Arizona Test Dust particule ; (2) Secondary organic aerosol : Vapeur condensable constituée de OH, NO<sub>3</sub> et O<sub>3</sub> ; (3) Enrobage à 17 % de SOA; (4) Enrobage à 17 % de SOA; (5) Argile potassique; (6) Enrobage à 47 % de SOA; (7) 10 % des particules aérosol sont activées; (8) Particule pure de SOA; (9) 1 % des particules aérosol sont activées; (10) Particule pure de SOA; (11) 1 % des particules aérosol sont activées**

Matériaux	Enrobage	RH <sub>i</sub> Enrobé	RH <sub>i</sub> non enrobé	Références
ATD <sup>1</sup>	SOA <sup>23</sup>	130 % <sup>4</sup>	105 %-115 %	Möhler et al., 2008
Illite <sup>5</sup>	SOA <sup>6</sup>	160 %-170 % <sup>7</sup>	105 %-120 %	Möhler et al., 2008
SOA <sup>8</sup>			150 %-190 % <sup>9</sup>	Möhler et al., 2008
SOA <sup>10</sup>			160 % <sup>11</sup>	Wagner et al., 2007
ATD	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	121%-140%	121%-140%	Knopf et Koop. 2006
Kaolinite	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	130%-135%	100%-105%	Eastwood et al., 2009
Kaolinite	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	235°K → 105% >240°K → 125%-130%	100%-105%	Eastwood et al., 2009

En somme, l'étude des nuages polaires pour un éventuel radiomètre FIR aura des implications sur l'étude des aérosols et des noyaux glaçogènes impliqués dans la formation de ces nuages TIC.

#### 1.4 Les propriétés microphysiques et optiques des particules

Le soleil est la source la plus importante du rayonnement et donc de l'énergie que la Terre reçoit. Ce rayonnement est finalement absorbé, diffusé et émis par la surface terrestre, de même que par son atmosphère dont les nuages en sont une composante importante. Du fait du pouvoir des nuages d'emprisonner ou de libérer l'énergie emmagasinée puis libérée par la surface, elles représentent un modulateur

d'énergie. De ce fait, d'autres phénomènes reliés aux nuages s'ajoutent à ceux déjà cités comme l'atténuation ou l'extinction dont il faut prendre compte lors des études atmosphériques. Le couplage de ces phénomènes module la dynamique et la thermodynamique du système climatique. Ceci se fait à travers toutes les interactions que l'on peut détecter entre les rayonnements électromagnétiques et les particules présentes dans l'atmosphère, que ce soit sous forme de gouttelettes d'eau ou d'aérosols. C'est ce que l'on appelle le transfert radiatif qui prend en compte les différents paramètres microphysiques des particules.

#### 1.4.1 Paramètres microphysiques

Dans le cas des nuages, les paramètres microphysiques les plus importants sont la distribution de la taille des cristaux. Elle est représentée par un nombre de particules par unité de volume et par unité d'incrément du rayon des particules. Typiquement, elles peuvent être représentées par des fonctions log normale, gamma, ou plus rarement exponentielles ou gaussiennes. Dans ces représentations, le rayon ou le diamètre effectif n'étant pas une propriété mesurable de la distribution de taille des cristaux (McFarquhar et Heymsfield. 1998), on la retrouve sous différentes définitions. Certaines définitions supposent des cylindres circulaires, ou des colonnes hexagonales. D'autres supposent des volumes, des surfaces, ou des sections efficaces effectifs (cross-section) de sphère équivalente, ou alors le ratio du contenu de glace par rapport à la distribution de taille. Ces relations traduisent dans tous les cas la dépendance du rayon effectif à la forme et la distribution de taille hypothétique (Mitchell. 2002). Dans le cas de Yang et al. (2005) que nous utiliserons ici, le diamètre effectif du cristal est défini par :

$$De(L)=3V(L)/2A(L) \quad (1.1)$$

Où  $A$  et  $V$ , représentent la projection de la surface et du volume du cristal, et  $L$  représente la dimension maximale de la particule de glace non sphérique (Yang et al. 2000).

Un autre paramètre important est le contenu en glace IWP (*Ice Water Path*) des nuages. Il représente l'intégration verticale du contenu en glace (IWC) du nuage entre sa base et son sommet. Ceci représente la masse des cristaux par unité de volume dans un élément de volume (Elbert et Curry. 1992).

Ces deux paramètres physiques sont critiques pour la détermination de l'absorption des nuages, l'épaisseur optique (Platt et Harshvardhan. 1988), l'albédo et l'émissivité des nuages (Stephens 1980).

#### 1.4.2 Paramètres optiques

Les paramètres définis précédemment représentent les propriétés microphysiques des nuages. Pour une description complète de ces derniers, nous avons besoin de connaître les paramètres optiques de base établis par des calculs de référence que l'on retrouve dans la littérature (ex : Yang et al. (2008)). Ces paramètres sont fonction de la taille des particules, de l'indice de réfraction (la phase et la composition chimique) et de la forme des particules. Les propriétés optiques sont déterminées par les coefficients d'atténuation, de diffusion et d'absorption, et par le facteur d'asymétrie par rapport à chaque segment de la taille de cristaux.

Les paramètres optiques spectraux sont calculés pour un ensemble de cristaux moyennés sur toutes les formes identifiées et suivant une distribution de taille définie au préalable, soit la distribution de taille de ces cristaux qui est posée en hypothèse. Tous ces paramètres sont le résultat des interactions par un ensemble de particules de tailles et de composition différentes contenues dans chaque colonne atmosphérique. Ils

sont appliqués à nos simulations du rayonnement à l'aide de MODTRAN (MODerate resolution atmospheric TRANsmission), un modèle que nous utiliserons tout au long de cette étude et que nous introduirons à la section 2.2.2 dans « Description du modèle de calcul du rayonnement ».

Un autre paramètre important est la fonction de phase de diffusion. Elle décrit le patron de la diffusion angulaire résultant de la diffusion par une particule ou un ensemble de particules (Hansen et Travis, 1974; Blanchard., 2011). En première approximation, on utilise plutôt le facteur d'asymétrie ( $g$ ). Il représente numériquement la différence entre la fraction de la diffusion vers l'avant et la rétrodiffusion (Gerber et al. 2000). En revanche, il est possible à partir de la fonction de phase de déterminer si les particules sont liquides ou solides, et d'estimer leurs tailles, et possiblement si les particules sont agglomérées ou lisses (Ulanowski et al., 2006; Schön et al., 2011).

Dans le cas de l'efficacité d'atténuation  $Q_{ext}$ , elle donne une mesure relative de la section efficace d'une particule à atténuer un signal. Elle est fonction de la taille des particules, de la longueur d'onde et de l'indice de réfraction. Pour ce qui est du facteur d'asymétrie  $g$ , il dépend de la forme, la taille et la distribution de taille des particules. Il est traduit par le cosinus moyen de l'angle de diffusion qui représente l'influence de la forme du cristal. Sa variation s'étale entre -1 (diffusion vers l'arrière) et +1 (diffusion vers l'avant) (Eddounia. 2004).

Des recherches ont été faites par Connolly et al., (2011) pour quantifier l'efficacité de l'agrégation des cristaux à des températures aussi basses que - 60 °C. Elle représente la liaison des cristaux entre eux de manière organisée et donne finalement de nouvelles formes de cristaux comme la rosette, ou désorganisée comme les flocons de neige. Jusqu'à présent, il n'y a pas eu suffisamment d'étude sur le phénomène d'agrégation glace-glace pour quantifier le taux de croissance des cristaux par agrégation. Selon Connolly et al. (2011), ce manque de connaissances est dû à la complexité du phénomène lui-même. Ceci fait que le changement de forme et la sédimentation des cristaux ne sont pas bien représentés dans les modèles climatiques.

D'autant plus que la modélisation du transfert radiatif est plus difficile dans le cas des nuages glacés dus à la complexité de la représentation des formes des cristaux, ce qui a un impact sur l'absorption et sur l'émission du rayonnement infrarouge et principalement dans le cas des TIC observées pendant les nuits arctiques (Comstock et al. (2007)). Nous devons donc en tenir compte dans notre étude.

D'autres observations sont nécessaires pour mieux cerner ces effets. Ces observations sont faites pour la plupart par des systèmes d'imagerie CPI (*Cloud Particle Imaging*) embarqués sur des avions lors de missions aéroportées. Bien qu'ils donnent des résultats utiles, ils restent tout de même limités par leur résolution dans le cas des petits cristaux dont la taille est en dessous de  $50 \mu\text{m}$  (Korolev et al. (1998)), et où la forme des cristaux ne peut être déterminée avec confiance.

Labonnote et al. (2001) ainsi que Yang et al. (2008) ont démontré par des simulations 2D que l'effet direct des agrégats complexes se retrouve dans le facteur d'asymétrie. Ce facteur décrit le comportement asymétrique de la fonction de phase de diffusion (Hansen et Travis. 1974), qui augmente généralement par rapport au cas d'une particule simple, telles les colonnes, ou les plaques. Dans le cadre d'études de méthodes d'inversion, Rolland et al. (2000) ont montré lors de leur étude de la sensibilité de méthode d'inversion des données MODIS dans le cas de Cirrus que la supposition de la forme du cristal de glace a un impact significatif sur l'inversion des paramètres du nuage de glace. Ultimement, la fonction de phase de diffusion décrivant le patron de la diffusion angulaire qui résulte de la diffusion par une particule ou un ensemble de particules (Hansen et Travis. 1974) pourrait être évaluée. À partir d'une méthode d'inversion (au sol ou au niveau d'un satellite), si on arrive à extraire la fonction de phase, on pourrait déterminer la distribution de taille des particules et potentiellement estimer le type de cristaux ou même distinguer les particules liquides et solides (Ulanowski et al. (2006); Schön et al. (2011)). Au Chapitre III, nous

utiliserons les résultats de Yang et al. (2008) sur les propriétés optiques des cristaux de glace dans l'infrarouge pour simuler une orientation aléatoire des cristaux.

En somme, le mécanisme de formation, des cristaux de glace, leur taux de nucléation et leurs taux de croissance ont un impact sur les propriétés optiques, sur les taux de précipitation et sur le forçage radiatif (CRF pour *Cloud Radiative Forcing*). Il affectera donc le signal et la mesure d'un instrument de télédétection. Le CRF représente la contribution des nuages au bilan radiatif de la surface et de l'atmosphère. Cette notion de CRF a été introduite pour la première fois par Ramanathan et al. (1989) pour caractériser d'une manière simple l'impact d'un nuage sur la radiation nette que ce soit sur la surface ou au sommet de l'atmosphère. Par définition, c'est la différence entre le flux radiatif net en présence des nuages et le flux radiatif net en absence de nuages. Dans le chapitre 2, nous illustrerons par un cas type et bien documenté, l'application de ces paramètres au calcul du rayonnement à partir du modèle MODTRAN utilisé dans cette étude.

### 1.5 Paramètres optiques des nuages

L'utilisation de données d'observations réelles nous a permis de reconstituer des atmosphères détaillées aux conditions réalistes. Ces derniers ont été utilisés pour des simulations de transfert radiatif et finalement du signal reçu par un instrument FIRR dans l'infrarouge proche et lointain. Nous avons donc considéré les propriétés optiques des cristaux de glace qui composent les nuages aux différentes longueurs d'onde. Nous définissons ainsi, l'efficacité d'atténuation  $Q_{ext}$ , le complément de l'albédo de simple diffusion ( $\omega$ ) qui est le rapport d'absorption sur l'atténuation ( $1-\omega$ ), le facteur d'asymétrie  $g$  et la section efficace d'une particule  $A$  comme dans le cas de Yang et al. (2005). À cette fin, on se base sur les calculs des paramètres optiques publiés par Yang et al. (2005) dans l'infrarouge proche et lointain pour différentes formes et pour différentes tailles de cristaux.

L'estimation de l'efficacité d'atténuation, l'albédo de simple diffusion et la fonction de phase de diffusion est basée sur les méthodes de la matrice de transition, la technique FDTD (*Finite-Difference Time Domain*) (Yee, 1966). Elle consiste en une approche numérique de la résolution des équations de Maxwell pour la détermination des propriétés de diffusion dans le cas de particules dont le paramètre de tailles ( $x = 2\pi r/\lambda$ ) est inférieur à 20. Dans le cas des particules dont le paramètre de taille  $x$  est supérieur à 20, la méthode IGOM (*Improved Geometric Optics Method*) développée par Yang et Liou (1996) est utilisée.

Nous illustrons à la Figure 1-3 la dépendance typique de  $Q_{ext}$  à la taille et la longueur d'onde pour une seule particule sphérique et non absorbante. La taille et la longueur d'onde sont généralement représentées par le paramètre de taille  $x=2\pi r/\lambda$  défini par Gustav Mie (1908). La figure montre que pour des tailles de particules beaucoup plus grandes que la longueur d'onde utilisée, cas plus présents dans la région de géométrie optique, le coefficient d'extinction tend vers une valeur asymptotique de 2, quelle que soit la taille de la particule. Les variations de  $Q_{ext}$  en fonction de  $x$  rendent plus difficile la discrimination de la taille à partir des mesures spectrales pour des grandes valeurs de  $x$ . On a donc avantage à utiliser des longueurs d'onde dans le régime des valeurs autour de  $x=1$  où la sensibilité à la taille est importante. Pour les petites valeurs de  $x$ , le facteur d'efficacité diminue de manière monotone avec le paramètre de taille  $x$  (Figure 1.2). Cette région, qui est la partie supérieure de la région "Rayleigh" de la figure est nommée la région d'Angström (voir, par exemple, O'Neill et al., 2005). Pour détecter des particules qui sont de plus en plus grandes, passant des TIC1 aux TIC2, on peut donc maintenir un détecteur dans la région d'Angström dont les longueurs d'onde sont de plus en plus grandes. Cependant, il faut tenir compte de la nature un peu simplificatrice de cette explication qui présume une valeur constante de l'indice de réfraction, étant donné la variation spectrale de cet indice (voir plus loin la Figure 4-3). Ceci renforce l'intérêt de l'utilisation d'une synergie d'instruments ou

d'un même instrument couvrant un spectre plus large de longueurs d'onde et donc un plus grand domaine de taille de particules associé aux nuages et aux aérosols. De plus, puisque les cristaux de glace initient leur précipitation de manière significative autour de la taille de  $30\ \mu\text{m}$ , et afin de distinguer les TIC-1 non-précipitant des TIC-2 précipitant, nous avons comme objectif de réaliser des mesures au moins jusqu'aux longueurs d'onde d'environ  $50\ \mu\text{m}$  où le paramètre de taille  $x$  est comparable à la région où sont initiées les précipitations, marquant la frontière entre les TIC-1 et les TIC-2. Ceci permettra de mieux apprécier cette limite supérieure voir par exemple, la figure 5 de Yang et al. (2003) où la région d'Angström est évidente au début de chaque courbe du *Mean Extinction efficiency*.

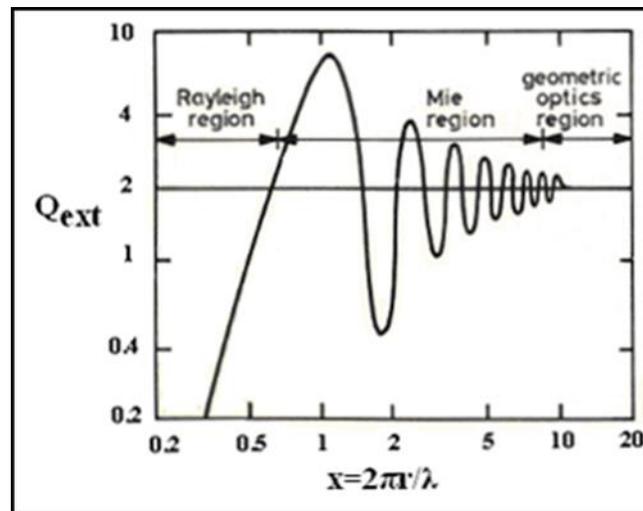


Figure 1.2 **Figure tirée de Schanda. 1986, représente la variation de l'efficacité d'extinction  $Q_{\text{ext}}$  en fonction du paramètre de taille  $x$  pour une particule sphérique non absorbante**

Grâce à l'albédo de simple diffusion, nous pouvons déterminer les bandes passantes pour lesquelles l'une des deux composantes de diffusion ou d'absorption domine. Elle prend en compte la taille des particules et leur indice de réfraction complexe.

Cette caractéristique est utile pour la discrimination des cristaux du point de vue de la taille. Les solutions exactes pour les paramètres nécessaires au calcul du transfert radiatif sont déterminées par la théorie de Mie pour les particules sphériques, néanmoins les cristaux de glace sont généralement non sphériques. Pour cela, Yang et al. (2005) ont effectué des calculs pour 45 différentes tailles de cristaux de glace, allant de 2  $\mu\text{m}$  à 10000  $\mu\text{m}$  (10 mm) et pour 6 formes caractéristiques qui sont les agrégats, les colonnes hexagonales solides et creuses, les plaquettes hexagonales, les rosettes de balle 3D et les droxtales (Figure 1-3). Les calculs ont été faits dans le domaine spectral allant du visible, à l'infrarouge proche et lointain, soit de 3 à 100  $\mu\text{m}$ . L'approche utilisée par Yang et al. (2005), est une méthode composée des trois techniques suivantes :

**La méthode de la matrice de transition (*T-Matrix*)** a été développée par Mishchenko et Travis. 1998. C'est une méthode de calcul de la diffusion de particules non sphériques qui se base sur la résolution des équations de Maxwell. Cette méthode représente le calcul de la matrice de transition entre les coefficients de diffraction et les coefficients d'incidence. Ses paramètres varient en fonction de la forme, des paramètres de taille, des indices de réfraction complexes de la particule et de son orientation. Elle est utilisée pour les cas de particule en forme de sphéroïde et de paramètres de taille de petits à modérer, axisymétrique où les paramètres de taille ( $x=2\pi r/\lambda$ ) varient entre 20 et 200 (Yang et al. 2003);  $2r$  représente la dimension maximale de la particule et  $\lambda$  la longueur d'onde.

**La technique FDTD (*Finite-difference time domain*)** est utilisée et développée par Yee, 1966 ; Taflove, 1995 ; Yang and Liou, 1996 ; Sun et al., 1999; 2002. C'est une approche numérique de la résolution des équations de Maxwell pour déterminer les propriétés de diffusion. Cette méthode consiste en la discrétisation spatiale et temporelle de l'espace de calcul pour obtenir la résolution explicite de

l'évolution spatio-temporelle des champs électriques et magnétiques. Elle est connue pour être très robuste dans les cas de particules avec des paramètres de tailles ( $x=2\pi r/\lambda$ )  $<20$ , mais non applicable pour  $x>20$  due aux ressources informatiques limitées (Yang et al., 2005).

**La méthode IGOM (*Improved geometric optics method*)** s'applique aux grandes particules où on peut utiliser la méthode des rayons lumineux de l'optique géométrique (voir Hansen et Travis, 1974). Développée par Yang and Liou. (1996), elle est utilisée dans le cas de particules dont le paramètre de taille est supérieur à 20.

À partir de ces calculs, Yang et al. (2005) ont créé une base de données de l'efficacité d'atténuation moyenne, de l'efficacité d'absorption moyenne, du facteur d'asymétrie moyen, et de l'albédo de simple diffusion moyen. Ils sont évalués, pour différentes formes, tailles de cristaux et longueur d'onde allant jusqu'à 100  $\mu\text{m}$ . Par exemple, selon une paramétrisation des cirrus observés aux latitudes moyennes, les propriétés types peuvent être représentées par une combinaison de 30 % d'agrégats, 30 % de rosette de balle 3D, 20 % de colonnes creuses et 20 % de colonnes pleines pour les cristaux de grandes dimensions

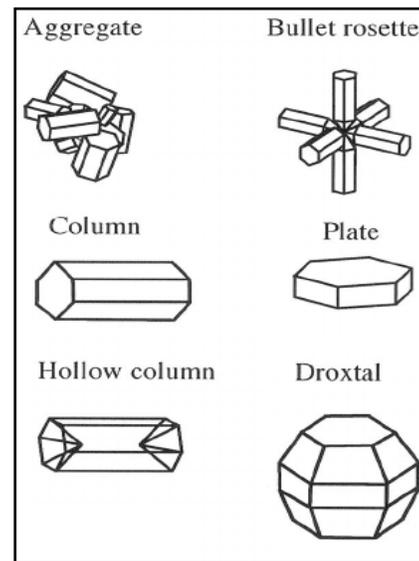


Figure 1.3 **Représentation des six formes modélisées par Yang et al. (2000)**

(> 70  $\mu\text{m}$ ). Pour les cas de dimensions ( $\leq 70 \mu\text{m}$ ), la distribution est de 50 % de rosette de balle, 25 % de colonnes creuses et 20 % de plaquettes. Les différentes formes tabulées sont représentées à la Figure 1-3 (BUL : Rosette de balle ; PAL : plaquettes ; HOL : colonnes creuses et SOL : colonnes solides ; AGG : agrégats; DRO: droxtales). Cette combinaison est basée sur des observations de cirrus réalisées durant la première campagne ISCCP (FIRE II) aux latitudes moyennes, visant à améliorer la paramétrisation nuage/radiation utilisée dans le modèle de circulation générale

(MCG/GCM) (Baum et al. 2000). Les observations des formes ont été faites à l'aide d'un duplicateur (*replicator*) qui est un instrument monté sur un ballon pour sonder et rapporter le pourcentage de chaque forme de cristaux dans le nuage. Ceux-ci pourraient différer substantiellement dans les cas des TIC, mais elles nous serviront de base de référence dans cette étude, ne connaissant pas la distribution exacte de formes de cristaux. Par la suite, nous examinerons la sensibilité du signal à la variation des formes de cristaux dans les TIC. Baum et al. 2005 avait déjà démontré qu'un mélange de formes représente mieux les propriétés globales et microphysiques des Cirrus comparativement à des modèles mono forme.

Les propriétés optiques sont déterminées par les coefficients d'atténuation, d'absorption et par le facteur d'asymétrie pour chaque distribution de taille des cristaux. Le calcul de ces paramètres dans le cas de distributions de tailles complexes se fait en intégrant les coefficients déterminés individuellement sur la distribution des cristaux et les longueurs d'onde.

Les paramètres sont calculés pour un ensemble de cristaux moyenné sur toutes les formes identifiées et suivant une distribution de taille définie au préalable. La distribution de taille de ces cristaux est posée en hypothèse, et c'est un facteur que nous allons maintenant examiner.

### 1.5.1 La distribution de la taille des cristaux

Nous avons simulé différentes distributions de taille des cristaux composant les nuages. Parmi ces distributions, la fonction gamma a été développée originellement pour la phase liquide, mais reste valable pour la modélisation de la distribution de cristaux de glace (Delanoë. 2005). En utilisant la nomenclature de Heymsfield et al. (2002), on peut représenter la distribution du nombre  $N$  de cristaux par unité de taille selon une fonction gamma

$$N(D) = N_{0\Gamma} D^\mu e^{-\lambda_\Gamma D}, \quad (1.2)$$

Où  $D$  représente la taille maximale de la particule,  $N_{0\Gamma}$  l'ordonnée à l'origine de la courbe,  $\lambda_\Gamma$  représente la pente et  $\mu$  la dispersion de la distribution de tailles. L'indice  $\Gamma$  indique que  $N_{0\Gamma}$  et  $\lambda_\Gamma$  sont associés à la fonction gamma. Cette distribution a été reprise par Heymsfield et al. (2002) qui à partir d'observations de cirrus ont estimé les paramètres caractéristiques. Ces observations sont basées sur plusieurs vols en spirale à l'intérieur des nuages. Les paramètres ont été déterminés à partir des ajustements de courbe de la fonction gamma aux distributions de taille acquises en vol. Par la suite, les auteurs ont étudié les relations entre ces paramètres d'ajustement et les relations entre ces paramètres et d'autres paramètres mesurés ou dérivés des mesures. En principe, ces relations nous permettent d'estimer les 3 paramètres de base en fonction des mesures de la température du nuage, avec, bien sûr un niveau d'incertitude non négligeable, comme indique les auteurs. Quoi qu'il en soit, ce paramétrage empirique basé sur un grand nombre d'observations peut servir de guide dans la définition de la microphysique de TIC similaires aux cirrus.

En fonction de la température moyenne de chaque nuage, la dispersion des cristaux est déterminée comme suit:

$$\begin{aligned} N_{0\Gamma} &= \frac{\exp(\mu / 0.21)}{0.12} \\ \mu &= 0.13\lambda_\Gamma^{0.64} - 2 \\ \lambda_\Gamma &= \begin{cases} 24.0 \exp(-0.049T), T < -27 \\ 6.8 \exp(-0.096T), T > -27 \end{cases} \end{aligned} \quad (1.3)$$

Avec ces 3 paramètres de base on peut estimer plusieurs paramètres microphysiques clés (ex. le rayon effectif) à partir de la forme analytique de la distribution gamma (voir le tableau 3 de Heymsfield et al. (2002)). Avec d'autres paramètres, mesurés ou dérivés des mesures, Heymsfield et al. (2002) ont extrait

d'autres séries de paramètres qui permettraient d'étendre la gamme des paramétrages microphysiques extraites de la forme analytique de la distribution gamma. En utilisant la relation hybride de la densité effective  $\rho_e = k (A\rho)^n D^\alpha$  (masse de la particule divisée par le volume de la sphère circonscrite) développée par Heymsfield et al. (2002) à partir d'une combinaison d'observations d'un radar Doppler aéroporté (ARMAR; Airborne Rain Mapping Radar), d'observations de vitesse terminale des cristaux à la surface du sol et de calculs. Ceci permet d'intégrer la dépendance de la densité effective à  $D$  et  $A$ , particulièrement dans le cas des agrégats. Cette approche permet aussi de faire abstraction de la connaissance explicite de la forme de l'agrégat avec les valeurs de coefficients suivants :  $k = 0.04$ ,  $n = 1.5$ , et  $\alpha = -0.5$  (cgs) dérivés par Heymsfield et al. (2002).

Les coefficients  $a$  et  $b$  sont utilisés pour paramétrer une relation entre  $A_r$  et  $D$ . La fraction de l'aire  $A_r = aD^b$  où les valeurs de  $a$  et  $b$  sont dérivés à partir de l'ajustement de la courbe  $A_r = aD^b$  sur les données obtenues par Heymsfield et al. (2002) à travers la sonde d'imagerie des particules. Ils ont ainsi obtenu, l'aire observée ( $A$ ) versus le diamètre maximum ( $D$ ), avec les coefficients

$$a = 0.32\lambda_\Gamma^{-0.048} \text{ et } b = -0.45 + 0.9a \quad (1.4)$$

où  $a$  est dépendant de  $\lambda_\Gamma$ . Un exemple important de la dérivation de paramètres microphysique de la forme analytique de la distribution gamma qui utilise ces derniers paramètres est le  $IWC$ ;

$$IWC = \frac{10^6 N_{0\Gamma} \pi k a^n \Gamma(4 + bn + \alpha + \mu)}{6\lambda_\Gamma^{(4+bn+\alpha+\mu)}} \quad (1.5)$$

Pour retrouver les paramètres manquants, nous nous basons sur des estimations du  $IWC$  faites par Fu (1996) et Donovan et Van Lammeren (2001), en tendant à

minimiser la différence obtenue entre la valeur observée et la valeur calculée jusqu'à arriver à des valeurs proches de l'ordre de  $10^{-2} \text{ g m}^{-3}$  et de là, évaluer la distribution de tailles. La formule de Fu (1996) pour le *IWC* est:

$$IWC = \frac{\sqrt{3}}{2} \rho_I \beta R_e \quad (1.6)$$

Où  $\rho_I=0.91 \text{ gm}^{-3}$  est la densité de la glace,  $\beta$  est le coefficient d'extinction ( $\text{m}^{-1}$ ),  $R_e$  est le rayon effectif (m) et donc les unités d'*IWC*, comme indiqué ci-dessus, sont  $\text{g m}^{-3}$ .

La formule de Donovan et Van Lammeren. (2001) est:

$$IWC = \frac{2}{3} \frac{\tau(2R_e)\rho_I}{Q_e D_z}, \quad (1.7)$$

$\tau$  est l'épaisseur optique du nuage,  $D_z$  est l'épaisseur géométrique du nuage et  $Q_e$  est l'efficacité d'atténuation calculée pour la forme et la taille prise de la base de données de Yang et al. (2005). À partir de cette microphysique, les propriétés optiques des cristaux sont calculées pour chaque paramètre de tailles selon Yang et al. (2005) dans l'infrarouge proche et lointain. Le calcul est fait pour les 6 formes de cristaux (agrégats, balles en rosette, colonnes creuses, droxtales, plaquettes et colonnes pleines), où chaque taille maximale correspond à un volume ( $\mu\text{m}^3$ ) et une surface projetée ( $\mu\text{m}^2$ ). Les 45 tailles utilisées par Yang (2005) varient de  $2 \mu\text{m}$  à  $9500 \mu\text{m}$ .

## 1.6 Le sondage atmosphérique dans l'infrarouge lointain

### 1.6.1 L'importance de la région spectrale de l'IRL

L'infrarouge lointain (IRL) est une région sous exploitée et le manque de connaissance sur cette région spectrale est une source d'incertitudes dans la caractérisation de l'émission d'ondes longues de l'atmosphère (Turner and Mlawer, 2010). De ce fait, ce domaine spectral constitue un potentiel d'innovation en télédétection passive, ce qui est un complément pour les observations actuelles de l'atmosphère et plus particulièrement dans une atmosphère sèche comme celle de l'Arctique. De plus, la région spectrale de l'IRL transfère plus de 40% de l'énergie totale émise par la Terre et elle contribue à environ 60% du refroidissement radiatif de l'atmosphère libre (Clough et al. 1992). Ceci est dû en partie à un autre aspect important du rayonnement pour des atmosphères froides, typiques de l'Arctique; Le décalage de la fonction de Planck vers les plus grandes longueurs d'onde avec la baisse des températures. Ce décalage a comme conséquence une augmentation relative des échanges radiatifs dans la bande de rotation de la vapeur d'eau située dans IRL/FIR, entre  $16 \mu\text{m}$  ~  $100 \mu\text{m}$ , comparativement à la bande de  $6.7 \mu\text{m}$  utilisée traditionnellement par les satellites actuels et où l'effondrement de la radiance aux basses températures limite fortement la qualité des observations (Coursol et al, en préparation).

Les propriétés radiatives des particules de glace déterminent l'équilibre radiatif des nuages, modulant ainsi le rayonnement qui échappe de la planète, leur évaluation est très importante et de nombreuses études ont montré que l'IRL est très sensible aux propriétés physiques des nuages (Curry, 1983; Maestri et al. 2014). (Maestri et Rizii. 2003). Néanmoins, le degré de confiance des mesures actuelles reste tout de même très bas comme dans le cas de Wang et Key (2003), présenté précédemment et où le degré de confiance statistique dans l'évaluation de la tendance est de 69% pour la tendance

négative de la couverture nuageuse en hiver arctique et où des études au sol semblent le contredire (Eastman et Warren 2010).

L'importance de l'infrarouge moyen (8-15  $\mu\text{m}$ ) et lointain (IRL/FIR 15-100 $\mu\text{m}$ ) est aussi dans la détermination du bilan d'énergie atmosphérique et terrestre. Elle est principalement associée à l'émission et l'absorption du rayonnement thermique par la vapeur d'eau (Harries et al. 2008; Mlynczak et al. 2001), à l'exception de la bande de 15  $\mu\text{m}$  du dioxyde de carbone. Du fait que l'IRL est très sensible à la variation de la concentration de la vapeur d'eau, lors de la formation de TIC-2, les précipitations de cristaux de glace déshydratent l'atmosphère et favorise l'ouverture d'une fenêtre semi-transparente au rayonnement thermique, principalement entre 17 et 30  $\mu\text{m}$ , surnommés, en anglais, le « *dirty window* ». Dans les atmosphères froides comme en Arctique et dans le haut de la troposphère, une réduction de la vapeur d'eau entraîne une diminution de l'effet de serre pour les couches inférieures. Au-delà de 30  $\mu\text{m}$  de longueur d'onde, cette fenêtre est largement opaque au rayonnement montant des couches sous 3 km ou 4 km d'altitude, mais cette marge est très sensible à la quantité intégrée d'eau précipitable dans la colonne (PWV).

Dans ce contexte, aux basses concentrations de la vapeur d'eau, un radiomètre FIRR (soit au sol ou satellitaire) devient un instrument d'observation efficace dans les régions arides, comme les déserts, l'Arctique et l'Antarctique, comme l'ont montré les travaux de Turner et al. (2012). La Figure 1-4 illustre la variation de la transmittance atmosphérique sur le rayonnement incident transmis à travers l'atmosphère dans l'infrarouge pour différentes valeurs de PWV. Nous avons fait ces simulations à partir des données des ballons-sondes pour le cas d'une atmosphère sans nuages observé en Arctique au-dessus d'Eureka le 16 avril 2008 et présenté plus en détail au chapitre II. Les différentes courbes de transmittances représentées ont été obtenues en appliquant un facteur multiplicateur du PWV de l'atmosphère de référence variant de 0,1 à 4. Dans la portion entre 17 et 30  $\mu\text{m}$ , nous observons la plus forte sensibilité de la transmittance à PWV sur l'ensemble du spectre infrarouge. Jumelée au maximum de la fonction de

Planck aux températures de l'atmosphère froide, cette variabilité de la transmittance est très favorable pour l'observation des faibles concentrations d'eau de l'Arctique.

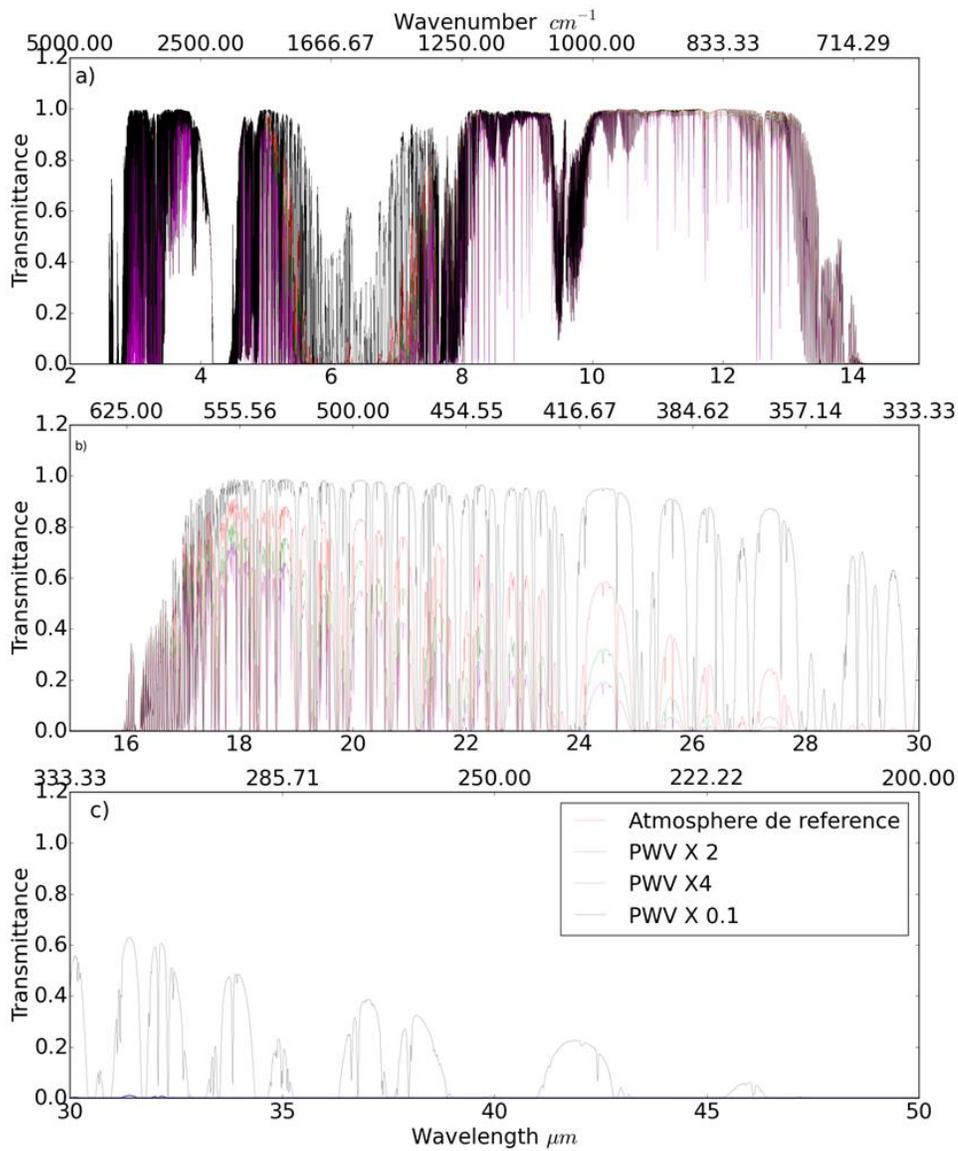


Figure 1.4 **Simulations réalisées à l'aide de MODTRAN, de la transmittance dans la gamme spectrale (a) [2,15]  $\mu m$ , (b) [15,30]  $\mu m$  et (c) [30,50]  $\mu m$  pour une atmosphère caractérisée par des conditions observées à Eureka, NU (l'atmosphère de référence), Nunavut, pour différents taux de la concentration de vapeur d'eau précipitable dans la colonne d'air, le PWV.**

Il y a donc une place importante au développement de nouveaux instruments, fiables, performants et moins coûteux pour améliorer les réseaux d'observation en Arctique. C'est avec cette motivation que nous avons travaillé au développement et aux applications d'un nouveau type de radiomètre spectral en IRL, le FIRR (*Far IR Radiometer*). Cet instrument, qui fait l'objet de notre étude et développé par l'Institut National d'Optique et de photonique (INO) à Québec, est un prototype pour une mission satellitaire appelée TICFIRE (*Thin Ice Cloud in the Far IR Experiment*).

Pourtant par le passé, il n'y a eu que quelques mesures spectrales incluant l'IRL dans l'ensemble de données recueillies dans cette région (Harries et al., 2008). Ceci est partiellement dû au coût important des technologies dans ce domaine et au développement technologique qui n'était pas assez mature à l'époque. Dans les années 1970, il y avait seulement un capteur spatial très précurseur, le spectromètre IRS (*Infrared Interferometer Spectrometer*) embarqué sur les satellites Nimbus-3 et 4, mais de faibles résolutions (Conrath et al., 1970). Pour ce qui est des observations au sol, elles sont entravées par la forte absorption de vapeur d'eau dans cette région spectrale. Pour obtenir des observations au sol utiles pour l'observation atmosphérique, il faut qu'elles soient réalisées à de hautes altitudes ou dans des endroits très secs, comme l'Arctique, l'Antarctique ou dans des déserts arides; ou à partir de ballons stratosphériques (Palchetti et coll, 2006; Mlynczak et al. 2006) ou d'avion.

#### 1.6.2 Les instruments et les campagnes de mesures

Le frein affectant l'observation dans la région de l'IRL est la limite du nombre d'instruments disponibles en région éloignée. Il y a le E-AERI (*Extended Atmospheric Emitted Radiance Interferometer*) mais qui est coûteux, complexe et exigeant un support opérationnel. Par ailleurs, les photodétecteurs traditionnels peuvent être créés avec plus de sensibilité aux grandes longueurs d'onde et donc aux photons de plus

faible énergie en réduisant l'écart des bandes interdites du matériau utilisé. Pour cela, on devra fortement contrôler la température d'opération pour réduire considérablement l'énergie thermique des électrons afin d'éviter un signal de bruit de fond nuisible. Ceci implique l'usage d'un système de refroidissement pour réduire la contribution sur le plan de l'émissivité du système optique. Dans ce cas, il y a la méthode de refroidissement passive comme celle du cosmos ``deep-space`` utilisé par les satellites. La deuxième méthode est l'utilisation de liquide cryogénique comme l'hélium liquide utilisé déjà pour le télescope spatial ISO (*Infrared Space Observatory*) lancé en 1995 à des fins d'observation astronomique, et dédiée à l'étude du rayonnement infrarouge émis par les objets astronomiques. Une autre raison pour avoir retardé le développement d'instruments observant dans le domaine de l'IRL est le fait que l'infrarouge proche et moyen (1 à 15  $\mu\text{m}$  environ) comblait déjà des besoins de sondage de la température et de la vapeur d'eau de l'atmosphère (ex. TIROS, NOAA-POES). Ainsi, il n'y a pas eu beaucoup d'effort qui a été mis dans le développement d'instruments observant dans la bande spectrale de l'IRL. Ceci, malgré la grande sensibilité de l'IRL à la vapeur d'eau et qui offrirait une plage pour compléter d'une manière substantielle les mesures aux faibles températures comme dans les régions polaires. À cet effet, nous montrons à la section 4.5 la sensibilité des différents filtres à la hauteur des nuages qui pourrait permettre un sondage amélioré de l'atmosphère.

Les satellites qui observent dans l'infrarouge proche et moyen sont déjà très utilisés dans la détection de la microphysique des nuages en capitalisant sur la variation spectrale de l'indice de réfraction entre l'eau liquide et la glace. L'ajout d'informations dans l'IRL permet une amélioration significative des données atmosphériques appliquées à la prévision météorologique (Coursol et al, en préparation). De plus, une des méthodes d'inversion utilisée pour déterminer la phase thermodynamique des nuages ainsi que l'épaisseur optique et la taille des cristaux est la méthode des différences spectrales de température de brillance (*Split window*). Elle se fait entre des canaux de relativement faible absorption moléculaire que l'on trouve dans l'infrarouge

moyen et au début de l'IRL (17 à 25  $\mu\text{m}$ ), et des canaux de forte absorption moléculaire que l'on trouve cette fois au-delà de 25  $\mu\text{m}$  dans l'IRL (Yang et al. 2003).

Les principales caractéristiques prises en considération lors de la conception d'un instrument satellitaire comme le FIRR pour TICFIRE, sont : les couvertures et les résolutions spatiales et spectrales, ainsi que la sensibilité du capteur, dont la résolution et la précision radiométrique limitées par le bruit de fond. Lors de la conception d'une mission satellitaire, le coût de fabrication et d'opération entre aussi en considération. En effet, l'objectif est d'arriver à un équilibre judicieux entre les caractéristiques susmentionnées et le coût du projet.

L'un des points importants pour une bonne performance de l'instrument est l'étalonnage de sensibilité de chaque canal. Cette opération se fait en programmant l'observation d'une cible chaude montée à même l'instrument et une cible froide qui pourrait être l'espace profond (Glumb, R., Suwinski, L., Wells, S., Glumb, A., Malloy, R., & Colton, M., 2016) ou de deux corps noirs à température contrôlée. La fréquence et la qualité de la cible utilisée pour la calibration et la linéarité de réponse du capteur permettent une plus grande précision spectrale.

L'importance du spectre infrarouge dans le sondage de l'atmosphère pour la température et la vapeur d'eau a été démontrée lors des premières missions de NIMBUS sur les satellites SIRS, ITPR et IRIS (400-2000  $\text{cm}^{-1}$ ). HIRS (*High-resolution InfraRed Sounder*) embarqué sur Nimbus-6 (1975-1983) a été un instrument clef dans le développement de l'observation infrarouge. On est à la quatrième génération de HIRS avec 20 canaux (19 entre 3,8 $\mu\text{m}$  -15  $\mu\text{m}$  et un dans le visible). Les données radiométriques de HIRS sont utilisées pour générer une cartographie globale de la température à 40 profils atmosphériques différents : température, ozone, hauteur du sommet des nuages, vapeur d'eau ainsi que la température de la surface de la mer et de la terre. Ce type d'instrument est présent sur plusieurs satellites opérationnels (POES

pour l'étude du climat et les prévisions à long terme, NOAA-N, NOAA-N Prime, MetOp-A, MetOp-B). Il y a aussi MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) qui compte 36 bandes allant jusqu'à 16  $\mu\text{m}$  (Platnick et al. 2003) , ainsi qu'IASI (*Infrared Sounding Interferometer*) (Blumstein et al. (2004) et AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*). IASI et AIRS sont tous deux des sondeurs à haute résolution spectrale de 8461 canaux entre 645-2760  $\text{cm}^{-1}$  (Liuzzi et al., 2016) et 2378 canaux entre 650-2665  $\text{cm}^{-1}$  (Chahine et al., 2006) respectivement.

Les principales caractéristiques énumérées précédemment ont profité du développement technologique pour augmenter la précision des mesures et la couverture spectrale allant plus loin dans l'IRL, tout en diminuant les coûts. Ceci a encouragé le développement de capteurs qui opèrent dans l'IR et l'IRL, comme le REFIR (*Radiation Explorer in the Far Infrared*) (Palchetti et al. 1999, 2006) ainsi que la future mission CLARREO (*Climate Absolute Radiance and Refractory Observatory*) (Taylor et al. 2009) couvrant en plus du MIR, une portion du FIR allant de 15.4 à 50  $\mu\text{m}$  à haute résolution spectrale. L'un des objectifs principaux de la mission CLARREO est de mesurer l'émission infrarouge s'échappant de la Terre avec une précision de mesure absolue élevée grâce à un spectromètre de Fourier (FTS). C'est une mission qui devrait être lancée pas plus tôt que 2023, possiblement vers 2025. Comparativement, notre projet TICFIRE est basé sur la technologie des microbolomètres développés à l'INO. Il couvrirait 8 bandes spectrales dominantes dans le MIR et l'IRL et dont le coût de production serait beaucoup plus modeste que les autres technologies. Le choix d'utiliser un spectromètre a été fait pour plusieurs instruments pour une plus grande résolution spectrale, mais avec des coûts plus élevés. Un autre exemple de FTS est l'instrument aéroporté TAFTS (*Tropospheric Airborne Fourier Transform Spectrometer*) qui mesure les radiations dans l'IRL descendantes et ascendantes (Canas et al. 1997) pour l'étude du budget énergétique et du climat de la terre. De plus TAFTS a comme mission de faire des mesures spectroscopiques avec une grande précision radiométrique de la haute troposphère et la basse stratosphère dans la bande spectrale

12  $\mu\text{m}$  à 120  $\mu\text{m}$  (800  $\text{cm}^{-1}$  à 80  $\text{cm}^{-1}$ ), une région de l'atmosphère très prisée par la recherche et pour son rôle particulier dans le forçage radiatif et la chimie atmosphérique. Des changements dans la concentration de vapeur d'eau ou d'ozone ont des conséquences importantes sur Terre. Parmi les activités de recherche dans l'IRL, il y a aussi la campagne WINTEX (*WINTER EXPERIMENT*) de 2005 où le radiomètre TAFT a été utilisé à partir d'un avion pour l'étude des cirrus en mer du Nord (Cox et al. 2010). Lors de cette mission, deux autres instruments ont été embarqués pour dénombrer la concentration et la forme des cristaux, et étudier la microphysique et le rayonnement des nuages.

Par ailleurs, plusieurs instruments mesurant dans l'IRL au sol ont été utilisés. Parmi celles-ci, la mission ECOWAR (*Earth Cooling by Water Vapor Radiation*) de Bhawar et al. 2008) dans les Alpes Italiennes à 3500 m d'altitude en mars 2008, où le REFIR-PAD (Maestri et al. 2014) a été utilisé. L'objectif était, l'étude des propriétés des Cirrus et/ou le besoin d'un satellite pour l'observation au nadir dans l'IRL a été démontré. Il y a aussi le projet PRANA qui a duré 2 ans au dôme C en Antarctique utilisant l'instrument REFIR-PAD (Palchetti et al. 2015) pour l'observation de tout type de ciel dans l'IRL. Deux ans de données ont ainsi été collectés dans des longueurs d'onde allant de 7  $\mu\text{m}$  à 100  $\mu\text{m}$ . Durant la même période RHUBC-I (*Radiative Heating in Underexplored Bands Campaigns*) une expérience d'ARM (*Atmospheric Radiation Measurements*) a eu lieu à Barrow (Turner et Mlawer 2010). Elle a été suivie par une deuxième expérience RHUBC-II durant la période allant d'août 2009 à octobre 2009 dans le désert d'Atacama au Chili à 5380 m d'altitude (Turner et al. 2012a). Lors de cette expérience trois différents instruments ont été utilisés, l'E-AERI, le REFIR (*Radiation Explorer in Far Infrared*) et le FIRST (*Far-Infrared Spectroscopy of the Troposphere*). Ces expériences ont été faites dans les conditions de ciel clair. Elles ont aidé à améliorer le calcul du rayonnement et les modèles de simulations climatiques planétaires, surtout en améliorant le traitement du continuum

de la vapeur d'eau (Turner et al. 2012 b). Une autre mission qui avait pour but de faire des mesures spectroscopiques de la troposphère dans l'IRL est FIRST (*Far-Infrared Spectroscopy of the Troposphere*) (Mlynnczak et al. 2002; 2006) à partir de ballons en hautes altitudes.

Enfin, plusieurs expériences à partir du sol ont été conduites pour sonder les nuages optiquement minces à Eureka en Arctique comme celle de Mariani et al. 2012 (discuté à la section 2.2.1) en utilisant l'instrument AERI développé par Knuteson et al. (2004). Le AERI, est un interféromètre de Michelson qui couvre la région spectrale allant de 3.3  $\mu\text{m}$  à 19  $\mu\text{m}$  et 3.3  $\mu\text{m}$  à 26  $\mu\text{m}$  dans sa version étendue E-AERI. Il y a aussi le projet PRANA qui a duré 2 ans au Dôme C en Antarctique utilisant l'instrument REFIR-PAD (Palchetti et al. 2015) pour l'observation de tout type de ciel dans l'IRL. Les deux expériences ont été faites dans des conditions de très faible humidité.

Tableau 1.3 Synthèse des instruments de mesure dans l'infrarouge moyen et lointain

Instrument	Range (µm)	Technologie	Plateforme	Remarque
<b>HIRS</b>	3.8 - 15	Radiomètre	Satellites: POES NOAA-N NOAA-N Prime MetOp-A MetOp-B	19+1 canaux Utilisés pour la cartographie globale de la température sur 40 profils atmosphériques
<b>MODIS</b>	0.4 - 14.4	Spectroradiomètre	Satellite : E-TRAIN	36 bandes discrètes pour sonder l'atmosphère dans l'infrarouge thermique.
<b>IASI</b>	3.6 - 15.5	Spectroradiomètre	Satellite : MetOp	8468 canaux pour sonder l'atmosphère dans l'infrarouge thermique.
<b>AIRS</b>	3.7 - 15.3	Spectroradiomètre	Satellite : AQUA	2376 canaux. sondeur haute résolution
<b>REFIR-PAD</b>	7 – 100	Spectroradiomètre	ballon stratosphérique.	Pour l'étude du budget énergétique
<b>TAFTS</b>	12 - 120	Spectroradiomètre	Aéroporté	Pour l'étude du budget énergétique et du climat de la terre
<b>CLARREO</b>	15.4 – 50	Spectroradiomètre	Satellite	Pour mesurer l'émission infrarouge s'échappant de la Terre
<b>TICFIRE</b>	7.9 – 50	Radiomètre	Satellite	Pour l'étude des TIC, aérosols, UTLS, vapeur d'eau.

## 1.7 Schéma scientifique du manuscrit

Pour guider le lecteur tout au long de ce manuscrit, nous détaillons le schéma scientifique de cette étude comme suit :

**Les Données expérimentales utilisées** seront présentées dans le chapitre 3. Notre base de données est construite à partir des observations faites par les deux satellites CALIPSO et CloudSat. Ces données seront utilisées lors de l'analyse spectrale de la détectabilité des TIC (section 4.7), la cohérence de l'échantillonnage (section 4.10), ainsi que dans l'application de TICFIRE à la détection des nuages polaires stratosphériques (voir section 4.12). Une large base de données a été nécessaire. Au chapitre 2, nous utiliserons les données obtenues à OPAL par le radar MMCR et le LiDar AHSRL. Les données d'OPAL seront aussi utilisées dans l'analyse des requis aux sections 4.5, 4.6, 4.8, 4.9 et 4.11.

**Les requis instrumentaux et scientifiques** seront détaillés dans notre chapitre *analyse des requis pour FIRR et TICFIRE* (Chapitre 4). Dans cette section nous aborderons les requis instrumentaux nécessaires pour la détection des TIC ainsi que les exigences nécessaires et suffisantes auquel TICFIRE doit répondre. **La méthode employée** est d'analyser les applications prévues et non exhaustives auquel TICFIRE va potentiellement être employé. Celles-ci sont détaillées dans les sections 4.5 et 4.6 lors de l'analyse de la réponse des filtres de TICFIRE aux paramètres physiques et optiques des TIC. De plus, les applications potentielles à la détection et l'analyse des nuages stratosphériques seront abordées à la section 4.12. Dans ces sections (sections 4.5, 4.6, et 4.12), **un lien entre les requis scientifiques et les effets des composantes atmosphériques sur les performances sera établi.**

La description des simulations du transfert radiatif des modèles de nuages se fera à chaque section après avoir présenté le modèle MODTRAN à la section 2.2.2 enfin, à la fin de chaque section, nous aborderons les limites de faisabilité du projet et son apport global à la science.

## 1.8 Résumé

Dans ce chapitre, nous avons fait un survol des phénomènes atmosphériques extrêmes et des changements climatiques auxquels nous avons à faire face à l'heure actuelle et pour lesquels la région Arctique a une place prépondérante. De là, nous avons montré l'importance des nuages optiquement minces en Arctique et décrit les différents types de ces nuages que nous voulons identifier avec le FIRR. Pour une bonne simulation des phénomènes climatiques, nous avons besoin d'une bonne connaissance des nuages et le développement de paramétrages basé sur leurs processus de formation et de précipitation. Dans ce cadre, nous avons identifié les paramètres essentiels que sont l'épaisseur optique des nuages (COD), l'altitude du nuage, la taille de particules représentées par un rayon effectif  $R_{\text{eff}}$  et la distribution de la taille des cristaux formant le nuage ainsi que leur forme. Ces paramètres sont à prendre en compte lors de l'étude des nuages de glace et de leur impact sur le flux radiatif qui émane des régions polaires. Pour cela, la région spectrale de l'infrarouge lointain offre de nouvelles opportunités d'observations au-delà des régions spectrales traditionnellement exploitées. Par des calculs de radiance (ou de la température de brillance) et par des exemples de simulations et de données tirés de la littérature, nous avons illustré qu'un potentiel intéressant reste à exploiter particulièrement aux faibles taux d'humidité, comme en Arctique durant la saison froide, là où l'eau précipitable représente environ un millimètre dans toute la colonne atmosphérique. Ceci nous mène directement au cœur de notre sujet, l'étude des paramètres requis pour le

développement du nouveau capteur infrarouge et infrarouge lointain. Enfin, nous avons passé en revue les expériences et les instruments développés à ce jour pour mettre en perspective notre approche méthodologique avec le FIRR.

Cette thèse vise principalement à étudier les caractéristiques et les requis en vue de développer un tel instrument d'observation des nuages polaires optiquement minces (TIC) dans le domaine de l'IRL, le FIRR, à partir d'une plateforme au sol, aéroporté ou satellitaire. Nous aborderons les mesures dans toute la troposphère et la basse stratosphère des régions polaires et de la tropopause (UTLS) planétaire. Leur importance et les possibilités qu'offre le nouvel instrument FIRR/TICFIRE pour l'observation de cette région sous explorée de l'atmosphérique sont déterminantes.

Le développement de l'instrument est un travail en cours et dont ce travail en est une composante essentielle. Elle a permis le développement de l'instrument FIRR déjà en opération pour ECCO. Dans le cas de TICFIRE, il fait partie de plusieurs projets en perspective.

Dans l'état actuel des choses, les instruments FIRR FIRR /TICFIRE font partie des instruments prévus pour différents projets internationaux qui évoluent en parallèle:

- 1- Le programme YOPP (Year of Polar Prediction) dirigé par l'OMM et pour lequel FIRR est considéré
- 2- Le programme Aerosol-Cloud Convection and Precipitation (A-CCP) de la NASA pour lequel TICIFRE est considéré.

Dans le cas de A-CCP, FIRR est l'un des trois instruments canadiens proposés par l'Agence Spatiale canadienne (ASC). De plus, TICIFIRE est maintenant considéré pour une mission majeure en 2031.

La thèse est structurée comme suit. Le **chapitre 2** aborde une revue des connaissances de base des cristaux de nuage et de la méthode de simulation choisie, ainsi que les données de référence utilisées dans les chapitres subséquents. Au

**chapitre 3**, nous présentons la méthode utilisée pour construire notre base de données à partir de l'outil DARDAR et des mesures de CALIPSO et de CloudSat. Une climatologie de 6 années des TIC est présentée. En annexe, une climatologie comparable, mais basée sur les données de surface à Eureka, NU, est fournie en appui au chapitre 3. Le **chapitre 4** représente le cœur de la thèse. Après une courte revue de l'IRL et la présentation du nouvel instrument, nous abordons les simulations des bandes de TICFIRE pour différents cas et configuration atmosphérique des TIC. De plus, nous analysons la détectabilité des TIC par rapport aux requis technologiques, la cohérence spatiale des types de nuages observés ainsi que le taux de refroidissement de ces nuages dans l'IRL. Nous terminerons avec une analyse d'applications de TICFIRE dans le cas de l'observation de TIC à très haute altitude. Enfin, au dernier chapitre nous présenterons nos conclusions.



## CHAPITRE II

### SIMULATION D'UN RADIOMÈTRE ÉTENDU EN INFRAROUGE LOINTAIN POUR DES ATMOSPHÈRES RÉALISTES

#### 2.1 Introduction

L'infrarouge lointain est un domaine spectral sous exploité dans le cadre des observations atmosphériques des régions froides. Malgré son potentiel d'apporter un plus dans l'étude de l'atmosphère, la technologie reste un obstacle majeur.

Depuis quelques décennies, les effets des changements climatiques s'imposent. Les difficultés d'observations durant la nuit polaire, en termes des exigences de validation des modèles de simulation limitent notre capacité à simuler un phénomène qu'on prétend être critique dans la dynamique de forçage radiatif durant la nuit polaire : l'évolution des nuages optiquement minces (TIC) en Arctique. Les phénomènes de rétroactions comme la rétroaction déshydratation-effet de serre (RDES) sont de plus mieux compris et mettent en exergue leur impact important sur des environnements peu accessibles.

## 2.2 Données et méthodologie

### 2.2.1 Le cas de référence du 16 avril 2019

Le cas choisi comme référence et bien documenté provient de la thèse de Zen Mariani (Mariani, 2014) sur l'étude de l'E-AERI (*Extended-Range Atmospheric Emitted Radiance Interferometer*) déployé au site PEARL à Eureka, NU (80°N, 86°W, île Ellesmere, Canada) à une distance de 1000 km du Pôle Nord. Le cas choisi est particulièrement intéressant pour nous puisqu'il inclut dans une seule journée une transition complète du ciel clair vers des nuages de type TIC-1, puis vers des TIC-2B et finalement un retour au ciel clair. Durant cette journée du 16 avril 2009, les nuages TIC ont évolué en type, en altitude et en opacité, couvrant une large gamme de paramètres microphysiques et optiques. De plus, durant cette journée, différentes mesures ont été effectuées simultanément par plusieurs instruments clés, dont le LiDAR à haute résolution spectrale (AHRSL) faisant des observations de rétrodiffusion à 532 nm (Bourdages et al. 2009 et Eloranta et al. 2005), le radar MMCR (*Millimeter Cloud Radar*) opérant à 35 GHz équivalents à 8.6 mm à partir d'OPAL avec une limite de détection d'environ -57 dBz, l'E-AERI, et les sondages aérologiques biquotidiens. Également important pour la représentation régionale est le passage de plusieurs orbites de la constellation de l'A-Train incluant les instruments MODIS (radiomètre), CloudSat (radar) doté d'un radar opérant à 94 GHz équivalent à une longueur d'onde de 3.2 mm avec une limite de détection de -26 dBz, CALIPSO (LiDAR) qui mesure la rétrodiffusion dans les deux canaux, 532 nm et 1064 nm, ainsi que des mesures de dépolarisation (voir Liu et al. 2009). CALIPSO et CloudSat sont deux satellites en mode héliosynchrone faisant partie de la constellation A-Train. CALIPSO suit CloudSat avec un délai d'environ 10 à 15 secondes. Des instruments similaires se trouvent également en surface. Cette situation nous permet d'étudier la formation des TIC et leurs propriétés à partir de deux perspectives simultanément.

L'une à partir du haut des satellites et l'autre à partir du sol à Eureka. L'ensemble des mesures et les paramètres extraits des mesures pour cette journée sont représentés dans les Figures 2-[1,2,3,4]. En somme, la variabilité des états de l'atmosphère captée par l'ensemble des observations du 16 avril 2009 en fait un cas de référence intéressant pour notre analyse dans les prochaines sections.

Le cas sélectionné ici est une couche de nuage s'étalant entre 2 et 8 km d'altitude, mais généralement non saturé par rapport à la transmittance limite du LiDAR (voir le profil au sommet de la Figure 2-1). Sans une définition plus précise, on va, pour des fins d'analyse de cet événement, étiqueter une telle condition comme une définition préliminaire d'un nuage optiquement mince. Ce cas représente une transition de la colonne atmosphérique d'un ciel clair présent jusqu'à environ 1 h UT vers la formation progressive d'un nuage observé jusqu'à 23 h 30 UT. Le fait qu'E-AERI est installé à Ridge Lab à PEARL qui se trouve à 610 m au-dessus du niveau de la mer permet pour le cas du radiomètre de réduire l'effet de la vapeur d'eau et de la contamination locale au niveau de la couche limite. Dans le cas des données LiDAR et radar, tous deux sont situés à 10 m au-dessus du niveau de la mer et à 15 km de Ridge Lab. Les conditions prévalant durant cette journée nous serviront de base et de référence dans les calculs qui suivront.

La Figure 2-2 montre que la journée du 16 avril débute par un ciel quasiment clair et d'un brouillard arctique composé de cristaux de glace de faible taille représentée en bleu clair sur le profil de dépolarisation LiDAR. Par contre à 12Z, nous voyons sur le profil de dépolarisation le gradient de couleur qui représente au sommet du nuage une croissance par condensation des cristaux de glace qui tendent à grossir dans un phénomène de précipitation jusqu'à arriver à une taille maximale à l'altitude de 4 km. Plus tard, les cristaux qui sont à cette altitude diminuent à une très faible taille, et en dessous de cette altitude, on a de l'évaporation, représentée par un assèchement sur le téphigramme central. Les téphigrammes surplombant la représentation de la

dépolarisation sont faits à partir des données aérologiques prises à intervalle de 12 heures. Les 3 sondages de cette période superposée aux profils de l'AHSRL sont représentés à la Figure 2-2.

La Figure 2-1 montre que durant la journée, on retrouve un nuage glacé fin non précipitant qui se forme vers 01Z autour de 8 km d'altitude, on voit plus tard que la couche s'affaisse graduellement vers le bas avec une précipitation légère commençant autour de 10Z (voir Figure 2-2). À 12:00Z les données aérologiques montrent une saturation en glace entre 320 et 620 hPa, une altitude correspondante à celle du nuage à ce moment-là. Une précipitation qui finalement s'évapore à la base du nuage au-delà de 620 hPa, correspondant à une zone sèche dans les données aérologiques.

La Figure 2-4 représente en haut les données de mesures de réflectivité radar dBz, au centre, les données de la vitesse Doppler en  $[m.s^{-1}]$  qui montrent une légère précipitation des cristaux de glace des couches supérieures aux couches inférieures, et enfin en bas, les données de mesures de largeur spectrale  $[m.s^{-1}]$  montrant que le nuage est formé de cristaux de glace dans son ensemble. De plus, la figure montre qu'à 09:00Z, une augmentation de la largeur spectrale, probablement due à la présence d'eau liquide que l'on distingue par une fine trainée en basse altitude traduisant une augmentation de la largeur spectrale (en bleu pâle sur la Figure 2-4).

La naissance du nuage a été aussi observée et corroborée par les observations de E-AERI à partir de 04:00Z traduit par une nette augmentation de la température de brillance dans le domaine spectral  $400-600\text{ cm}^{-1}$  et  $750-1400\text{ cm}^{-1}$  (voir Figure 2-5). La Figure 2-3 quant à elle représente les différents passages des satellites CALIPSO, CloudSat au-dessus du site d'observation d'Eureka à 11:40 UTC.

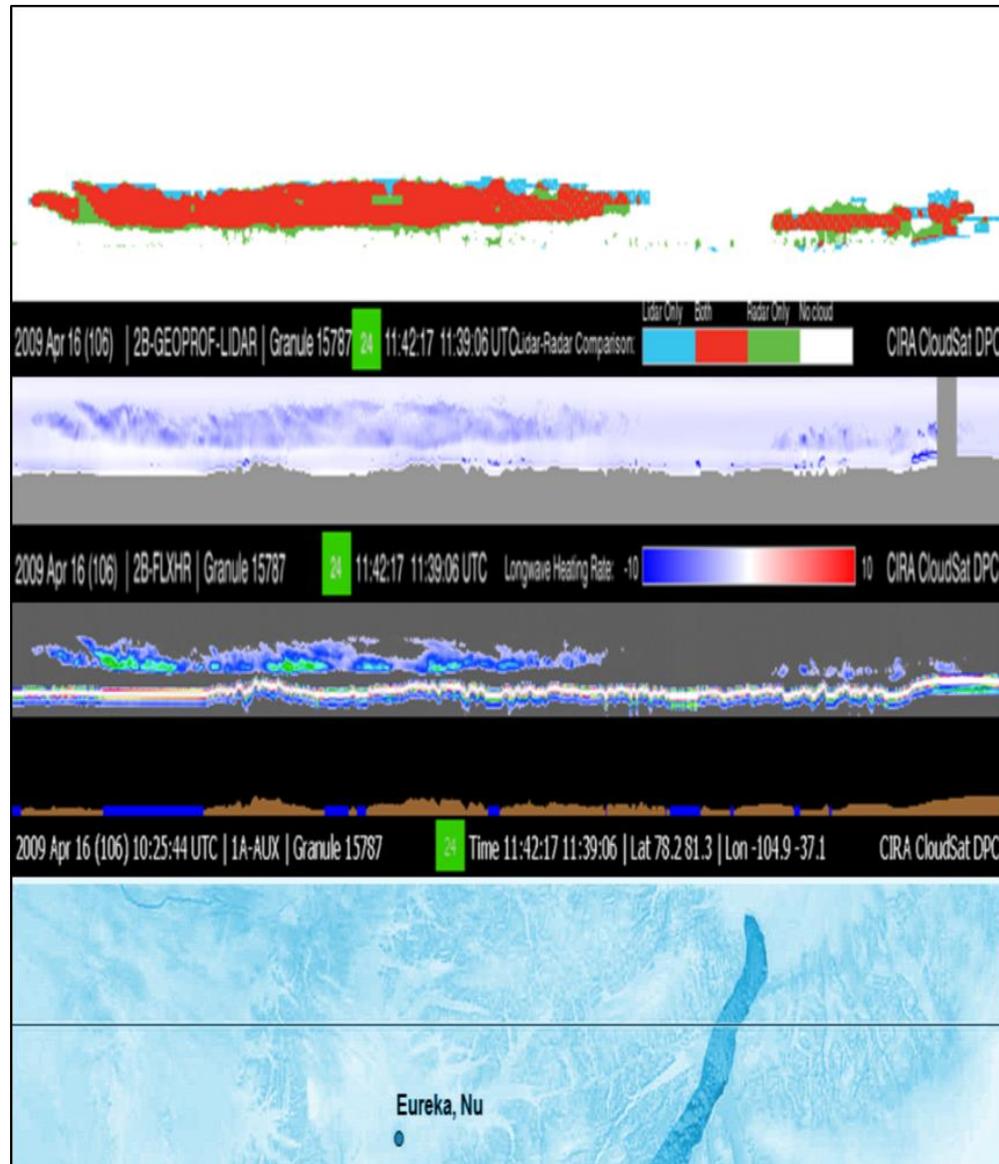


Figure 2.1 Composition de données satellitaires de l'A-Train pour le 16 avril 2009. Le panneau du bas montre l'orbite de MODIS passant près d'Eureka avec la couverture de TIC semi-transparentes et la coupe topographique correspondante. Au centre, on a la coupe radar de CloudSat et au-dessus la coupe du taux de réchauffement ( $^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ ) calculé pour cette scène. Enfin, le panneau du haut montre en rouge la zone de recoupement des observations radar et LiDAR pour cette scène.

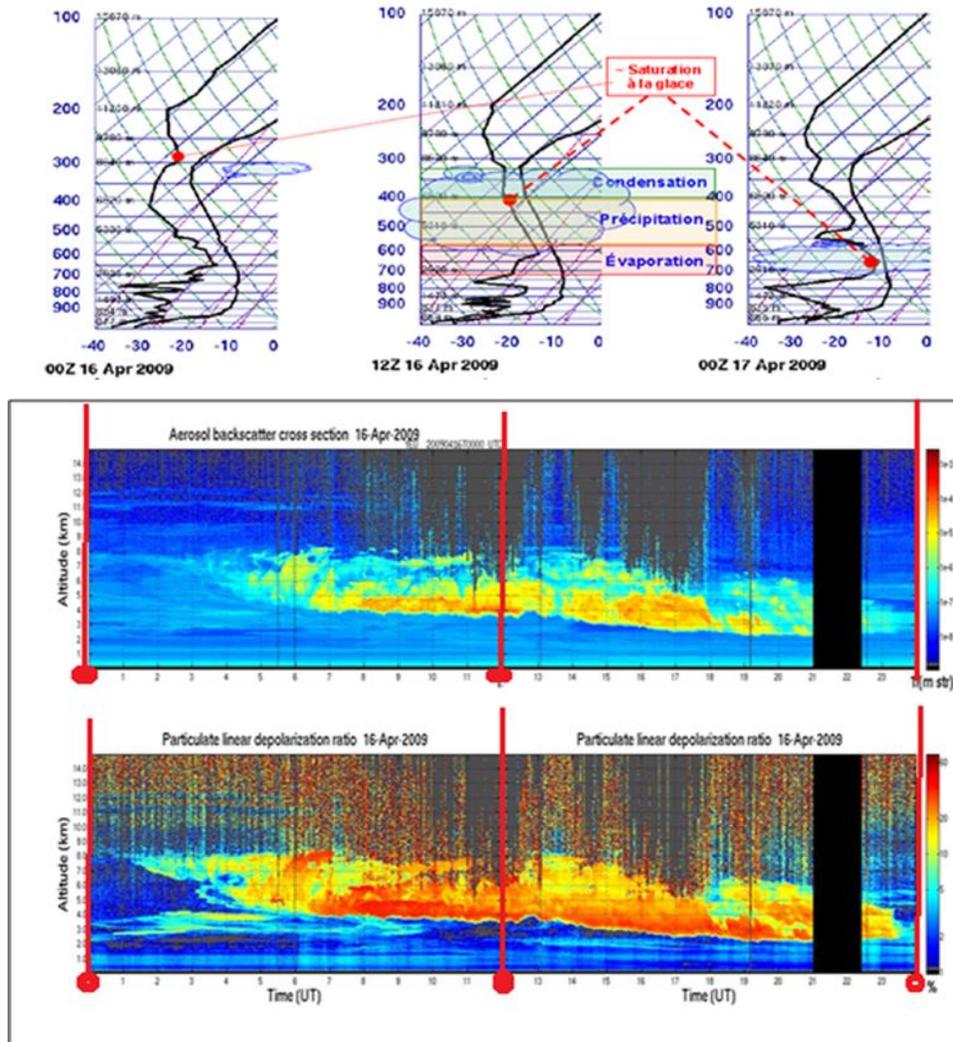


Figure 2.2 La figure qui surplombe le profil vertical du LiDAR représente les profils verticaux de la température et du point de rosée. Les abscisses représentent les températures et les ordonnées les niveaux de pression avec les altitudes en pression [hPa] et en mètre correspondantes. Les deux figures qui suivent représentent une coupe verticale et temporelle au zénith du LiDAR HRSL montrant la section efficace de rétrodiffusion (en haut) et le degré de dépolarisation LiDAR (%) à 550 nm. En bleu pâle on voit les couches d'aérosol et la zone de sédimentation et d'évaporation sous le nuage et en jaune et en rouge ce sont des cristaux de glace des TIC (Madison HSRL Data Archives). Le passage des satellites correspond à environ 11 h 40 à Eureka. Les lignes rouges montrent les temps de lancement des ballons-sondes aux 12 h d'intervalles.

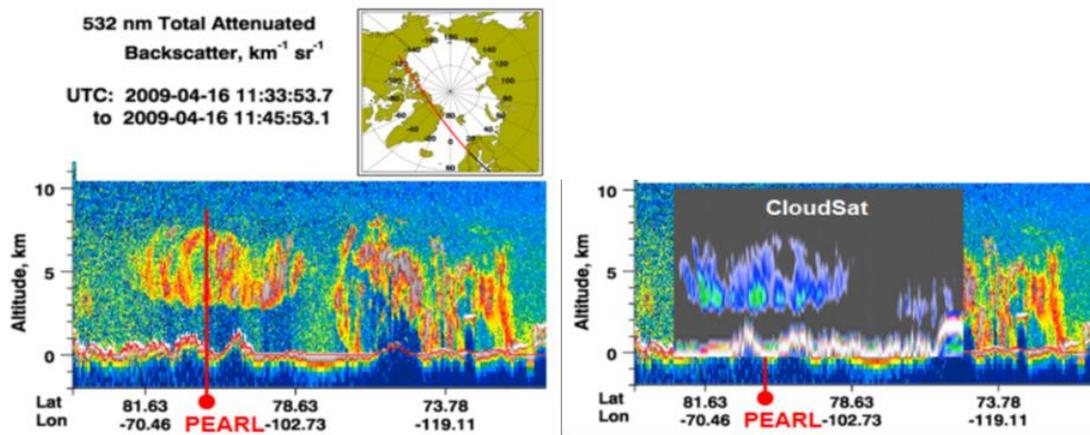


Figure 2.3 Coupe verticale au nadir du coefficient atténué d'extinction du LiDAR embarqué sur CALIPSO (à gauche) et de la réflectivité du radar embarqué sur CloudSat (à droite superposé sur le profil du coefficient atténué de rétrodiffusion) pour le 16 avril 2009. La trajectoire des satellites est montrée dans l'encadré au-dessus (Réf. : ICARE data center).

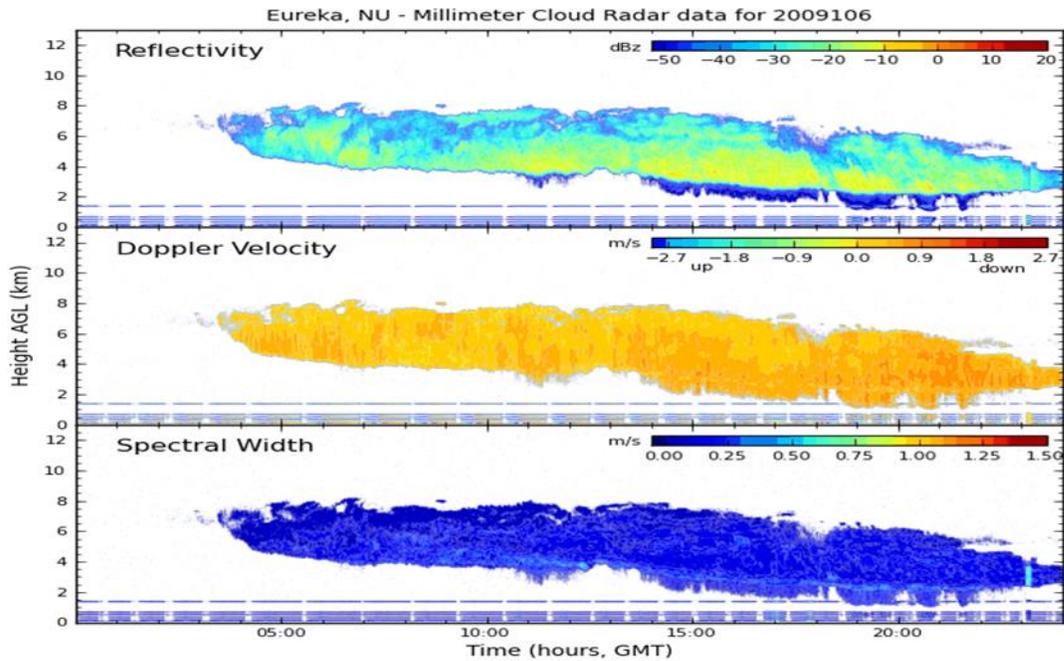


Figure 2.4 Coupe verticale de la réflectivité radar (MMCR) au sol, en visée au zénith (en haut), la vitesse de sédimentation des cristaux (proportionnel à la taille) au centre et la largeur spectrale de la distribution de vitesse correspondante en bas. Ce dernier panneau montre des écarts très étroits dans la distribution, correspondant à des écarts faibles dans la distribution de taille. (Madison HSRL Data Archives).

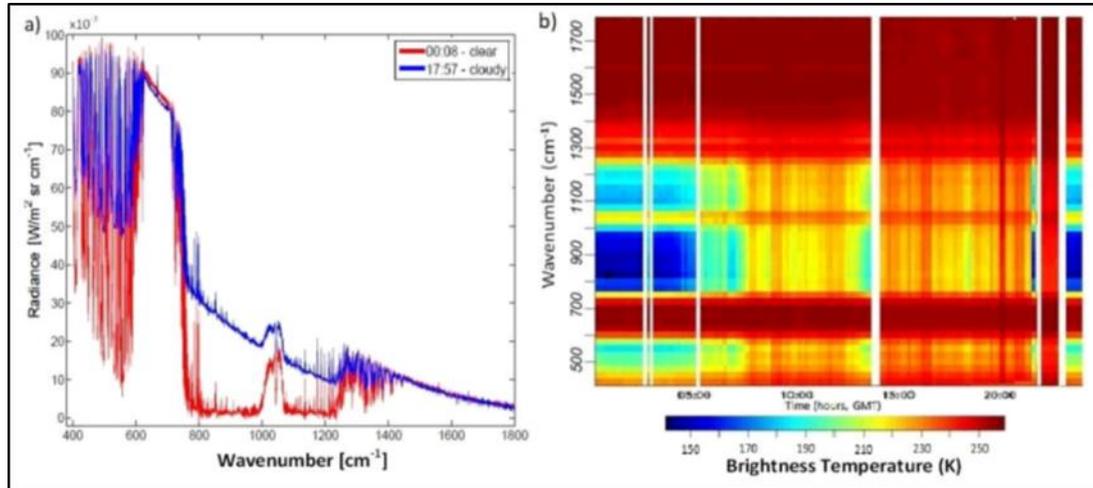


Figure 2.5 Mesures de la radiance spectrale de l'E-AERI (à gauche) pour un moment de ciel clair (0 h 8 UT) et couvert de TIC (17 h 57 UT). À droite, on a la série temporelle de la température de brillance spectrale pour cette journée du 16 avril 2009. Les deux séries de spectres sont clairement influencées par les bandes d'absorption autour de  $15\ \mu\text{m}$  du  $\text{CO}_2$  ( $600\text{-}750\ \text{cm}^{-1}$ ), de  $9,6\ \mu\text{m}$  de l' $\text{O}_3$  ( $1000\text{-}1060\ \text{cm}^{-1}$ ) et la bande de rotation-vibration de  $6,3\ \mu\text{m}$  au-delà de  $1250\ \text{cm}^{-1}$ . L'influence des nuages TIC apparaît dans la fenêtre ( $720\text{-}1200\ \text{cm}^{-1}$ ) et dans le FIR  $<590\ \text{cm}^{-1}$  où la seconde fenêtre (*dirty window*) s'ouvre. (Tiré de Mariani et al. 2011).

### 2.2.2 Description du modèle de calcul du rayonnement

Le code de MODTRAN (*Moderate Resolution Transmittance Model*) est un modèle de bande. Il est conçu pour les calculs de transfert radiatif dans l'atmosphère terrestre et extraterrestre au besoin. Il détermine la radiance observée à partir de bandes très étroites couvrant un domaine spectral déterminé. Le calcul peut se faire sur un large domaine spectral allant de l'ultraviolet aux ondes radio. Sa conception et son usage commun dans le domaine des sciences atmosphériques en font un outil de référence bien documenté et bien validé (Berk et al. 1998). Ce standard est essentiel pour notre sujet de recherche. Comme données d'entrée, nous définissons les profils verticaux de

pression, température, humidité et ozone à partir des données ballon sondes obtenues. La résolution spectrale utilisée est de  $1 \text{ cm}^{-1}$ .

Dans notre cas d'étude, nous utilisons MODTRAN 5 pour le calcul de la radiance totale qui serait observé par un instrument au sol ou embarqué sur un avion ou sur un satellite à partir du chemin optique parcouru par le rayonnement. Ceci est fait en intégrant la contribution radiative de chaque segment de couche atmosphérique qui parvient de toutes les directions. Ces contributions sont paramétrées en termes d'incrément de transmission ( $T$ ) et par leurs transmittances aux limites représentées par  $T_a$  au niveau le plus proche du capteur à  $T_b$  pour le niveau le plus éloigné du capteur. La radiance observée est le résultat de la contribution des composantes thermique de simple et multiple diffusion due aux différentes sources possibles comme indiqué sur la Figure 2-6.

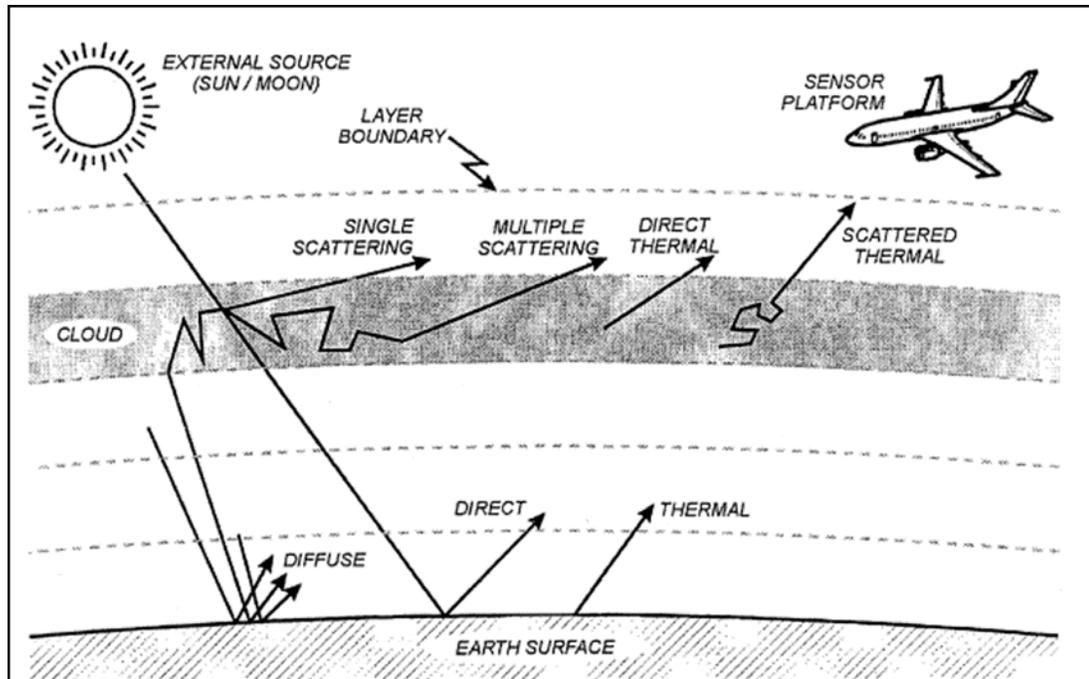


Figure 2.6 **Aperçu des différentes sources d'émission prises en compte par MODTRAN (tirée de Berk et al. 1998).**

La fonction source totale représente la somme de la fonction source d'émission, et celle de la diffusion. La fonction source d'émission thermique est proportionnelle à la fonction de Planck. Une deuxième source s'ajoute, elle est le résultat de diffusions multiples par l'émission thermique. Ces diffusions sont dues aux aérosols, cristaux de glaces, et gouttelettes d'eau.

MODTRAN possède dans sa banque de données six atmosphères préétablies avec leurs températures, pressions, humidités, et profils en altitude des rapports de mélange volumétriques (*volumetric mixing ratios*) de  $O_3$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $N_2O$  représentant les molécules les plus influentes en termes d'impact radiatif. Dans les cas que nous abordons tout au long de notre travail, nous utiliserons des atmosphères réelles

obtenues soit par des radiosondages réellement observés pour le cas des mesures au sol, ou de réanalyse comme ERA-Interim de ECMWF que l'on utilise pour accompagner les observations faites par satellite tel que les données de CALIPSO/CloudSat accompagnées des réanalyses du centre ECMWF.

MODTRAN 5 comporte une base de données spectroscopique moléculaire (HITRAN2008) de plus d'un million de lignes d'absorption. Cette base de données représente une compilation de raies spectrales couvrant un large éventail de molécules de gaz atmosphériques. Elle représente des valeurs d'entrées pour le calcul du transfert radiatif. Elle contient aussi les paramètres individuels des lignes spectrales des molécules en phase gazeuse allant de la micro-onde au visible, ainsi que les sections efficaces d'absorption des spectres dont les lignes individuelles sont insolubles. Aussi, les paramètres des lignes individuelles et les sections efficaces d'absorptions pour les bandes situées dans l'ultraviolet sont aussi représentés. De plus, les indices de réfraction des aérosols, ainsi que des fichiers globaux de données et l'absorption induite par collision y sont fournis.

MODTRAN a été développé par le laboratoire de recherche de l'armée de l'air américaine (AFGL) durant plusieurs décennies, passant de LOWTRAN, à MODTRAN 6 pour entre autres affiner la résolution spectrale qui était de  $20 \text{ cm}^{-1}$  dans le cas de LOWTRAN et qui maintenant s'approche sensiblement de la résolution des modèles LBL (Berk et al. 2015). Le code utilise des approximations alternatives à un traitement plus fondamental (et plus onéreux) qu'est le ligne-par-ligne afin de sauver du temps de calcul. Il a souvent été comparé pour validation à d'autres codes de calcul de transfert radiatif de ligne-par-ligne (*line-by-line* ou LBL) connu pour être précis de l'ordre de 1% et continuellement validé par rapport à des spectres de radiances observées. Clough et al. 2005 ont démontré une erreur systématique de transmittance atmosphérique meilleure que 1 % lors de comparaison à des mesures obtenues par HIS lors de la campagne CAMEX. HIS qui est un capteur embarqué sur un avion volant à 20 km au-dessus de l'océan. Berk et al. (1998) ont comparé FASCODE, un modèle

LBL à MODTRAN4, et ont trouvé que pour une résolution de  $5 \text{ cm}^{-1}$  entre 1600 nm et 2500 nm, dans le cas d'une visée Nadir à partir d'une altitude de 20 km et en utilisant une atmosphère US STANDARD, la différence de transmittance entre MODTRAN et FASE fluctue autour de 0 avec une déviation maximale de 0,03 pour des transmittances modérées. Ceci démontre la fiabilité et l'exactitude du code. MODTRAN est largement utilisé par la communauté des sciences de l'atmosphère, que ce soit, pour la prédiction quantitative des radiances spectrales du ciel (Berk et al. 2005), ou l'effet de la vapeur d'eau lors d'émissions thermiques (Thuraiajah, 2004). De plus, MODTRAN a été utilisé aussi pour le calcul de la transmittance optique terre-espace (Manor et Arnon. 2003) dans le cadre d'études de performance d'un système de communication optique sans fil en fonction de la longueur d'onde. C'est un outil reconnu par la communauté scientifique pour la simulation des signaux captés par des instruments tels que dans notre étude. Il est apte à traiter différents cas complexes pour des conditions réalistes rencontrés dans l'atmosphère.

Les principaux produits du calcul sont les transmittances et radiances spectrales, mais il évalue également la divergence de radiance nette et les taux de réchauffement atmosphériques (voir section 4.11). MODTRAN comprend aussi le modèle DISORT (*DIScrete Ordinate Radiative Transfert*) (Stamnes et al. 1988) pour les calculs détaillés de la diffusion en présence de nuages ou d'aérosols dans un milieu diffusant.

La version que nous utilisons (MODTRAN 5) a une résolution spectrale de  $0,1 \text{ cm}^{-1}$ , ce qui en fait un modèle de bande se rapprochant sensiblement des modèles ligne-par-ligne (ex.: code LBLRTM). Cependant, la transmission est approximée en utilisant des modèles de bande ou le paramétrage k-corrélé (Berk et al. 2008), qui se basent sur une moyenne d'un certain nombre de transmittances monochromatiques à partir de calculs LBL de référence.

MODTRAN ne cesse de s'améliorer quant à sa vitesse de calcul par un facteur de plus de 400 et une précision déjà atteinte pour la version MODTRAN 3.7 de 2-5 % en transmittance par rapport à un code LBL de haute résolution spectrale ainsi qu'à des observations (Berstein et al. 1996; Anderson et al. 1993). L'avantage de notre approche MODTRAN pour cette étude est la flexibilité d'adaptation pour l'utilisateur aux données disponibles des nuages, des aérosols et la facilité d'orientation des différentes lignes de visée du capteur simulé. Il existe depuis peu une nouvelle version MODTRAN 6 (Berk, et al., 2014), cependant pour des raisons de compatibilité dans notre étude, nous avons conservé la version MODTRAN 5 qui s'avère adéquate pour nos objectifs.

Les données d'entrée essentielles pour le calcul du transfert radiatif sont les profils verticaux de température, d'humidité, d'épaisseur optique du nuage et de la température de la surface. Suivants dans la liste des paramètres importants sont la phase du nuage (eau, glace, mixte), la teneur en eau équivalente, la taille effective des cristaux, la distribution de taille des particules, l'albédo de simple diffusion et l'émissivité de surface. Moins importants, mais non négligeable, sont la forme des cristaux de glace, le facteur d'asymétrie, l'indice de réfraction complexe en fonction de la longueur d'onde et la distribution verticale des gaz atmosphériques mineurs, dont l'ozone et les gaz à effets de serre inclus, dans la base de données HITRAN. Les propriétés radiatives des nuages glacés dépendent de la microphysique des cristaux de glaces introduite à la section 1-4-1. Ainsi, nous allons dans la section suivante, examiner l'effet des propriétés optiques des cristaux dont dépend le calcul du transfert radiatif.

Dans nos cas étudiés tout au long du manuscrit, les données d'entrées sont basées sur les mesures faites soit par AHSRL /MMCR à partir du sol ou par CALIPSO/CloudSat dans le cas ds observations à partir de l'Espace. Elles permettent d'avoir les limites géométriques des nuages, l'épaisseur optique ainsi que le rayon effectif des cristaux. Ces paramètres physiques sont déterminés en fonction de la combinaison des données

Lidar et radar. De plus, ils sont catégorisés en couche atmosphérique de nuage de glace ou d'aérosols en fonction de leur classification (voir Chapitre 2 et annexe A).

Les données biquotidiennes de radiosondage ou de réanalyse de ECMWF dans le cas des données satellitaires sont utilisées comme données d'entrées pour MODTRAN réparties sur 65 élévations allant de la surface à 15 km avec une résolution de 300 m et de 15 km à 25 km avec une résolution de 1 km. La densité de la vapeur d'eau est calculée pour chaque niveau atmosphérique des données d'entrées de MODTRAN en fonction de la température (T) et la température du point de rosée ( $T_r$ ).

$$\rho_v = \frac{1800}{8.314 \cdot T} \times \exp \left[ 53.679 - \frac{6743.769}{T_d} - 4.845 \cdot \log T_r \right] \quad (2.1)$$

La densité de l'ozone est prise du modèle hiver subarctique du modèle atmosphérique DISORT Atmospheric Radiative Transfer (SBDART) (Ricchiazzi et al. 1998).

Les coefficients d'extinction et d'absorption sont donnés pour chaque niveau où des nuages sont présents. Ces coefficients sont basés sur le diamètre effectif du Crystal, ainsi que sur les coefficients d'ajustement  $\eta$  et  $\gamma$ . Ils sont fonction des longueurs d'onde que l'on retrouve dans Yang et al. 2008.

$$\begin{aligned} \langle Q_{ext} \rangle &= \frac{2 + \eta_1 D_e^{-1}}{1 + \eta_2 D_e^{-1} + \eta_3 D_e^{-2}} \\ \langle Q_{abs} \rangle &= \frac{\xi_0 + \xi_1 D_e^{-1}}{1 + \xi_2 D_e^{-1} + \xi_3 D_e^{-2}} \\ g &= \zeta_0 + \zeta_1 D_e^{-1} + \zeta_2 D_e^{-1} + \zeta_3 D_e^{-2} \end{aligned} \quad (2.2)$$

Les données d'entrées pour des nuages sont telles que le coefficient d'atténuation, et le coefficient d'absorption pour une gamme de longueurs d'onde soient sans unité, car nous les normalisons par rapport aux coefficients d'atténuation à une longueur d'onde de référence de 0.55  $\mu\text{m}$ . Cette méthode a été initiée pour le

rapport Blanchet et al. 2009 soumis à l'agence spatiale canadienne dans le cadre du projet TICIFRE.

### 2.3 L'effet de la diffusion multiple dans l'infrarouge lointain

La diffusion multiple dans l'infrarouge lointain par les nuages glacés en Arctique a été étudiée par certains auteurs. Parmi eux, Yang et al. (2005), qui ont calculé les effets de différentes formes de cristaux de glace sur la diffusion multiple dans tout le spectre du visible à l'infrarouge lointain. Ici, pour vérifier l'effet de la diffusion multiple dans l'infrarouge lointain, nous avons effectué des calculs de transfert radiatif d'un cas de nuage TIC en incluant la routine DISORT pour le calcul de la diffusion multiple dans les nuages. Nous considérons deux perspectives différentes, l'une comme étant une observation à partir du sol et l'autre à partir d'un satellite. L'objectif est d'estimer l'importance et l'effet de la diffusion multiple dans les deux cas de figure, l'un dans le cas d'un satellite TICFIRE et l'autre dans le cas du FIRR au sol.

Notre cas d'étude à la Figure 2-7 est le cas nuageux du 16 avril 2009 à 12 :00 UT, présenté précédemment avec un nuage situé entre 3.6 km et 5.7 km et d'épaisseur optique de 0.9. Globalement, nous observons que l'effet de la diffusion multiple se fait surtout ressentir dans la région de l'infrarouge lointain entre 330 et 550  $\text{cm}^{-1}$  et s'atténue rapidement lorsqu'on va vers les longues longueurs d'onde ( $<350 \text{ cm}^{-1}$ ) alors que l'absorption par la vapeur d'eau augmente. Quant à l'effet de diffusion multiple dans l'infrarouge lointain, il est dû au fait que les longueurs d'onde se rapprochent sensiblement de la taille des cristaux qu'on retrouve dans les TIC. Il y a interférence avec les cristaux des cirrus comme dans la Figure 1-2 et discutée par Hansen et Travis (1974) où les maximas de  $Q_{scat}$  sont autour de 5-6 dans le cas où  $r/\lambda \sim 1$ .

La première plage spectrale que l'on examine va de 200  $\text{cm}^{-1}$  à 750  $\text{cm}^{-1}$ , une zone qui englobe la partie infrarouge lointaine (IRL). Cette région spectrale montre une

différence substantielle de radiance entre un cas avec diffusion multiple et le même cas traité avec une diffusion simple. Elle atteint une différence de 20 % de radiance dans les deux cas et retombe à zéro dans le cas de la visée zénith dans la bande de forte absorption de CO<sub>2</sub> que l'on retrouve entre 660 et 700 cm<sup>-1</sup> sachant que cette section sature très vite à partir du sol, mais moindrement dans le cas d'une visée nadir. La deuxième plage spectrale est la fenêtre thermique qui va de 750 à 1800 cm<sup>-1</sup>, où nous observons que la différence s'atténue peu à peu dans le cas des deux visées respectives, jusqu'à s'annuler au-delà de 1480 cm<sup>-1</sup>.

En plus du fait que l'IRL présente la plus grande différence entre le cas de diffusion simple et celui avec diffusion multiple, la différence est d'autant plus importante lors des observations au zénith approchant une différence moyenne de ~-0.01 unité de radiance et où elle représente le double de celle au nadir qui approche une différence moyenne de ~-0.005 à partir du sol. Ce test démontre bien l'importance de la diffusion, particulièrement dans la portion de l'infrarouge lointaine du spectre. Ceci ouvre possiblement un facteur supplémentaire à utiliser dans l'analyse des radiances et leurs interprétations en fonction de l'épaisseur optique et du contenu en eau des nuages.

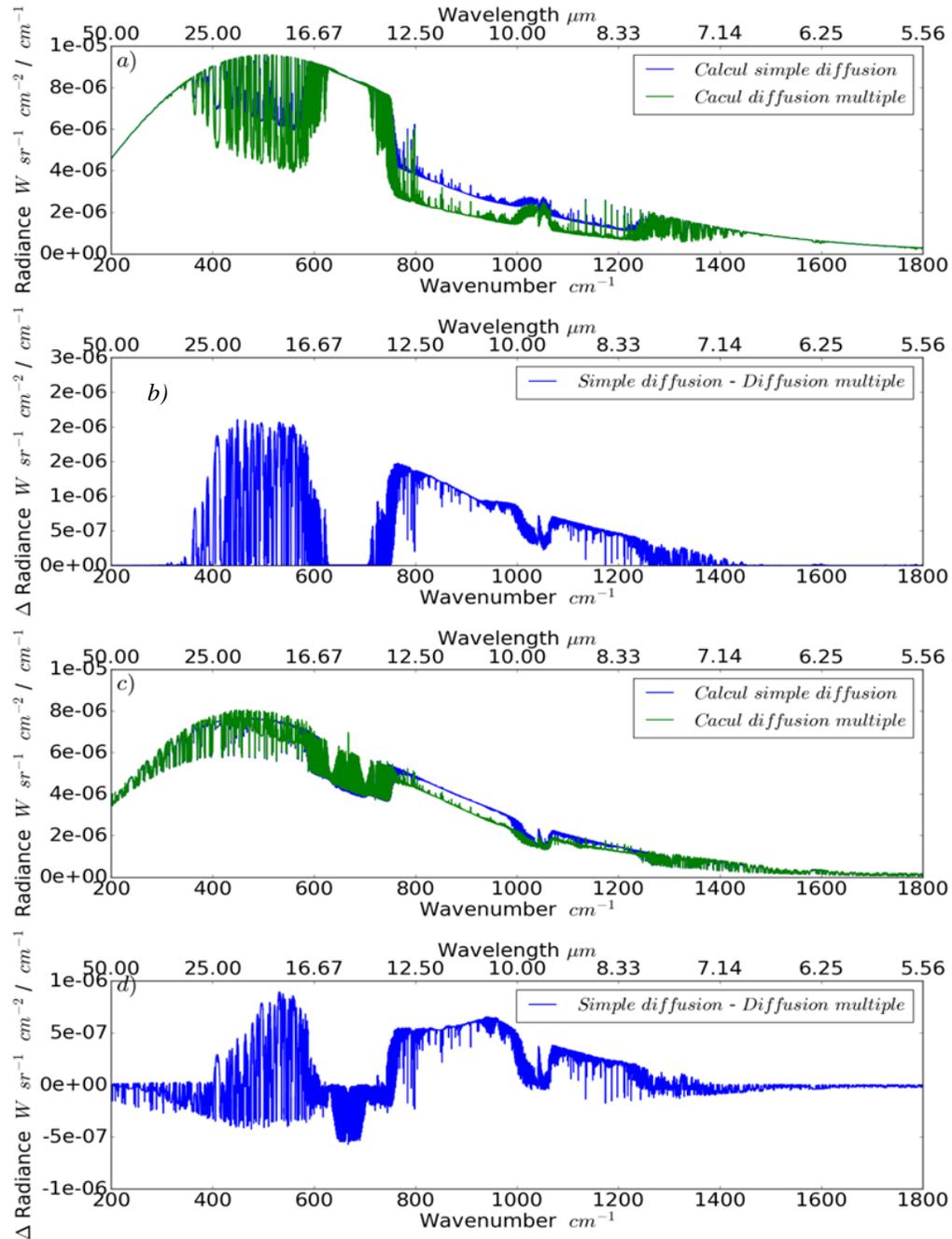


Figure 2.7 a), b) Perspective de visée zénith pour un capteur au sol dans le cas d'un TIC et c), d) perspective de visée nadir dans le cas d'un TIC.

## 2.4 Vérification du modèle

Dans le but de valider notre travail, nous avons choisi de confronter nos calculs à un cas observé en Arctique à partir du site Eureka. Ce cas décrit au début de la section 2-2-1 (Figure 2-1) a été bien documenté par Mariani (2014) et il constitue un bon test témoin des conditions en Arctique.

Pour reconstituer nos colonnes atmosphériques, nous avons utilisé les données des sondes aérologiques et des instruments MMCR et AHSRL situés côte à côte à OPAL (The Zero Altitude PEARL Auxiliary Laboratory). Le MMCR est le radar le plus utilisé pour l'observation des nuages, avec une fréquence de 35 GHz apte à détecter les gouttelettes et les cristaux de glaces des nuages optiquement minces. Il sert aussi avec le AHSRL à estimer la taille des particules et à définir les limites géométriques du nuage. Un radar équivalent est utilisé pour des observations sur le satellite CloudSat, mais avec une fréquence de 94 GHz permettant de détecter les particules plus fines au sommet des nuages (Figure 2-2 et 2-3).

Le signal des radars au sol et satellitaires dans le cas des nuages de glace possède un taux d'atténuation faible comparé à la forte atténuation dans le cas des couches en phases liquides ou en fonte (Matrosov, 2008). Le radar est très sensible à la taille des particules atmosphériques. Dans le cas d'un hydrométéore légèrement plus petit que la longueur d'onde du radar, en régime de Rayleigh, la réflectivité est proportionnelle au sixième moment du diamètre d'une distribution de particules et d'une loi de puissance d'environ 3.8 du diamètre pour des particules de plus grand diamètre (Matrosov et al. 2002). Ainsi, la gamme de tailles de particules détectables est proportionnelle à la fréquence du radar utilisé. Le contenu en glace est lui détectable grâce à la réflectivité qui est sensible à la densité numérique du nuage (Sassen, 1987)

Le LiDAR à haute résolution spectrale AHSRL (Eloranta et al, 2005) a un canal qui donne le degré de dépolarisation (Figure 2-5) et un canal qui permet d'obtenir des profils de rétrodiffusion, rendant possible l'estimation de l'épaisseur optique (Kay et al., 2006) à la longueur d'onde de 532 nm. À partir de mesures LiDAR et radar, il est possible d'évaluer le diamètre effectif des hydrométéores « *Effective Radius* ». Ainsi, Donovan et Van Lammeren (2001) ont développé une relation empirique pour retrouver le diamètre effectif des particules du nuage, à partir de mesures de la rétrodiffusion du LiDAR et du radar prises simultanément. La relation développée nous donne le diamètre effectif approximé  $D_{eff}^{\sim} \sim (\beta_{lidar}/\beta_{radar})^{1/4}$ , [m], mais elle ne représente pas le  $D_{eff}$  comme défini par l'équation (eq.1) et utilisé dans le calcul des propriétés optiques des nuages, soit l'émissivité thermique et la réflectivité (Stephens et al., 1990). Ainsi, le passage de la valeur approximée  $D_{eff}^{\sim}$  à  $D_{eff}$  cependant ne peut se faire qu'en faisant des hypothèses sur la forme de la distribution de la taille des cristaux ainsi que leurs morphologies. Le rayon effectif n'étant pas une propriété mesurable de la distribution de taille des cristaux selon McFarquhar et Heymsfield (1998), car l'approximation du rayon effectif (leur équation (3)) n'est pas égale à la définition du rayon effectif (leur équation (1)) dans le cas des petites particules. Selon ces auteurs certaines définitions supposent des cylindres circulaires, ou des colonnes hexagonales. D'autres font l'hypothèse de volumes, de surfaces, ou de sections efficaces effectives (*cross-section*) pour des sphères équivalentes, ou pour un ratio du contenu de glace par rapport à la distribution de taille. Ces relations traduisent dans tous les cas la dépendance du rayon effectif à la forme prédéfinie et la distribution de taille.

Pour les calculs du transfert radiatif, il est important de connaître le coefficient d'atténuation, l'albédo de simple diffusion et la fonction de phase, ceux-ci représentent les paramètres optiques de l'équation de transfert radiatif. Dans notre cas, nous utilisons la base de données des résultats de calcul de Yang et al. (2005) pour l'efficacité d'atténuation, l'efficacité d'absorption et le facteur d'asymétrie moyen, comme discuté plus haut (section 1-5).

Bien qu'il y ait des méthodes pour approximer les structures fractales, il n'y a pas de méthode pour ne calculer aucun des paramètres clefs pour des formes et distributions de tailles irrégulières, elles s'appliquent toutes à une variété de formes et de distribution prédéfinies. Pour cela des observations au préalable des nuages tant la distribution de la taille des cristaux que de la forme de ceux-ci seraient préférables pour le calcul de l'effet radiatif des nuages. N'ayant pas de telles mesures, nous devons poser la distribution de tailles et les formes en hypothèse. Nous pourrions vérifier ces hypothèses par des calculs de sensibilité.

La distribution de forme des cristaux utilisée est celle observée dans le cirrus aux latitudes moyennes lors de plusieurs campagnes de mesures et détaillées un peu plus haut (voir section 1.5). Le choix est raisonnable dans notre cas, car ces cirrus sont susceptibles d'être physiquement proches des TIC. En effet, tous les deux représentent des nuages minces à de très faibles températures et taux d'humidité. Dans le cas des TIC c'est dû à la spécificité du climat arctique qui est froid et sec en hiver et dans le cas des cirrus, l'altitude fait que ces nuages se retrouvent à des températures et des conditions similaires d'humidité spécifique très sèches.

La simulation des effets radiatifs des nuages de glaces comme des TIC se fait par l'intégration des caractéristiques optiques en fonction de la distribution probable de la forme des cristaux (section 1-5) dans le modèle de transfert radiatif MODTRAN. Dans ce qui suit, nous faisons la comparaison des observations obtenues par Mariani (2014) à Eureka (Figure 2-5) et nos simulations à partir des données recueillies de radiosondage et des données LiDAR et radar (Figure 2-[1-4]).

De fait, chacun des instruments d'observation, ou des méthodes de modélisation comporte des erreurs susceptibles d'impliquer des différences dans notre travail de comparaison. Dans le cas des simulations, des erreurs pourraient être dues au choix des tailles et des formes des cristaux de glaces formant le nuage. Du point de vue

observationnel, Mariani a constaté que souvent les ballons-sondes s'écartent de la colonne observée par E-AERI jusqu'à plus de 15 km et peuvent se retrouver dans le cas des basses altitudes à observer de la brume présente seulement autour de PEARL, mais non au-dessus de PEARL ce qui contribue à l'incertitude des simulations (Marianni, 2014). De plus, les mesures faites par radiosondage de la vapeur d'eau présente dans l'air ont une erreur de précision de 10 % à 20 % dans les zones de faible humidité, comme dans notre cas en Arctique. Ceci peut causer des erreurs significatives dans le calcul du rayonnement (Schneider et al. 2010). De même, la température obtenue par radiosondage est pourvue d'une erreur pouvant atteindre 2 K.

En appliquant MODTRAN à ce cas de référence, nous constatons tout de même sur la Figure 2-8 qui représente la superposition du ciel clair simulé et celui observé par E-AERI, que les courbes obtenues sont assez proches avec des écarts d'environ 5% dans les raies fortes et pouvant atteindre environ 30% dans les micros fenêtres plus transparentes, possiblement dûs à l'erreur sur les nuages. Donc, des différences sont présentes et pour comprendre les causes probables de ces différences, nous avons procédé à des simulations, en mesurant l'impact de ces erreurs mentionnées ci-dessus sur les observations. Premièrement, la différence que l'on observe quant à l'amplitude de la radiance du ciel clair dans l'infrarouge lointain ( $< 600 \text{ cm}^{-1}$ ) peut être due à la différence entre la vraie épaisseur optique au-dessus de PEARL et au temps de la mesure de la radiance par l'E-AERI et celle intégrée lors des simulations. Nous le voyons bien dans nos simulations faites justement pour déterminer l'impact de l'observation de nuage dont les propriétés optiques sont issues de notre mélange standard avec des épaisseurs optiques différentes sur la Figure 2-11 et Figure 2-10. Deuxièmement, toujours en observant la Figure 2-8, nous notons une différence systématique d'environ -6% et presque constante de la radiance dans la région d'absorption forte par le  $\text{CO}_2$  entre 600 à 750  $\text{cm}^{-1}$ . Pour déterminer une autre cause potentielle de cette différence, nous avons effectué des simulations d'un ciel clair avec et sans inversions de température. Les profils de température utilisée dans les 2 cas sont

montrés dans la Figure 2-9 et l'effet de cette différence dans le profil de température est montré à la Figure 2-9(b) et (c) montrant l'écart des courbes. Nous constatons effectivement une différence dans la région de la bande forte du CO<sub>2</sub> qui est très opaque au rayonnement thermique, ce qui montre que si le ballon-sonde dont les données sont utilisées pour les simulations ne mesure pas l'inversion de température due à un écartement du ballon-sonde comme discuté précédemment, il en résultera une différence de radiance observable dans la région autour de 680 cm<sup>-1</sup> et au-delà de 1400 cm<sup>-1</sup>. En effet, dans le cas de l'Arctique, même l'utilisation des profils de température et température de surface fournie par les données de réanalyse d'ERA-Interim souffre de plusieurs biais (Simmons et Poli, 2005) par rapport aux données obtenues *in situ*. De plus, Mariani et al. (2012) ont observé que les données radiosondage souffre de larges erreurs dans les mesures d'H<sub>2</sub>O en Arctique.

Sans plus d'informations sur l'épaisseur optique (COD) et le vrai profil de température à PEARL, ces simulations représentent un cas représentatif, mais pas un exercice de validation. Elles ont permis néanmoins de justifier les différences observées entre les simulations et l'observation en se basant sur les limites que l'un ou l'autre des instruments peuvent avoir lors des observations. Bien qu'il y ait des différences de radiance en terme absolu, notre étude portera davantage sur la sensibilité à la détection d'écarts relatifs. On estime que cette méthode nous permettra tout de même d'évaluer les paramètres requis pour l'instrument FIRR et pour TICFIRE, considérant que les scènes nuageuses sont complexes et très variables<sup>1</sup>. De plus, la limitation du nombre de niveaux que l'on peut intégrer comme données d'entrée du code MODTRAN désavantage la précision de nos simulations.

---

<sup>1</sup>À la suite de cette thèse, le prototype FIRR a été soumis à un exercice de validation *in situ* lors de la campagne de mesure NETCARE d'avril 2015 (Libois et al.2016).

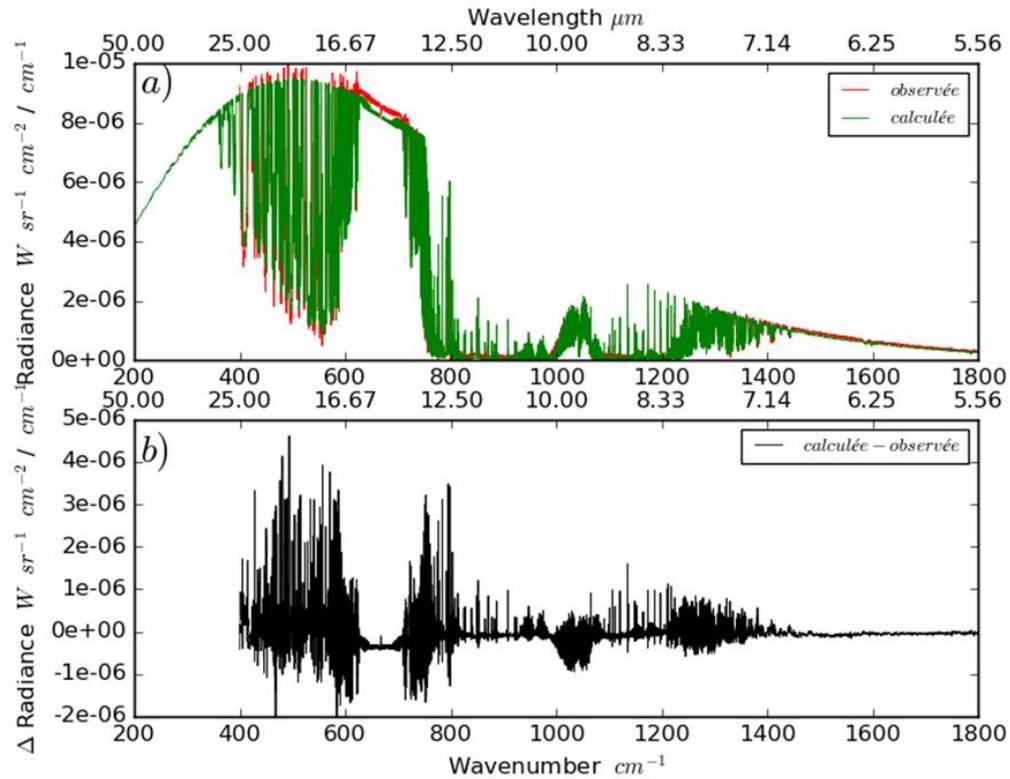


Figure 2.8 (a) Superposition de la radiance spectrale observée par l'E-AERI en date du 16 avril 2009 à 0 h 8 et celle que l'on a simulée à l'aide de MODTRAN pour les mêmes conditions de ciel clair.(b) Radiance observée moins radiance calculée.

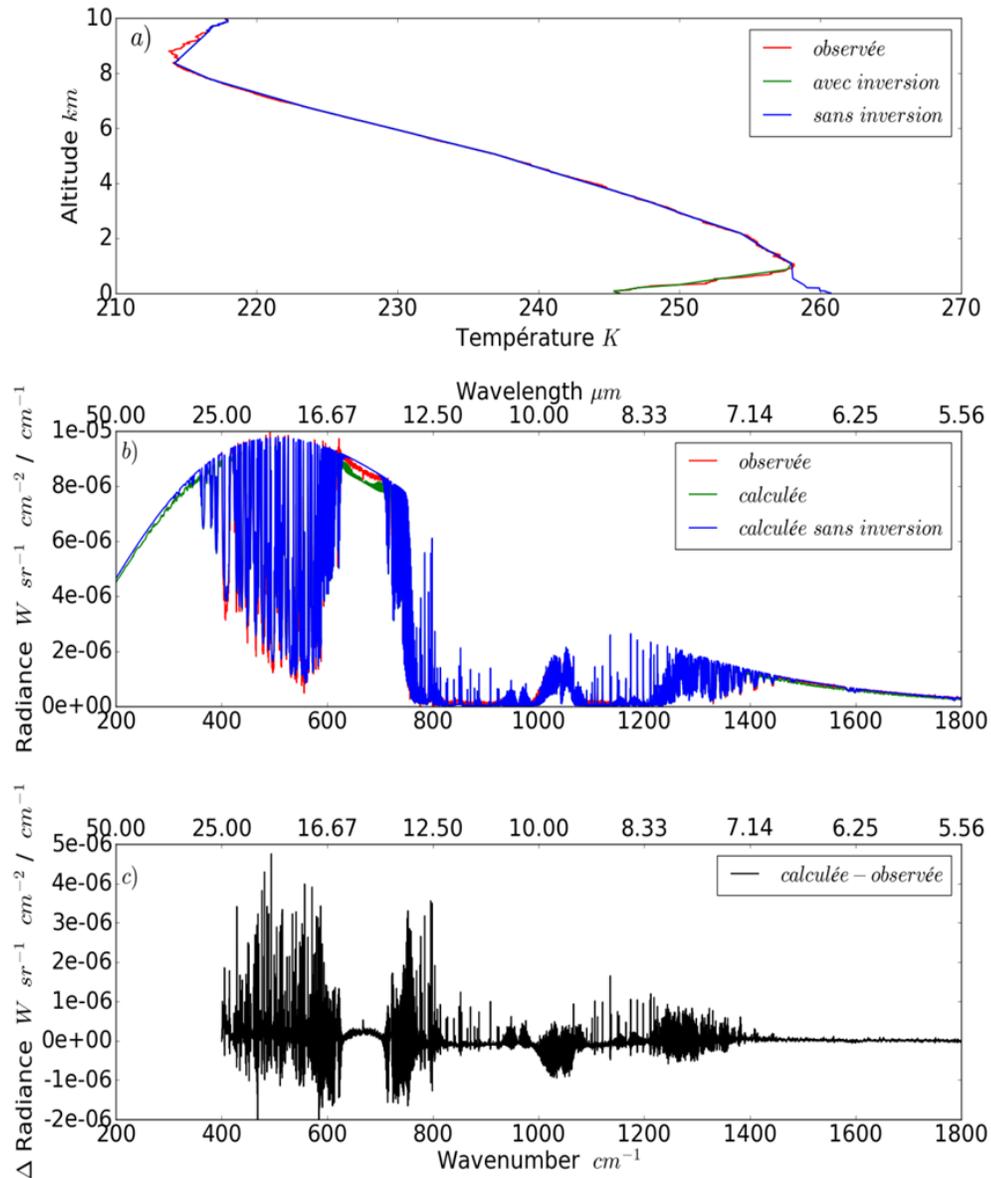


Figure 2.9 (a) Représentation de la température en fonction de l'altitude de deux cas de ciel clair, l'un avec inversion de température dans les premiers 500 m et l'autre sans inversions de température. La courbe noire représente le cas d'une inversion de température pour un ciel clair. (b) Mêmes calculs de MODTRAN que la Figure 2-8 (cas avec inversion) et pour un cas sans inversions. La figure (c) montre l'écart entre le spectre calculé et l'observation *in situ*.

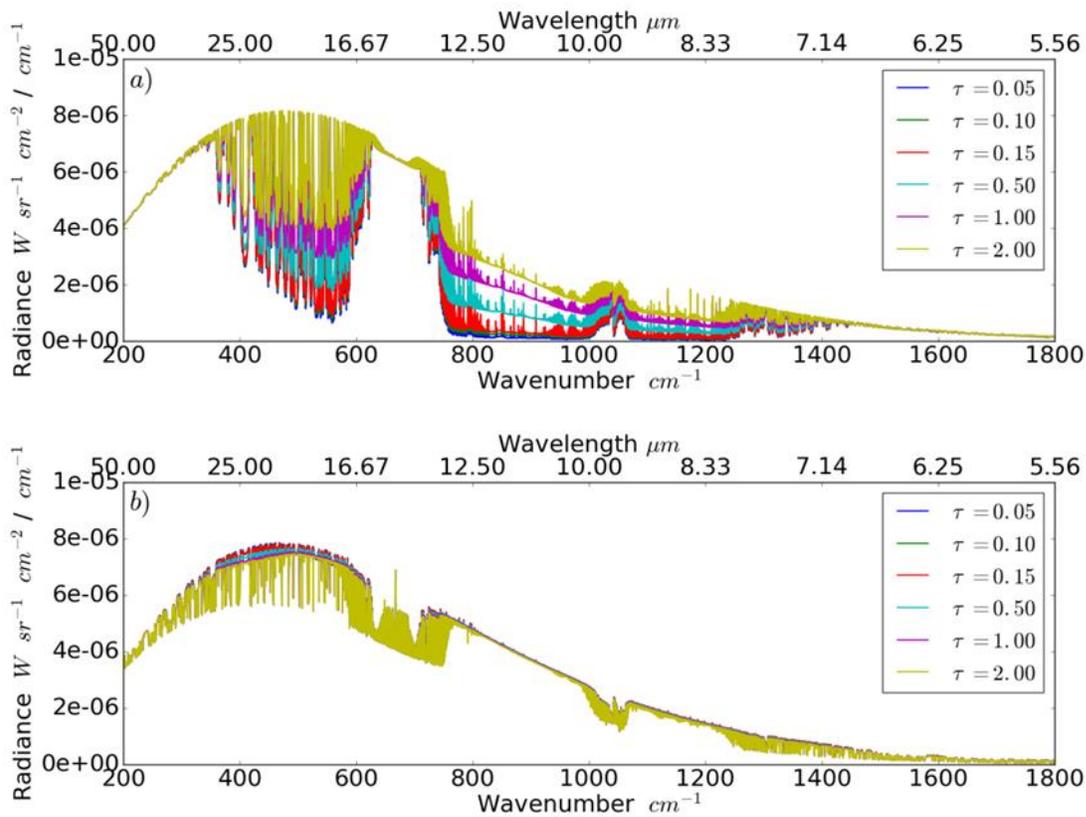


Figure 2.10 **Impact de la variation de l'épaisseur optique sur le spectre de radiance observé. a) Visée zénithale ; b) Visée Nadir.**

Les simulations faites démontrent bien leur dépendance aux données de radiosondages ainsi que de l'état des instruments. Elles permettent de cadrer le travail qui suit du point de vue des résultats que nous obtiendrons et les limites auxquels nous pouvons nous attendre.

## 2.5 Simulations de la radiance en géométrie zénithale et nadir

Après avoir corroboré en partie nos calculs à des observations faites à partir de l'E-AERI, nous simulons la radiance spectrale pour différentes configurations

d'observations. Ces configurations sont, soit en visée zénith à partir de la surface, soit en visée nadir à partir d'un avion ou d'un satellite. Pour ces calculs, nous utilisons les mêmes conditions de la colonne atmosphérique observée dans la journée du 16 avril 2009 (Figure 2-1), avec comme objectif l'évaluation de la perspective au nadir du satellite dans le cadre du projet spatial TICFIRE. De plus, ces simulations sont faites en préparation de la campagne aéroportée du FIRR d'avril 2015 et de l'utilisation du FIRR au sol par ECCC dans le cadre du programme YOPP (Year of polar prediction) dirigé par l'OMM (Organisation mondiale de la météorologie).

On présente sur la Figure 2-11 les simulations de notre radiomètre FIRR embarqué sur un avion à 5 km d'altitude dans une atmosphère correspondant au cas de référence du 16 avril 2009. Nous constatons que le contraste observé entre un ciel clair et un ciel nuageux est plus accentué lors d'une observation au zénith que celle au nadir. Cela est dû au faible contraste thermique entre la tropopause et le sol tendant vers un équilibre thermique, ce qui n'est pas le cas lors d'observation zénith alors que le fond de l'espace présente une faible température de brillance autour de 2.7 K (Fixsen, 2009).

Ce manque de contraste est plus accentué entre  $800\text{ cm}^{-1}$  et  $1200\text{ cm}^{-1}$ , mais le contraste est tout de même significatif dans l'infrarouge lointain ( $< 650\text{ cm}^{-1}$ ). On peut donc constater que l'ajout de mesures spectrales dans l'infrarouge lointain augmente d'une manière significative le potentiel des observations en visée Nadir.

Les satellites passifs qui observent dans l'infrarouge peuvent difficilement discriminer entre le haut du nuage et l'émission de surface principalement due à l'absence de contraste dans la radiance venant des basses couches et de la surface émettrice. Ainsi, dans un deuxième temps, nous avons fait varier l'altitude de l'observateur entre 5 km et 10 km correspondant à des mesures au nadir prises à l'intérieur du nuage (5 km) et au sommet du nuage (10 km). Sur la Figure 2-11, nous constatons que le contraste entre les observations avec (AN) et sans nuages (SN) à

partir de l'avion sont légèrement plus accentués en altitude quand l'observateur est au-dessus du nuage à 7 km, que lorsqu'il est dans le nuage à 5 km.

Ces simulations nous permettent d'estimer le potentiel des observations dans l'infrarouge lointain, que ce soit par une visée nadir ou zénith à partir d'un avion à différentes altitudes. Ce sont des considérations essentielles pour la préparation de la mission d'observation aéroportée et la campagne de surface.

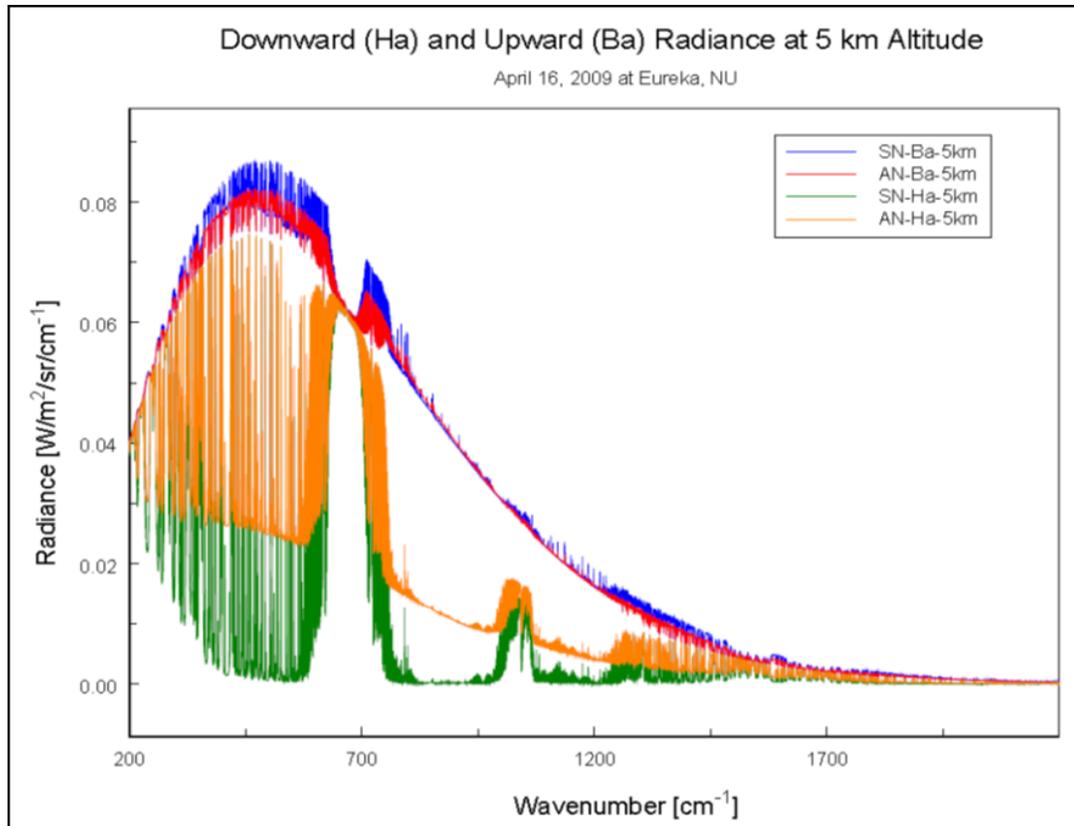


Figure 2.11 **Représentation des résultats de simulation faite dans le cas d'une observation zénith, vers le haut (Ha) et nadir, vers le bas (Ba) d'une perspective aérienne d'un ciel clair, sans nuages (SN) et nuageux (AN).**

## 2.6 Résumé

Dans ce chapitre nous avons brossé un tableau des propriétés microphysiques et optiques des particules de glace formant les nuages, sujet de notre intérêt. De plus, nous avons défini les différentes formes que puissent avoir les cristaux tout en soulignant le fait qu'il est plus avantageux d'utiliser un mélange de formes de cristaux. En effet, à travers des observations faites sur les Cirrus, les formes ont une distribution particulière que l'on a d'ailleurs utilisée.

Nous avons aussi décrit le modèle de transfert radiatif MODTRAN que nous utiliserons tout au long de ce travail. Une vérification du modèle a été faite dans le cas d'observations faites avec le E-AERI à Eureka et que nous avons bien détaillées, tout en soulignant les possibles causes des différences trouvées entre le modèle et l'observation. La diffusion multiple que nous utiliserons tout au long de notre étude a aussi été discutée. Enfin, des simulations ont été faites dans le cadre de la préparation de la mission FIRR aéroportée ainsi que celle à partir du sol pour souligner d'une façon générale l'impact des différents angles de visée et des différentes COD sur les observations.

## CHAPITRE III

### PRÉPARATION D'UNE BASE DE DONNÉES SATELLITAIRE

#### 3.1 Introduction

Au chapitre précédent, nous avons introduit les nuages optiquement ténus (*Thin Ice Clouds* ou TIC) fréquemment rencontrés dans les régions froides, particulièrement durant la nuit polaire. Nous avons également présenté les propriétés microphysiques et optiques des TIC qui permettent de les identifier. Dans ce chapitre, nous appliquerons ce concept pour le montage d'une base de données nécessaire à la suite des travaux.

En vue d'appliquer des données de nuages TIC réalistes à l'étude des paramètres requis pour le développement du nouvel instrument FIRR pour la mission TICFIRE, nous utiliserons la longue série de mesure à partir du couple satellitaire CloudSat et CALIPSO. Lancé en avril 2006 pour rejoindre la constellation de A-Train, le tandem radar et LiDAR de ces satellites respectivement, nous a fourni une douzaine d'années d'observations à l'échelle planétaire. L'orbite polaire héliosynchrone de la mission nous offre une couverture particulièrement dense sur les pôles Nord et Sud. De plus, le LiDAR CALIOP a un maximum de performance durant la nuit polaire alors que la contamination de la lumière solaire est minimale.

Dans ce chapitre, nous analyserons un grand échantillon de 6 années de mesures parmi les meilleures, entre 2006 et 2013, puisqu'une dégradation des performances des instruments se fait sentir depuis 2014. De plus, comme la formation de TIC est

favorisée dans la nuit polaire et afin de sélectionner les meilleures conditions, nous limitons ce sous-ensemble aux 6 saisons de données hivernales durant cette période.

La prochaine section a été préparée sous forme d'un manuscrit en vue d'une publication. Le document est rédigé en anglais et constitue un texte autonome, mais néanmoins essentiel à l'analyse des requis pour le développement du FIRR et de la mission TICFIRE. Au prochain chapitre, nous utiliserons cette base de données pour sélectionner les sous-ensembles nécessaires au montage d'échantillons représentatifs de nuages TIC réalistes et sur lequel nous pourrons appliquer les tests envisagés pour la définition des requis d'une mission TICFIRE.

- 3.2 Satellite Thin Ice Clouds Arctic Climatology from Six Winters (Yacine Bouzid)  
(Draft paper on the database preparation for the study of FIRR/TICFIRE project)

## RÉSUMÉ

The Arctic climate change have great consequences on the global circulation and subsequently on the global climate change. It is the part of the world where the global warming is twice the world average global warming. In this process, the clouds are the main modulators of that changes, more over in winter time where the atmosphere is cold and dry. Consequently, we must increase our understanding of arctic clouds. To do so, we conducted a six-year climatology over the Arctic covering more than 24106 atmospheric profiles observed from space using CALIPSO and CloudSat.

To enhance the information quality, we use the product DARDAR which is the results of synergies of both LiDAR and radar measurements synergy from two active instruments on board CALIPSO and CloudSat satellites respectively. The data set represents six winters of observations and analysis between 2006 and 2013 for the region bounded by 66° North and 82° North.

The objective is to estimate clouds microphysical properties of Thin Ice Clouds (TIC). A comparison between ground-based observations made from Eureka. NU (80° N, 86° 25 W) and space observation from A-TRAIN constellation was conducted on a subset of four years of data. We also compared our results against the literature. This work considers the particularity of each data product, and methods of each instrument.

Sachant que les changements climatiques en Arctique ont des effets sur la circulation atmosphérique mondiale, et que les nuages sont l'un des principaux modulateurs, nous effectuons une climatologie de six ans sur l'Arctique qui comprend plus de 24106 profils basés sur les données DARDAR. DARDAR est un puissant outil d'intégration basé sur la synergie des mesures LiDAR et radar de deux instruments actifs embarqués à bord des satellites CALIPSO et CloudSat respectivement. L'ensemble des données représente six hivers d'observations et d'analyses entre 2006 et 2013 délimité par 66° Nord et 82 ° Nord. L'objectif est d'étendre une analyse au sol des nuages arctiques à Eureka au cours de la nuit polaire à l'aide de nouveaux outils et d'estimer

les propriétés microphysiques des nuages de glace optiquement mince (TIC). Une comparaison entre les observations au sol faites à partir d'Eureka NU (80° Nord, 85° 25' Ouest) et l'observation spatiale de la constellation A-train a été réalisée sur un sous-ensemble de quatre années de données. Nous avons également comparé nos résultats à ceux de la littérature

### 3.3 Introduction

The changes observed in the Arctic atmosphere and climate system in general were analyzed and the causes were documented and investigated by several authors (Serreze, 2000; Moritz, 2002). Among these studies, the IPCC report of 2014, achieve that the global temperature could increase by about 4°C or more, based on scenarios computations covering the period 2081-2100 relatively to the period of 1986-2005. Moreover, it came with the conclusion that it will be faster in Arctic region. This expected increase in temperature is significantly high comparatively to the 0.5°C temperature warming found for the period 1986-2005 relative to 1850-1900

Increase in the industrial emissions by developed countries around the Arctic is mostly due to huge economic progress. Moreover, the unfolding of new projects such as the Northwest Passage opening, as well as the oil prospect in the Arctic ocean. These projects are taking place very aggressively in the area, giving all these new pollution sources heavily weigh on the Arctic environment. As it has been shown (Grenier and Blanchet, 2010; Jouan et al. 2012; Girard et al. 2012) that some type of aerosols alters the cloud formation during the Arctic cold season, first predicted by (Blanchet, 1995), and demonstrated by laboratory experiments (Bertram, 2011). The fact that active atmospheric dynamics and long-range transports during winter time in this region represented are favoring the interaction between aerosols and clouds. Furthermore, the Arctic region is characterized by a more stratified and stable troposphere compared to that of the equator (Graversen et al. 2008), which leads to long term residence time of aerosols and favors their impact on thin ice clouds. The low precipitation amounts mostly in the form of diamond dust or clear sky precipitation (Curry et al. 1990) leaving

only traces on the ground also favors the long residence time of pollutants (Shaw, 1995) and so their interaction with clouds (Girard and Blanchet 2001). The relevance for studies of clouds at every step of their evolution, from formation to precipitation, on the one hand, and the arctic clouds distribution and their interactions within the environment, on the other hand, are linked to the upsurge of the significant climate disturbances, like the polar vortex reaching the mid-latitudes and affecting the North American weather in recent years.

Indeed, the aerosols and the clouds, by a direct effect can either have a warming trend by contributing to the greenhouse effect or a cooling one on the Earth's climate while the radiance is emitted out of the earth-atmosphere system. The complex issue of climate change entails different phenomena based upon radiative forcing, cloud and aerosols feedback mechanisms, which may dampen or amplify the climate response.

To be able to predict a more reliable future climate scenario, a more precise understanding of the clouds and their effect is needed. For that reason, Dufresne (2008) did a comparative study of 12 coupled atmosphere-ocean GCMs (AOGCMs) models. They found that 70 % of the standard deviation of the total temperature change in inter-model difference is due to cloud feedback in the case of the equilibrium temperature change, and 90 % in the case of the transient temperature changes (or transient climate responses, TCR). This emphasizes the importance of improving the representation of cloud feedback, which is currently poorly treated in general circulation models (GCMs). Thus, it shows the crucial need to understand the cloud processes and their related feedback to be implemented in climate models. Dufresne, (2008) clearly demonstrated the importance of the cloud feedback in models being a key source of uncertainty for GCM's simulations.

Knowing the abundance of thin ice clouds (TIC) during the Polar night, this study sheds light on their major role at a planetary scale since they can influence the

storm intensity during the cold season along the polar front and raise the importance of their interaction with aerosols.

One of these interactions is the dehydration greenhouse feedback (DGF) effect which is characterized by a decrease of the heterogeneous freezing temperature due essentially to the ubiquitous occurrence of aerosols coating by very hygroscopic sulfuric acid. This occurrence causes higher supersaturation available in ambient air for crystals to speedup their growth, resulting in bigger ice crystals. Finally, these larger crystals precipitate more efficiently causing a dehydration of the atmospheric column and thus reducing the greenhouse effect on the lower troposphere. The result is a positive feedback enhancing the surface and lower atmosphere cooling due to air dehydration (Blanchet and Girard, 1995). With the objective in mind of improving climate models, studies are either carried out in laboratories, in order to show the mechanism of the different aerosol's activity on the nucleation process (Eastwood et al. 2009; Möhler et al. 2008; Knopf and Koop. 2006) or from *in situ* observations using ground and airborne remote sensing facilities covering a wide spectral range.

Arctic clouds also affect the hydrological cycle and radiation balance of the region. A 10-year climatology study on radiative forcing due to arctic clouds done by Dong (2010) at Barrow showed an increase in cloud radiative forcing in the long waves as a response to the increase in the cloud fraction. This work confirms what has already been observed at a few local sites by Dong (2006) at ARM-Southern Great Plains (SGP), and by Shupe (2004) at SHEBA.

Ice clouds occurred 60 % to 70 % of the time on a yearly base (Shuppe. 2011), still with the assumption of incomplete representation of clouds in current climate models. Cloud ice crystals are badly represented in climate models. As an example, the ice crystals shapes were at temperature lower than  $-20^{\circ}\text{C}$  represented as columnar following many habit diagrams found in atmospheric science journals. However, they were observed to be plate like instead for temperatures between  $-20^{\circ}\text{C}$  and  $-40^{\circ}\text{C}$  and columnar from  $-40^{\circ}\text{C}$  to  $-70^{\circ}\text{C}$  (Bailey. 2009). Bailey (2009) made up a new habit

diagram, but, according to him, the shape can still vary due to sedimentation or roughness factors. Parameters like the asymmetry factor are inferred from crystals' shape. They are important in determining the scattering pattern from the radiative transfer models (Yang, 2008).

Another aspect is the importance of ice crystals size, as it has an impact on cloud albedo and emissivity, thus on the heating or cooling of the Earth's climate. Baker (1997) already showed that smaller is the ice crystals, bigger is the albedo, and inversely, larger ice crystals lead to reduced albedo. The emissivity is also affected by the crystals size, which is why it is used to retrieve crystals size at wavelengths between 8.5  $\mu\text{m}$  and 11  $\mu\text{m}$ , like in case of Stubenrauch Claudia et al., 1999; Blanchard, 2011, where they used look up tables. Libois and Blanchet (2017) showed that the sensitivity of ice cloud emissivity is varying in the range of 0.1 to 0.9 in the far IR and is very sensitive to crystal size and greatly favors the measurement of clouds microphysics as well as the effects of these clouds on climate.

Simultaneously, the Dehydration Greenhouse Feedback (DGF) process research (Girard et al. 2005) and the monitoring of TIC formation and frequency of occurrence are progressing. To improve our understanding of thin ice cloud in the Arctic during winter, we rely on synergy study between several observational instruments in space working in different spectral ranges. The objective is to study the frequency of occurrence of a wide range of ice clouds and their physical parameters by using satellite nadir data during six Arctic winters. We made a comparative between the satellite data and ground data. From ground perspective, the observations offers a more detailed vertical profile and a better temporal resolution, while the satellite view provides an Arctic wide observation at meanly fixed time in favor of a more complete spatial coverage. A wider picture of the thin ice clouds in the Arctic regarding the particularities of each sector identified by Grenier and Blanchet (2009) during winter

time will be used in this investigation. Of a particular interest in term of perturbation during the period, a volcanic eruption sheds light on the correlation between the occurrence of thin ice clouds and the injection of volcanic aerosols typically with an important sulfuric acid component, a key ingredient in the DGF process (Jouan et al, 2014).

The document is structured as follows: The first section describes the tools and their limitation. A description of the DARDAR product together with the algorithm we developed in this work to discriminate cloud types are presented. The second section is a comparative study of occurrence of different types of thin ice clouds observed from ground level at Eureka, NU, against those observed from space by the A-TRAIN for a subset of four winters (2006-2010). In the third section, we present a six winters (2006-2013) analysis over the Arctic and we compare the characteristics of individual Arctic regions in terms of frequency of occurrence for distinct types of ice clouds. Finally, the fourth section describes the distribution of the different physical parameters of the studied clouds according to the surrounding area of each zone, the time and aerosols occurrence. In this section, we also present the upper troposphere and lower stratosphere link for a volcanic event occurring during winter 2009. This help improving our knowledge in terms of interaction aerosols-thin ice clouds, and the role of the UTLS exchange of moisture and radiation, and on tropospheric balance and it will be applied to study the response of a new far IR radiometer (FIRR) for ice cloud measurements in the Arctic.

### 3.4 DATA and Methods

The following section depicts the use of DARDAR products with their advantages and limitations. This study is conducted through comparative work against literature from Grenier et al. (2009), and ground-based observations using Ayash, Bouzid and

Blanchet (in preparation<sup>2</sup>) algorithms. The aim of this first part of the study is to assess our analyses method, but still addressing the difference due to sampling foot prints, analysis method and instruments

### 3.4.1 DARDAR Product's Description

The DARDAR product is the result of synergetic post processing of original data from CALIPSO (Cloud Aerosol LiDAR and Infrared Pathfinder Satellite Observations) and CloudSat (cloud radar). Both satellites are on sun synchronous orbit along the A-Train constellation separated by about 10-15 seconds (CloudSat leads then since 2011, CALIPSO leads). Typically, three LiDAR profiles are averaged for one radar profile, where in case of Grenier et al., (2009), 12 to 16 LiDAR backscattering values are averaged and associated to one radar reflectivity value ensuring data compatibility and strengthening the signal-to-noise ratio. DARDAR dataset has a resolution of 1.5 km horizontally and 60 m vertically. It results from merging the CALIPSO data of 333 m horizontal resolution averaged to the regular CloudSat 1.5 km grid and variable vertical resolution of 30 m to 60 m in the troposphere (Stein, 2011).

The Lidar, radar synergy is a value added in retrieving clouds physical parameters with higher confidence, as found by Deng et al. (2013), in their comparative study of the synergetic products of CloudSat and CALIPSO data against *in situ* airborne observations was done under the framework of SPARTIKUS field campaign on Cirrus observations. They found that the retrievals from CALIPSO-CloudSat synergy under the DARDAR product, and the CloudSat level-2C ice clouds property product (2C-ICE), CloudSat level-2B radar-visible optical depth clouds water content products (2B-

---

<sup>2</sup> The manuscript is provided in the appendix of the thesis.

CWC-RVOD) are in close agreement with the derived product from the 2D stereo probe (2D-S) *in situ* measurements for the effective radius  $R_{\text{eff}}$  and ice water content (IWC). We can explain that by the fact that DARDAR product averages the biases of the IWC which are overestimated by radar and underestimated by Lidar (Delanoë et al., 2013). Furthermore, the complementarities of the combined radar and LiDAR data is due to the capability of the LiDAR to detect small crystals and droplets but not able to penetrate deeply thick clouds, on the one hand, with the capability of the radar to deeply penetrate ice clouds on the other hand. In addition, the ERA-interim of the European Centre for Medium-Range Weather Forecast product (ECMWF) forecast data are interpolated to the CloudSat geolocation and implemented into the DARDAR final product with the same resolution, thus facilitating further application and analysis of the dataset.

DARDAR dataset includes two sub-products. The first sub-product is DARDAR\_MASK. It contains the following physical parameters in each column: specific humidity, skin temperature and radiance in both following imagers. The first one is the infrared imager radiometer instrument (IIR) with its 3-channel imaging radiometer at 8.65  $\mu\text{m}$ , 10.6  $\mu\text{m}$  and 12.05  $\mu\text{m}$  with a FOV of 1 km and 64 km swath aboard CALIPSO. The second one is MODIS instrument with its 36 spectral bands between 0.405  $\mu\text{m}$  and 14.385  $\mu\text{m}$ , and a resolution from 0.25 km to 1 km aboard AQUA. Both imagers are measuring in the infrared spectral region.

The second sub-product is DARDAR\_CLOUD. It provides distinct features like ice, liquid, rain, aerosols, insects, ground and stratospheric features. It also identifies the instruments able to detect them, either the LIDAR, the radar, or both. It also gives the values of extinction coefficient, temperature, pressure, IWC, normalized number concentration and the retrieved effective radius at each level. The retrieval algorithm used for DARDAR products makes use of a variational method (Bayesian method or optimal estimation theory) to retrieve the following physical parameters; ice-water content, effective radius, and the visible extinction coefficient in case of ice

clouds (Delanöe, 2010). This method was developed to assess the limitations for data applications. This algorithm is used when one of the LiDAR or radar data is missing by making an estimate of the missing data. These methods were developed by Wang, et Key (2002); Okamoto, (2003) and Mitrescu, (2005) and applied to fill in missing LiDAR data, assuming a prescribed fixed value of the extinction-to-backscatter ratio. This approach makes the retrieved extinction more complete, but less accurate, especially when the LiDAR signal penetrates deeper into the cloud. This is due to the extinction-to-backscatter ratio dependency on the prescribed assumption. An alternate approach was proposed by Hogan, (2006), following Donovan, (2001) and Tinel, (2005) by correcting the LIDAR attenuation with the radar signal. However, it still requires both the radar and the LIDAR signals, which also rise up a limitation on the final product.

Another important factor is the error on the retrieved variables resulting from instrumental noise in measurements (Hogan et al., 2006). To filter the noise, DARDAR adds a smoothness constraint based on Twomey-Tikhov matrix (Rodgers, 2000) to the retrieved extinction (Delanöe, 2008 and details there in).

In practice, DARDAR tends to minimize the difference between the observed vector and the forward one based on a lookup table of extensive and intensive parameters from microphysical assumptions frequently updated. The method is based on observations made during aircraft campaigns (for more details, see (Delanöe, 2008, Delanöe, 2011)). The observed vector is composed by  $N'_0$ ,  $\alpha_v$ ,  $S$ . From these parameters, we are able to retrieve the physical parameters. As  $\alpha_v$ , the visible extinction coefficient and  $S$ , the extinction-to-backscatter ratio, are both part of the equation used in calculation of the “true” LiDAR backscatter  $\hat{\beta}$ , following the formula  $\hat{\beta} = \frac{\alpha_v}{S}$ . is the third variable of the DARDAR vector  $N'_0$ , is obtained from  $N'_0 = \frac{N_0^*}{\alpha_v^{0.6}}$ , where  $N_0^*$  is the ice normalized

number concentration. These variables represent the link between the observed and the retrieved parameters.

### 3.4.2 DARDAR Product Limitations

As mentioned in the previous section, DARDAR is the synergetic product of CALIPSO LiDAR data and the Cloud-Profiling Radar (CPR) data on CloudSat. The limitation of the LiDAR CALIOP for detecting low tropospheric clouds as discussed by Chan and Comiso (2011), combined with the surface clutter effects from the CloudSat's cloud profiling radar below 1 km (Stephens et al. 2008) of altitude make the products unreliable near the surface. Consequently, our study does not make use of the data under 1 km above the surface.

Another point is the lack of optical depth values in DARDAR products. So, we compute the values by integrating the extinction coefficient along the cloud vertical path. The extinction coefficient is obtained from DARDAR\_MASK, then we multiply the integral by the geometrical optical depth of the cloud found as the difference between the top and base limits of the cloud as

$\sum_{i=base}^{top} extinction_i X (top - base)$ . However, in certain cases of ice clouds detected only by LiDAR, there is no extinction value. In this case, a misidentification of ice crystal instead of aerosol has been identified and corrected. Knowing that the criterion of cloud phase and aerosol identification is based on pixels' temperature instead of the depolarization ratio (Delanöe, 2010), the misidentification of the aerosols is possible, especially since the temperature at high latitudes are very low with the dominant thermal inversion that can be misinterpreted by DARDAR algorithm. This problem has been reported by several authors (Ben-Ami, 2009; Stein, 2011) where they found CALIPSO cloud masks unable to distinguish between ice cloud and aerosols efficiently and accurately in the low levels. Thus, in our study when no extinction is found, we

replace the misidentified ice cloud by aerosols, eliminating these cases from the cloud statistics.

### 3.4.3 Data processing

In this study, six winters from 2006 to 2013 measurements from CALIPSO-CloudSat processed under DARDAR algorithms are used. The data processing is done as follow. First, we identify profiles where thin ice clouds layers are present. Second, cloudy profiles, cloud-free profiles and profiles where aerosols are detected are identified. The table III-1 summarizes monthly statistics for each category. Each month was treated independently. The first column represents the month; the second column is the fraction of the atmospheric column where ice clouds are detected and from this number, the third column represents the fraction where no aerosols are detected, and the fourth column is the complement where aerosols were detected in clear sky. The fifth column is the fraction with aerosols above clouds or in between cloud layers. Finally, the last column gives the total number of observed profiles. The sample size is around 1 or 2 million profiles per month of DARDAR data points, providing a robust statistic.

### 3.4.4 Ice Cloud Type Classification Method

Following the profiles distinction done by DARDAR according to their contents, we process the classification of each ice cloud detected following Grenier et al. (2009) categorization. Two types of thin ice cloud are considered, the type 1 (TIC-1) and the type 2 (TIC-2), the details of the TIC characteristics used as selection criterions are summarized in the Table 1.1.

As shown schematically in Figure 3-1, TIC-1 is composed of ice only, which is indicated under the code value 1 in the DARDAR product and made of small crystals detectable by the LIDAR only, as DARDAR also indicates which instrument could detect the feature, either one or both CPR and CALIOP. The fact that TIC-1 is assumed only detectable by CALIOP's limit gives an indication of the small crystal size. This criterion is very sensitive to crystal size since the radar backscatter is proportional to the sixth power of the effective diameter. Small particles below 28-30  $\mu\text{m}$  equivalent diameter (Grenier et al. 2009) is not detected by CloudSat, but still this limit depends also on particles number concentration (Grenier et al. 2009).

This criterion allows the distinction between TIC-1 and TIC-2. It also indicates an approximate boundary ( $\sim 40 \mu\text{m}$ ) between probable precipitating and non-precipitating crystals. There are other parameters to consider, in particular the atmosphere stability. Furthermore, in case of TIC-2, we define three subgroups labelled as TIC-2A, 2B, and 2C, according to upon the nature of the layer detected above. First, if the top layer is a TIC-1 type indicating a slow crystal growth process, we label the ice cloud under it as a TIC-2A. Second, if it is a mixed or liquid phase, then we identify it as a TIC-2C. Third, if none of the above is true, then we categorize it as a TIC-2B type. This classification follows Grenier et al. 2009. Based on all the description above, we developed an algorithm to process DARDAR data, shown in Figure 3-1, and we create classification files of the clouds type, as shown.

**Table 3.1 1Composition of sampled profiles extracted from DARDAR product and used in this work. (source: [source:http://www.icare.univ-lille1.fr/calipso/](http://www.icare.univ-lille1.fr/calipso/))**

<b>Period</b>	<b>Ice clouds</b>	<b>No aerosols</b>	<b>Aerosols no clouds</b>	<b>Aerosols layers</b>	<b>Number of profiles (10<sup>6</sup>)</b>
Dec 2006	67%	49%	17%	5%	0.82682
Jan 2007	74%	47%	18%	5%	1.89937
Feb 2007	63%	46%	17%	5%	1.85159
Dec 2007	59%	45%	14%	4%	1.88810
Jan 2008	64%	48%	16%	4%	1.66755
Feb 2008	59%	45%	14%	4%	1.69460
Dec2008	64%	49%	15%	3%	1.95241
Jan 2009	61%	46%	15%	4%	2.02114
Feb 2009	47%	35%	12%	3%	1.00622
Dec 2009	62%	49%	13%	3%	0.41913
Jan 2010	62%	49%	12%	3%	0.80172
Feb 2010	54%	44%	10%	2%	1.71333
Dec 2010	64%	46%	18%	5%	1.70856
Feb 2011	63%	49%	14%	3%	1.22427
Dec 2012	60%	44%	2%	5%	0.99305
January2013	46%	35%	11%	3%	0.97238

Table 3.2 Selected Arctic zones based on Grenier et al. (2009) definition.

Region	Geographical Position
Canadian archipelago	125°W 60°W
Beaufort Sea	170°W 125°w
Eastern Russia	100°W 170°W
North Atlantic	20°W 55°W
Kara Sea	55°E 100°E

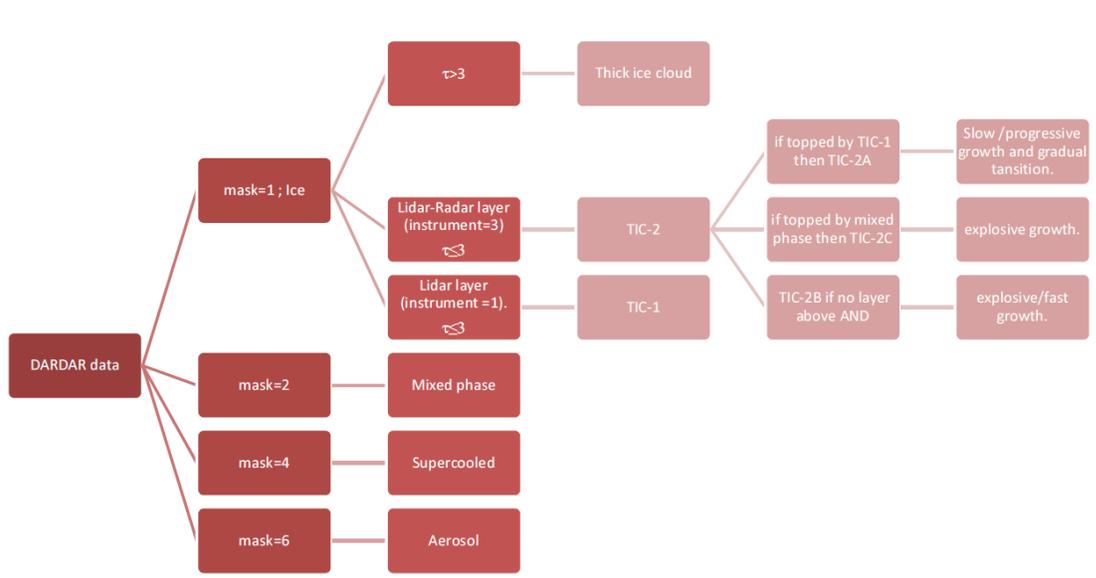


Figure 3.1 Algorithm scheme for ice clouds detection and classification purpose.

### 3.5 Comparison between satellite and ground base observations

Following the description of cloud identification algorithm, we aim in this section to validate by comparing our results against similar data from Eureka station in Nunavut, Canada (80° N, 86° 25 W) for four winters from 2006 to 2010, when ground-based and satellite data coincide spatially. This work gives an extended perspective from observations between detailed upward looking and wider satellite down views in the Arctic atmosphere from a ground-based local site and the broad surrounding region from satellite sampling. The Eureka data are the result of a synergy between the Arctic High-Resolution LiDAR (AHSRL) operating at 532 nm and providing independent signal particulates and molecular scattering, and the Millimetre-Wave Cloud Radar (MMCR) operating at 8.7 mm (35 GHz). It has a good accuracy in detecting hydrometeors up to 10 km or higher altitudes when the radar reflectivity is between approximately -50 dBZ and +20 dBZ (Clothiaux et al. 2000). For that reason, an algorithm developed by Ayash, Bouzid, Blanchet et al. (2018) (see appendix I for more details) is used on atmospheric columns where LiDAR signals are also available. The algorithm, like in the case of DARDAR, uses the fact that MMCR can detect big crystals, and the AHSRL can catch small crystals. Based on that, we could distinguish between TIC-1 and TIC-2 and we categorize all features found in each column. Furthermore, we used the work done by Grenier et al. 2009 (GB2009) for the same region, but only the January 2007 period, for comparison purposes. However, the sensitivity of ground instruments is greater than the corresponding satellite instruments. This can lead to some misclassification on the boundary between TIC-1 and TIC-2 types, that we shall discuss.

The comparison is done upon cloud occurrence, which is based on the number of bins of each type of clouds and normalized, by the total number of cloudy profiles. The counting is made at each altitude layers of 60 m, and each profile has 250 layers

in the first 15 km altitude of the atmosphere. Both case EUREKA and DARDAR are for the winter months going from December 2006 to February 2010. We superimposed the early results found by Grenier et al. 2009 for the sole period of January 2007 as a reference.

According to the Arctic geographic partition used by Grenier et al. 2009 (see Table 0.2), the Eureka site belongs to the Canadian Archipelago. In our assessment, we use the entire Archipelago region to obtain a good statistical significance from the observations data. Since the A-TRAIN overpasses Eureka within less than 28 km only about 16 times within a month, resulting in a low statistical weight compared to the continuous observations made from the ground.

The cloud occurrence is defined by the number of bins of each type of cloud normalized by the total number of cloudy profiles at the corresponding altitude, as used by Grenier (2009). The vertical resolution is 60 m in case of DARDAR as a result of merging CALIPSO and CloudSat data, and 30 m in case of EUREKA.

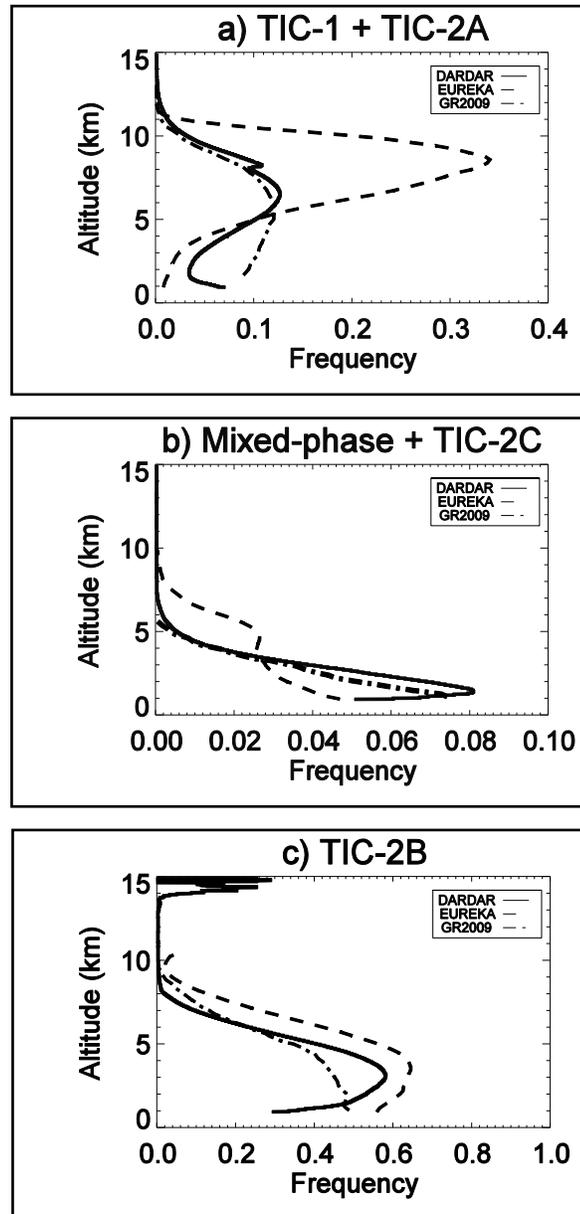


Figure 3.2 Results of the TIC occurrence frequency comparative study between CALIPSO/CloudSat and Eureka observations for five winters. The early work of Grenier et al. 2009 (GR2009) of January 2007 is represented for comparison and consistency

Overall, Figure 3-2 shows TIC-1 and TIC-2 with similar profile shape from both points of view, zenith and nadir. However, some differences either in the maximum location, or the maximum value are found and will be discussed further. Firstly, in case of TIC-1+TIC-2A (see Figure 3-2, Figure 3-2 (a)), we see a similar profile shape with maxima in the upper troposphere. A larger maximum of 36.3 % occurring around 8.4 km in case of EUREKA data, and a lower maximum of 13 % at about 6.5 km in the case of DARDAR data, and a maximum of 12 % at 5.7 km in case of Grenier et al. (2009). DARDAR and GB2009 are both based on CloudSat-CALIPSO data. We see DARDAR and GB2009 results are quite close at the altitude starting from 5 km to the top, but a difference is noticed in the lower troposphere, up to 5 km. The frequencies of TIC-1+TIC-2A in case of GB2009 are still high, even approaching 12 %. However, the DARDAR TIC-1+TIC-2A frequencies are close to the ones of Eureka below 5 km.

To explain this, we first focus on the difference found above 5 km between, on the one hand DARDAR and GB2009, and on the other hand, Eureka site. In fact, the radar used on Eureka site, the MMCR in this case, is of 35 GHz frequency; but CloudSat is operating at 94 GHz. The difference between both frequencies has an impact on the detectability of the atmospheric features. The radar with the higher frequency, in this case CloudSat detects smaller hydrometeors, and therefore TIC-1 would be detected by the LIDAR only, and not be seen by the ground base MMCR radar. Moreover, MMCR detection deteriorates with altitude. So, in this case crystals cannot be detected by MMCR and would be categorized as TIC-1+TIC-2A, and on the other hand, they are detected by CloudSat, then not categorized as TIC-1/TIC-2A. This difference in the detection sensitivity between CALIPSO and MMCR introduce bias in TIC categorization. Furthermore, the HSRL ground base is more sensitive than CALIOP to detect fine crystal and aerosol layers, thus enhancing the differences in the upper layers. Finally, we see in Figure 3-2 a higher occurrence of TIC-1/TIC-2A in case of EUREKA comparatively to both DARDAR and GB2009, but still a similar

shape in all the aforementioned cases. Also, the location of the maximum of occurrence of TIC-1+TIC-2A, which is found higher in case of EUREKA at 8.4 km, relatively to the ones found in DARDAR and GB2009 data at around 6 km in both cases. This aspect is also consistent with the fact that the radar does not detect the smallest crystals, generally found at the cloud top, so it affects the altitude detection of the biggest portion of the clouds in this case.

Secondly, in case of mixed-phase+TIC-2C (see Figure 3-2 (b)) the three cases show similar profile shapes, increasing downward with mean air temperature and reflecting the inversion, but with some differences. We note a higher frequency of occurrence in the Eureka case, between 5 km and 8 km comparatively to this study and the one of GB2009. However, we see the reverse in the lower troposphere up to 5 km which means lower frequency in case of Eureka. It can be an artefact of the limited samples used by GB2009 and the normal annual variability in that region.

Blanchard et al. (2010) found the cloud fraction observed from Eureka well above the one derived from CALIOP, CloudSat and DARDAR in their studies covering the period between June 2006 and May 2010. The objective of their study was to compare the Eureka vertical distributions of each type of cloud or aerosols against the DARDAR one. Except that the cloud type distinction was based on either ice clouds, mixed-phase or liquid particles. The results of the comparison between Eureka, CALIOP and DARDAR are represented on figure 4d of Blanchard et al. (2010), where we see a consistent pattern with our study regarding TIC-1+TIC-2A in Figure 3-2. The maximum is seen by Eureka data for a cloud fraction of more than 0.3 in Blanchard et al. (2010) data and identified as ice crystals detection. This is confirmed in our Eureka data comparatively to the DARDAR data of the same period. Regarding the other data, in our case we distinguish between TIC-2C+Mixed-phase and TIC-2B, which makes the comparison less obvious than in case of TIC1+TIC-2A where naturally only little ice crystals are present.

Finally, in case of TIC-2B (Figure 3-2 (c)), we see the occurrence frequency reaching a maximum of about 58 % at 3.14 km in DARDAR data, 64.7 % at 3.3 km in case of EUREKA data, and finally GB2009 data reach 48 % as maximum at the low level, and reaching 45 % at 3.10 km. Overall, they have a similar profile, with differences lower than 10%, which is comparable to expected errors. These errors are, first, relative to the different methodology applied to each set of data (EUREKA, DARDAR, and GB2009) natural variability, second, to the singularity of EUREKA station with its weather stations activity and combustion emission, producing a local pollution that should be taken into account. Moreover, the advection of ice crystals from EUREKA, due to the surrounding high ridges, blowing snow, and its location in a fjord channel, already mentioned by Lesins. (2009), has a significant impact on the boundary-layer events.

### 3.6 Mean Properties of TIC

As a by-product of our database, we revisit the mean aerosol and cloud in the extended six-year period. In the following, we present a brief discussion of our findings and we suggest some pathway for future work. Firstly, we distinguish between the atmospheric columns with no aerosol detection, which does not mean absence of aerosols, but concentration below the detection limit of the instruments. Secondly, we examine the atmospheric columns with detected aerosols. The aim is to add to current status on the role of aerosols in ice cloud formation, inhibition and precipitation.

### 3.7 Cloud effective radius distribution over the Arctic\_bounded by 66° North and 82° North

Figure 3-3 shows that TIC-1 and TIC-2A tops have the smallest crystal size and is showing why it is detected only by LIDAR as mentioned before. In case of TIC-2B, with few small particles below 30  $\mu\text{m}$ , it reaches a maximum around 50

The TIC-2C are at their maximum effective radius around 60  $\mu\text{m}$  to drop smoothly and vanish around 100  $\mu\text{m}$ . On the other hand, Heimsfield and Iaquinta (2000) have shown from *in situ* measurement together with theory and modelling that the terminal velocity of ice crystals, dominated by bullet habits, decreases rapidly for particle diameter less than 40  $\mu\text{m}$  and decreasing aspect ratio. For small crystals, the terminal velocity can be masked by air motion as generally seen from LiDAR and radar oblique streaks signatures increasing for crystal above about 40 $\mu\text{m}$ . Although ice crystal terminal velocity was mostly studied from midlatitude cirrus cases, a particular type of TIC, Heimsfield et al (2007) show that it is largely dependent on-air temperature, making their work applicable to polar TIC as well. Precipitation of ice crystal is a mass flux derived from the product of the terminal velocity (corrected for air motion) and the crystal mass, both strongly dependent on temperature. An approximate discrimination line between non-precipitating and precipitating TIC is indicated in Figure 3-3. Our results from the six winters of the whole Arctic are representative of the polar TIC and provide more robust estimate than previous studies in that region.

TIC-2C have by definition larger ice crystals and are well in the precipitation range. As we can see in the Figures of TIC's vertical distribution where temperature and water vapour concentrations generally reach a maximum. The maximum frequencies of occurrence correspond to the altitude of the top of the inversion at the

low levels. At 60  $\mu\text{m}$ , and beyond, the frequency distributions of TIC-2C are more than twice the effective size of TIC-2B.

In Figure 3-4, the effective size distribution is shown for each of the six regions. More TIC-2C are found in the regions close to the sea (Kara Sea, Greenland and North Atlantic) comparatively to the rest of Arctic regions. TIC-2C are in general low level mixed cloud phase largely influenced by the ocean temperature and moisture supply.

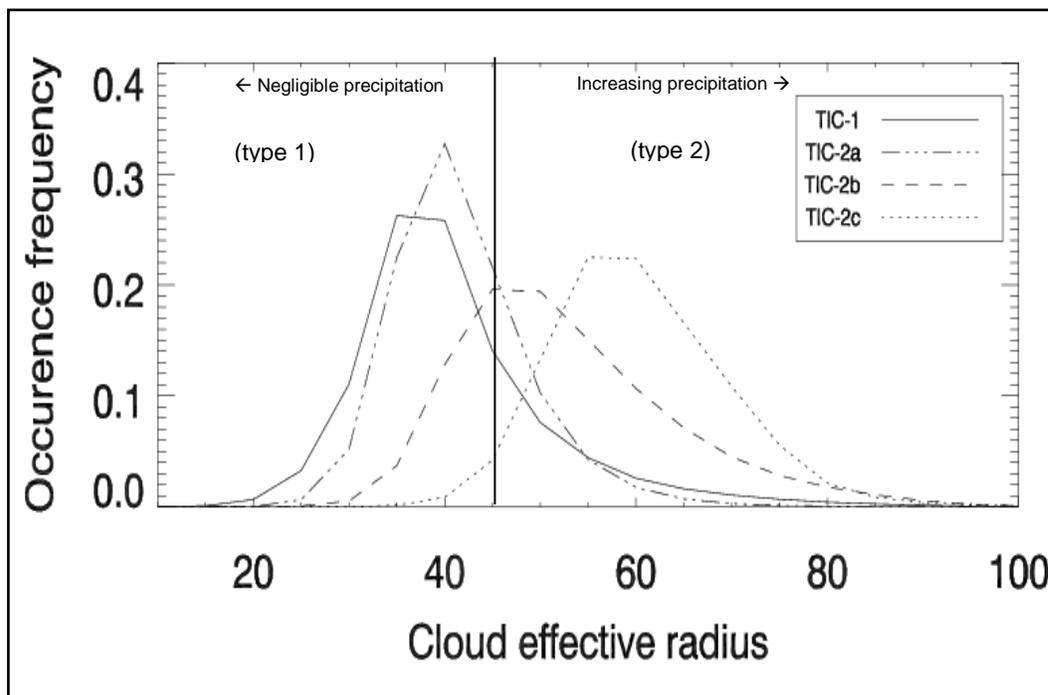


Figure 3.3 **Probability distribution function of effective radii here in  $\mu\text{m}$  for each of the four-cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C over the whole Arctic and during the six winters. The dark line are cases where aerosols are detected while the grey lines are for cases without aerosol detection. The detection is mostly done by CALIOP under 40  $\mu\text{m}$ , then start to be detected by CALIOP and CloudSat.**

### 3.8 Aerosols

Archuleta et al. 2005 have demonstrated through laboratory ice nuclei experiments at cirrus temperature that icing temperature strongly depends on the chemical composition of the aerosols. In particular, sulfuric acid coating is good cloud nuclei, but inhibits ice nucleation influencing cloud microphysics (Eastwood et al, 2009) and ultimately the radiative properties (Eastwood et al, 2008).

From Table II-1, the partition of aerosols occurrence in clear and cloudy conditions is shown for the six-year mean properties. Figure 3-5 shows the distribution (PDF) of aerosols as a function of ambient humidity. The mean specific humidity is measured for atmospheric column where different types of clouds are currently detected. For TIC-1, TIC-2A in presence of aerosols, the distribution is narrower around the maximum frequency. The same narrow distribution tendency with aerosol for TIC-2B is close to no aerosols detected without shift, as seen in other TIC types. However, in case of TIC-2C the difference is small between distributions with and without aerosols. This is because aerosols are closely linked to cloud formation and by in large hard to detect separately from TIC masking them. Only surrounding aerosol are seen, while interstitial aerosols embedded in TIC cannot be detected by the instruments used here. To investigate interstitial aerosols in TIC, in situ sampling has been analysed by Jouan et al (2012) showing the key role of sulfate aerosol in the cloud microphysics.

Figure 3-6 shows that the presence of aerosols is predominantly found in conditions of larger specific humidity. Moreover, in cases of small ice crystals (TIC-1 and TIC-2A), than in cases of medium ice crystals size (TIC-2B) and seems to vanish in case of big ice crystals (TIC-2C). This points out at a correlation between water vapour, aerosols and ice crystals. The low aerosol occurrence seen in the vicinity of

TIC-2B and TIC-2C is consistent with the following points. Firstly, these clouds type overlap largely with ambient ice forming nuclei population of the aerosol. Secondly, they can promote TIC-2B formation, especially when acidified as shown during ISDAC-2008 campaign (Jouan et al, 2012) and suggested by Grenier and Blanchet (2010) from early CloudSat-CALIPSO analysis.

The distribution of TIC optical depth occurrences over the Arctic for six winters is shown in Figure 3-7. It is close to the one observed at Eureka for the sole region of Ellesmere Island (Ayash et al. in preparation, see appendix) which is included in the current period. Our results show consistency between satellite derived data and ground based verification at Eureka. The upper limit of COD shown in Figure 3-7 and in Figure 3-8 is due to the LiDAR saturation around the value of 3 unit. In the low end of optical depth, values below 0.1 are representative of haze and aerosol. In particular, the maxima of optical depth found in the range of 0.005 and 0.01 are thought to be due to aerosol and haze, especially for TIC-1, TIC-2A and TIC-2B where the transition between aerosol, haze and clouds is progressive for these types of tenuous ice clouds.

In case of specific aerosol detection based on DARDAR algorithm, we note from Figure 3-8 a decreasing means optical depth for all TIC types in case of absence of detectable aerosols. Particularly for TIC-2B, it decreases from a maximum of occurrence frequency around 10 % in the case of detected aerosols in the vicinity of the clouds to 6 % in lack of aerosols detection. Moreover, a narrower distribution is also seen for the effective radius distribution (Figure 3-6) in case of aerosols detection. Figure 3-6 shows also a displacement of the cloud effective radius toward the bigger sizes when aerosols are found in the vicinity of the clouds in case of TIC-1, TIC-2B and TIC-2A. The greatest impact is on the TIC-2A with a difference of frequency in the low optical depth as large as 40%. Furthermore, by comparing TIC occurrence frequency on a regional basis, we find a shift of the maximum occurrence frequency of TIC-2B from around 6% to more than 10 % in Eastern-Russia, Beaufort-Sea and the Canadian Archipelago, but to a lesser degree in Kara-Sea (Figure 3-9).

Figure 3-9 shows the COD distribution of each regions comparing TIC in cases of aerosols in their vicinity and cases where no aerosols are detected. In case of TIC-1, TIC-2B and TIC-2C with aerosols in their vicinity, we see the distribution of the COD slightly shifted towards lower values than in case of no aerosols detected. It is more pronounced in case of TIC-2A, as it goes from an occurrence around 0.05-0.06 to occurrence around 0.01-0.02 for COD of 1.65 in all cases except in case of KS where the distribution remains the same

Figure 3-4 shows a wider spread distribution towards larger sizes in case of TIC-2C+mixed-phase in North Atlantic, Greenland and Kara Sea. This is not found in the other regions. That can indicate existence of MSA (Methane Sulfuric Acid) in the marine aerosols. It was found by Saltzman et al. (1983), and confirmed by other observations (ex. Peter Warneck, 1999). Heintzenberg et al. 1994 reported a non-zero level of concentration of MSA in the ice covered sea-Arctic winter over Spitsbergen. Furthermore, at the well-established Arctic haze which has its maximum between January and April (Rahn et al. 1980), the MSA concentration level is higher. This might explain the larger size of TIC-2C+mixed-phase in winter in the regions near sea-arctic.

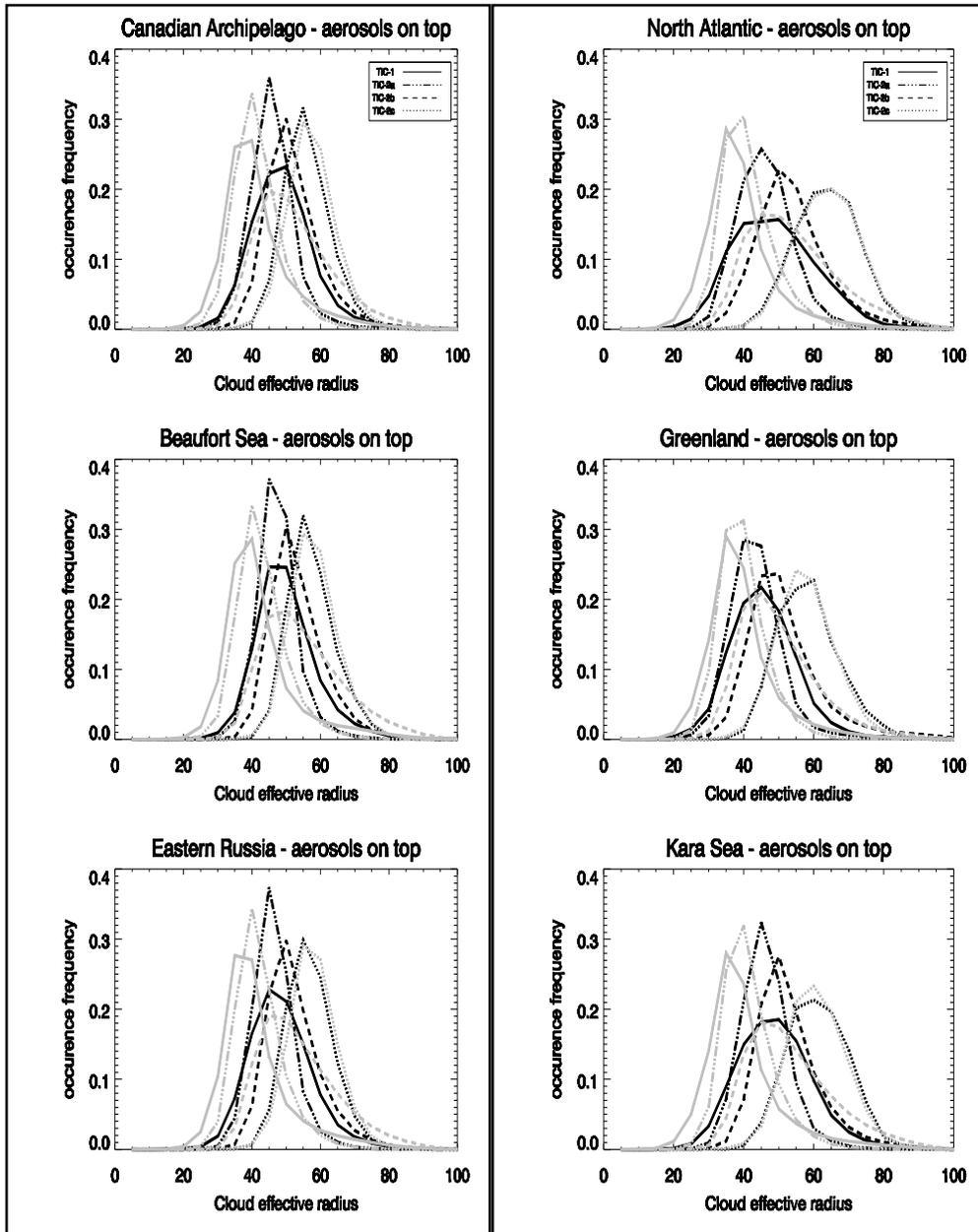


Figure 3.4 Probability distribution function of effective radii here in  $\mu\text{m}$  for each of the four cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C at each of six regions: Canadian Archipelago, Beaufort Sea, eastern Russia, North Atlantic, Greenland and Kara sea. The dark lines are cases where aerosols are detected while the pale grey lines are for cases without aerosol detection.

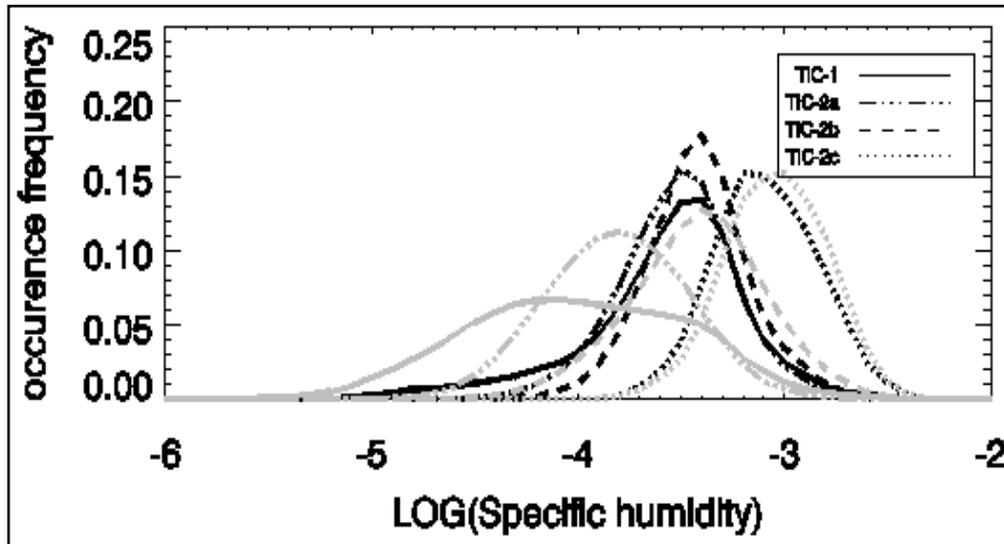


Figure 3.5 Probability distribution function of the logarithm of the specific humidity for each of the four-cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C for the whole Arctic bounded by  $66^{\circ}$  North and  $82^{\circ}$  North during the six winters. The dark lines are cases where aerosols are detected while the pale grey lines are for cases without aerosol detection.

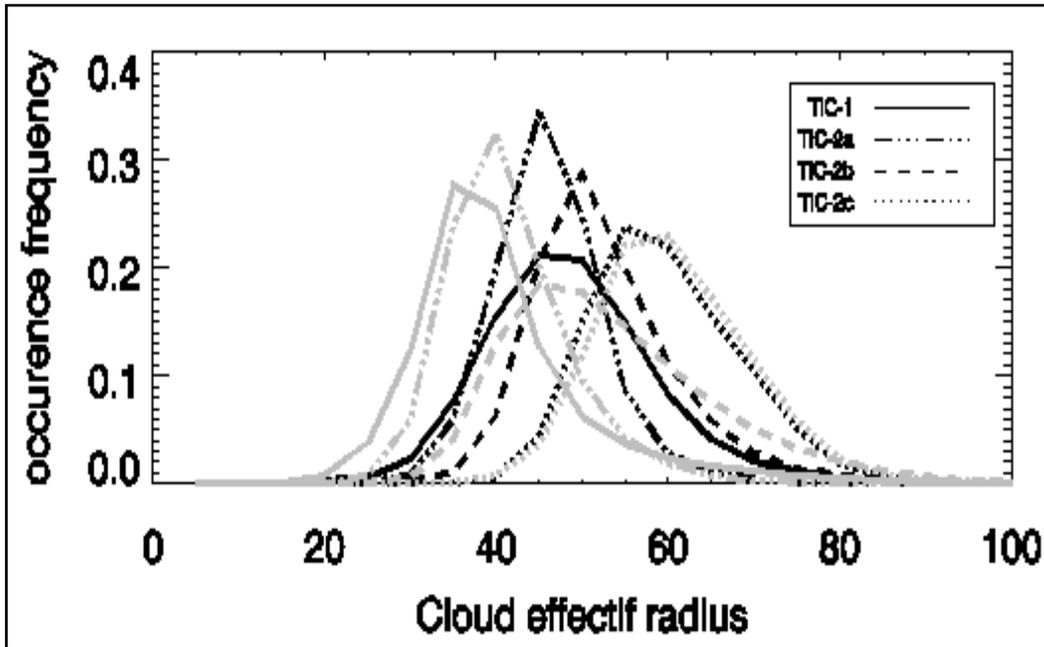


Figure 3.6 Probability distribution function of effective radii here in  $\mu\text{m}$  for each of the four-cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C for the whole Arctic bounded by  $66^\circ$  North and  $82^\circ$  North during the six winters. The dark lines are cases where aerosols are detected while the grey lines are for cases without aerosol detection.

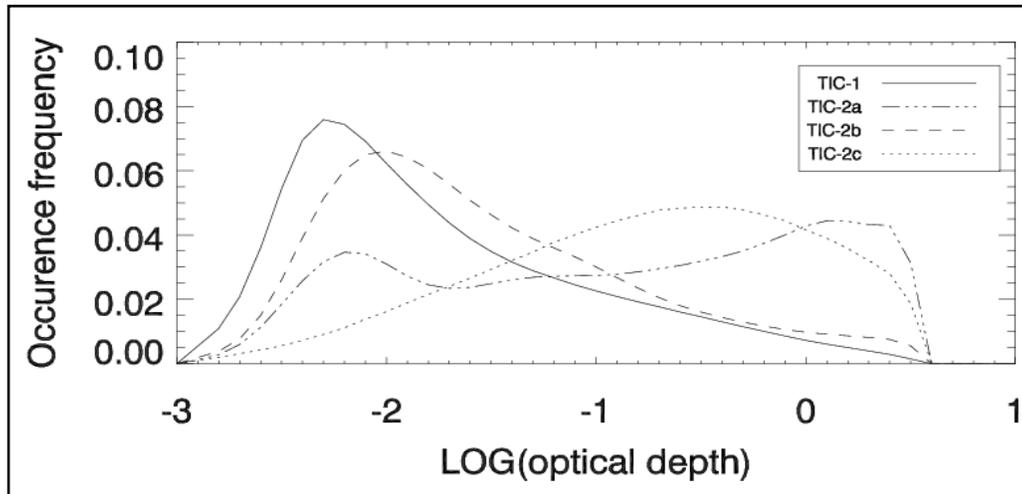


Figure 3.7 **Probability distribution of the logarithm of the optical depth for each of the four-cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C over the whole Arctic bounded by 66° North and 82° North and during the six winters. The upper limit of COD (~3) is due to the LiDAR saturation limit.**

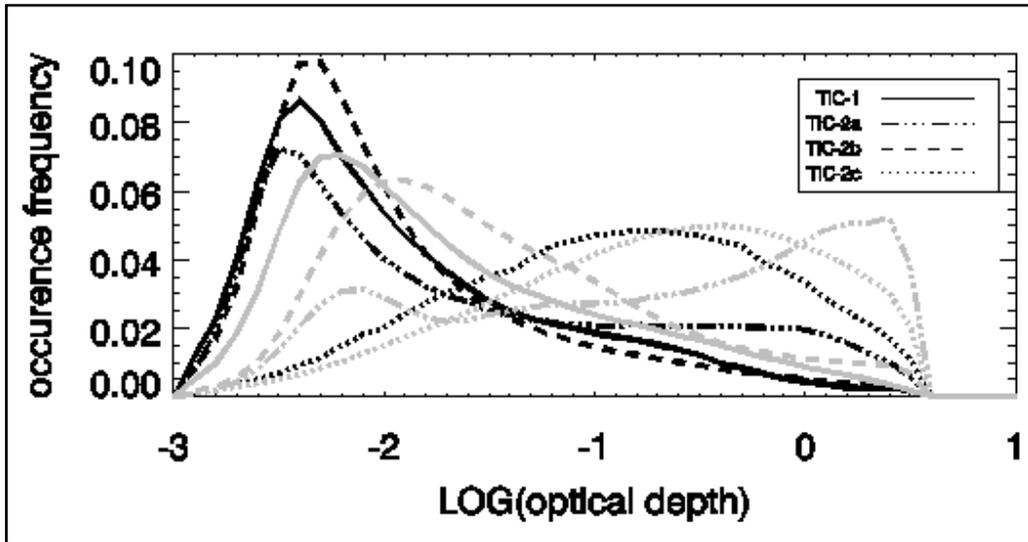


Figure 3.8 Probability distribution function of the logarithm of the optical depth for each of the four cloud types: TIC-1, 2A, 2B and 2C over the whole Arctic bounded by 66° North and 82° North and during the six winters. The dark lines are cases where aerosols are detected while the grey lines are for cases without aerosol detection. The upper limit of COD (~3) is due to the LiDAR saturation limit.

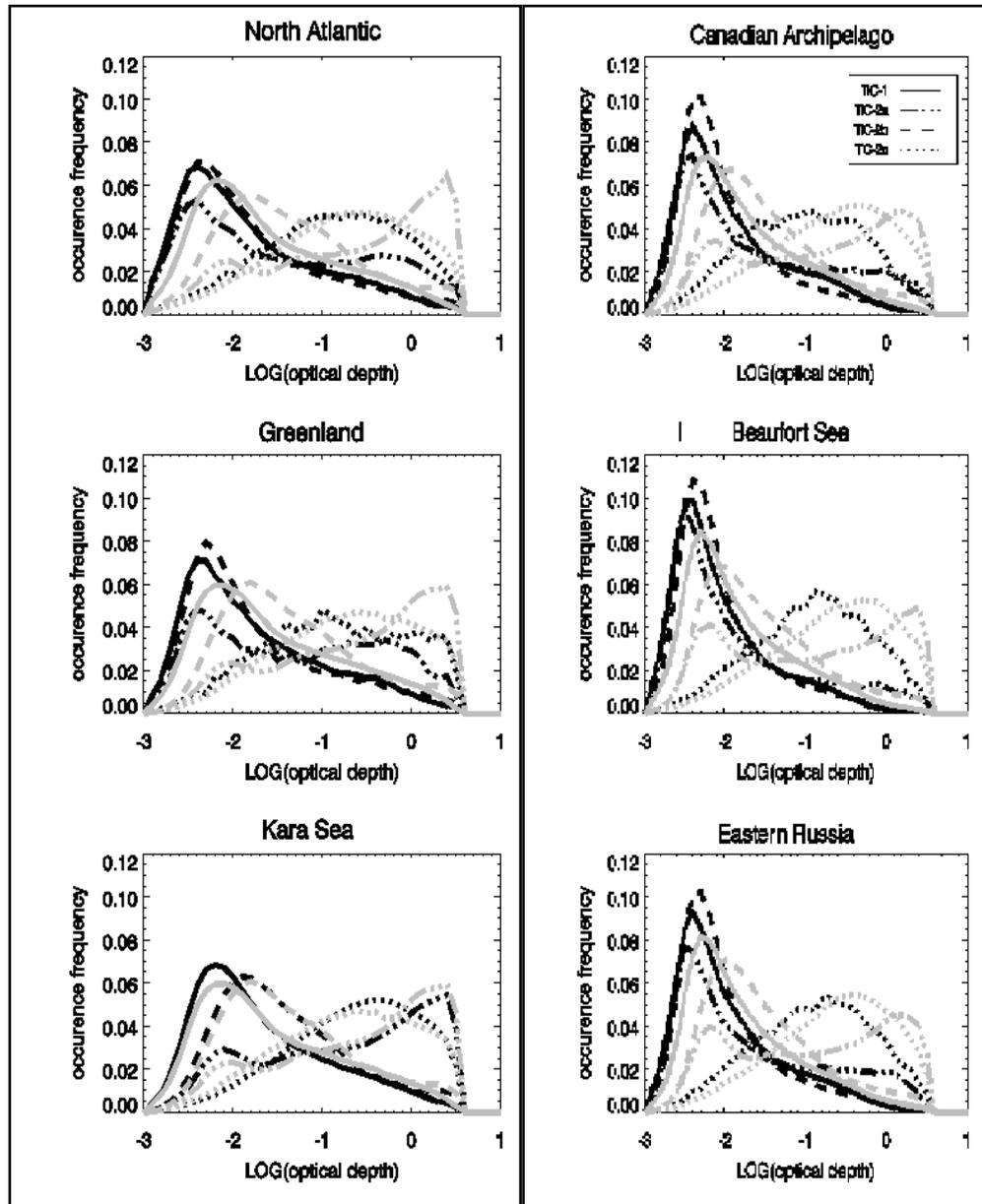


Figure 3.9 Probability distribution function of the logarithm of the optical depth for each of the four cloud type: TIC-1, 2A, 2B and 2C at each of six regions: Canadian Archipelago, Beaufort Sea, eastern Russia, North Atlantic, Greenland and Kara sea, The dark line are cases where aerosols are detected with the grey lines for cases without aerosols detection.

### 3.9 TIC in the UTLS zone and volcanic anomaly

From the analysis of the detection and frequency of occurrence of each cloud type made in the previous section, we have systematically observed, especially over Greenland and Kara Sea from the data of the 6 studied years, the presence of a cloud of very high altitudes reaching 15 km altitude and beyond in the case of cloud type TIC-1. This observation is made compared to other regions where clouds are no longer present at 11 km-12 km, but frequently observed in the troposphere and stratosphere interface (Upper Troposphere Lower Stratosphere or in short UTLS). These TIC clouds are compatible with the formation of Polar Stratospheric Clouds (PSC) discovered by McCormick (1982), whose optical thickness is small, and the crystal size is about 10  $\mu\text{m}$ . These PSCs play an important role in the destruction of the ozone layer by photochemical reactions (Solomon et al. 1986) between the chlorine atoms and the ozone molecules during the return of the sun in the spring.

In this context, the study of the maximum occurrence of TIC-1 + TIC-2A over six Arctic winters allows us to define a maximum frequency for which the altitude does not exceed 8 km - 9 km in North Atlantic (NA), Kara Sea (KS) Greenland (GR), and around 6 km-7 km in eastern Russia (ER), Beaufort Sea (BS) and Canadian Arctic Archipelago region (CA). Nevertheless, a notable exception to this last statement was observed in December 2009 over eastern Russia and the Canadian Arctic Archipelago. From the processed data based on CALIPSO and CloudSat measurements, the maximum occurrence of TIC-1 observed is 22 % et 28 % around 8-9 km (Figure 3-10) specifically for these two cases with a double bulge mode. This phenomenon remains exceptional in our analysis of data which covers six Arctic winters. To understand this exception, we assessed the occurrence of aerosols across the six winters spanning the entire Arctic region bounded by 66° North and 82° North. This analysis allowed us to detect a bulge in the occurrence of aerosols around 9 km - 10 km of elevation that is only observable during the winter of 2009-2010 for virtually all regions of the Arctic.

This makes this strong anomaly in aerosol concentration exceptional compared to the 6 Arctic winters analyzed. The temporal succession of analyzed data enables us to evaluate this phenomenon and to assess the attenuation effect of the anomaly over time as a function of altitude. This mitigation is from December 2009 to January 2010, until disappearing completely in February 2010 over Kara Sea, Greenland, North Atlantic and Eastern Russia regions (see Figure 3-10-b).

This exceptional phenomenon lasted for the three months of the winter 2009-2010. It allows us to observe the existing correlation between the presence of aerosols and the formation of clouds at high altitude. First, synchronized with the same aerosol concentration anomaly, an increase in the occurrence of TIC-1 + TIC-2A in the Kara Sea, eastern Russia, Greenland, the Arctic Archipelago is observed in December 2009. Canada, North Atlantic, and the Beaufort Sea. In addition, the vertical structure shows a double cloud layer mode which represents a decrease in the frequency of the clouds, then a doubling of the frequency towards the higher altitudes. A phenomenon that coincides at the same height as the separation observed in the distribution of aerosols. Secondly, in January 2010, the maximum frequency of occurrence achieved by TIC-1 + TIC-2A approaches 45 % over the Kara Sea, 40 % over the North Atlantic and over 30 % over Greenland. In addition, the reached frequencies at 10 km to 12 km in the three regions, Kara Sea, eastern Russia and the Beaufort Sea are not typical frequency values. As, they do not exceed 2 % at their maximum throughout the six Arctic winters in the other regions for the same year.

To explain this phenomenon, we did a search for volcanic events in the eastern Arctic that would have occurred in the region that could produce as many aerosols in the UTLS. We have identified the activity of the Chiveloutch volcano in the extreme east of Russia in December 2009 and where the summit of the volcano peaks at 3307 m. It is the most northerly active volcano on the Kamchatka Peninsula. Our data show a correlation between aerosols ejected by the volcano and the distribution of high-

altitude clouds. The frequency of the high-altitude clouds is exceptional compared to other years in synchronization with the exceptionally high aerosol frequency at the same altitudes. We note that that year, at the beginning of July, there was the eruption of the Sarychev volcano (O'Neill et al. 2012) and the produced aerosols spread throughout the Arctic region and were observed in the stratosphere through PEARL solar photometer and Lidar measurements over Ny-Ålesund (Spitsbergen).

These observations indicate the importance of low stratosphere, high troposphere exchanges in the Arctic. We recall that this atmospheric region is of growing interest among the research community. Several studies on the impact of dynamic and chemical exchanges between the two regions are conducted in the Arctic, given the role played by PSCs in this region in the depletion of the ozone layer. Equally important, in the tropical zone where the combination of cooler temperature and lower humidities in the UTLS is conducive to the formation of thin cirrus that have radiative involvement for tropical tropopause (Jensen et al. 1996). It might be important in understanding the processes that affect stratospheric dehydration (Jensen et al. 1996) and indicative of deep convection regions (Liu et al. 2007). The exchanges found at the UTLS are ozone that enters the troposphere from the stratosphere (Danielsen et al. 1987), and the greenhouse gases that, in contrast, enter the stratosphere from the troposphere, thus implying a potential impact on the chemistry of the stratosphere.

The importance of monitoring the stratosphere-troposphere exchanges of aerosols is due to their very long residence time in the stratosphere. This is the results of the high static stability and circulation. This residence time was evaluated 70 to 80 days before its removal by deposition on the ground (Jégou et al. 2013). This is also one of the observations made from our data, where the maximum aerosol altitude is 11 km in December 2009 and falls to 2 - 3 km in February 2010 (Figure 3-11). In these exceptional conditions, the number of aerosols injected into the UTLS can be significant. It reached 1.5 or 2.5 Tg of SO<sub>2</sub> in the Kasotochi volcano on the Aleutian Islands, an area midway between the Kamchatka Peninsula and southern mainland

Alaska in August 2008 (Bourassa et al., 2010; Kravitz et al., 2010; Krotkov et al., 2010) and in case of Sarychev volcano 1.2 Tg (Haywood et al. 2010). These links between aerosols and TIC formation in the UTLS region are important in terms of thermal radiation, and these types of conditions, namely cloud elevation, aerosol size, or crystal size, are within the parameters that we will evaluate in the next paper under the framework of the new TICFIRE radiometer project.

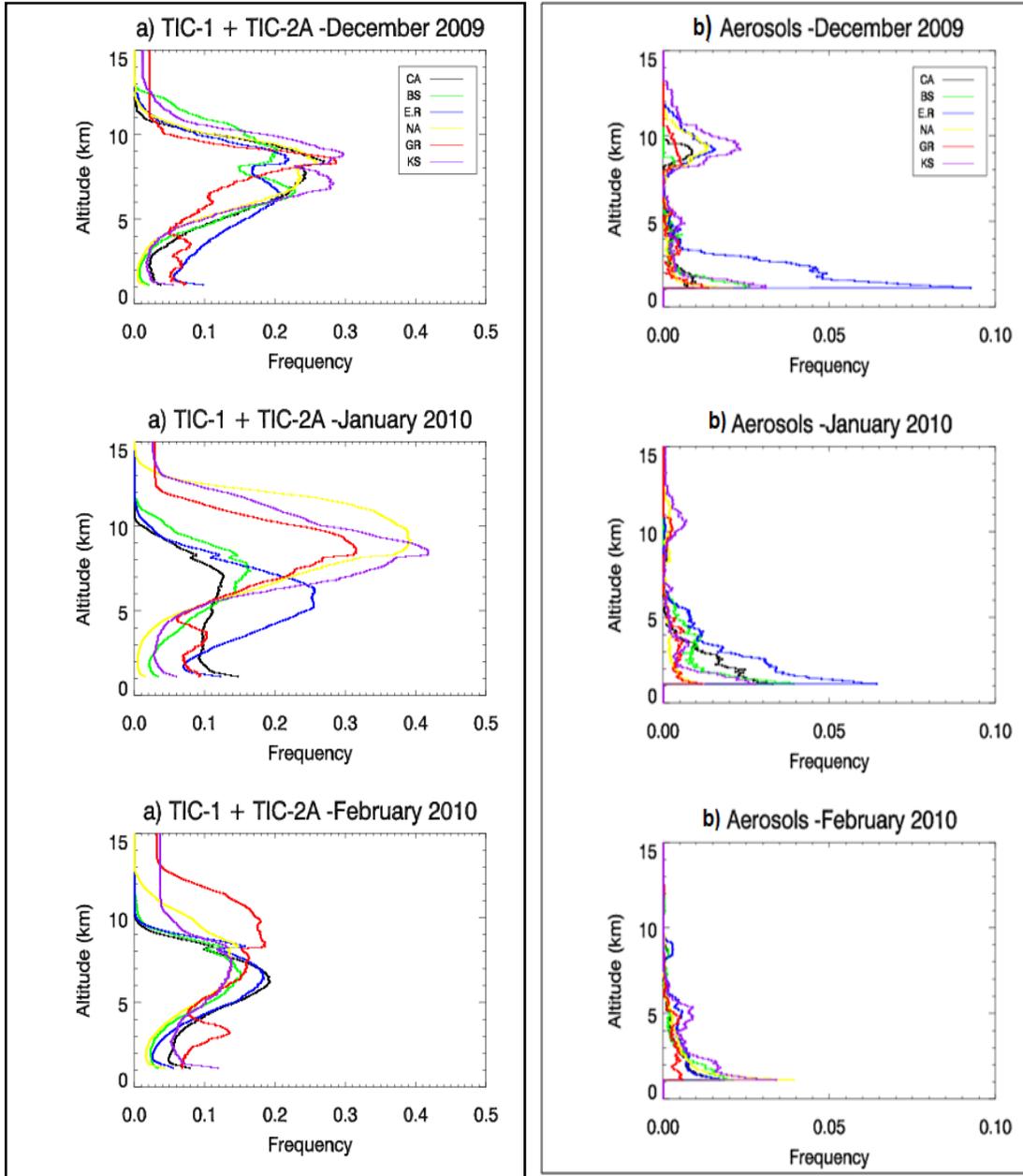


Figure 3.10 a): TIC-1 and TIC-2DARDAR Profiles for DJF 09/10, and b) aerosols DARDAR profilesDJF 09/10.

### 3.10 Conclusion

The significance of the Arctic region during the polar night is mainly due to its role as an essential energy sink; marked by a deficit in terms of heat and energy. However, with the contribution of mid latitudes in terms of aerosols anthropogenic pollution and the atmosphere-ocean general circulation which brings more heat to the north, this climatic zone is changing faster than the rest of the world. Thus, global warming in the Arctic is indeed twice faster in the last decades (Symon et al., 2005; Serreze et Francis., 2006). This Arctic amplification is mostly due to ice and snow melting feedback. Yet, the role of clouds is more complex and requires data analysis from ground base and satellite together. In this work, we have assembled and examined a long data set on ubiquitous thin ice clouds playing a significant role in the Arctic radiation balance.

By using CALIPSO/CloudSat data, we could reconstruct the climatology of six arctic winters, based on DARDAR (Delanöe, 2010). First, we developed an algorithm to detect and categorize the different DARDAR product in terms of thin ice clouds types. To ensure the data consistency, we corroborate our data with previous results from the literature. Our extension to six years is broadly consistent with previous studies with some differences. Furthermore, ground based data from Eureka were compared to our CALIPSO/CloudSat data selection for four winters where we have overlap. This permit us to assess cloud properties from two complementary views: The ground-based observations from Eureka with space view of Eureka in a wider region. Results from DARDAR and from Grenier et al. (2009) compare well, but some differences occurred particularly at low altitude. The DARDAR data are also consistent with ground-based observations at PEARL. However, due to the difference in radar sensitivity between MMCR and CloudSat, we could find variation in TIC-1+TIC-2A maximum occurrence frequency. Most of TIC-2A are in fact optically thick clouds on the LiDAR (CALIOP) saturated from above while Eureka data saturate from below these clouds, leading to

asymmetry in the results. Here we are limited by the definition of thin clouds which is still somewhat ambiguous, limiting a detailed comparison of these clouds.

Although interstitial aerosols embedded in TIC cannot be remotely observed from our selection of satellite instruments, the aerosol occurring together with TIC in their surrounding has been examined for potential correlation with cloud types. Generally, the aerosol occurrence in the environment of clouds show links to characteristics of each type of cloud. It is also noted that a gradual transition is found from aerosol to haze and progressively thickening clouds on all types, except for the mixed phase type TIC-2C which shows a single median maximum in its frequency distribution.

Nonetheless, this new dataset provides us a robust sample of TIC for climate process investigations, a new database for testing cloud parameterisations and for developing better observation instruments, such as the ongoing Far IR Radiometer (FIRR) currently studied for Arctic applications (Libois et al, 2016; 2017) and application to a future satellite mission, TICFIRE.

## RÉSUMÉ

Dans ce chapitre, nous avons utilisé les derniers algorithmes d'inversion que l'on trouve dans la littérature à savoir le produit DARDAR. Il est le produit de la synergie entre les données CALIPSO et CloudSat. Dans les données de DARDAR, trois profils LiDAR sont moyennés pour un profil radar, une amélioration de la résolution horizontale par rapport aux 12 à 16 profils LiDAR pour un profil radar dans le cas de Grenier et al. (2009). La résolution spatiale obtenue par DARDAR est de 1.5 km en horizontal et 60 m en vertical.

À partir des données DARDAR, nous avons développé un produit (*Satellite Thin Ice Clouds Arctic Climatology from Six Winters*) de détection et identification des différents types de nuages de glaces. De plus, nous avons réalisé une étude comparative des résultats obtenus à partir des données DARDAR, des résultats de Grenier et Blanchet. (2009) et des observations faites à partir d'Eureka. Ceci nous a permis de créer une base de données englobant des saisons d'hiver entières utiles pour notre étude.

Enfin, nous avons examiné la formation des nuages à la frontière de la tropopause à partir d'une climatologie des nuages minces en Arctique sur six années consécutives. Un travail qui se base sur une longue série de données récoltées par CALIPSO et CloudSat grâce auxquelles nous avons pu calculer la fréquence d'occurrence des différents types de nuages minces avec un haut niveau de confiance statistique. Dans ce contexte et dans le contexte de la motivation scientifique de cette thèse, nous avons utilisé les caractéristiques de TICFIRE pour explorer ces applications

potentielles à l'interface de la haute troposphère et de la basse stratosphère (UTLS pour *Upper Troposphere Lower Stratosphere*).

## CHAPITRE IV

### ANALYSE DES REQUIS POUR FIRR ET TICFIRE

#### 4.1 Introduction

Le travail que l'on présente ici a été réalisé dans l'objectif d'apporter un support au développement d'un nouvel instrument d'observation dans l'infrarouge lointain, le FIRR (*Far IR Radiometer*) développé par l'Agence spatiale canadienne (ASC/CSA) pour le projet de la mission satellitaire TICFIRE (*Thin Ice Cloud in Far IR Experiment*) et terrestre FIRR. Cette thèse se veut un intermédiaire entre le développement technologique de la radiométrie et son application aux sciences atmosphériques. On cherche à mieux définir les requis nécessaires aux ingénieurs pouvant le mieux convenir aux usagers en sciences atmosphériques pour améliorer l'observation des nuages optiquement ténus (*Thin Ice clouds* ou TIC) dans les régions très froides, tels l'Arctique, l'Antarctique et la haute troposphère. La démarche se fait en définissant, encadrant et délimitant l'aspect théorique du projet propre à son application aux sciences de l'atmosphère. En somme, ce travail représente l'interface entre les aspects technologiques et les objectifs scientifiques appliqués à l'étude de la météorologie et du climat.

Dans ce chapitre, nous allons exposer les problématiques et aborder systématiquement les questions techniques qui se posent afin d'apporter les réponses quantitatives pour définir les requis de l'instrument. Nous nous baserons sur des tests de simulations à partir de cas de TIC observés dans des conditions atmosphériques

réalistes, telles que présentées au chapitre précédent. Ces conditions seront basées sur les mesures d'instruments au sol et de satellites déployés durant la dernière décennie.

Notons que les résultats de ce travail ont servi de base à un rapport officiel de l'équipe scientifique de la mission TICFIRE dont l'auteur de cette thèse a fait partie tout au long de cette recherche. Ce rapport de travail intitulé TICFIRE User and Science Team – User Requirements a été déposé à l'ASC et sert de base au développement de la mission. Enfin, les paramètres étudiés dans la thèse ont servi de référence à la fabrication de deux instruments FIRR qui ont été déployés aux fins d'expérimentation à Eureka et à Iqaluit.

#### 4.2 Influence climatique et détection des TIC

Durant la période de juin 1998 à mai 2008 sur le site d'ARM (*Atmospheric Radiation Measurement*) près de l'observatoire de Barrow de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), Dong et al. (2010) ont relevé des mesures de flux radiatifs au sol en utilisant le couple radar-LiDAR et le ceilomètre. Ils ont constaté une augmentation de  $71 \text{ Wm}^{-2}$  aux grandes longueurs d'onde de l'infrarouge (IR), de  $4 \mu\text{m}$  à  $50 \mu\text{m}$  dans le cas de ciel clair entre le printemps et l'été. Selon ces auteurs, c'est dû à l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau précipitable (*Precipitable Water Vapour* ou PWV) qui est passée de 0.554 à 1.808 cm durant cette même période. De plus, une augmentation du forçage radiatif a été constatée pour les mêmes périodes pour toutes les conditions du ciel, avec une différence de 28 à  $46 \text{ Wm}^{-2}$  entre les conditions moyennes du ciel et le ciel clair dans l'IR. Dong et al. (2009) ont démontré que cette différence serait principalement due à 3 facteurs, soit:

- L'augmentation dans ce cas-ci du contenu en eau des nuages (LWP) de 51.6 à  $109.3 \text{ g.m}^{-2}$ , extraites du radiomètre à micro-ondes;

- L'augmentation de la température effective de radiation des nuages passant de 241 K à 264 K. Elle représente la température d'un corps noir qui émet la même quantité de radiation électromagnétique ;
- La diminution de la hauteur moyenne de la base des nuages passant de 1.77 km à 1.20 km.

L'importance des nuages dans la modulation de l'atmosphère est majeure, et le fait que les nuages optiquement minces et glacés TIC soient prédominants pendant l'hiver arctique (Wyser *et al.*, 2008) fait qu'ils sont un sujet d'étude stratégique pour la compréhension de l'atmosphère arctique. L'effet dominant des nuages en Arctique durant l'hiver, en quasi-absence de soleil, est d'absorber les émissions infrarouges thermiques de la surface terrestre et de les réémettre (effet de serre infrarouge) à une température différente, permettant ainsi de moduler de façon majeure les pertes en énergie (Liou, 2002) du système Terre-atmosphère. Leur interaction se trouve dans leurs couvertures, leurs propriétés microphysiques et optiques, leurs précipitations et dans leurs sensibilités à leur environnement, incluant les aérosols et les noyaux glaçogènes.

Des améliorations dans l'observation des nuages ont été rendues possibles grâce à l'utilisation conjointe d'instruments de télédétection passifs et actifs couvrant différentes longueurs d'onde. Un avantage qui a permis des analyses en synergie telles que présentées au chapitre précédent et en annexe, et permettant la détection d'hydrométéore et d'aérosols de différentes tailles, donnant une image plus précise de la composition de notre atmosphère. Des missions aéroportées (avions/ballons) (Cox *et al.* 2010; Humpage. 2010) ont pu démontrer l'effet des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau, de l'humidité et des aérosols sur le bilan radiatif de l'atmosphère. Ce genre de mission est pour la plupart renforcée par l'apport des données satellitaires, comme dans le cas du travail de Jouan *et al.* (2012) dont l'étude des nuages TIC en

Arctique fait usage des données acquises en vol au travers de nuages, ainsi que des instruments satellitaires à bord de la constellation de satellites de l'*A-Train*, dont OMI, MODIS, CloudSat et CALIPSO. Ceci a permis aux auteurs d'étudier la relation entre les principaux paramètres des nuages TIC, dont le rayon effectif des cristaux de glace, la concentration des noyaux glaçogène et la masse en eau gelée (*Ice Water Content* ou IWC; section 1.4).

Pour notre radiomètre FIRR, l'utilisation de plusieurs canaux couvrant une bonne partie du spectre infrarouge moyen (8 à 15  $\mu\text{m}$ ) et infrarouge lointain (15 à 100  $\mu\text{m}$ ) nous permettra d'évaluer la sensibilité de l'instrument aux différents paramètres et leur potentiel pour la détection de ces nuages. Il est clair que pour une étude complète des observations faites par les canaux infrarouges lointains, des observations *in situ* doivent venir en complément à notre étude théorique. C'est ce qui a été réalisé lors de la campagne de mesure NETCARE/AWI d'avril 2015 (Libois et al., 2016b) incluant le prototype FIRR (Libois et al., 2016a) développé à partir de l'étude présentée dans cette thèse. Les mesures *in situ* ont été complémentées par d'autres instruments à bord de l'avion, dont la mesure de la microphysique des cristaux de glace par les sondes 2D-S, 2D-C, FSSP-100 (*Forward scattering spectrometer probe*) et le CPI (*Cloud Particle Imager*) pour la concentration des cristaux de glace et la distribution de la taille des cristaux. De plus, le contenu en glace IWCa été mesuré au moyen du 2D-C et du 2D-P en utilisant la relation masse-taille et la forme des cristaux au moyen du CPI. Il y a aussi le CVI (*Counterflow Virtual Impactor*) pour estimer le contenu en eau liquide LWC.

Les observations faites à partir du sol, comme celles à partir de satellites exploitent différentes régions spectrales, mais complémentaires. Cependant, aucune mesure satellitaire n'est disponible dans l'infrarouge lointain comme notre instrument TICFIRE. Alternativement, CloudSat (radar) et CALIPSO (LiDAR) ont contribué à la détection des petits et des gros cristaux, c'est-à-dire, les cristaux formant les TIC-1 et TIC-2 discutés au chapitre précédent, ainsi que des aérosols pour le LiDAR

(Tableau 1.1). Des méthodes passives sont aussi utilisées pour l'observation de l'atmosphère dans l'infrarouge moyen par des satellites comme CALIPSO embarquant le radiomètre imageur IIR qui utilise trois canaux de la fenêtre atmosphérique entre 8  $\mu\text{m}$  et 12  $\mu\text{m}$ , et aussi de MODIS avec ses quatorze canaux couvrant la région spectrale entre 4  $\mu\text{m}$  et 15  $\mu\text{m}$ . Cette portion du spectre électromagnétique est très importante pour l'observation des nuages, et plutôt sensible aux particules composant les TIC-1 (voir par exemple, la figure 2.8 de Blanchard, 2011). Pour détecter les propriétés des particules plus grandes, on doit faire appel à la région spectrale de plus grandes longueurs d'onde comme le FIR (15 à 100  $\mu\text{m}$ ) et les micro-ondes sous-millimétriques aussi critique pour l'observation des TIC. De plus, la prédominance de l'absorption par la vapeur d'eau au-delà de 30  $\mu\text{m}$  indique le potentiel de cette région pour l'observation de la concentration de vapeur d'eau (Coursol et al, en préparation).

#### 4.3 L'infrarouge moyen et lointain

En amont, notre étude focalisait sur la valeur ajoutée des mesures dans l'IRL. On note que plusieurs études complémentaires dans l'IRM comme celle de Dubuisson et al. (2008) ont démontré à partir des simulations et des mesures de l'IIR à bord de CALIPSO, la sensibilité des températures de brillance observées dans les canaux infrarouges. Ces sensibilités sont observées pour la taille et la forme des cristaux de nuages de glaces ainsi que pour le COD et de l'IWP. Ces variables influent considérablement la température de brillance observée au sommet de l'atmosphère dans la fenêtre entre 8 et 12  $\mu\text{m}$ . Selon ces auteurs, la température de brillance au canal 8.7  $\mu\text{m}$  a démontré sa sensibilité à la forme des cristaux. On applique ainsi la méthode d'inversion *Split Window* (Inoue, 1985) sur deux canaux centrés respectivement à 10.6  $\mu\text{m}$  et 12  $\mu\text{m}$  pour l'estimation de la taille effective des cristaux. De plus, Dubuisson et al. (2008) ont déduit que la sensibilité des températures de

brillance aux propriétés physiques des nuages est plus faible dans le cas d'atmosphères plus humides. Ceci est un autre aspect favorable à notre étude qui se concentre sur les atmosphères polaires arides aussi observées dans l'infrarouge moyen (IRM) et lointain (IRL). Cependant, Dubuisson et al (2008) ont montré que pour des mesures au sol, vers le zénith, les différences de température de brillance (BTD, *brightness temperature differences*) sont significativement moins sensibles aux variations de taille des cristaux qu'en visée au nadir d'une plateforme satellitaire comme dans le cas de IIR.

Dans son travail de thèse, Yann Blanchard (2011) a évalué le potentiel des mesures radiométriques infrarouges thermiques au sol pour l'inversion de l'épaisseur optique (COD) des couches nuageuses et du diamètre effectif des cristaux de glaces en Arctique. Ses travaux proposent une méthode alternative d'inversion appliquée aux canaux couvrant le domaine de l'infrarouge thermique. Dans notre étude, nous utiliserons certaines bandes similaires à celles de Blanchard (2011).

L'infrarouge lointain (IRL) a aussi la particularité d'être sensible à la taille des particules, surtout celles dont la taille est comparable à la longueur d'onde, car la diffusion de Mie, qui s'applique à toutes les longueurs d'onde, nous montre des effets d'interférences maximales lorsque la taille des particules est comparable à la longueur d'onde. Or la région FIR couvre la zone critique des tailles entre des cristaux non-précipitants ( $D_{\text{eff}} < \sim 30 \mu\text{m}$ ) à celle des cristaux précipitants ( $D_{\text{eff}} > \sim 30 \mu\text{m}$ ), ce qui en fait un bon discriminateur des types de TIC. En effet, les TIC susceptibles de précipiter se retrouvent plus dans les gammes de tailles supérieures à 30 - 40  $\mu\text{m}$  (Grenier et Blanchet. (2011)) et font partie du type TIC-2. Par contre, les nuages non-précipitant sont dans la gamme des tailles inférieures à 30 - 40  $\mu\text{m}$ , la gamme des cristaux que l'on retrouve dans les nuages de type TIC-1. Ce critère proposé par Grenier et Blanchet (2011) n'est pas parfait, mais il est assez représentatif d'une transition pour la gamme des cristaux dans les nuages qui vont de quelques microns à quelques millimètres.

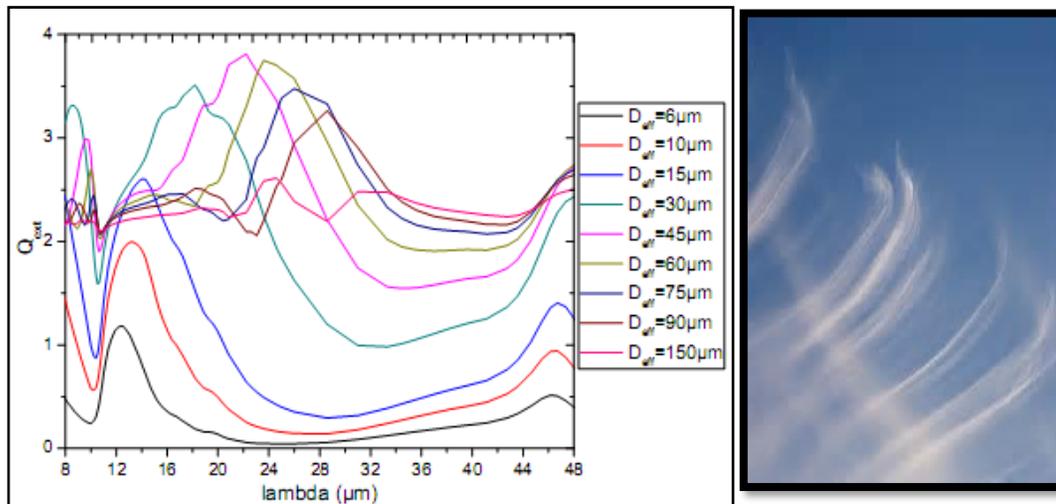


Figure 4.1 **Variation spectrale basée sur 9 tailles de cristaux de l'efficacité d'atténuation  $Q_{\text{ext}}$  des cristaux de glaces (tiré de la thèse de Blanchard, 2010). La figure de droite représente un Cirrus fibratus de type TIC-2B similaire aux précipitations de ciel clair (*diamond dust*) en Arctique. (Exemple libre de droits d'auteur. Réf. : <http://www.celin-web.com/clouds/cirrus-uncinus.jpg>.)**

La Figure 4-1 montre le résultat d'un calcul de Mie pour l'efficacité d'atténuation faite dans le cas de particules sphériques pour neuf tailles de cristaux réparties sur le spectre de longueur d'onde ( $\lambda$ ) allant de 8  $\mu\text{m}$  jusqu'à 48  $\mu\text{m}$ , de la région à laquelle notre instrument FIRR-TICFIRE est sensible. Cette figure met en évidence l'ampleur de la variation des propriétés optiques de particules de différentes tailles dans l'infrarouge thermique et lointain pour des tailles comparables à la longueur d'onde. On note que pour ces calculs, les cristaux sont approximés par une distribution de particules sphériques de glace. Les particules non sphériques que sont les cristaux de glace diffèrent sensiblement, mais maintiennent l'effet de sensibilité illustré ici. On constate sur la figure que la sensibilité de l'IRT (Infrarouge thermique) est plus accentuée dans le cas des particules de petite taille ( $< 45 \mu\text{m}$ ) et que dans la zone de l'infrarouge lointain, les grandes particules ont un comportement spectral distinct. Ceci

permettra une discrimination possible des tailles de cristaux. D'où l'intérêt de développer l'observation dans l'infrarouge lointain pour discriminer les types de nuages TIC selon la taille des cristaux, une caractéristique qui permet de déterminer l'initiation et l'occurrence d'une des précipitations légères, causées par la sédimentation gravitationnelle que l'on observe communément dans les cirrus Fibratus (Figure 4-1) par exemple, puisque ces cirrus sont aussi des TIC-2B similaires aux nuages polaires se formant à des températures et des humidités comparables.

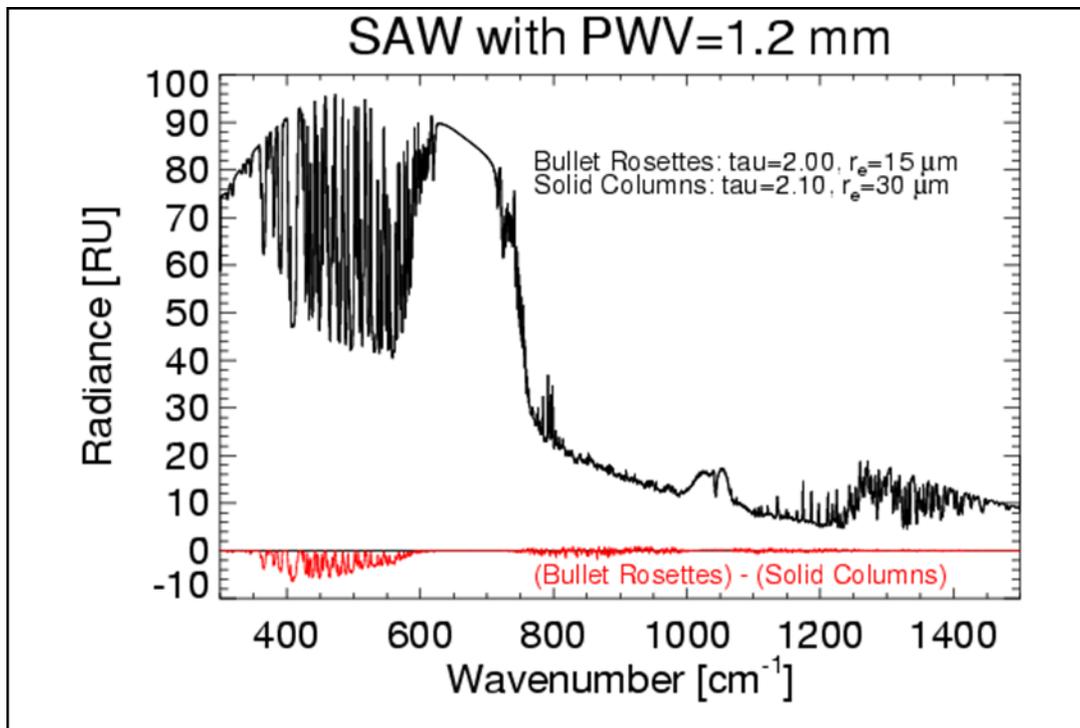


Figure 4.2 **Différences relatives de radiance simulées dans le cas de deux formes et tailles différentes composant un nuage à 10 km de hauteur dans un profil atmosphérique subarctique d'hiver (communication privée sur le RHUBC07 (Radiative Heating in Underexplored Bands Campaign) pour l'utilisation d'un E-AERI en Arctique et le désert de l'Atacama). RU est l'unité de radiance qui est  $1 \text{ mW}/(\text{m}^2\text{sr cm}^{-1})$ .**

Turner (2003) a démontré par des simulations faites dans le cadre de missions d'observations en Arctique et au désert d'Atacama que la différence entre deux cirrus formés de cristaux de différentes tailles et formes est plus accentuée dans l'infrarouge lointain, entre  $600\text{ cm}^{-1}$  et  $350\text{ cm}^{-1}$ (Figure 4-2) que dans le reste du spectre.

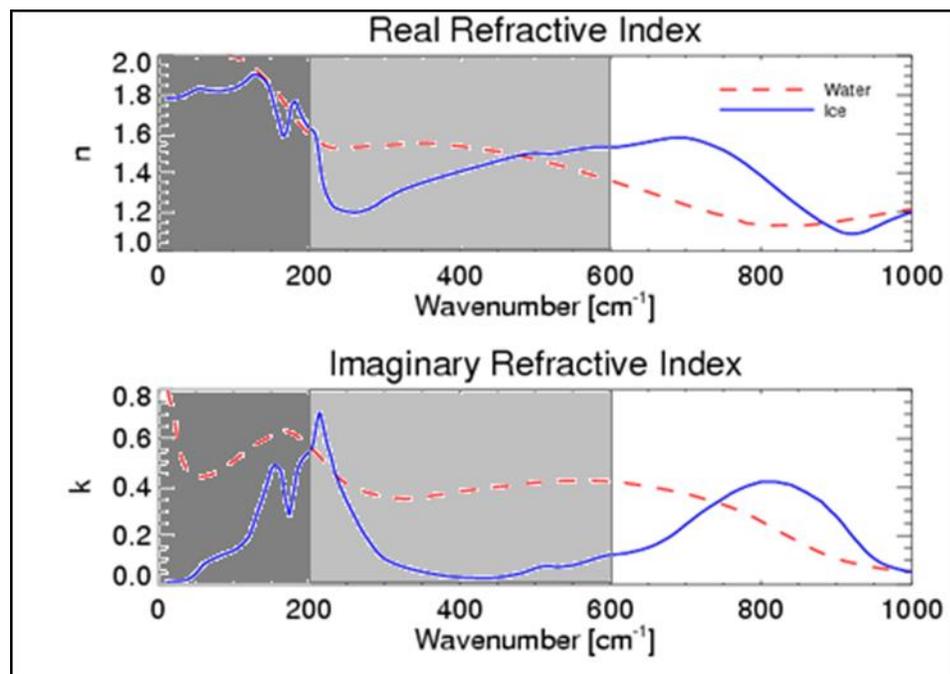


Figure 4.3 **Indice de réfraction complexe de la phase liquide et la phase solide d'un nuage (Turner, 2007).**

Concernant la phase liquide, solide ou mixte du nuage, un autre paramètre de la microphysique important dans le transfert radiatif, Turner et al. (2003) ont souligné l'importance que la plage spectrale va de  $100\text{ cm}^{-1}$  à  $1000\text{ cm}^{-1}$  ( $100\text{ }\mu\text{m}$  à  $10\text{ }\mu\text{m}$ ), est que l'indice de glace est inférieur ou supérieur à celui de l'eau entre certaines longueurs d'onde incluses dans cette plage. La Figure 4-3 montre bien que la partie imaginaire atteint un maximum pour la glace entre  $900\text{ cm}^{-1}$  et  $500\text{ cm}^{-1}$  et un minimum entre

500  $\text{cm}^{-1}$  et 200  $\text{cm}^{-1}$  alors que l'eau liquide va vers un minimum autour de 800  $\text{cm}^{-1}$ . Cette dépendance de l'indice de réfraction complexe dans une distribution de particules nuageuses permet l'identification de la phase des nuages en offrant des signatures nettes dans la région spectrale de l'IR et particulièrement dans l'IRL (200-250  $\text{cm}^{-1}$  et 250-750  $\text{cm}^{-1}$  et 750-1000  $\text{cm}^{-1}$  sur le premier panneau de la Figure 4-3). Une autre zone de discrimination est aussi présente dans la partie réelle de l'indice de réfraction entre la glace et l'eau liquide dans les régions spectrales de 300-500  $\text{cm}^{-1}$  et 500-900  $\text{cm}^{-1}$  sur le deuxième panneau de la Figure 4-3. Ce critère a été utilisé par Dan Luben de l'institut d'océanographie Scripps (communication privée) pour discriminer la phase des nuages à partir d'un radiomètre incluant l'IRL sur le satellite Nimbus IV dans les années 1970.

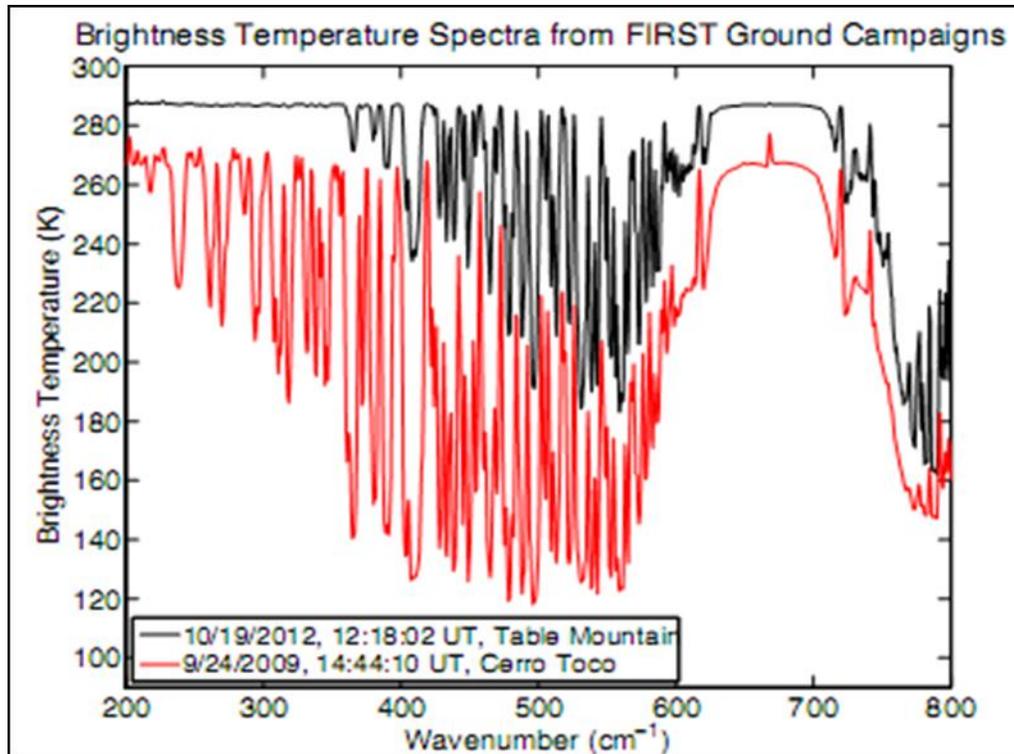


Figure 4.4 Exemple d'observations faites à Cerro Toco au Chili avec un PWV=0.3 mm (en rouge) et des observations faites à Table Mountain en Californie avec cette fois un PWV=3 mm. Graphique tiré de Mlynczak et al. 2015.

À l'aide de simulations, Yang et al. (2003) ont également démontré une grande sensibilité de la température de brillance ascendante à l'épaisseur optique des nuages pour des longueurs d'onde dans l'IRL, comparativement à l'infrarouge thermique. Pour les faibles COD, ils ont montré que la différence de température de brillance entre la bande  $250 \text{ cm}^{-1}$  et  $559.5 \text{ cm}^{-1}$  sont sensibles à l'épaisseur optique pour une large gamme de taille effective des particules. L'indicateur de sensibilité utilisé dans leur étude comme indicateur potentiel pour l'extraction du COD a été la différence de température de brillance entre  $18 \text{ }\mu\text{m}$  et  $40 \text{ }\mu\text{m}$  (BTD ( $250 - 599.5 \text{ cm}^{-1}$ )) où la température de

brillance à  $250 \text{ cm}^{-1}$  joue un rôle de référence, étant une très forte raie d'absorption par la vapeur d'eau. Ils ont aussi trouvé que la BTD ( $250 - 410.2 \text{ cm}^{-1} / 40 - 24.4 \text{ }\mu\text{m}$ ) et largement le voisinage de  $20$  à  $30 \text{ }\mu\text{m}$  ( $500$  à  $300 \text{ cm}^{-1}$ ) était sensible à la taille des cristaux pour des valeurs intermédiaires et grandes de COD<sup>3</sup>. Plusieurs instruments ont été utilisés pour sonder l'atmosphère dans l'infrarouge thermique comme IASI, AIRS et IIR, ainsi que le développement de méthodes d'inversions propres à ce domaine spectral. Nous constatons à travers les travaux expérimentaux que l'infrarouge lointain reste tout de même une zone peu explorée en dépit des arguments qui démontrent qu'elle apporte une valeur ajoutée aux approches de caractérisation des propriétés microphysiques des nuages. Particulièrement dans les régions froides et durant la nuit polaire alors que les méthodes solaires sont inapplicables.

D'autres projets d'observation de l'atmosphère dans le spectre de l'infrarouge lointain sont poursuivis par la communauté scientifique dont les instruments sont présentés à la section 1.6.2. Parmi ces projets, il y a le RHUBC-I, où un interféromètre, l'AERI est utilisé à partir du sol. Dirigé par Dave Turner, pour la période allant de février à mars 2007, ce projet a été réalisé sur le site de ARM, à Barrow en Alaska, où règne une atmosphère généralement très sèche. L'objectif de cette campagne était d'évaluer la précision d'un modèle de transfert radiatif ligne par ligne dans la bande de rotation de l'eau (Turner et al. 2012a). Le fait d'améliorer la représentation du continuum d'absorption de la vapeur d'eau dans les modèles atmosphériques a un impact sur la structure verticale de la température, l'humidité, donc sur la quantité de nuages et ultimement sur la qualité du calcul de transfert radiatif (Turner et al. 2012 b).

---

<sup>3</sup>Voir, par exemple, la Figure 13 de Yang et al., 2003 pour évaluer la sensibilité du spectre de température de brillance en fonction de la taille des particules et leur Figure 16 pour la sensibilité dans le cas spécifique d'une atmosphère subarctique pour la bande BTD de  $250$  à  $410.2 \text{ cm}^{-1}$ .

Une autre campagne de mesure RHUBC-II a eu lieu dans le désert de l'Atacama au Chili en 2009, l'une des régions les plus arides du monde. Lors de cette campagne, quatre spectromètres de Fourier (FTS) ont été utilisés simultanément, dont l'un est le FIRST (*Far-Infrared Spectroscopy of the troposphere*), un spectromètre mesurant la radiance dans l'infrarouge lointain, de 15 à 100  $\mu\text{m}$ . Le projet FIRST est dirigé par M. Mlynczak (Mlynczak et al. 2006). L'objectif est d'investiguer une nouvelle fenêtre spectrale s'étalant entre 10 et 100  $\mu\text{m}$ , dans le but d'étudier entre autres les variations de la vapeur d'eau dans la haute atmosphère. Ils ont montré dans le cas des observations faites à Cerro Toco au Chili, l'endroit le moins humide des deux, qu'une plus grande variation est observée dans l'infrarouge lointain, une propriété très favorable pour les mesures dans les régions à très faibles niveaux d'humidité.

Dans un autre projet, le TAFTS (*Tropospheric Airborne Fourier Transform Spectrometer*) est utilisé pour l'étude de l'équilibre énergétique du climat terrestre. Il a permis de mieux comprendre le déséquilibre que l'on trouve dans les bilans radiatifs entre les flux IR sortants et le flux solaire net entrant dans l'atmosphère. Ce déséquilibre se retrouve davantage dans les régions où il n'y a pas de convection profonde (Sinha et al. 1997), comme en Arctique. Selon Kelvin et al. (2009), des différences entre les modèles et l'observation du rayonnement net sont de l'ordre de 5 à 10  $\text{W m}^{-2}$  au sommet de l'atmosphère et de 10 à 15  $\text{W m}^{-2}$  en surface pour leur période d'étude allant de mars 2000 à mai 2004.

On constate qu'il y a un intérêt marqué pour l'observation du rayonnement thermique et particulièrement pour le domaine étendu de l'infrarouge lointain, un secteur en pleine émergence avec de nouvelles technologies comme celle des microbolomètres développées par l'Institut national d'optique (INO) à Québec et appliquées au projet FIRR-TICFIRE. Cette technologie novatrice fait l'objet de cette thèse. Elle cherche à établir les critères et à analyser son potentiel d'application aux mesures en Arctique.

Les prochaines étapes visent à définir les requis pour son développement technologique appliqué aux sciences atmosphériques.

#### 4.4 Les projets TICFIRE et FIRR

Un nouveau capteur passif basé sur la technologie des microbolomètres, le BBR (*Broad Band Radiometer*) dédié à la mission EarthCARE (Proulx et al., 2009) et est en cours de développement à l'institut national d'optique (INO) (Proulx et al. 2016; Communications et rapports STDP internes à l'ASC). Un radiomètre multi spectral opérant à température ambiante. Blanchet et al. (2011) ont proposé d'appliquer cette technologie au radiomètre FIRR pour la mission TICFIRE.

Le projet TICFIRE a été soumis à l'ASC en 2009 à la suite d'un appel de propositions. Par la suite, plusieurs travaux dont plusieurs sont tirés de cette thèse ont été présentés à l'ASC sous forme de rapports (Rapport interne de l'ASC, 2009; 2013; 2015) et de présentations techniques pour démontrer et justifier la faisabilité de la mission. Ainsi, de 11 projets soumis à l'ASC, 5 projets ont été retenus pour une étude préliminaire, dont le projet TICFIRE.

L'aspect innovateur de ce projet se retrouve dans son ambition de combler le vide d'observations dans l'IR pour la mesure des anomalies radiatives induites par les nuages optiquement minces en Arctique. En partenariat avec l'industrie, ce projet fait appel à plusieurs expertises tant du point de vue de la modélisation du climat arctique (ESCER, UQAM), de la conception des microsattellites (COM DEV-Honeywell), des systèmes de navigation et de guidage (NGC-aérospaciale), que de la technologie des microbolomètres (INO). Dans cet objectif, une collaboration a été mise en place entre l'ASC pour son expérience aérospatiale, l'INO pour ses efforts investit dans le développement d'un nouveau capteur passif basé sur la technologie des microbolomètres, les membres du secteur privé tel que COM DEV-Honeywell et NGC, l'UQAM en qualité d'investigateur principal dans ce projet, et finalement,

Environnement et changement climatique Canada (ECCC) dans son intérêt à améliorer la compréhension des phénomènes atmosphériques observés. Ceci, dans le but d'améliorer les prévisions météorologiques et le suivi des changements climatiques tant pour le Canada que pour le reste du monde. Le but de cette recherche doctorale est de faire le lien entre la science et la technologie, en démontrant la faisabilité du projet du point de vue technique par rapport aux attentes scientifiques et en contribuant à la définition des paramètres requis pour l'instrument.

Tableau 4.1 Les canaux spectraux de TICFIRE. La réponse spectrale des filtres du FIRR est rapportée dans Libois et al. (2016). Ces filtres ont été développés en fonction des gammes spectrales indiquées ci-dessous.

Identification du canal spectral	Gamme spectrale ( $\mu\text{m}$ )	Gamme de wavenumber ( $\text{cm}^{-1}$ )	Mandat
#1	7.9 - 9.5	1266 – 1053	Sensibles à la température de surface (ciel clair). #2 plus pénétrante dans des conditions sans nuages  #4 à #8 coupes la transmittance de la surface.  Bande la plus sensible aux PSCs
#2	10 - 12	1000 – 833	
#3	12 - 14	833 – 714	
#4	17.0 - 18.5	588 – 540	
#5	18.5 - 20.5	540 – 488	
#6	20.5 - 22.5	488 – 444	
#7	22.5 - 27.5	444 – 364	
#8	30.0 - 50.0	333 - 200	

L'étude de l'atmosphère arctique consiste entre autres à analyser les flux d'énergie qui alimentent la circulation atmosphérique et océanique de l'équateur vers les pôles. La perte d'énergie infrarouge par l'atmosphère et par la surface durant l'hiver, en l'absence d'insolation, est responsable d'un gradient thermique entre l'équateur et les régions polaires. La réponse atmosphérique à ce phénomène se traduit généralement par la génération de tempêtes aux moyennes latitudes, le long du courant-jet et du front polaire. Selon la fréquence et l'intensité, cette circulation est responsable de tempêtes ou de sécheresses variables en fréquence et en intensité. Elles résultent principalement des modulations des puits et des sources d'énergie radiative (Emanuel et al, 2005; Vecchi et al. 2006). Plusieurs instruments au sol existent déjà pour

l'observation dans la région spectrale où le rayonnement du soleil est significatif sur le plan radiatif ( $\sim 0.25$  à  $2.5 \mu\text{m}$ ) durant le jour polaire et de l'infrarouge thermique, mais peu d'instruments appliqués à l'atmosphère résolvent le spectre de l'infrarouge lointain au-delà de  $15 \mu\text{m}$ . Il y'en a quelques-uns comme E-AERI à Barrow et à Eureka dont la limite supérieure est de  $25 \mu\text{m}$ . Ils sont dédiés à la recherche plutôt qu'à des fins opérationnelles. Couramment, pour l'année 2018, dans le cadre de l'Année de prévision polaire (*Year Of Polar Prediction* ou YOPP), une initiative de l'OMM, un nouveau FIRR développé à la suite de cette thèse, sera installé par ECCC au super site instrumental d'Iqaluit afin d'être évalué pour un futur déploiement opérationnel en Arctique. Il serait souhaitable qu'un réseau de FIRR soit implanté à l'avenir. Pour l'instant, le projet FIRR-TICFIRE a été endossé par le programme YOPP de l'OMM et fait partie des projets de développement des agences gouvernementales canadiennes, ECCC et l'ASC.

Pour les observations à partir d'avions, de ballons ou de l'espace, il y a les instruments présentés plutôt dans le manuscrit (section 1.6.2), dont FIRST de Marty Mlynchak et al. (2006) qui est un spectromètre de fourrier et le TAFTS de John Harries et al. (2008) dont l'objectif est de mesurer le bilan énergétique du climat terrestre. L'objectif plus spécifique de TICFIRE est plutôt l'observation des nuages optiquement minces et de la vapeur d'eau en Arctique. Avec le décalage de la fonction de Planck vers l'IRL, aux basses températures polaires, et avec l'ouverture d'une fenêtre atmosphérique dans l'IRL liée aux faibles taux d'humidité à ces latitudes (Figure 1-4), l'analyse du rayonnement IRL spectralement résolu justifie un tel instrument, en particulier pour l'analyse des nuages et indirectement pour l'effet des aérosols sur la nucléation glaçogène et sur les précipitations.

Dans ce contexte général, le but de la recherche présentée dans ce travail est l'étude de la faisabilité scientifique d'un nouvel instrument dédié à l'observation des

nuages froids et optiquement minces dans la région spectrale de l'infrarouge moyen et lointain, de  $8\mu\text{m}$  à  $50\mu\text{m}$ . Il ouvre ainsi une nouvelle voie d'exploration critique pour mieux cerner les processus liés aux nuages, au cycle hydrologique et à l'interaction avec les aérosols, le rayonnement, les précipitations et la circulation générale dans le contexte des changements climatiques. L'étude du climat polaire est une des priorités d'Environnement et Changement Climatique Canada (ECCC), visant à faciliter une meilleure prise de décisions politiques, étant donné que la moitié du territoire canadien et les deux tiers de son littoral se situent en Arctique. Ces régions sensibles subissent les effets des changements climatiques à un rythme plus rapide au cours de la dernière décennie que le reste du monde (Symon et al. 2005; Serreze et Francis. 2006).

Du point de vue de la technologie, les contraintes doivent tenir compte de la sensibilité des mesures aux nouveaux canaux dans l'infrarouge lointain pour optimiser leur réponse à la vapeur d'eau et aux nuages. Dans le but d'appuyer la mission TICFIRE, tout au long du travail qui suit, des simulations de l'instrument pour différentes conditions atmosphériques et selon différentes configurations ont été réalisées pour mieux déterminer les requis technologiques et pour soutenir les besoins scientifiques.

#### 4.5 Réponse de la température de brillance du FIRR-TICFIRE

Pour caractériser la réponse du radiomètre à son environnement dans le cadre des opérations prévues, plutôt que d'employer la radiance [ $\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{sr}^{-1}$ ], nous utilisons préférentiellement la température de brillance [K], qui prend en compte aussi l'effet de la structure thermique de l'atmosphère. On définit la température de brillance comme une valeur spectrale d'émission observée par le détecteur en termes d'observation par le détecteur de la température d'un corps noir équivalent à la fréquence considérée.

Yang et al. (2005) propose une distribution type pour la concentration de chaque forme de cristaux à partir d'observations de cirrus faites lors de la campagne FIRE II (section 1.5) aux latitudes moyennes. À partir de la base de données de Yang et al. (2005), pour chaque dimension de tailles des cristaux, nous utilisons les distributions en volume et en surface projetée pour déterminer le rayon effectif des particules de glace. Tout au long du travail qui suit, nous nous concentrons sur l'évaluation de la sensibilité des bandes choisies pour TICFIRE aux variations des paramètres microphysiques des nuages représentées essentiellement par l'épaisseur optique des nuages et le rayon effectif des cristaux les composants. Le but est d'évaluer quantitativement le potentiel de détections de ces paramètres à partir de l'ensemble des bandes spectrales.

La télédétection des propriétés microphysiques des nuages vise l'analyse sur une scène complexe de nuages de la variabilité en radiance provenant de l'ensemble des différentes phases thermodynamiques (liquide ou solide), de leur concentration, de leurs formes et de leurs tailles effectives. Ces propriétés microphysiques déterminent l'épaisseur optique des nuages ainsi que l'IWP et leur vitesse terminale pour la sédimentation. Ces paramètres à leur tour déterminent l'émission et la réflectance des nuages, le budget radiatif, et éventuellement, la circulation atmosphérique et le climat. Il est donc important de concilier la variabilité de la microphysique des nuages dans la signature spectrale du FIRR quant à sa détectabilité. Dans cette section, nous testerons la sensibilité de chaque bande spectrale aux variations des paramètres physiques des nuages, dont l'épaisseur optique, la hauteur des nuages, ainsi que dans un deuxième temps, le changement de température observé selon l'altitude des nuages. Pour ce faire, nous procéderons comme suit.

Tout d'abord, nous choisissons le cas témoin d'un nuage TIC compris entre 0,64 et 2,05 km observés au-dessus d'Eureka en date du 4 janvier 2007 à 12 :06 UT à partir du LIDAR AHSRL et du radar MMCR. Ces données sont complétées par des données

aérolologiques obtenues grâce aux profils verticaux de la température et de l'humidité mesurés biquotidiennement à partir des ballons-sondes. Puis, nous simulons dans le modèle de transfert radiatif MODTRAN5 la variation de l'épaisseur optique de ce nuage (COD) sur la gamme utile pour les TIC, soit entre 0,2 et 3. En dessous du COD de 0,2 on considère qu'il appartient aux brumes de type « *Arctic haze* » et au-dessus de 3, la saturation rapide du faisceau lidar par atténuation diffuse, les nuages ne sont plus optiquement ténus. Enfin, nous repousserons cette limite jusqu'à une épaisseur optique du nuage de 5 afin d'évaluer la réponse des bandes choisies pour TICFIRE dans des cas de nuages optiquement plus épais. D'autre part, nous varions le rayon effectif sur la plage de 20  $\mu\text{m}$  à 220  $\mu\text{m}$  pour couvrir une large gamme de taille de cristaux représentatifs des TIC. Pour chaque valeur de la microphysique des nuages, nous faisons aussi varier la hauteur des nuages sur quatre paliers, où le sommet du nuage est graduellement fixé à 2.05 km, 4.05 km, 6.05 km et enfin 8.05 km (voir Figure 4-5). Ces altitudes couvrent sensiblement les hauteurs caractéristiques des TIC en Arctique. Plus loin dans la thèse nous examinerons les cas particuliers de nuages optiquement ténus que l'on trouve dans les régions à l'interface de la haute troposphère et de la basse stratosphère (UTLS) ainsi que le cas de nuages polaires stratosphériques (PSC).

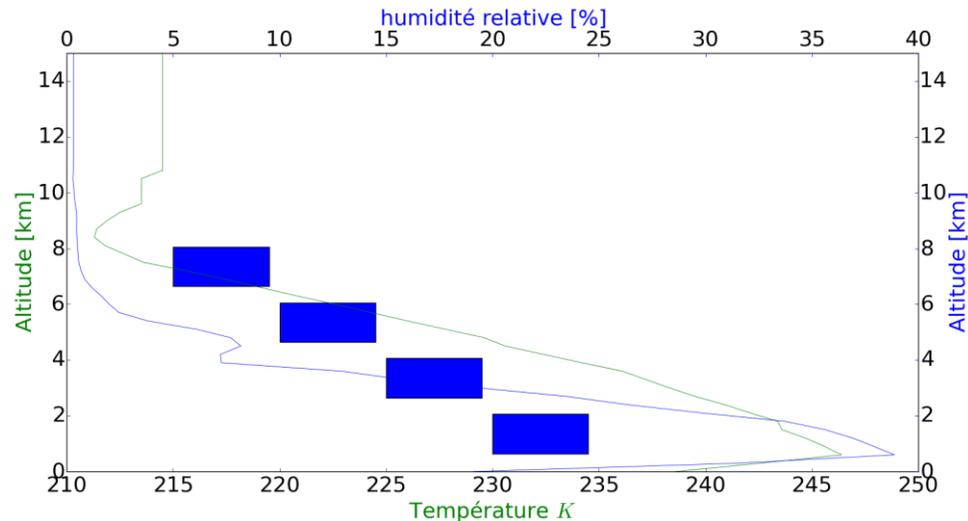


Figure 4.5 **Température (vert), contenu en vapeur d'eau (bleu) et position du nuage pour les 4 altitudes utilisées lors des simulations sont représentés pour le cas de référence du 4 janvier 2007.**

Tout d'abord, nous allons décrire la sensibilité de toutes les bandes spectrales de manière globale par rapport aux trois paramètres ; COD,  $R_{\text{eff}}$  et altitude du nuage. Ceci nous donnera une vue d'ensemble des capacités du radiomètre TICFIRE. Nous compléterons par l'étude de la sensibilité de toutes les paires de filtres. Puis nous irons plus en détail pour chaque filtre. Une troisième partie de cette section est dédiée à la sensibilité des filtres à la forme des cristaux composant les nuages.

Dans leur ensemble, les filtres démontrent une grande sensibilité à tous les paramètres physiques confondus (COD,  $R_{\text{eff}}$ ). Elle est traduite par la variation du forçage radiatif des nuages (CRF, *Cloud Radiative Forcing*) représenté ici pour chaque cas de nuage (COD,  $R_{\text{eff}}$ ) et à chaque palier d'altitude. Nous présentons tous les cas par altitude, ceci dans un souci de cohérence d'échelle et pour faciliter les comparaisons. En effet, la sensibilité s'accroît au fur et à mesure que le nuage s'élève en altitude.

Ceci est en concordance avec le fait que l'atmosphère est de moins en moins humide en altitude, passant de 39 % à 15 % dans le cas d'un nuage à 2.05 km et 4.05 km respectivement, à 5 % à 1 % dans le cas du sommet du nuage à 6.05 km et 8.05 km respectivement (voir Figure 4-5). Le filtre le plus affecté dans ce cas est bien le filtre #8 où l'on n'observe aucun gradient perceptible sur une échelle de 6 K néanmoins présents de l'ordre du centième de degré Kelvin, donc négligeables, cependant dans le cas d'une altitude de 8.05 km sur une échelle de 12.5 K, pour ce filtre le gradient est clairement défini, passant de 0 K à -5 K sur toute la gamme de COD. Cette situation fait que le radiomètre peut sonder plus profondément à travers le nuage et donc il ne représente pas un obstacle où le CRF serait imperceptible. L'impact de la hauteur du nuage sur la sensibilité des filtres est d'autant plus accentué dans le cas du filtre #8 où, toutes variations confondues, elle passe d'une variation du centième ou du millième de degré K, au degré K. Ceci démontre l'utilité du filtre #8 pour les nuages à haute altitude ainsi que pour la détection des variations de l'épaisseur optique des nuages (voir Figure 4-8, 4-9). Pour ce qui est du rayon effectif, elle est moins sensible, de l'ordre du centième de K dans le cas optimal de la hauteur du nuage à 8,05 km dans notre cas d'étude. Ce comportement s'explique par la forte absorption par la vapeur d'eau dans les bandes #7 et #8 ce qui mène à la saturation. Ceci atténue les variations dues au nuage, jusqu'à leur annulation. Une situation déjà observée par Yang et al. (2003) pour l'opacité des bandes situées dans l'IRL.

Pour les autres filtres, en général, la variation du rayon effectif entre 20  $\mu\text{m}$  et 60  $\mu\text{m}$  peut être détectée pour les plus faibles COD ( $\text{COD} < 3$ ). Dans le cas des plus gros cristaux ( $> 80 \mu\text{m}$ ), nous observons une plus grande sensibilité pour des nuages plus épais ( $\text{COD} > 3$ ).

Pour tous les filtres, la variation du CRF en fonction du  $R_{\text{eff}}$  est plus significative entre  $R_{\text{eff}} = 20 \mu\text{m}$  et  $R_{\text{eff}} = 150 \mu\text{m}$ , puis plafonne rapidement jusqu'à 220  $\mu\text{m}$  et cela pour toutes les altitudes et toutes les valeurs du COD. Elle est plus significative dans le cas des nuages en haute altitude et dont le  $\text{COD} < 3$ . Nous voyons cela dans la

Figure 4-7 et la Figure 4-8 où le gradient vertical de couleur va en s'atténuant plus nous allons vers les plus grands COD.

D'une manière générale, toutes les figures montrent une plus grande sensibilité de détection aux épaisseurs optiques inférieures à 3 représentée par la forte variation du CRF et un comportement quasi asymptotique aux valeurs d'épaisseurs optiques supérieures à 3 dans le cas des filtres #1, #2, #3, #4, #5 et #6 aux altitudes de 6.05 km et 8.05 km, une situation que l'on retrouve aussi dans la thèse de Blanchard (cf. la Figure 2.11 de Blanchard (2011)) où il fait une étude des filtres pour l'infrarouge thermique ( $< 15 \mu\text{m}$ ). De plus, la courbe est moins prononcée dans le cas de la bande #7 ( $22.5 \mu\text{m} - 27.5 \mu\text{m}$ ) et elle l'est encore moins dans le cas de la bande #8 ( $30 \mu\text{m} - 50 \mu\text{m}$ ). Ce comportement s'explique par le fait que la forte absorption par la vapeur d'eau dans les bandes #7 et #8 conduit à la saturation de ces bandes, ce qui atténue les variations du signal par les nuages, jusqu'à leur annulation complète.

Altitude = 2.05 km

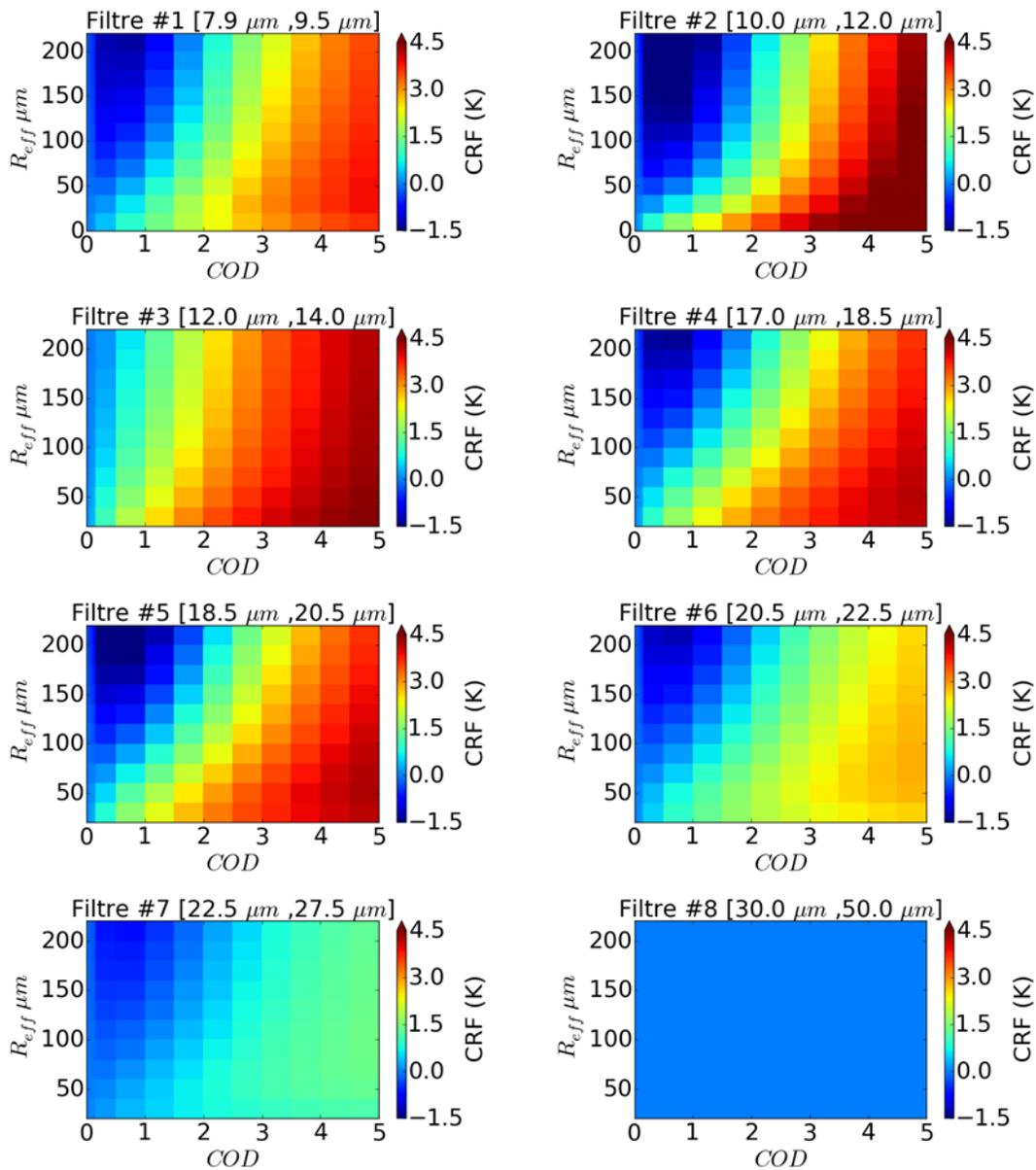


Figure 4.6 Simulation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du  $R_{eff}$ , du COD pour une altitude du sommet du nuage de 2.05 km dans le cas des 8 filtres dédiés à la mission TICFIRE.

Altitude = 4.05 km

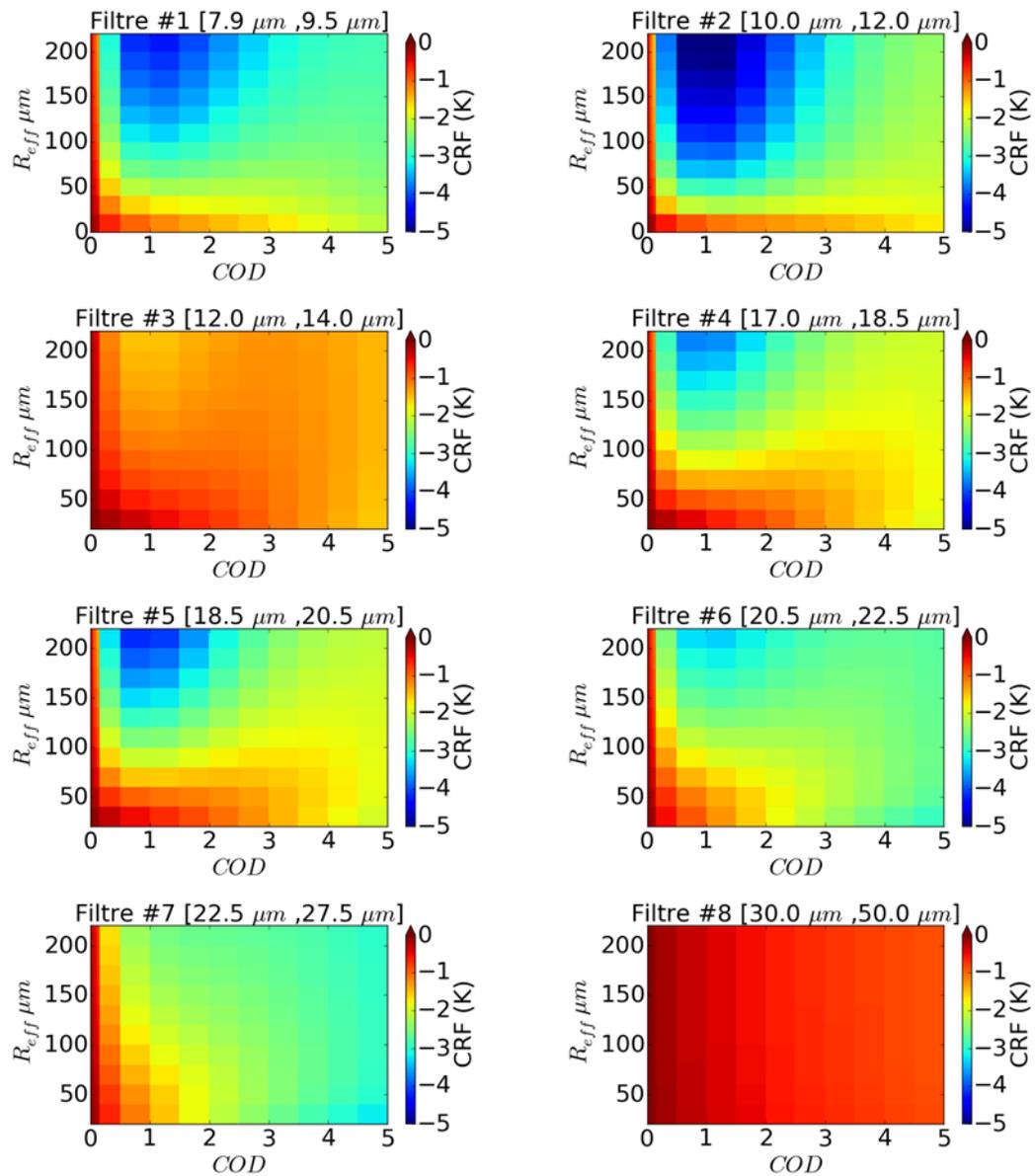


Figure 4.7 **Simulation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du  $R_{eff}$ , du COD pour une altitude du sommet du nuage de 4.05 km dans le cas des 8 filtres dédiés à la mission TICFIRE.**

Altitude = 6.05 km

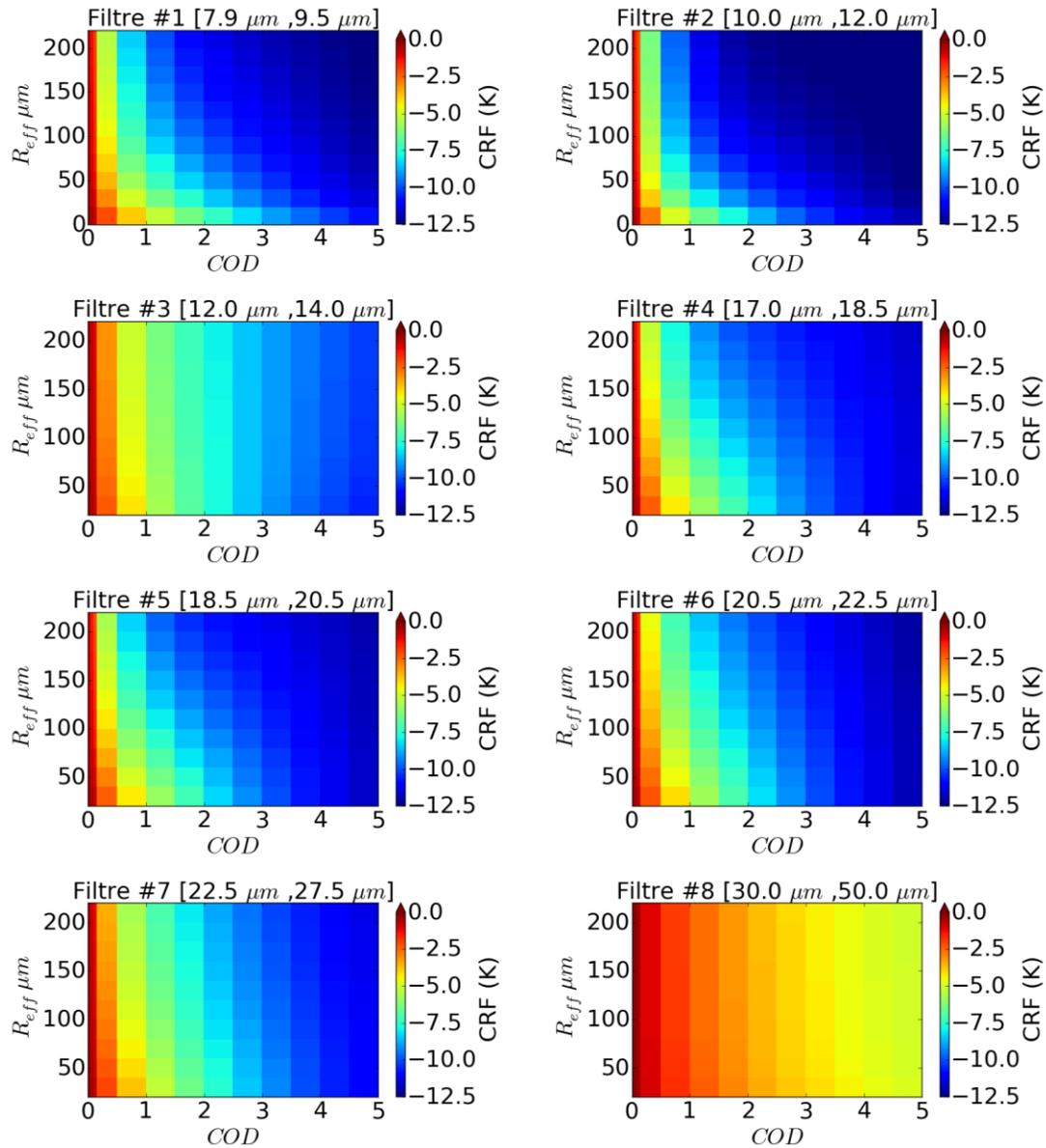


Figure 4.8 **Simulation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du  $R_{eff}$ , du COD pour une altitude du sommet du nuage de 6.05 km dans le cas des 8 filtres dédiés à la mission TICFIRE.**

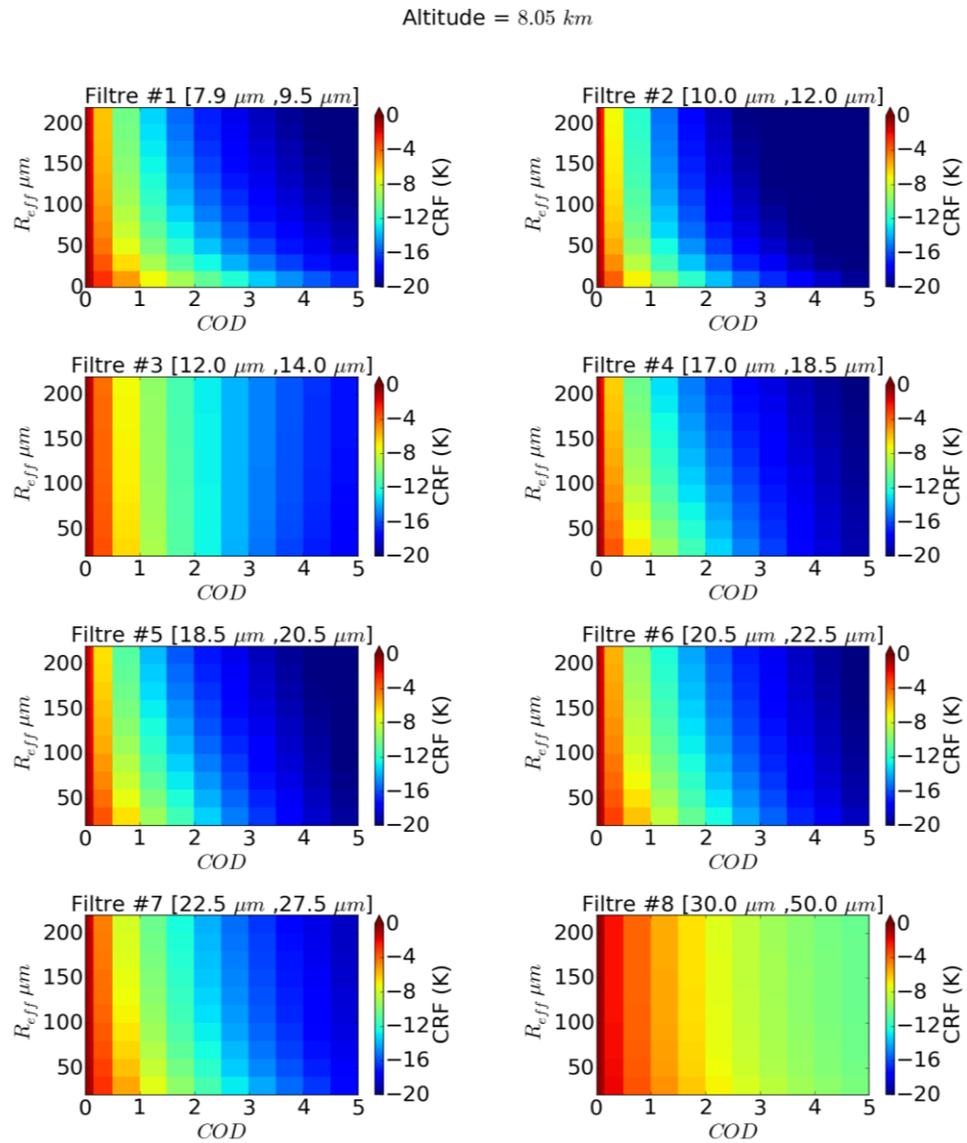


Figure 4.9 Simulation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du  $R_{eff}$ , du COD pour une altitude du sommet du nuage de 8.05 km dans le cas des 8 filtres dédiés à la mission TICFIRE.

Pour la variation du CRF en fonction du COD selon les 4 paliers d'altitude déjà mentionnés, nous présentons deux cas particuliers d'intérêts. Le premier cas est celui où l'on fixe le  $R_{\text{eff}}$  à  $20 \mu\text{m}$  représentant un nuage de type TIC-1 et où l'on fait varier le COD (voir Figure 4-10). Les bandes démontrent globalement une variation monotone de la température de brillance en fonction du COD avec une tendance à plafonner à partir de  $\text{COD} \sim 2-3$  dans les cas des hauteurs 2.05 km et 4.05 km. Cette tendance est plus accentuée dans le cas des filtres #3, #4, #5 et #6 que dans le cas des bandes #1 et #2. Dans le cas des bandes #7 et #8 les variations sont négligeables, de l'ordre du micro degré K pour l'altitude 2.05 km et 4.05 km dans le cas du #8. De plus, dans le cas de ces deux mêmes filtres nous observons une variation décroissante avec l'altitude de près de 9 K du nuage à 8.05 km jusqu'à atteindre une variation négligeable pour un nuage dont le sommet est à une altitude de 2.05 km. Cette même tendance est observée dans tous les cas de  $R_{\text{eff}}$ , et pour tous les filtres avec tout de même une plus grande sensibilité atteignant les 5 K aux hauteurs de 2.05 km et 4.05 km jusqu'à atteindre des CRF de 10 K - 19 K pour les hautes altitudes. Elle traduit le refroidissement rapide d'un nuage à très haute altitude pour toutes les valeurs de COD, ou celui de refroidissement d'un nuage optiquement mince, vers un réchauffement dans le cas de nuages optiquement épais et en basse altitude.

Un exemple d'un nuage de type TIC-2 dont les  $R_{\text{eff}}$  sont fixés à  $80 \mu\text{m}$  est présenté sur la Figure 4-10. Nous observons dans le cas du nuage aux basses altitudes (2.05 km et 4.05 km) des courbes décroissantes en premier aux faibles COD allant de 0.15 K à 3 K puis croissantes jusqu'à 5 K de variation de  $T_b$  dans le cas des filtres #1 et #2 entre les COD de 1.0 et 5. On note donc dans ce cas que les nuages optiquement minces composés de gros cristaux permettent un refroidissement plus efficace aux faibles épaisseurs optiques ( $\text{COD} < 1.0$ ). Ce sont des différences considérables qui démontrent la sensibilité de la température de brillance à la variation de l'épaisseur optique dans les limites des nuages optiquement minces ( $\text{COD} < 3$ ).

Ces cas témoins, bien qu'illustratifs, ne peuvent être généralisés à tous les cas possibles que l'on puisse trouver en Arctique. C'est cependant une base représentative obtenue sur une atmosphère dans des conditions réalistes de l'Arctique avec un TIC pour lequel nous avons exploré la plage d'épaisseurs optiques sur toute une gamme de valeurs.

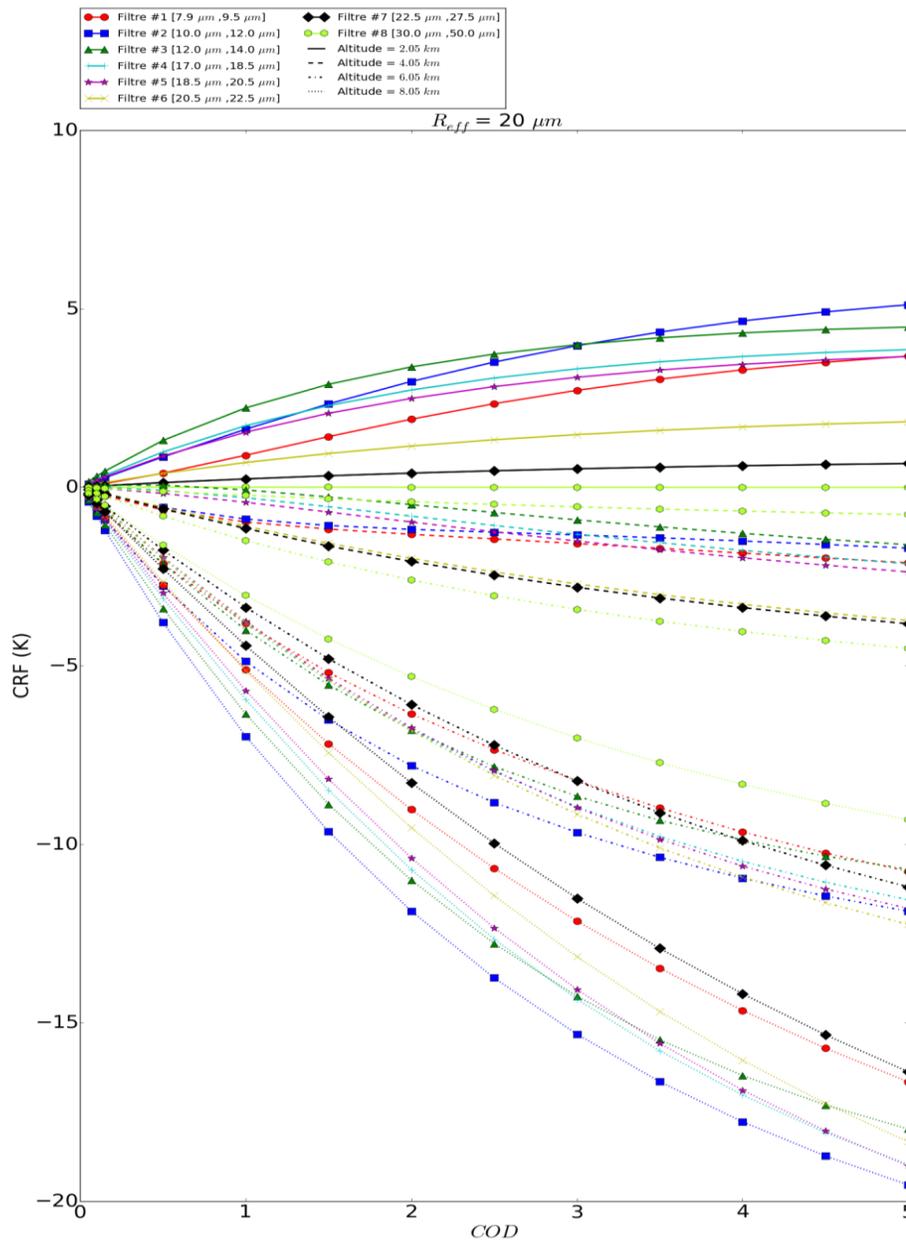


Figure 4.10 Simulations pour le cas de référence de la variation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du COD et de l'altitude du sommet du nuage pour  $R_{eff}$  fixé à  $20 \mu m$  (TIC-1) et pour chaque filtre.

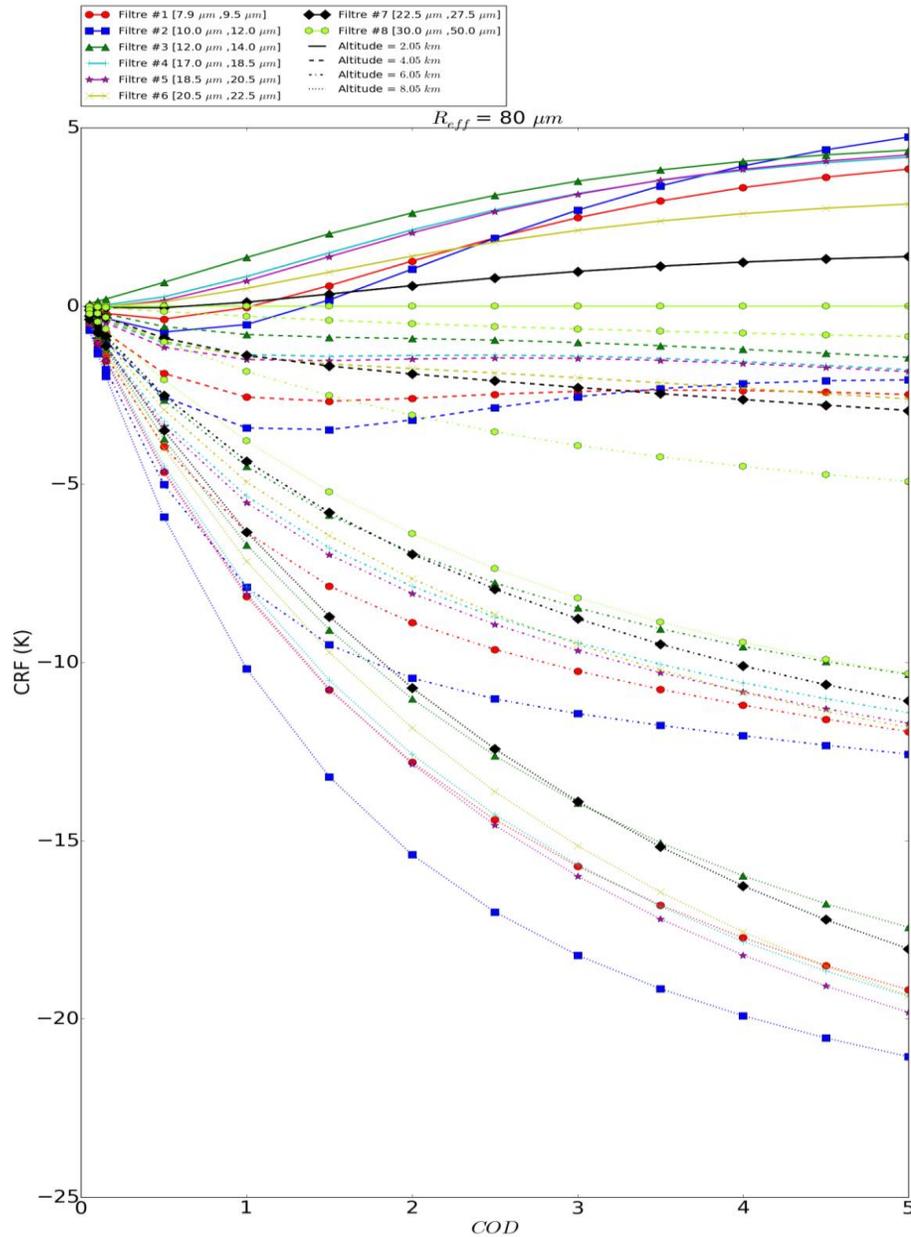


Figure 4.11 Simulations pour le cas de référence de la variation du CRF observée par le radiomètre TICFIRE au sommet du nuage en fonction du COD et de l'altitude du sommet du nuage pour  $R_{eff}$  fixé à  $80 \mu\text{m}$  (TIC-2) et pour chaque filtre.

#### 4.5.1 Sensibilité à la forme des cristaux

Pour la suite de l'évaluation des filtres, nous avons investigué leur potentiel à détecter les formes des cristaux, ce qui représente une composante de faible amplitude superposée à l'effet de leur taille, un défi pour ce radiomètre. Pour vérifier cela, nous avons prévu des mesures lors de la campagne aéroportée NETCARE d'avril 2015 incluant le prototype FIRR. Cependant, lors de cette campagne, le spectrographe de masse a subi un problème rendant les données de cet instrument intraitables. Dans cette optique, nous avons donc eu recours aux simulations faites à partir de cas de référence du 4 janvier, 2007 où nous faisons varier l'épaisseur optique et le  $R_{\text{eff}}$  pour six différentes formes possibles de cristaux présentées sur la Figure 1.3. Pour déterminer l'effet de la forme des cristaux dans le calcul du transfert radiatif des 8 bandes spectrales choisies dans le cas de TICFIRE, nous calculons la déviation standard pour chaque cas possible de  $R_{\text{eff}}$ , COD et altitude du nuage pour chacune des 6 formes possibles. Ce calcul nous permet d'estimer l'étendue de la variabilité des températures de brillance pour chaque cas potentiellement détecté par les 8 bandes spectrales prévues pour TICFIRE en fonction des formes prescrite des cristaux.

Les résultats des simulations sont présentés sous forme de graphes de la déviation standard de la température de brillance en fonction des différents  $R_{\text{eff}}$ , et des différentes valeurs du COD et cela pour chaque palier d'altitude du sommet du nuage. D'une manière générale, on note que l'impact des formes des cristaux est plus important pour les nuages de plus hautes altitudes et pour les 8 premiers filtres. La tendance est plus forte au COD pour les nuages tenus entre 0.5 et 3, ainsi que dans le cas des tailles des cristaux inférieures à 150  $\mu\text{m}$ .

Les Figures 4-12 à Figure 4-15 présentent une plus forte variation pour les altitudes entre 6.05 km et 8.05 km contrairement aux deux altitudes inférieures. Ces

derniers présentent une variation par rapport au COD jusqu'à  $COD=3$  dans le cas des filtres #1 et #2 dans le cas d'un  $R_{eff}$  constant, mais moindrement détecté dans le cas du COD constant avec le  $R_{eff}$  variable. Ceci est d'autant plus important dans le cas des filtres #3 (forte absorption de  $CO_2$ ) et #4 (sensible à la vapeur d'Eau) dont la région spectrale couverte est moins sensible.

Dans un souci de continuité avec la section précédente et pour représenter les types TIC-1 et TIC-2, nous montrons la tendance pour un nuage dont la taille de cristaux serait de  $20\ \mu m$  ou de  $80\ \mu m$  (voir Figure 4-16 et Figure 4-17 respectivement) pour toute la gamme de COD et les 4 paliers d'altitude 2.05 km, 4.05 km, 6.05 km et 8.05 km. Nous observons que dans le cas du sommet du nuage à 8.05 km, les filtres performant très bien même pour les nuages avec des  $COD > 3$  et où le maximum de la déviation standard est de 4. Le filtre #8 quant à lui ne contribue qu'à partir de l'altitude de 6.05 km.

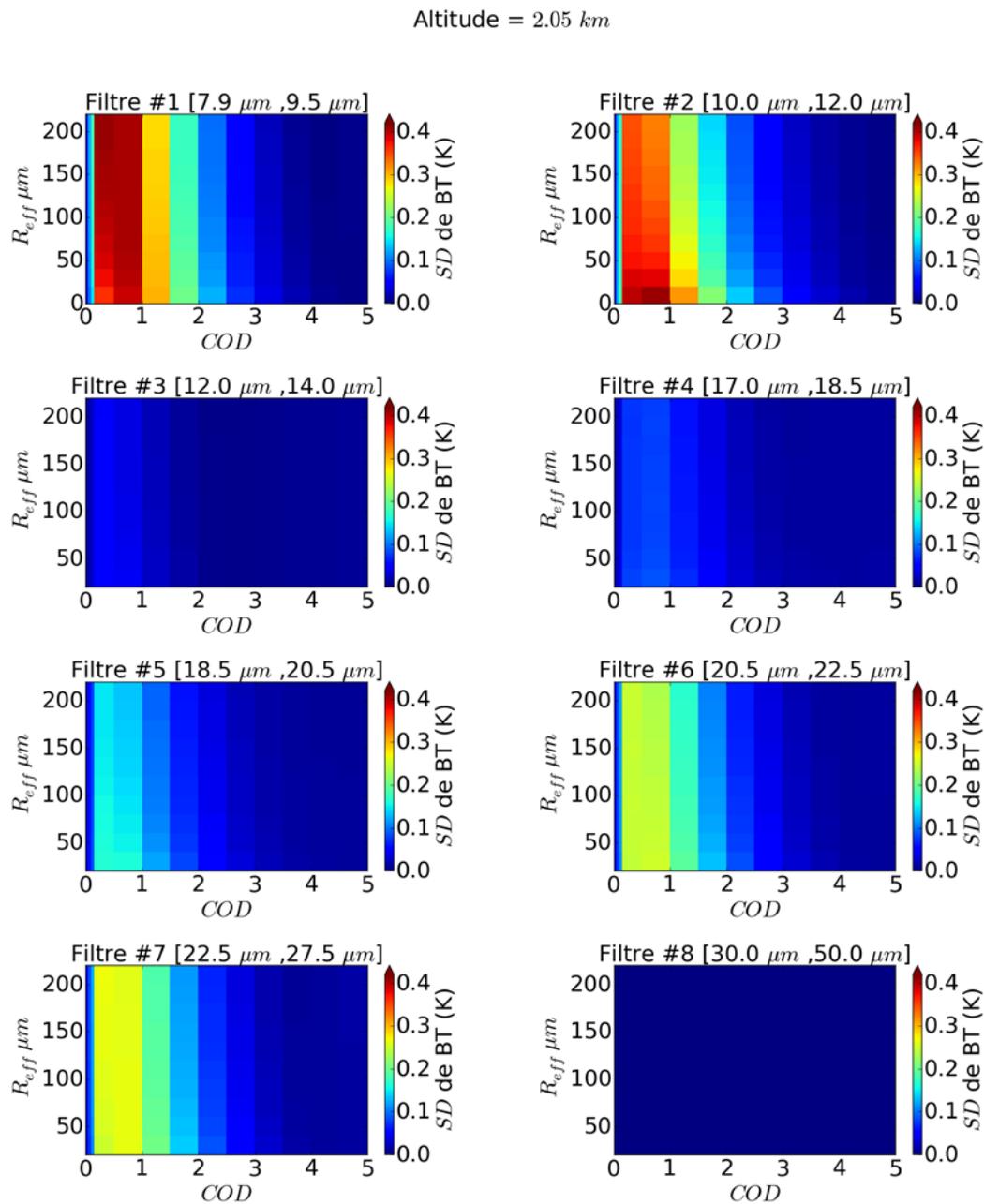


Figure 4.12 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007 pour une altitude du sommet du nuage de 2.05 km pour les 8 filtres dédiés au radiomètre TICFIRE. Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté dans la Figure 1-3.

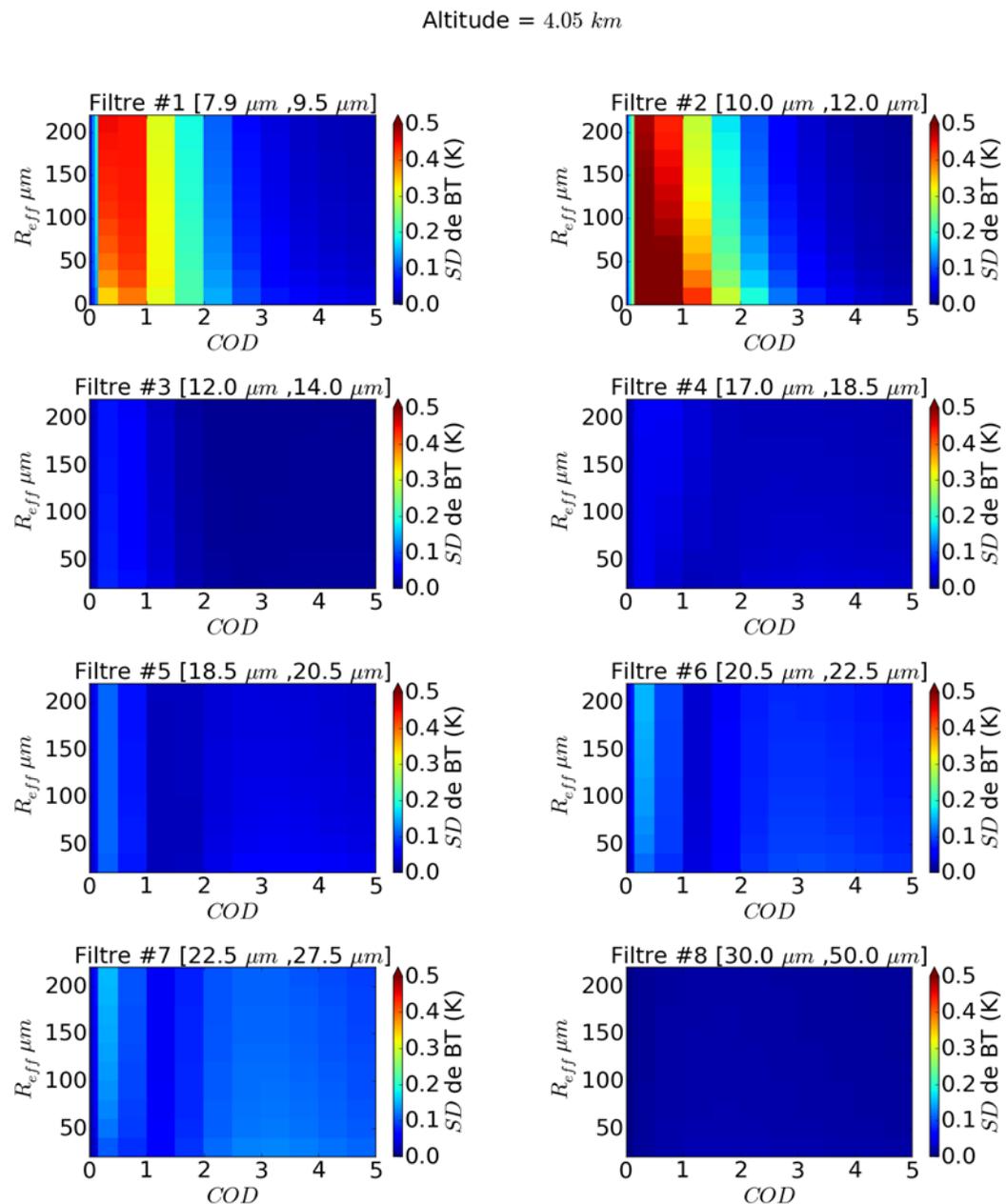


Figure 4.13 **Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007 pour une altitude du sommet du nuage de 4.05 km pour les 8 filtres dédiés au radiomètre TICFIRE. Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté dans la Figure 1-3.**

Altitude = 6.05 km

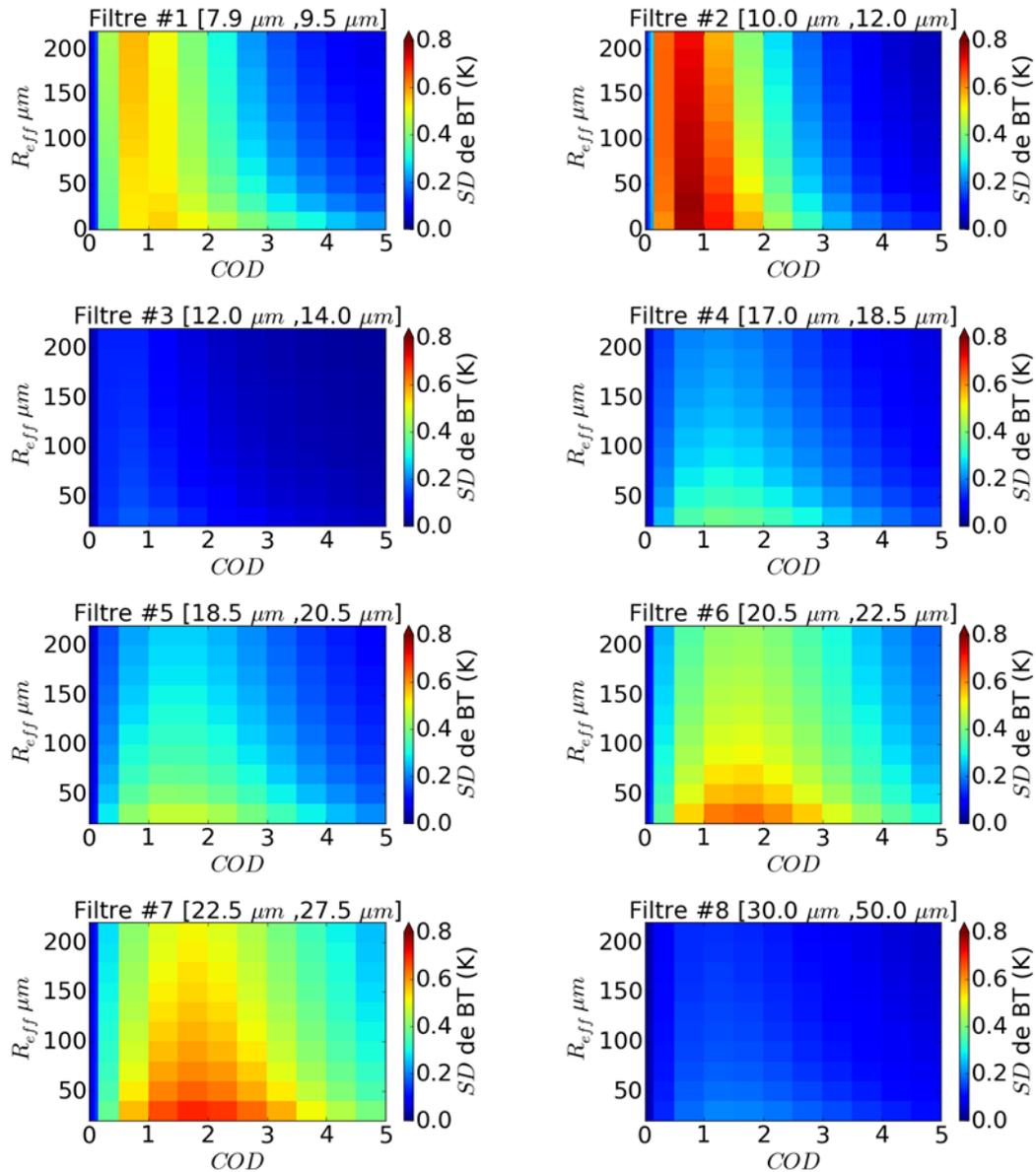


Figure 4.14 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007 pour une altitude du sommet du nuage de 6.05 km pour les 8 filtres dédiés au radiomètre TICFIRE. Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté dans la Figure 1-3.

Altitude = 8.05 km

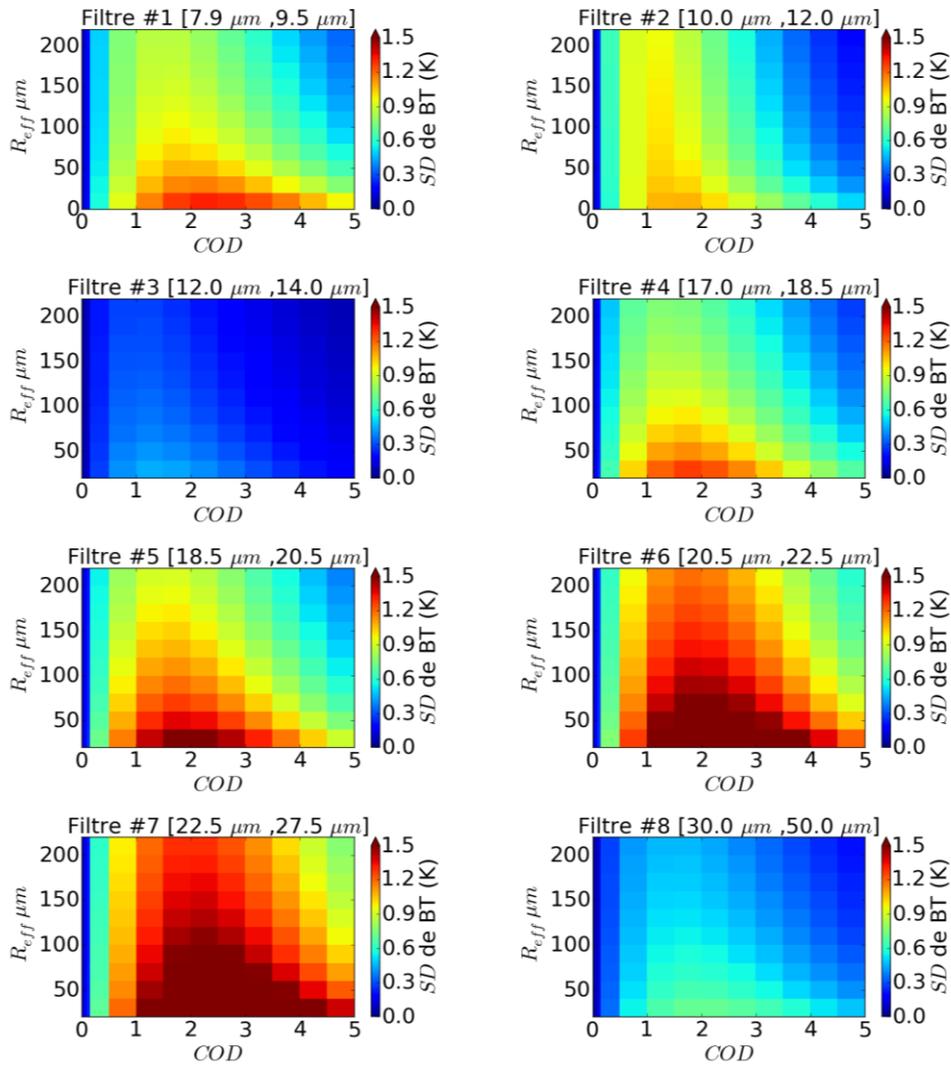


Figure 4.15 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007 pour une altitude du sommet du nuage de 8.05 km pour les 8 filtres dédiés au radiomètre TICFIRE. Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté dans la Figure 1-3.

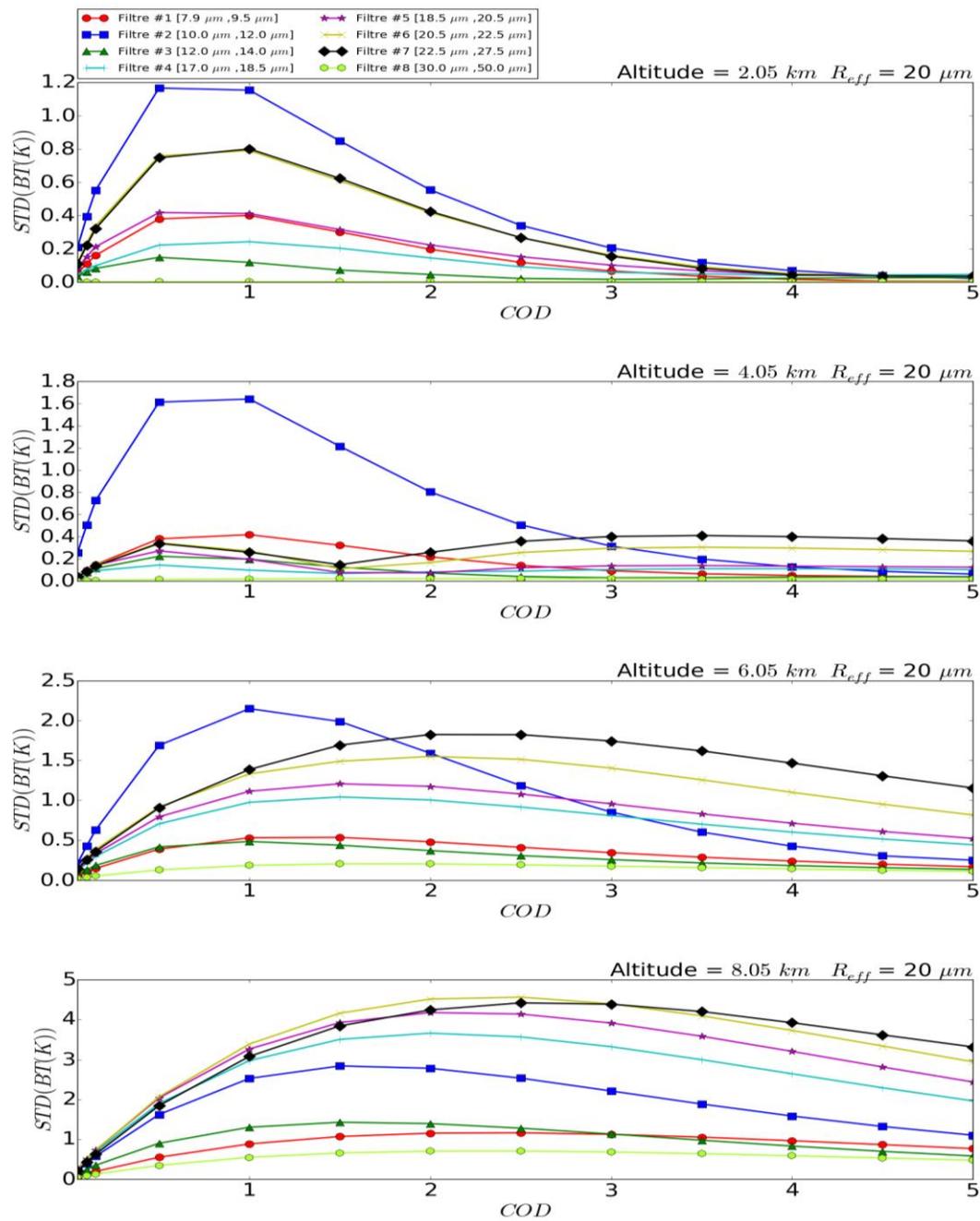


Figure 4.16 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007. La taille des cristaux  $R_{eff}$  est fixée à 20  $\mu\text{m}$  (TIC-1). Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté sur la Figure 1-3.

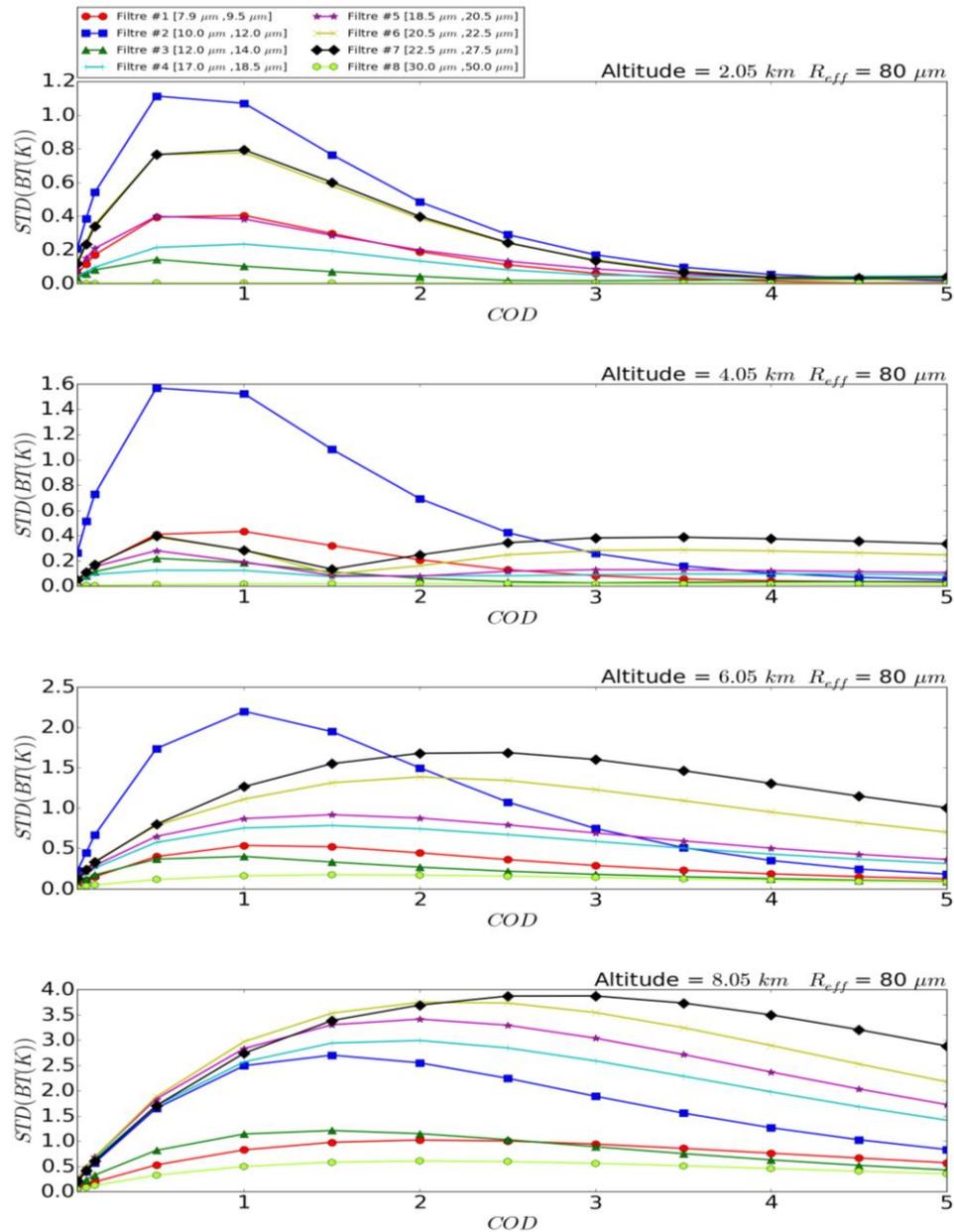


Figure 4.17 Représentation de l'écart-type de la température de brillance dans le cas du 4 janvier 2007. La taille des cristaux  $R_{eff}$  est fixée à  $80 \mu m$  (TIC-2). Le calcul est fait pour 6 formes possibles et représenté sur la Figure 1-3.

#### 4.5.2 L'effet de la distribution des formes de cristaux

Après avoir testé la sensibilité des bandes spectrales aux différentes formes simples des cristaux, nous allons maintenant examiner l'effet de la distribution complexe de ces mêmes formes. Nous utilisons deux distributions caractéristiques communément utilisées dans la littérature scientifique. La première que nous désignerons sous le nom de « YANG », décrite par Baum et al. (2005) et qui utilise les paramètres optiques calculés par Yang et al. (2008) (voir : Paramètres optiques des nuages), et la deuxième est une distribution des 6 formes possibles de cristaux et composée de proportion égale de chaque forme que nous désignerons sous le nom de « Eq ».

La Figure 4-18 illustre l'écart de température de brillance entre les deux distributions de formes susmentionnées, pour chaque bande spectrale en fonction de l'épaisseur optique indiquée sur l'abscisse variant de 0,05 à 5. De plus, deux tailles de cristaux aux antipodes du spectre des tailles ont été utilisées lors des simulations. La première est pour un  $R_{\text{eff}}$  de 20  $\mu\text{m}$  (cas TIC1) fixés, représentés par des lignes continues et la seconde est pour des  $R_{\text{eff}}$  de 80 et de 120  $\mu\text{m}$  (cas TIC2) représentée par des pointillés. On aurait pu utiliser un  $R_{\text{eff}}$  de 80  $\mu\text{m}$  comme dans le cas précédent, mais pour une meilleure appréciation de la différence, nous avons pris un cristal de plus grande taille.

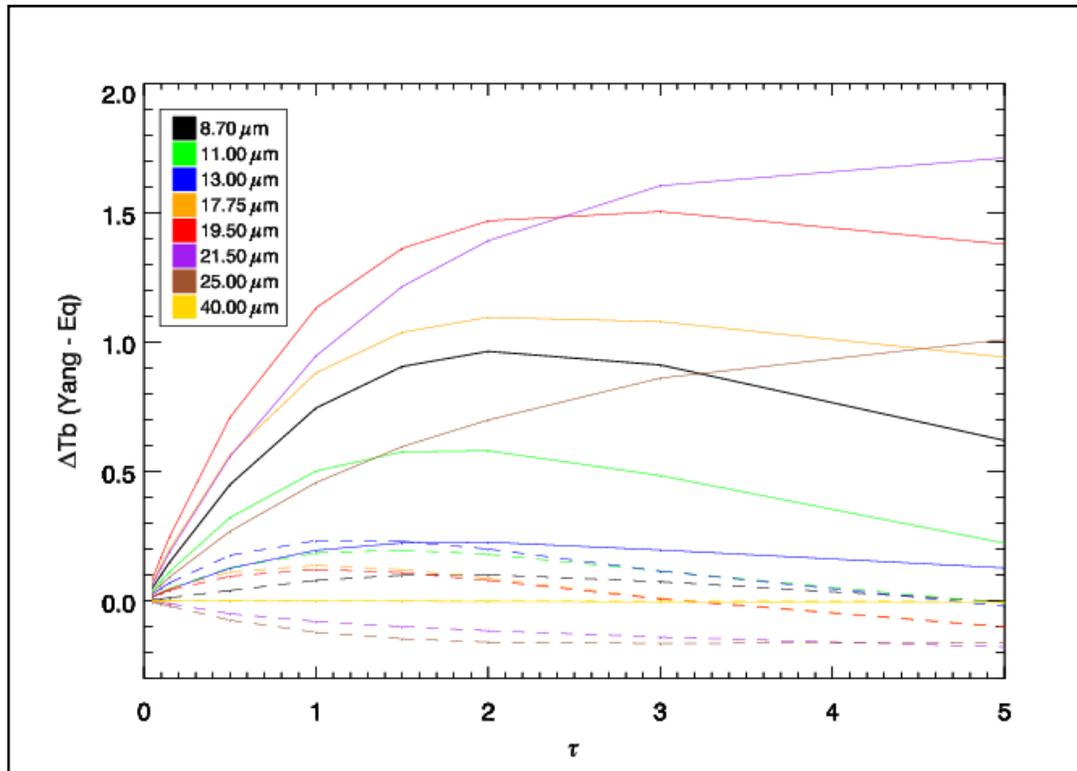


Figure 4.18 **Représentation de la variation de la différence de température de brillance entre les deux distributions de formes (YANG, Eq) pour chaque filtre en fonction de l'épaisseur optique du nuage. Les conditions sont celles observées à Eureka notre cas de référence du 4 janvier 2007. Les lignes continues comparent les cas, dont le  $Reff= 20 \mu\text{m}$  (cas TIC-1) et ceux en pointillés sont pour  $Reff= 120 \mu\text{m}$  (cas TIC-2).**

La simulation de transfert radiatif a été faite pour les conditions de notre cas de référence du 4 janvier, 2007. Nous remarquons à la Figure 4-18 que l'écart entre les deux distributions (YANG et Eq) est maximal pour des épaisseurs optiques entre  $\tau=2$  et 3 pour la plupart des filtres, atteignant des valeurs de 1,5 K dans le cas du filtre #5 (19,5  $\mu\text{m}$ ). Pour ce qui est des filtres #6 (21,5  $\mu\text{m}$ ) et #7 (25  $\mu\text{m}$ ), les différences de BTD ( $\Delta T_b$ ) sont plus grandes à COD = 5. Examinons en quoi elles se distinguent d'une

distribution exclusivement mono-forme dans les mêmes conditions environnementales (des cas pour lesquels on n'a pas fourni de graphiques). Les calculs de rayonnement pour les différentes combinaisons de formes de cristaux, tels que la combinaison de cristaux monoformes, la combinaison "Eq", et la combinaison "YANG", nous a permis de constater que la différence maximale se retrouvait dans le cas des bandes spectrales 5 et 6. Les différences les plus marquées se trouvent dans le cas des petits cristaux représentés par les courbes pleines sur la Figure 4-18, contrairement aux plus grands cristaux représentés en pointillés sur cette figure.

Pour évaluer l'effet de l'altitude des nuages quant à la sensibilité des canaux de TICFIRE aux formes des cristaux, nous avons repris le calcul de rayonnement fait dans les conditions de notre cas d'étude de référence du 4 janvier, 2007, mais en faisant varier l'altitude (calculs non présentés ici). Ceci nous a permis de vérifier que pour un même nuage en termes de distribution de formes et de tailles des cristaux, la différence est négligeable. Elle est de l'ordre du dixième de degré Kelvin, donc faible par rapport à la différence due à l'épaisseur optique ou due à la taille des cristaux qui eux sont de l'ordre du degré Kelvin.

En somme pour les bandes spectrales du TICFIRE, la distribution de forme des cristaux est un facteur important dans le cas des cristaux de petite taille avec des écarts de moins 2 K. C'est un facteur à considérer dans l'application des méthodes d'inversions des mesures. En pratique, soulignons l'importance d'établir cette variabilité par des campagnes de terrain visant le développement optimum de méthodes d'inversion. C'est là une mission qui va au-delà du cadre de ce travail théorique et devra faire appel au prototype de l'instrument FIRR.

#### 4.5.3 Estimation dans le contexte de la méthode Split-window

Pour l'application éventuelle de la méthode BTM comme méthode d'inversion de données TICFIRE, nous avons testé préliminairement la sensibilité au changement de tailles des cristaux et d'épaisseurs optiques des nuages de tous les canaux de TICFIRE dans une optique bidimensionnelle. C'est-à-dire par paire de canaux apparentée à la méthode de différence spectrale « *Split-window* » communément utilisée en télédétection. Le principe est de représenter l'évolution de la différence entre canaux distincts lors de variation de paramètres physiques tels que la taille ou l'épaisseur optique. Cette méthode qui a déjà prouvé sa capacité à dériver les paramètres physiques des nuages (Ackerman et al., 1998; Strabala et al., 1994; Baran, 2003) ou leur discrimination (Inoue, 1985). Nous pensons qu'une méthode d'inversion multidimensionnelle, comme une méthode statistique de la meilleure estimation (*Best Estimate Method*), utilisée en assimilation de données atmosphériques, serait plus adéquate pour l'analyse des mesures anticipées du TICFIRE. Pratiquement, cette approche constitue une extension naturelle des méthodes opérationnelles en vigueur.

On reprend notre cas de référence pour évaluer de façon systématique les BTM de toutes les paires de bandes du 4 janvier 2007. De plus, comme dans le cas précédent, par bandes indépendantes, nos simulations couvrent la majeure partie des possibilités d'observation de TIC anticipées pour le radiomètre TICFIRE. Nous varions l'épaisseur optique et le rayon effectif sur une vaste gamme de valeurs pour les TIC. Ainsi, nous utilisons tous les couplages possibles à partir des 8 différents canaux, soit un total de 28 combinaisons.

Premièrement, nous faisons varier l'épaisseur optique pour une taille fixée de cristaux à une valeur du  $R_{\text{eff}}$  de 30  $\mu\text{m}$ , une valeur où le maximum d'occurrence se situe (voir Figure 3.6). La Figure 4-19 représente les amplitudes, en valeurs absolues, des

différences de température de brillances obtenues pour toutes les paires possibles de bandes spectrales. Ces valeurs couvrent 8 valeurs d'épaisseurs optiques choisies dans le cas d'un TIC et nous avons étendu l'étude à un COD de 4 à titre illustratif. Nous rappelons que les COD  $< 3$  sont ceux qui nous importe dans notre étude des nuages optiquement minces. Dans le cas où une des bandes est dans l'IIRL (bande #7 ou #8) une variation non linéaire est observée allant des plus faibles épaisseurs optiques jusqu'à des configurations plus opaques. Ceci peut s'expliquer par le fait que les températures de brillance dans les bandes IRL #7 et #8 ne montrent pas une grande sensibilité à la variation de l'épaisseur optique du nuage (voir Figure 4-9 et Figure 4-10), car elles sont plus opaques et peu variables, ce qui fait ressortir largement la variation de la bande conjointe exclusivement. Dans le cas de variations de forme concaves, ceci apporte plus d'informations sur l'épaisseur optique, elle se retrouve dans les cas où les paires sont composées de la bande #1 avec les bandes #3, #4 et #5, ainsi que celles composées de la bande #3, avec les bandes #4, #5, #6 et #7 et la bande #4, avec les bandes #5 et #6. Ce résultat est traduit dans la distribution d'amplitudes à la Figure 4-19. Elle montre les paires de bandes spectrales présentant le plus grand potentiel à différencier les épaisseurs optiques des nuages observés. Elles sont obtenues principalement par la composition des bandes spectrales #1, #2, #3, #4 et #5 combinées aux bandes #6, #7 et #8, correspondant aux cas où la variation illustrée est plutôt en cascade monotone. L'altitude de ces TIC dans la basse troposphère impose une réduction progressive de la transmittance avec l'augmentation de la longueur d'onde pour l'ensemble des bandes dans l'IRL (#4 à #8) ce qui réduit d'autant la contribution des plus grandes longueurs d'onde, d'où la cascade monotone. Un nuage en haute altitude verrait considérablement moins de différences en transmittance favorisant les grandes longueurs d'onde.

En somme, les BTD de toutes les paires de bandes spectrales montrent chacune une sensibilité différente par rapport au même nuage observé de même épaisseur optique, ce qui offre plus de degrés de liberté et potentiellement une reconnaissance

plus pointue des nuages observés et représentés par un tableau de correspondance du type « *Lookup table* ».

Dans le but cette fois de discerner les tailles des cristaux, à la Figure 4-20, nous utilisons les simulations faites dans le cas d'un TIC d'épaisseur optique fixée à 0,5 à titre illustratif et nous faisons varier la taille des cristaux de 20  $\mu\text{m}$  (TIC-1) à 120  $\mu\text{m}$  (TIC-2) qui représentent les extrêmes des valeurs de rayon effectif (voir chapitre 2 et annexe A). Ce calcul nous permet de trouver les paires de bandes les plus prometteuses quant à la discrimination des différentes tailles de cristaux. Ici, nous avons trouvé que les bandes offrant un plus grand potentiel de discernement sont la bande #3 avec les bandes #1, #4, #5 et #6, ainsi que les paires #5-#8 et #6-#8. En général, les différences varient dans la marge de 0,1 K à 0,8 K tout au plus et s'atténuent vers des valeurs négligeables pour les cas des paires de bandes #1-#4, #3-#8 et #5-#6 avec des valeurs inférieures à 0,1 K.

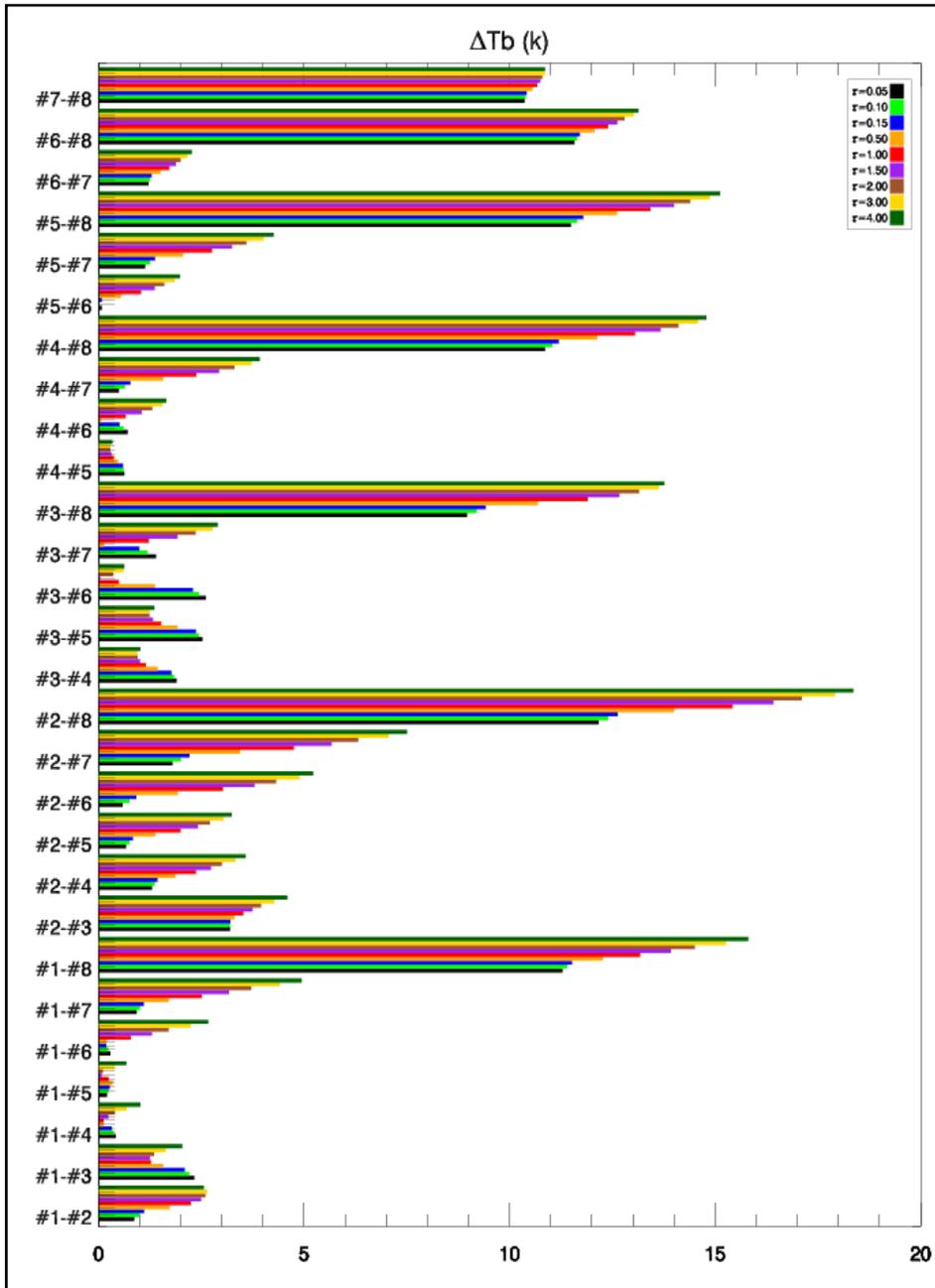


Figure 4.19 Représentation de l'amplitude (en valeur absolue) de la différence de température de brillance [K] de toutes les paires possibles, obtenues par les bandes de TICFIRE, ceci dans le cas d'un nuage TIC-1 pour différentes épaisseurs optiques.

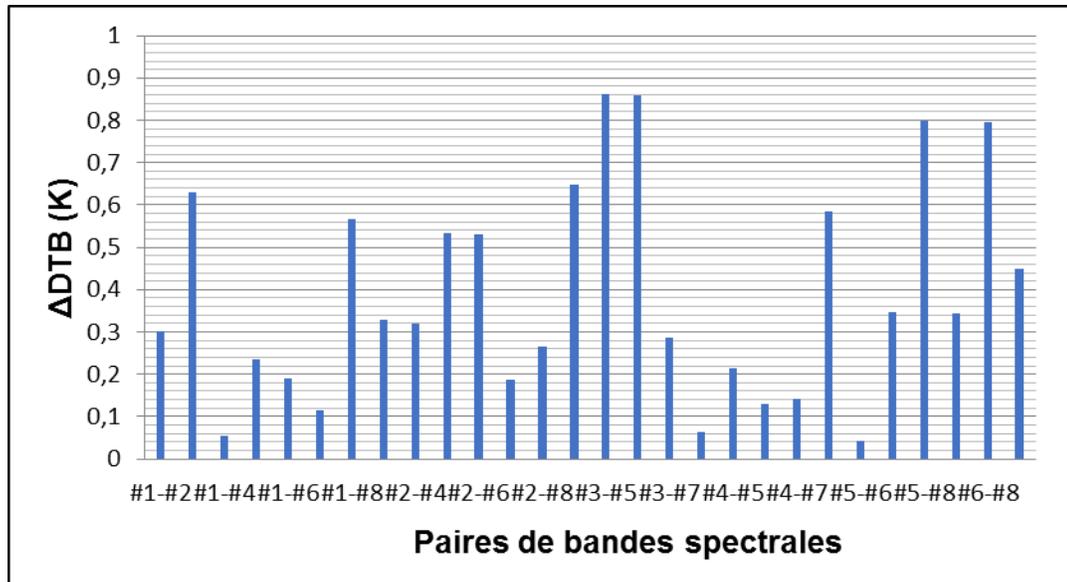


Figure 4.20 **Représentation de l'amplitude (valeur absolue) de la différence de la différence de température de brillance des paires de canaux dans le cas d'un TIC avec une épaisseur optique de 0.5. Les différences de DTB représentent la gamme de valeurs de DTB associée aux particules de taille de 20  $\mu\text{m}$  versus des particules de 120  $\mu\text{m}$ .**

#### 4.6 Sensibilité à la température du nuage

Dans le but d'étudier la sensibilité des bandes choisies pour TICFIRE à la variation de la température au sommet des nuages. Nous avons utilisé une méthode d'inversion basée sur la comparaison des températures de brillance de toutes les bandes obtenues avec les résultats de calculs concis sous la forme d'un tableau de correspondance (*LookUp Table*, LUT).

Le tableau de correspondance a été construit à partir de simulations qui utilisent les données aérologiques du 4 janvier 2007, en faisant varier l'épaisseur optique de

0.05 à 5 avec un pas de 0.05, et le  $R_{\text{eff}}$  de 30  $\mu\text{m}$  à 190  $\mu\text{m}$  avec un pas de 2  $\mu\text{m}$ . Pour chaque pas de  $R_{\text{eff}}$ , nous faisons varier le COD sur toute sa gamme et vice-versa pour le  $R_{\text{eff}}$ . Lors des simulations nous varions l'erreur sur l'estimation de la température du sommet du nuage de  $\pm 7$  K,  $\pm 5$  K et enfin  $\pm 3$  K de la valeur nominale observée. Ceci introduit une variation de la température de brillance qui devrait être détectée par chaque filtre et nous permet de déterminer par inversion à l'aide de la table de correspondance la valeur de COD et de  $R_{\text{eff}}$ . Ceci nous permet d'analyser l'influence de l'incertitude de la température du nuage sur l'extraction des paramètres clés de la microphysique des nuages à partir des données de TICFIRE.

Pour déterminer la simulation de notre table de correspondance la plus proche de la mesure ciblée, nous utilisons la formule du coût (Pardé et al. 2007) qui dépend du rayon effectif et du COD. Les 8 bandes de TICFIRE sont représentées par  $i$  dans la formule (4.1) utilisée. L'indice mesuré représente dans notre cas les données TICFIRE simulées et l'indice simulé représente les données de la table de correspondance.

$$\text{coût} = \sqrt{\sum_{i=1}^8 (T_b(i)_{\text{mesurée}} - T_b(i)_{\text{simulée}})^2} \quad (4.1)$$

Les résultats obtenus représentent la relation entre l'erreur de la température du sommet du nuage et le paramètre physique extrait. Ils démontrent dans les deux cas où nous faisons varier le  $R_{\text{eff}}$  en fixant le COD et lorsque nous faisons varier le COD en fixant le  $R_{\text{eff}}$  que plus la température est différentes plus l'erreur sur l'inversion de l'un ou l'autre des paramètres physiques est grande. Dans le cas de la Figure 4-21-a, les simulations démontrent que plus le  $R_{\text{eff}}$  est grand, plus grande est l'erreur lors de l'inversion qui atteint une surestimation de 35 % pour une erreur de température de -7 K et diminue à une surestimation de 15 % pour la même erreur sur la température pour un  $R_{\text{eff}}$  de 40  $\mu\text{m}$ . La même tendance est observée dans le cas d'une erreur de

température cette fois-ci de +7 K où l'erreur d'inversion passe d'une sous-estimation de 25 % à 10 %.

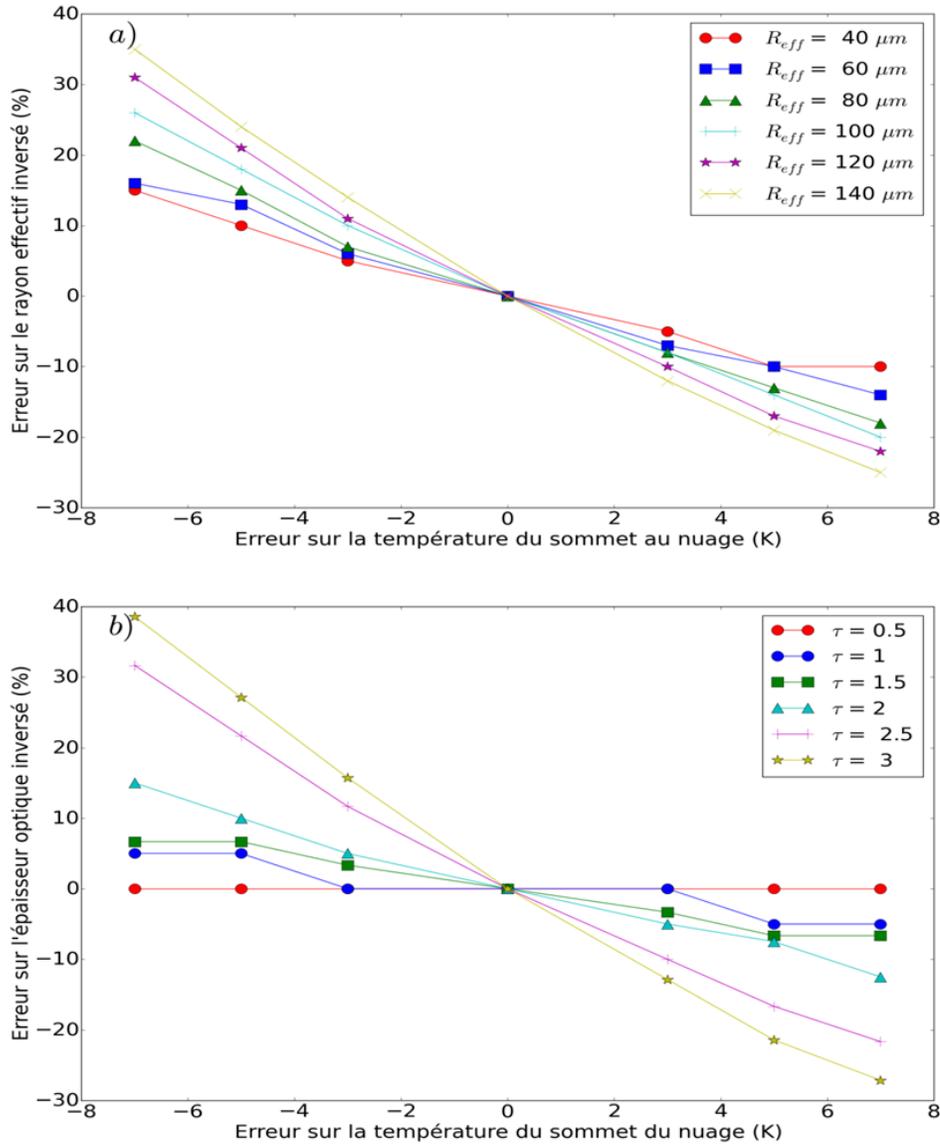


Figure 4.21 Erreur lors de l'inversion du  $R_{eff}$  résultant d'une erreur sur la température du nuage pour 6 valeurs du  $R_{eff}$ . Le COD est fixé à 3 et l'altitude du nuage est de 8.05 km. La température réelle du nuage est de 217 K avec une variation de la température du sommet du nuage de  $\pm 7$  K,  $\pm 6$  K,  $\pm 4$  K,  $\pm 2$  K. b)- Erreur lors de l'inversion du COD résultant d'une erreur sur la température du nuage pour 6 valeurs de COD allant de 0.5 à 3. Le  $R_{eff}$  est fixé à  $80 \mu m$  pour un nuage à 8.05 km d'altitude. La température nuage varie de la même valeur que dans le cas a).

Dans le cas de la Figure 4-21-b, nous observons que pour un COD de 0,5 aucune erreur n'est enregistrée, quelle que soit l'erreur sur la température du sommet du nuage. Pour tous les nuages avec un COD  $< 2$  l'erreur est inférieure à 10 %. Pour les erreurs de température inférieure à la température réelle du sommet du nuage, elles résultent toutes en des surestimations du COD, cependant celles où la température est supérieure à la température réelle du sommet du nuage, elles produisent une sous-estimation du COD.

Après avoir vérifié la conformité du modèle aux observations et avoir évalué la radiance sur tout le spectre infrarouge, pour différentes incidences de visée, nous procédons à des tests des filtres proposés pour la mission TICFIRE (Tableau 4-1). Pour cela nous avons pris un plus gros échantillon de nuages observés durant l'hiver 2008-2009 à partir des instruments au sol à PEARL et des observations satellitaires durant la même période (chapitre II).

#### 4.7 Analyse spectrale de la détectabilité des TIC

Dans le cadre de l'analyse des filtres de TICFIRE pour la détection des TIC, nous testons différentes structures de nuages avec une sélection de 300 scènes de nuages polaires observés durant l'hiver 2008-09. Les scènes ont été détectées par CALIPSO et CloudSat et les données sont disponibles sur le site ICARE de l'Université de Lille en France. Les profils atmosphériques pour chaque scène sont obtenus à partir des réanalyses de l'ECMWF, incluses dans les fichiers auxiliaires (AUX) sur ICARE. Cette base de données a été présentée en détail et développée au chapitre précédent.

Les données de CALIPSO et de CloudSat nous fournissent la structure verticale des nuages, leurs compositions de phase (glace, eau, phase mixte) et leurs caractéristiques physiques (épaisseur optique, épaisseur géométrique) ainsi que les

données de la microphysique nécessaire au calcul du transfert radiatif. Pour ne considérer que les TIC, nous avons sélectionné les scènes comportant des nuages dont l'épaisseur optique ne dépasse pas 3 ( $COD < 3$ ) et nous les avons classifiés selon leur type, soit TIC-1 composé de petits cristaux non précipitant ou TIC-2 composés de gros cristaux précipitant selon le Tableau 1.1. Les propriétés optiques sont calculées en fonction de la forme des cristaux, de leur distribution de taille et la longueur d'onde correspondante suivant les données de Yang et al. (2005). À partir de ces données, nous avons reconstruit le profil complet de chaque scène et calculé la radiance ainsi que le forçage radiatif des nuages utilisant le code MODTRAN5.

La Figure 4-22 à la Figure 4-25 représentent le niveau de détection des TIC-1 et TIC-2 en fonction de l'altitude du sommet de ces nuages. On remarque que le taux de détection des nuages augmente avec la hauteur des nuages. Ces figures représentent le taux de détection des TIC-2 et des TIC-1 pour chaque filtre dans le cas des seuils de sensibilité de  $0,1 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$  et  $0,3 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ , et sur six paliers d'altitudes ( 2 km, 3 km, 4 km, 5 km, 8 km, 10 km). Dans le haut de la troposphère, nous voyons que les bandes spectrales détectent plus de 88 % des nuages en haute altitude et ce pourcentage diminue graduellement dans les courtes longueurs d'onde (les filtres #1, #2 et #3), de façon plus accentuée en allant vers les longues longueurs d'onde (les filtres #4, #5 et #6) et enfin variant brusquement dans la bande #8 (30 - 50  $\mu\text{m}$ ) passants de près de 80 % pour les nuages aux altitudes de 10 km, à 40 % et 30 % pour les nuages bas entre 5 km et 2 km d'altitude. Cette discrimination en altitude de ces bandes spectrales est principalement due à l'atténuation de la transmittance par l'absorption importante associée à la vapeur d'eau atmosphérique. Elle nous permet donc d'évaluer la hauteur des nuages, ainsi TICFIRE a la capacité de mesurer des profils de nuages à partir d'une visée nadir. C'est là une des caractéristiques importantes de l'IRL. Par exemple, si un nuage est détecté par la bande #1 et non pas par la bande #8, cela délimite en bonne partie la hauteur du nuage, mais cette capacité sera aussi influencée par le profil de température que l'on peut également déterminer par des sources alternatives et

indépendantes. L'instrument nous fournit donc un autre moyen pour sonder l'atmosphère à différentes altitudes, en complément de son imageur pour l'observation au limbe (section 4.8) telle que prévue dans la configuration originelle de la mission satellitaire TICFIRE. Cette différence de détectabilité est due aux variations de la transmittance atmosphérique entre les différents canaux. Les canaux où l'absorption par la vapeur d'eau atmosphérique est élevée sont plus sensibles aux nuages hauts, étant donné que les canaux dont l'absorption par la vapeur d'eau est faible apportent plus d'information sur les structures localisées plus bas dans l'atmosphère. En somme, le fait de pouvoir découper l'atmosphère en palier de hauteur nous permet d'établir des profils atmosphériques des nuages. Nos résultats supposent des sensibilités du détecteur (microbolomètres) de 0.3 et 0.1  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$ , cependant l'avancée technologique rapide et le développement du prototype du FIRR (V1 et V2) ont démontré qu'il est capable d'une sensibilité opérationnelle d'environ 0,02  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$ , dépassant largement les performances anticipées dans nos calculs. Il en résulte donc une amélioration très importante de la détectabilité d'un FIRR embarqué sur TICFIRE par rapport aux résultats présentés ici.

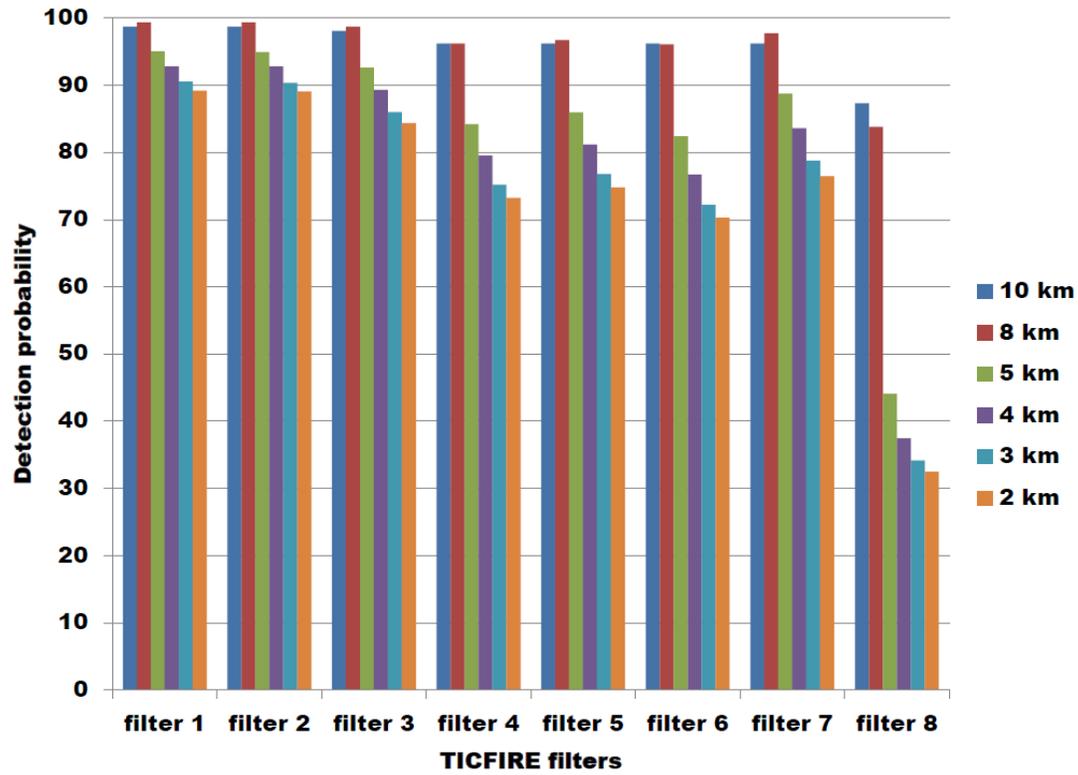


Figure 4.22 Taux de détection des nuages en fonction du seuil de précision à  $0.1 \text{ W. m}^{-2}\text{sr}^{-1}$  et de l'altitude des TIC-2.

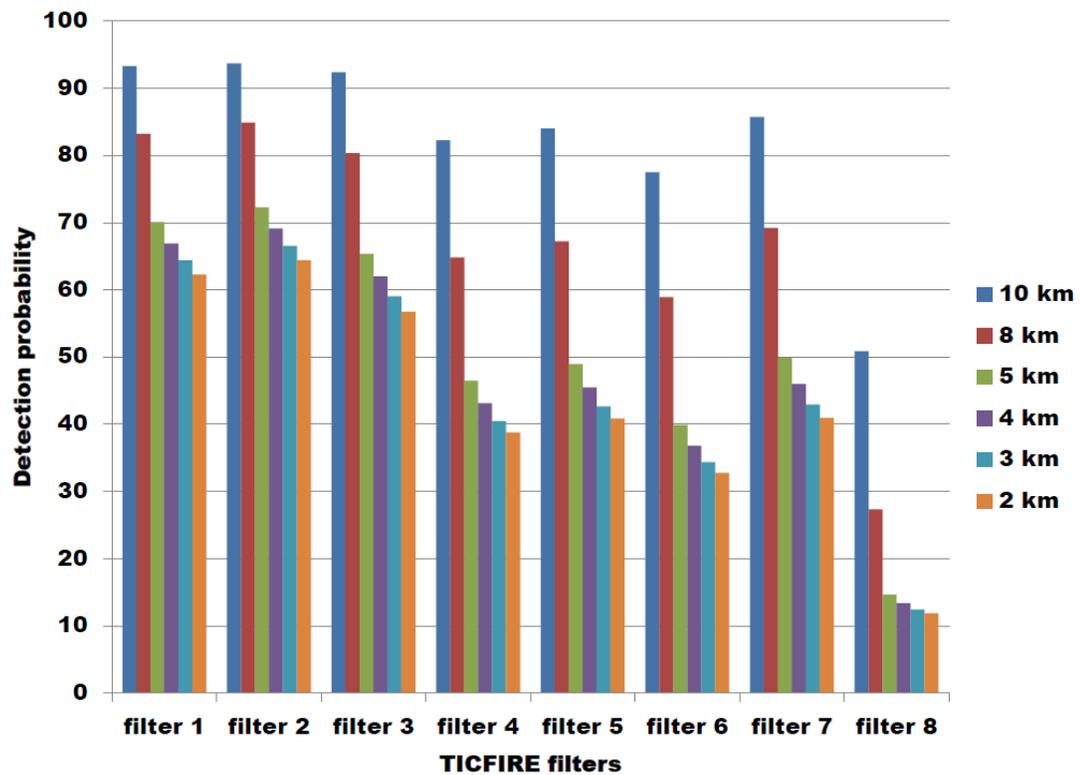


Figure 4.23 Taux de détection des nuages en fonction du seuil de précision à  $0.3 \text{ W. m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$  et de l'altitude des TIC-2.

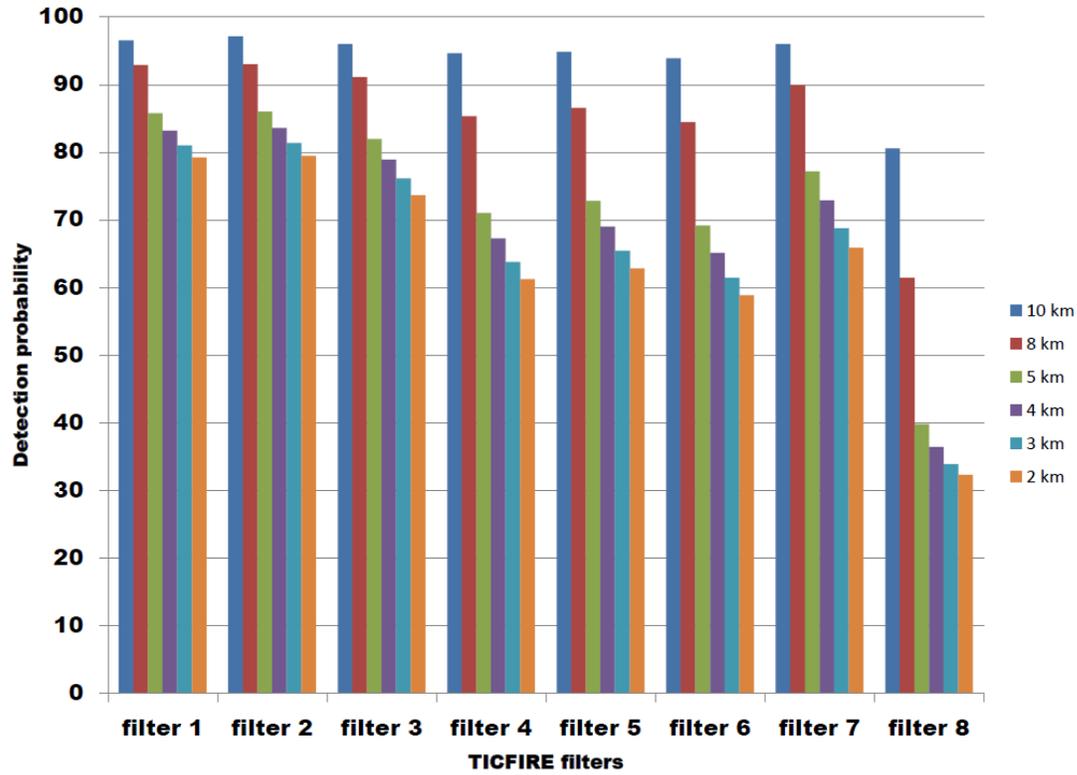


Figure 4.24 Taux de détection des nuages en fonction du seuil de précision à  $0.1 \text{ W. m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$  et de l'altitude des TIC-1.

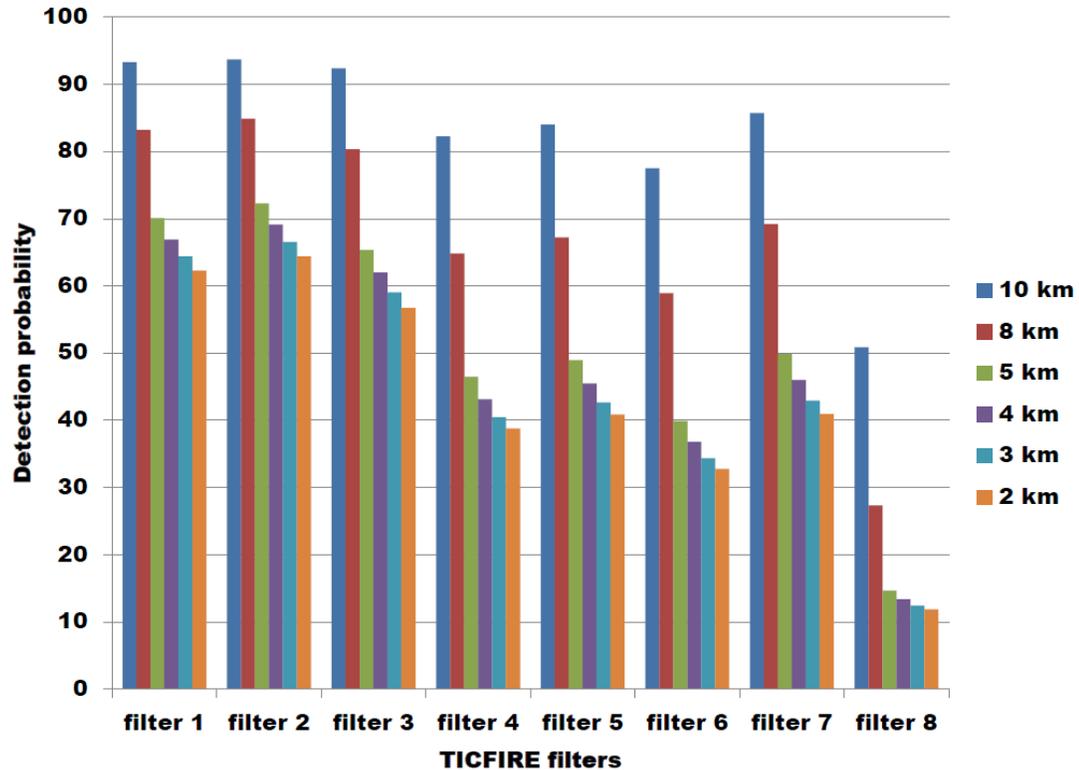


Figure 4.25 Taux de détection des nuages en fonction du seuil de précision à  $0.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$  et de l'altitude des TIC-1.

Pour évaluer l'effet de la dégradation de la sensibilité du détecteur avec le couple de filtres témoin pour l'observation des TIC, nous avons fixé 2 niveaux de sensibilités déterminées par le NEFR (*NoiseEquivalentFilteredRadiance*) fixés aux valeurs de  $0.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$  et  $0.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$ . On note une nette diminution du nombre de nuages détectés dans le premier cas (Figure 4-22 et Figure 4-24). L'impact se fait plus ressentir dans les bandes spectrales #6, #7 et #8 et encore davantage dans le cas des nuages à basse altitude. Cette dernière constatation est attendue, car elle est probablement due à la saturation des températures de brillance dans ses bandes

spectrales lorsqu'on se rapproche du sol, le taux d'humidité augmente (voir Figure 4.2 Liviu Ivanescu, mémoire de maîtrise ou Figure II-1k). Les filtres #6, #7 et #8 situés dans l'IRL ont des réponses très faibles dans les basses couches relativement riches en humidité. Lors de nos simulations, près de 80 % des TIC sont détectés pour l'ensemble des altitudes pour un seuil de sensibilité de  $0,1 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ , ce taux de détection est dégradé à 60 % pour une sensibilité de  $0,3 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ .

Une deuxième raison limitant la détection des TIC est en partie liée au faible contraste thermique entre les nuages et le sol, particulièrement dans les conditions arctiques. En effet, nous avons pris une atmosphère observée en Arctique et l'avons intégré dans le calcul de MODTRAN dans sa forme originale et par la suite nous avons fait varier la température du sol de 236 K à 242 K, pour déterminer l'impact de la surface sur les observations simulées dans l'infrarouge. Nous avons pris les 8 bandes TICFIRE pour une vue plus générale, qui englobe les zones spectrales ciblées par les bandes spectrales de l'INO. Le nuage qui se situe entre 0.3 km et 1.5 km a une température à la base de 242 K. Le contraste fait diminuer le forçage radiatif par rapport au cas d'une température au sol d'une inversion vers 236 K de 40 % à 90 % (Figure 4-26) dans le cas respectivement des bandes dans l'infrarouge moyen et lointain. Ce résultat démontre que plus la différence de température est grande entre le sommet et la base du nuage, plus grandes sont les chances de détection des TIC. La même conclusion aurait pu être faite quant à la température du sol pour une observation Nadir, ou pour la température du fond cosmique dans le cas d'observations au zénith; dans tous les cas le contraste augmente les chances de détection.

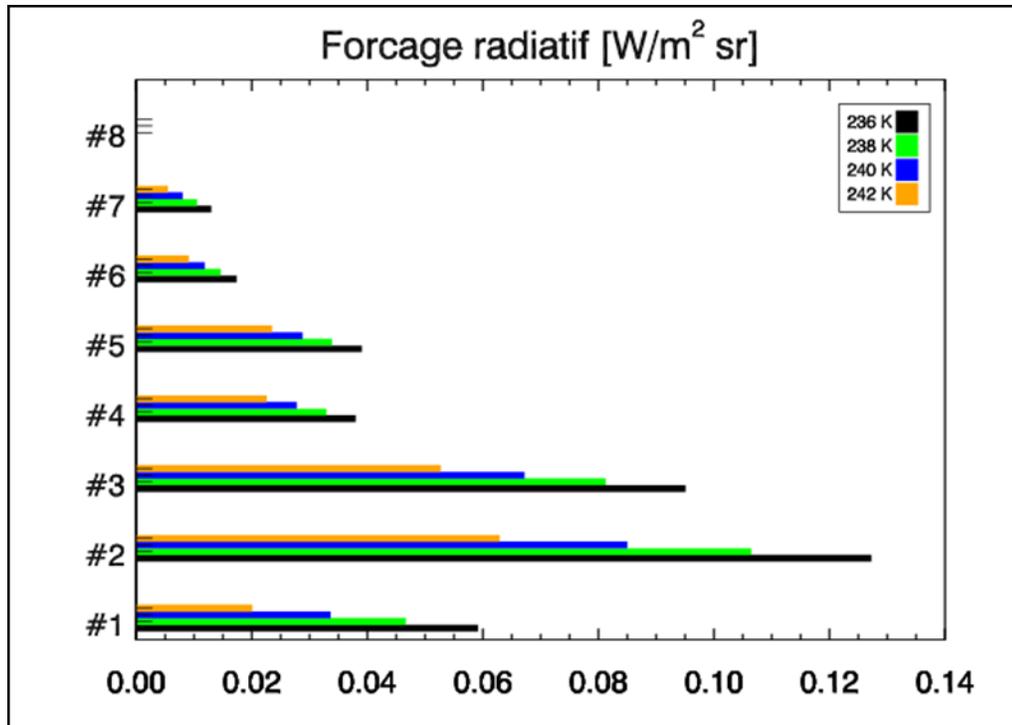


Figure 4.26 **Impact du refroidissement du sol et donc du contraste thermique sol/nuage pour 4 différentes températures au sol sur les observations dans l'infrarouge. Le nuage se situe entre 0.3 km et 1.5 km et a une température à la base de 242 k.**

#### 4.8 La radiance spectrale au limbe

Dans le concept de TICFIRE, un imageur en visée au limbe (voir la Figure 4-27 pour une photo du limbe) est prévu pour déterminer la position du sommet des nuages afin de permettre une analyse plus précise de l'épaisseur optique des nuages<sup>4</sup>et

<sup>4</sup>Voir, par exemple, Blanchard, 2011 pour une analyse de l'enjeu entre l'altitude des nuages et la valeur de COD extrait.

de la microphysique. La vision au limbe de nuage vers l'avant de la trajectoire viendrait ainsi en appui à l'observation des mêmes nuages vue au nadir environ 8 minutes plus tard. Le but est d'obtenir une représentation 3D du nuage en nous donnant ses limites géométriques (sommet et possiblement la base), ainsi que la caractérisation de la structure de nuage multicouche. Deux bandes sont choisies pour leur bonne transmittance dans l'infrarouge thermique, spécialement autour de 10  $\mu\text{m}$  et 14  $\mu\text{m}$ .

Dans cet ordre d'idée, deux bandes appropriées ont donc été proposées dans l'infrarouge thermique, la première couvre le spectre entre 8 et 12  $\mu\text{m}$  et la seconde entre 12 et 14  $\mu\text{m}$ . L'objectif est de déterminer la bande qui serait la plus adéquate à utiliser pour l'observation des nuages au limbe. Pour cela, nous avons effectué des calculs de transfert radiatif de scènes simulées au limbe. La simulation des radiances qui visent le limbe se fait sur une plage d'altitude allant de 1 km à 20 km avec une résolution de 100 m pour les dix premiers kilomètres, dans le but d'observer tous les nuages qui ont un effet radiatif important et nous grossissons la résolution à 1 km pour l'altitude comprise entre 10 km et 20 km vu la rareté des nuages dans ce cas-ci.

Diverses scènes sont envisageables. Nous en avons choisi trois à titre représentatif de profil verticaux avec un seul nuage TIC et des profils verticaux avec plusieurs couches de nuages. La première comporte un TIC-1, donc un nuage optiquement mince a une épaisseur optique de 0,5 situé en haute altitude entre 6 km et 9 km, et formée de cristaux de petite taille à 10  $\mu\text{m}$ . Le deuxième cas est un TIC-1 avec les mêmes limites géométriques, mais cette fois avec une épaisseur optique de 3 considérée comme valeur limite d'épaisseur optique des TIC. Finalement, le troisième cas est une composition de deux TIC-1 et d'un TIC-2B, avec des limites géométriques respectivement, entre 7,1 et 8,6 km, entre 5 et 5,3 km et finalement entre 3 et 5 km. L'épaisseur optique des TIC-1 est de 0,2 chacun, et la taille des cristaux est de 10  $\mu\text{m}$ . Pour ce qui est du TIC-2, son épaisseur optique est de 1,6 avec une taille des cristaux de 116  $\mu\text{m}$ . Dans tous les cas, nous avons appliqué la distribution de Baum et al. (2005)

quant à la forme des cristaux. Nous considérons les nuages horizontalement et verticalement homogènes.

Pour simuler l'observation au limbe terrestre, nous faisons varier l'angle de visée au-dessus de l'horizon. Les radiances sont donc obtenues en fonction de la hauteur qui est perpendiculaire à la tangente du globe terrestre. Cette procédure permet de simuler l'angle de visée du satellite qui resterait dans ce cas tangent et que l'observation verticale serait le résultat d'un balayage par le mouvement du satellite autour de la terre.

Nous calculons ainsi la radiance en ciel clair et en ciel nuageux, pour déterminer le contraste et évaluer le forçage radiatif qui représente la différence entre le cas avec et celui sans nuages, dans les trois cas susmentionnés. Nous trouvons que dans les deux bandes spectrales, les nuages sont clairement délimités, avec une plus grande radiance observée dans la bande 12-14  $\mu\text{m}$  (Figure 4-28). Cette différence atteint presque le double de radiance dans le cas du nuage TIC-2 avec son épaisseur optique de 1.6. Nous constatons sur les figures une légère courbe de la  $T_b$  au niveau des nuages avec un faible COD se rapprochant de celle sans nuages, cependant pour les nuages avec une grande valeur du COD, la courbe coupe abruptement due à la saturation. Ceci démontre le potentiel d'observation au limbe pour détecter et délimiter les nuages, ainsi que l'importance du choix des bandes spectrales, qui dans cet exemple illustratif a une amplitude de radiance plus large due au long chemin optique. Dans ce cas, la bande spectrale 12-14  $\mu\text{m}$  est recommandée.

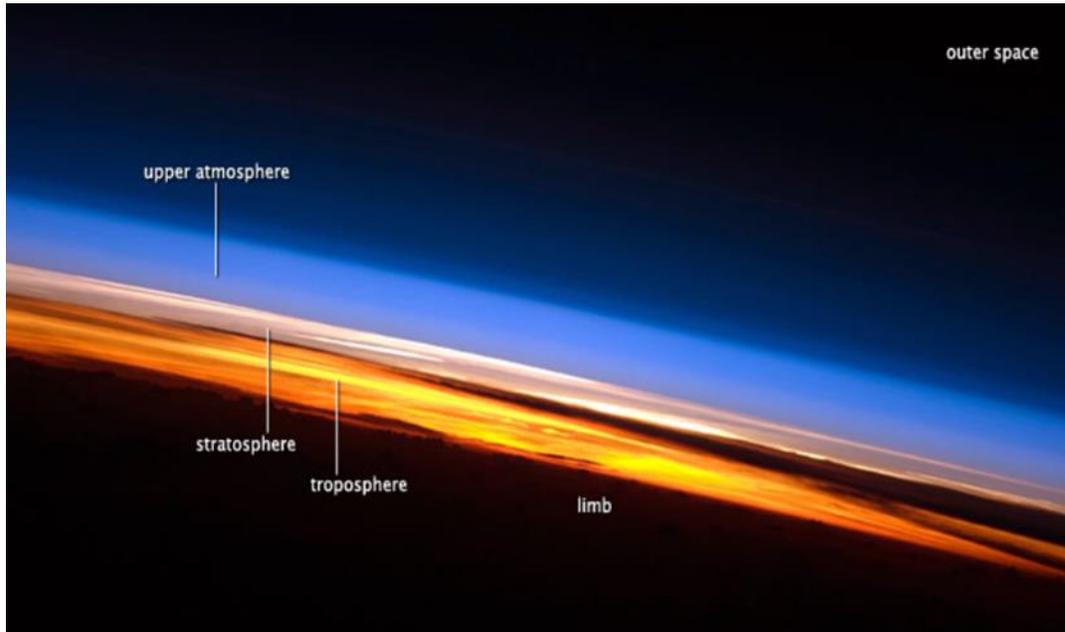


Figure 4.27 **Illustration du profil de nuage observé dans le visible au Limbe, avec le soleil au-dessous de l'horizon. La partie du limbe qu'on vise dans notre analyse est indiquée approximativement par les accolades en blanc et correspondant à la stratosphère et à la troposphère.**

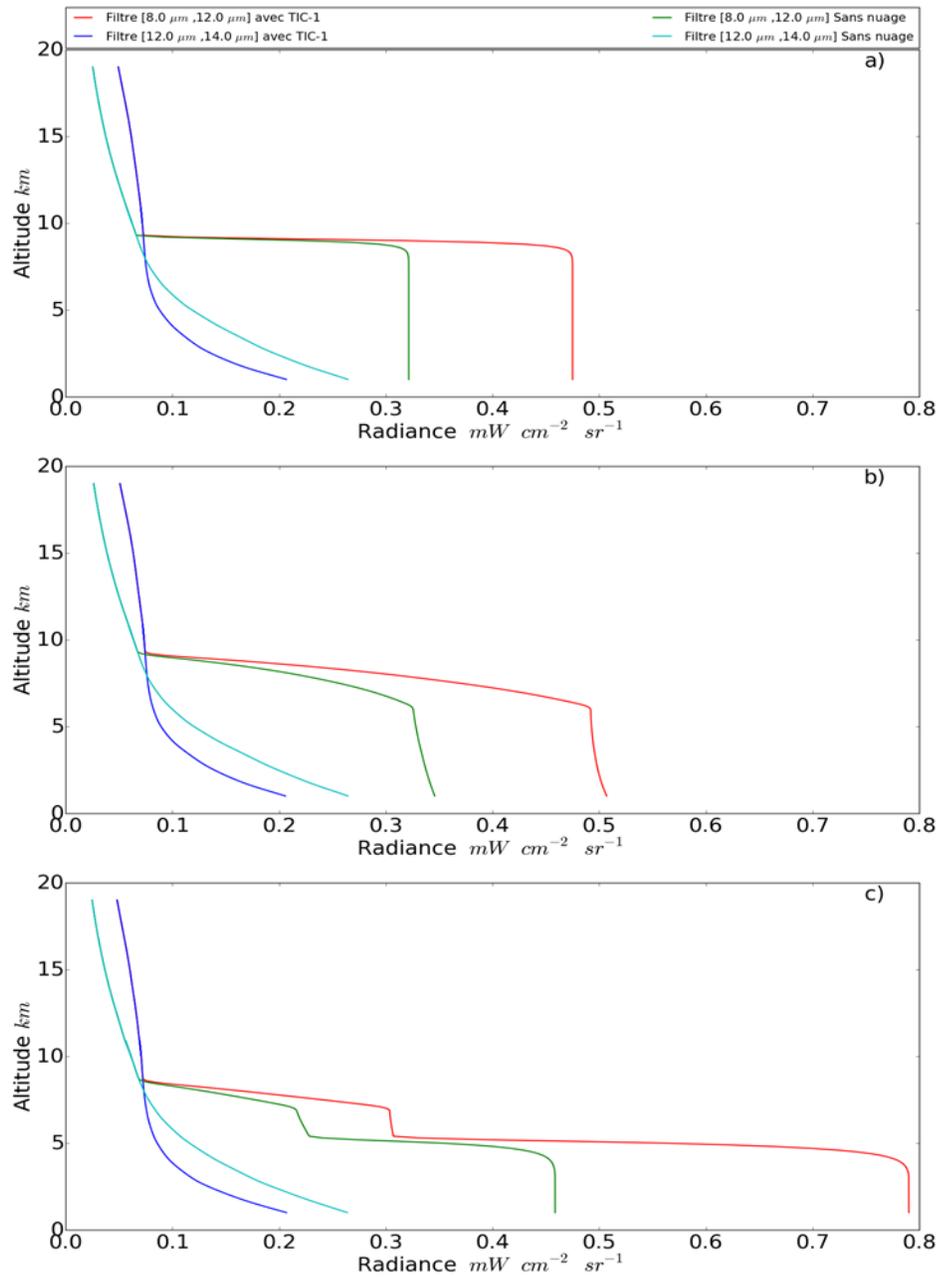


Figure 4.28 Analyse de radiance au limbe dans deux cas différents de structure atmosphérique a) TIC-1 COD= 0.5 ; b) TIC-1, COD=3 ; c) TIC-1+TIC-1+TIC-2).

#### 4.9 L'effet de l'ozone sur l'image au limbe

Dans le cadre des observations infrarouges de l'atmosphère par TICFIRE, une des options de conception est de faire des observations de l'atmosphère en profils verticaux au limbe (voir Figure 4-27). Ces observations nous permettront d'évaluer la hauteur du sommet des nuages élevés et possiblement des informations sur la structure verticale des nuages observés. Lors de la configuration de la mission spatiale TICFIRE, un choix s'est imposé pour les bandes spectrales destinées à l'observation au limbe. Ici, nous explorons les deux bandes spectrales qui ont été choisies.

Pour une bonne qualité d'image des observations faites au limbe, et en raison du choix des bandes proches ou autour de la bande  $9.6 \mu\text{m}$  ( $1000$  à  $1070 \text{ cm}^{-1}$ ) de l'ozone, nous devons nous assurer que l'impact est minime tout en prenant une solution optimale de la radiance disponible. Pour déterminer les effets du floutage des observations dû à la bande de  $9,6 \mu\text{m}$  de l'ozone, nous avons fait un calcul pour un cas d'atmosphère avec un nuage TIC-1 et d'une atmosphère sans nuages. Les simulations ont été faites à l'aide de MODTRAN5 pour un pas spectral de calcul de  $0.1 \text{ cm}^{-1}$ . La bande de  $9,6 \mu\text{m}$  allant de  $1020 \text{ cm}^{-1}$  à  $1080 \text{ cm}^{-1}$  ( $9,25$  –  $9,80 \mu\text{m}$ ) occupe une partie importante de la fenêtre thermique ( $8$ - $14 \mu\text{m}$ ).

Pour une meilleure évaluation des pertes de radiance reçue par le détecteur dues à l'atténuation par l'ozone, nous avons examiné six bandes spectrales. La première va de  $8$ - $12 \mu\text{m}$ , la seconde est identique à la première, mais cette fois une occultation de la zone spectrale  $\text{O}_3$  entre  $9,25 \mu\text{m}$  et  $9,8 \mu\text{m}$  est appliquée, la troisième de  $12$ - $14 \mu\text{m}$ , la quatrième entre  $10$ - $14 \mu\text{m}$ , la cinquième couvre la région de  $8 \mu\text{m}$  à  $9,2 \mu\text{m}$  pour éviter la zone  $\text{O}_3$ , et enfin la sixième entre  $10 \mu\text{m}$  et  $12 \mu\text{m}$ .

La Figure 4-29 montre la température de brillance obtenue pour chaque filtre, tandis que la Figure 4-30 montre les différences de forçage radiatif obtenues dans le cas du nuage TIC-1 pour chacune de ces configurations de bandes. Elle démontre que la bande entre 8  $\mu\text{m}$  et 12  $\mu\text{m}$  est la plus prometteuse en ce qui concerne l'amplitude de la radiance, et que l'occultation de la bande spectrale correspondant à la bande d'absorption d' $\text{O}_3$  n'a pas un impact perceptible sur la température de brillance obtenue, car les deux courbes sont confondues. Cela confirme que la bande 8-14  $\mu\text{m}$  couvrant toute la fenêtre thermique en excluant ou sans exclure la bande spectrale correspondant à la bande d'absorption d' $\text{O}_3$  (9.6  $\mu\text{m}$ ) permet de maximiser la radiance observée au limbe.

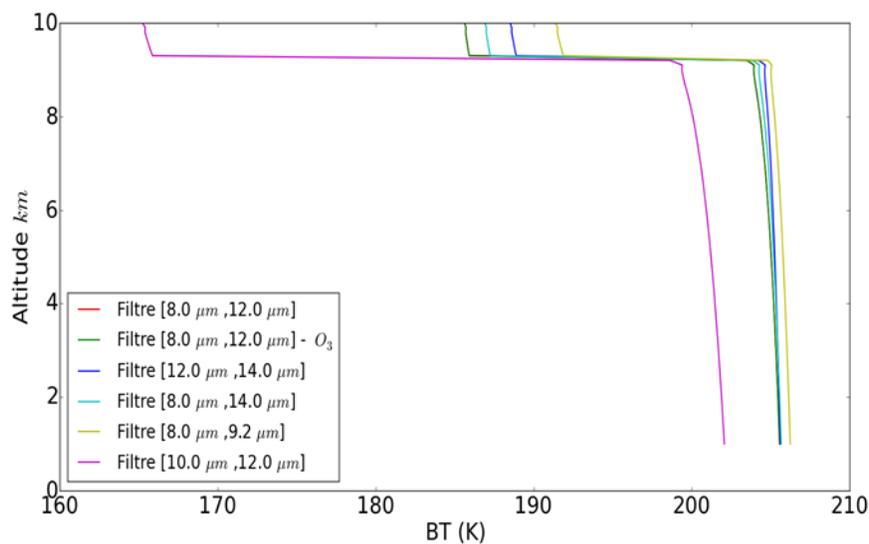


Figure 4.29 **Profils de la visée au limbe utilisant différentes bandes pour un cas de TIC-1 dans une visée LIMB.**

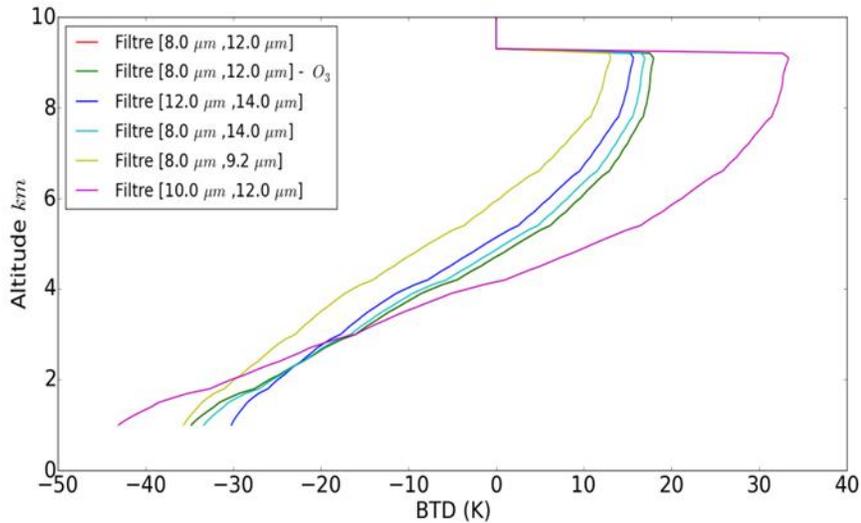


Figure 4.30 **Profils de la différence de température de brillance entre une atmosphère avec et sans nuages (le forçage radiatif du nuage) pour une visée au limbe utilisant différentes bandes pour un cas de TIC-1 dans une visée LIMB.**

#### 4.10 Cohérence de l'échantillonnage

Puisque le satellite sera en mouvement rapide à environ 7 km/sec et qu'il ne peut pas observer le même pixel par toutes les bandes spectrales simultanément nous devons estimer les limites imposées par la cohérence spatiale typique des scènes à observer. Pour cela, nous évaluons la cohérence horizontale de scènes d'observation des TIC en appliquant un calcul d'autocorrélation sur la variabilité naturelle observée dans ces nuages sur des échantillons continus. Cette méthode fournit une corrélation croisée des données de rétrodiffusion pour ainsi permettre de caractériser la régularité des scènes nuageuses typiquement observées. La caractérisation de la variabilité des structures des nuages TIC nous offre un critère pour contraindre la fréquence des mesures et la configuration optimale pour échantillonner adéquatement les scènes.

Pour avoir une évaluation représentative de la cohérence de l'échantillonnage de TICFIRE au-dessus de l'Arctique lors des missions d'observation, nous avons sélectionné trois cas types de TIC observés par CALIPSO, tels que décrits au chapitre précédent, sur de grandes distances au-dessus de différentes régions de l'Arctique et à différentes dates (voir exemple de parcours de CALIPSO : Figure 4-31). Le premier cas a été observé au-dessus de la mer de Laptev le 6 janvier 2007, le second cas au-dessus de la mer de Kara, le 9 janvier 2007 et enfin le troisième cas au-dessus du Groenland, le 19 janvier 2007. Ce dernier, plus complexe, est un cas où nous observons une composition de TIC-1, TIC-2A surplombant un TIC-2B (Figure 4-32). À partir de ces 3 scènes, nous prenons le COD qui est un produit standard de CALIOP dans la base de données DARDAR pour chaque colonne atmosphérique observée, dans chacun des cas.

Nous procédons d'abord à une évaluation du spectre de fréquences des variations de l'épaisseur optique à l'aide du code *Perio04* de Lenz et Breger (2005) qui fournit un spectre de puissance par une analyse de Fourier pour une détermination précise des fréquences. L'analyse a démontré l'absence de toute fréquence fondamentale dans les données.

L'étape suivante est l'analyse de la corrélation spatiale sur toute la longueur des nuages. Dans notre cas, les nuages s'étalent sur près de 675 km de longueur, une échelle caractéristique que les TIC ont en commun avec les cirrus des latitudes moyennes. Puisque la résolution prévue pour TICFIRE est de 10 km, l'autocorrélation que l'on trouve jusqu'à des longueurs caractéristiques inférieures à 10 km reste intéressante pour définir la structure dominante des TIC. C'est le cas des échantillons 1 et 3 où l'indice d'autocorrélation se situe autour de 50 % (Figure 4-33). Dans le cas 2, des structures apparentes se situant à la périphérie du nuage sont notées et bien représentées à travers la variation de la rétrodiffusion LiDAR liée à l'épaisseur optique, ce qui fait chuter l'indice d'autocorrélation à 10 %. Pour ce qui est de la décroissance de l'indice

au-delà des 10 km, elle est due à la présence de microstructures lesquelles ont une influence sur le signal LiDAR et la texture que l'on peut retrouver éventuellement sur le signal de la radiance à observer.

Ce test effectué sur trois exemples distincts nous permet d'estimer les limites de l'échantillonnage requis pour un satellite TICFIRE qui soit conforme aux caractéristiques des scènes visées. C'est un critère utile lors de la conception d'un instrument bien adapté aux objectifs scientifiques de la mission. De ce fait les observations faites sur des distances de 10 km peuvent dans ce cas respecter la cohérence des observations. Cette limite a été évaluée sur une base d'observations réelles faites au-dessus de nuages en Arctique.

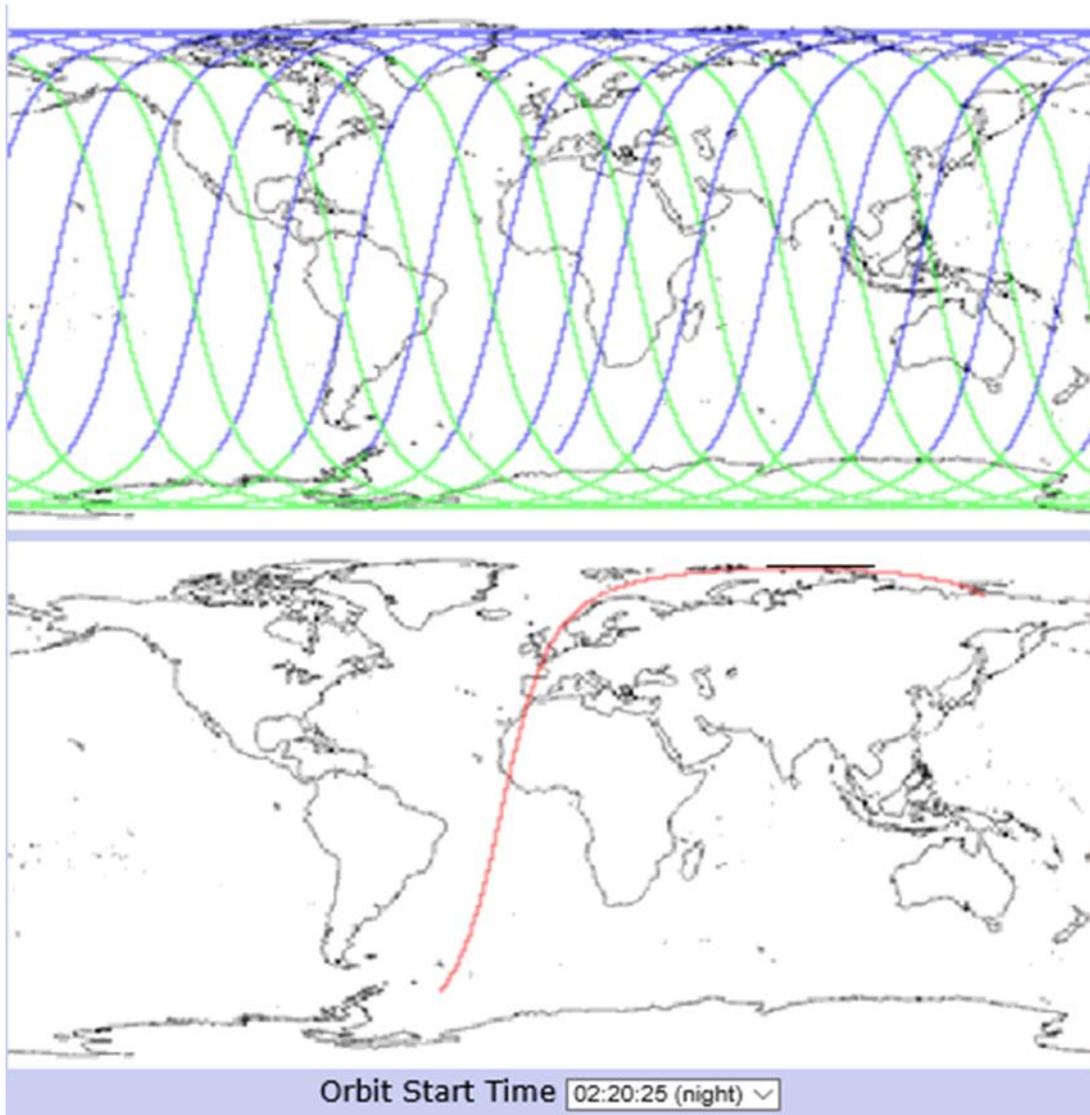


Figure 4.31 **Représentation de la ligne d'orbite CALIPSO** (source:<http://www.icare.univ-lille1.fr/calipso/>).

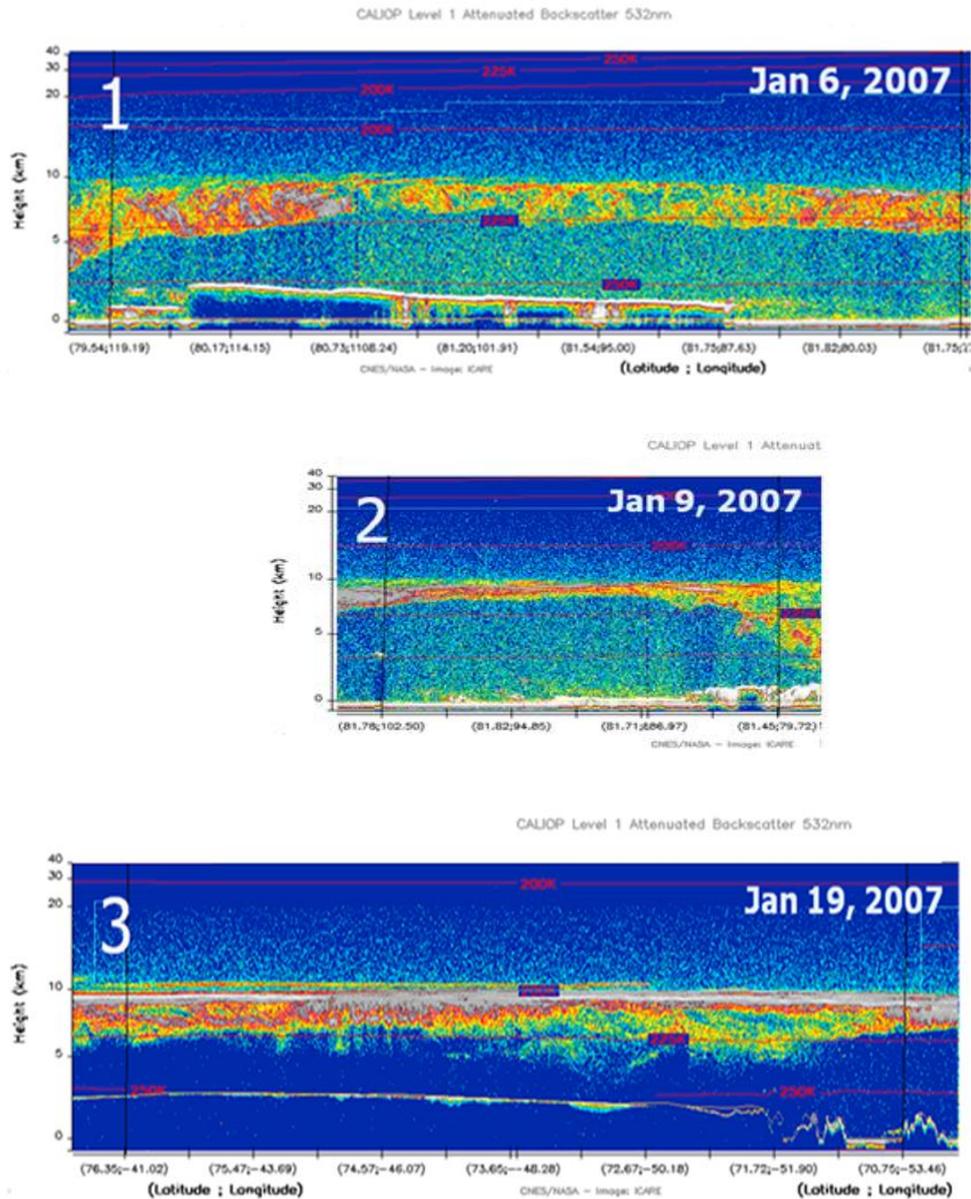


Figure 4.32 Observations CALIPSO des 3 cas de nuages TIC arctiques (1- Nord de la mer de Laptev, le 6 janvier 2007; 2- Nord de la mer de Kara, le 9 janvier 2007; 3- Groenland, le 19 janvier 2007). Les courbes en rouge représentent des isothermes.

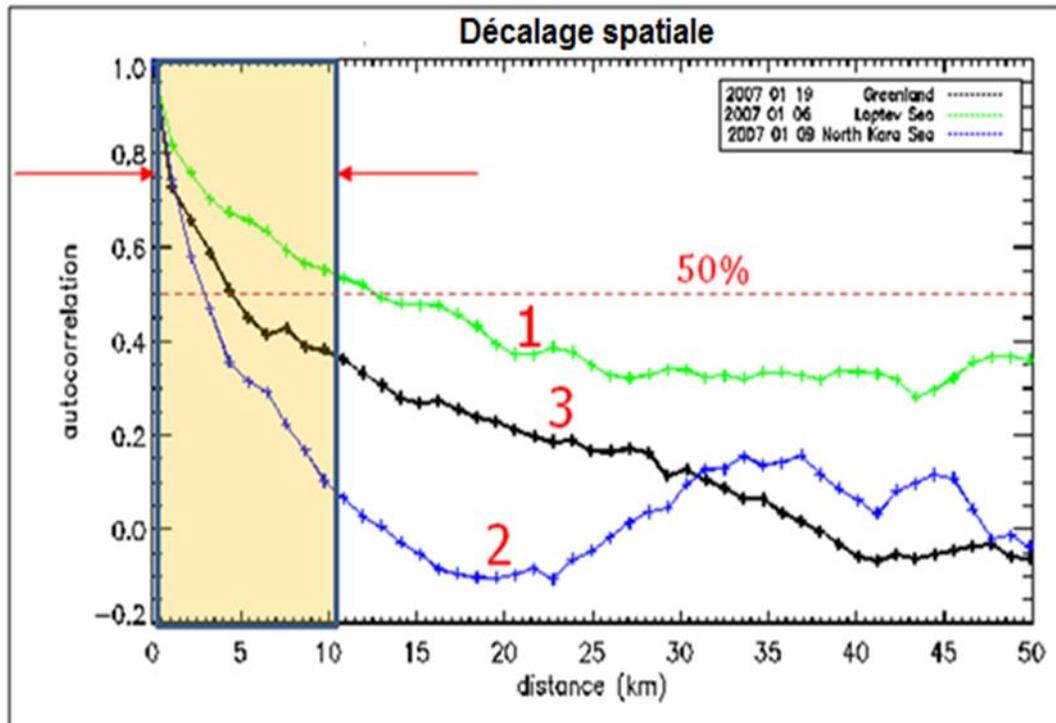


Figure 4.33 **Représentation de l'autocorrélation calculée pour 3 cas de TIC observés en Arctique, Hiver 2007.**

#### 4.11 Les taux de refroidissement

Les nuages modulent fortement les taux de refroidissement de l'atmosphère (voir la Figure 4-34 pour un exemple du taux de refroidissement radiatif publié par Clough et al., 1995) et l'importance des TIC est directement liée à leur capacité à irradier la chaleur de l'atmosphère vers l'espace. Ce refroidissement ou réchauffement se fait par l'entremise de l'absorption et de l'émission des rayonnements thermiques, il dépend grandement de la composition atmosphérique (ex. H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub>,CFCx.)

qui varie en fonction de l'altitude et qui au final a un impact sur l'absorption; surtout dans l'IRL comme nous le verrons. Aussi, nous devons considérer que la diffusion dans l'IRL module sensiblement ces taux de refroidissement. L'atmosphère arctique en hiver est extrêmement sèche, avec un contenu en eau de la colonne atmosphérique de l'ordre du millimètre d'eau précipitable. Durant la saison froide, les échanges radiatifs entre les couches atmosphériques se font essentiellement dans le domaine infrarouge. Les faibles concentrations de la vapeur d'eau font des nuages le principal modulateur du refroidissement thermique.

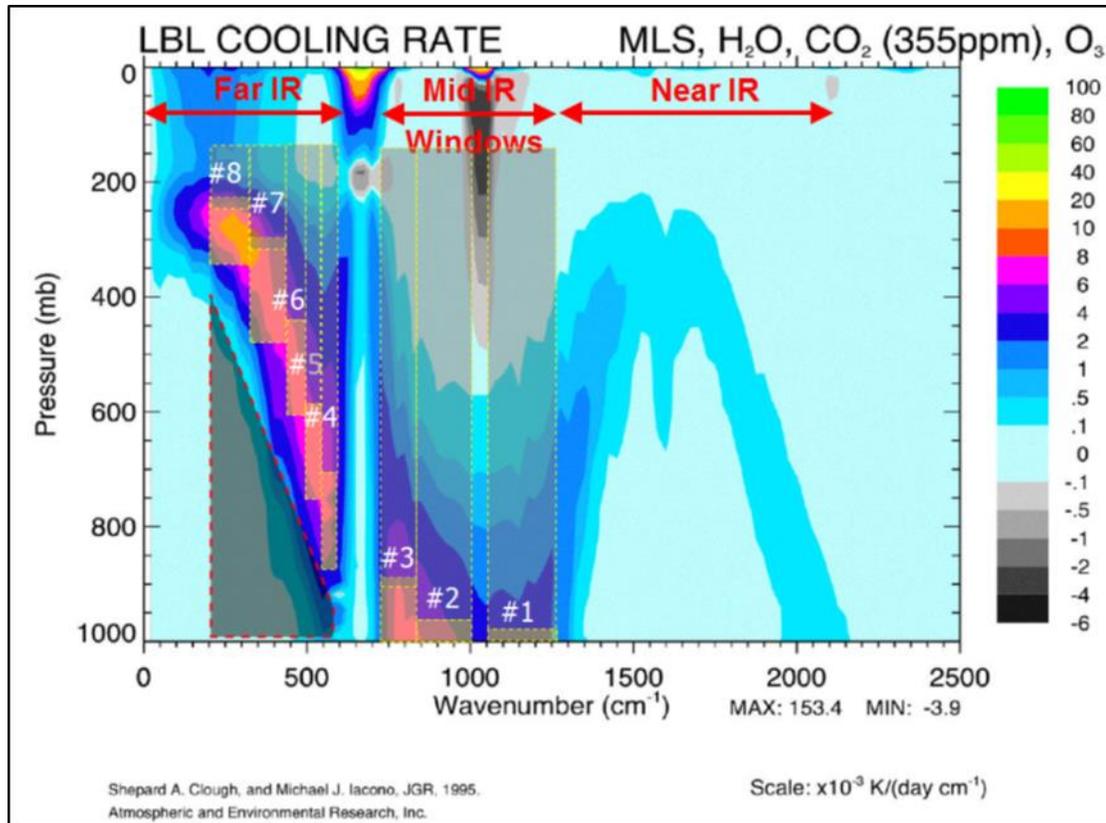


Figure 4.34 Exemple de calcul (LBL) fait par Clough et al.(1995) du taux de refroidissement dans le l'IR thermique et FIR pour le cas d'une atmosphère standard d'été à latitude moyenne (MLS : Mid Latitude Summer). Nous avons ajouté la distribution des bandes #1 à #8 du FIRR pour indiquer les altitudes sondées par l'instrument. H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> et O<sub>3</sub> sont utilisés dans le cas référence.

Par des calculs faits à l'aide d'un code de raies (*line-by-line*, LBL) très précises, Clough et al. (1995) ont démontré la dominance des taux de refroidissements dans l'infrarouge lointain. La Figure 4-34 montre les résultats pour une atmosphère standard des latitudes moyennes en été et sur lequel nous avons superposé les bandes TICFIRE. Les valeurs pour l'Arctique en hiver sont qualitativement similaires. On voit que les fortes émissions représentées par les contours colorés se retrouvent principalement

dans la région des grandes longueurs d'onde. Les bandes étiquetées #1 à #8 représentent les filtres du FIRR et la provenance du maximum de rayonnement dans la verticale. Cette illustration montre également que très peu de radiance provient de la surface dans les bandes IRL (de #4 à #8) et que l'instrument a le potentiel d'évaluer le profil de refroidissement atmosphérique dans cette région du spectre.

Kratz et al. (2002) ont calculé que près de la moitié de l'énergie thermique s'échappe de l'atmosphère par l'infrarouge lointain ( $< 650 \text{ cm}^{-1}$ ) dans des conditions de ciel clair. Ceci a encouragé le développement de TAFTS (Cox et al. 2007), un interféromètre dédié aux mesures de la radiance spectrale dans l'infrarouge lointain de  $14 \text{ }\mu\text{m}$  à  $125 \text{ }\mu\text{m}$  avec une résolution de  $1 \text{ cm}^{-1}$ . Aussi, Sinha et al. (1997) ont démontré par des observations que la contribution relative de l'IRL est plus importante dans les régions à faible convection, comme dans le cas de l'Arctique en hiver.

La présence de nuages module fortement ces taux d'émission. Pour cela nous avons effectué des calculs de taux de refroidissement pour notre cas de référence du 16 avril 2009 à Eureka. La Figure 2-3 montre la formation d'un nuage TIC-1 non précipitant vers 01:00 UT à environ 6 km d'altitude qui s'épaissit graduellement dans le temps vers un TIC-2B. Le sondage atmosphérique à 12:00 UT, montre une couche saturée par rapport à la glace entre 320 et 600 hPa, corroborés par l'observation de nuage, avec l'observation de faibles précipitations de poudrin de glace sous le nuage et s'évaporant à la base du nuage ( $>620 \text{ hPa}$ ). La seconde moitié de la journée, le nuage se dissipe progressivement jusqu'à disparaître vers 23:30 UT.

À l'aide de MODTRAN nous avons calculé les taux de refroidissement sur tout le spectre infrarouge de  $4 \text{ }\mu\text{m}$  à  $50 \text{ }\mu\text{m}$  entre la surface et 15 km d'altitude. La Figure 4-35 montre la variation spectrale du profil des taux de refroidissement en présence des TIC-2B observés à 12:00 UT correspondant à un radiosondage complet des températures et de l'humidité. Le maximum du refroidissement se produit dans l'infrarouge moyen et lointain entre  $330 \text{ cm}^{-1}$  et  $1000 \text{ cm}^{-1}$  et ce qui est particulier aux

TIC, il est réparti dans le corps du nuage et non seulement au rebord du nuage comme dans la majorité des nuages optiquement épais que l'on trouve aux latitudes moyennes. Les taux de refroidissement sont d'environ 2 K/jour à 5 K/jour comparativement à des valeurs qui atteignent moins de 0.5 K/jour dans les longueurs d'onde inférieures à  $1000\text{ cm}^{-1}$ . De plus, ce taux est progressivement accentué dans le spectre allant de  $1000\text{ cm}^{-1}$  à  $300\text{ cm}^{-1}$  avec un plus fort gradient dans la zone de l'infrarouge lointain allant de  $600\text{ cm}^{-1}$  à  $300\text{ cm}^{-1}$ . Nous notons aussi un léger réchauffement dans les couches atmosphériques inférieures, sous le nuage, aussi venant de l'infrarouge lointain, mais une tendance au refroidissement est observée dans le moyen IR au-delà de  $1300\text{ cm}^{-1}$ .

Cette application montre l'étroite relation entre la radiance observée par l'instrument et la zone de divergence du rayonnement à la source des émissions thermiques, principale source de forçage climatique en Arctique. Ce lien serré entre les propriétés des nuages et le rayonnement spectral est un atout important dans l'application à l'étude des processus atmosphériques responsables de la circulation, de l'évolution des conditions atmosphériques et ultimement du climat.

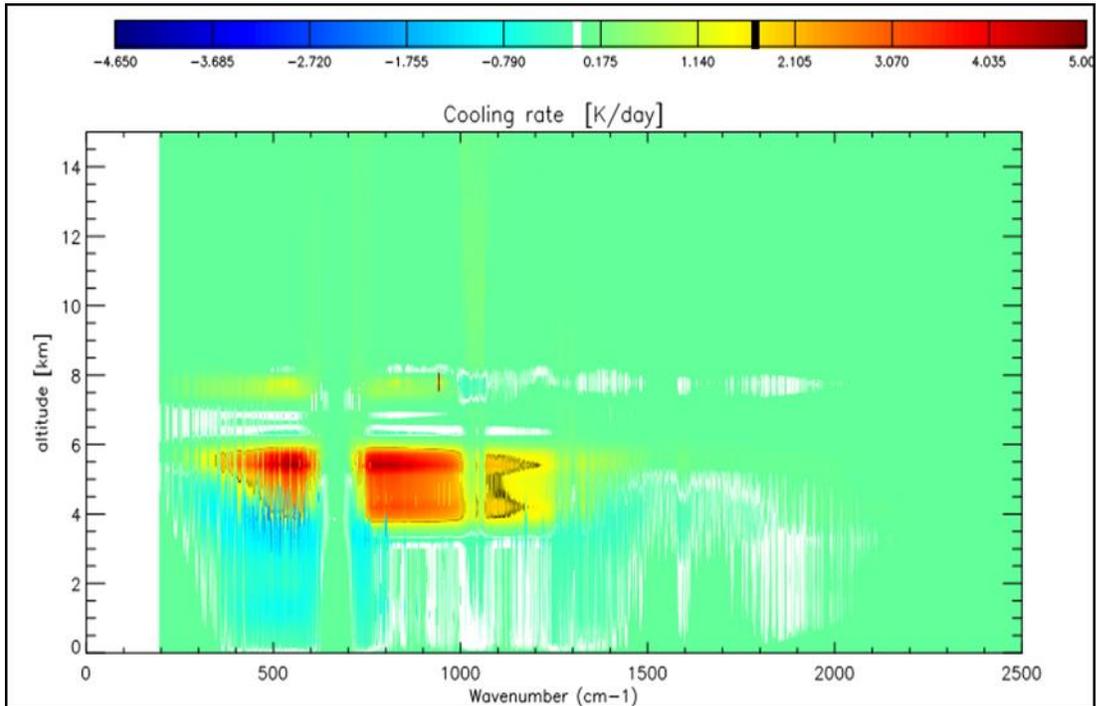


Figure 4.35 Exemple de calcul du taux de refroidissement spectral en présence de nuages TIC-2B pour le cas du 16 avril 2009 à 12 :00 UTC observée à PEARL.

#### 4.12 Application aux nuages polaires stratosphériques (PSC)

Dans cette dernière section, une application est ciblée: l'observation des nuages polaires stratosphériques (PSC) principalement rencontrés en Antarctique à des altitudes atteignant 25 km. Le but de cette section est de déterminer dans quelle mesure le nouvel instrument TICFIRE est apte à détecter ce type particulier de nuages qui ont souvent une épaisseur optique très faible. Dans la mesure où le TICFIRE pourrait les

détecter, les implications seraient très significatives pour l'avancement des recherches dans ce domaine.

Les PSC sont localisés dans la basse et moyenne stratosphère polaire. Turco et al. (1989) ont suggéré comme mécanisme de formation des PSC la nucléation hétérogène de vapeur d'eau et d'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ ) autour d'aérosols d'acides sulfuriques congelés. Un second mécanisme a été suggéré par Molina et al. (1993) où il ne nécessite pas d'aérosols comme étape initiale, mais la nucléation de cristaux formés d'acide nitrique trihydraté à partir de solutions ternaires de  $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$  avec une croissance ultérieure de ces cristaux par condensation de  $\text{HNO}_3$  et de la vapeur d'eau. À cause de la circulation autour du plateau, ces conditions sont plus favorables en Antarctique par rapport à l'Arctique. Les PSC peuvent être classés (Tabazadeh et al. 1994) en PSC de type 1 que l'on trouve à des températures autour de 195 K, où les particules représentent un mélange d'eau et d'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ ). Il est étiqueté chimiquement comme Nitric Acid Trihydrate (NAT). Le type 1 de PSC peut se retrouver sous forme solide ou liquide. Alternativement, les PSC de type 2 se composent de purs cristaux d'eau glacés, mais ne se forment qu'à de très faibles températures comprises entre 178 K et 183 K (Tabazadeh et al. 1994). L'importance de ces nuages se trouve dans leur rôle destructif de la couche d'ozone (Solomon, 1999). Cette destruction est le résultat de réactions hétérogènes sur la surface des particules qui sont les constituants des PSC, faisant intervenir des molécules de différentes phases et faisant passer le chlore de la forme réservoir ( $\text{HCl}$ ,  $\text{ClONO}_2$ ) à la forme active ( $\text{Cl}$ ,  $\text{ClO}$ ), destructive pour l'ozone (Pitts et al. 2007). La présence avérée de trous d'ozone en Arctique et en Antarctique représente l'une des plus importantes préoccupations dans l'étude globale de l'environnement.

Le problème lié à l'observation des PSC aux hautes latitudes est dû à la rareté d'instruments au sol ainsi que des instruments en orbite capable de couvrir tout le territoire polaire. Actuellement, un des instruments le plus adéquats à l'observation des

PSC est CALIOP. Ceci est dû à sa sensibilité aux nuages optiquement minces, et son orbite polaire. Mais, le complément qu'apporterait le radiomètre TICFIRE avec une sensibilité des bandes spectrales aux nuages PSC comme aux TIC serait considérable. En particulier la couverture horizontale de la fauchée au sol de TICFIRE est de plusieurs centaines de kilomètres, contrairement à l'empreinte de CALIOP qui n'échantillonne que la largeur d'un faisceau laser de 70 m.

Généralement, l'épaisseur optique des PSC décroît avec l'altitude réduisant ainsi la capacité du radiomètre FIRR à les détecter avec l'altitude croissante. Afin d'évaluer le potentiel de détection des PSC par le FIRR, nous avons sectionné 3 cas à diverses altitudes observées le mois de septembre 2009 sur l'Antarctique. Le premier cas représente une atmosphère incluant tous les nuages au-delà de 10 km, le deuxième cas au-delà de 15 km et enfin le dernier cas au-delà de 20 km. Après avoir calculé la radiance nette pour chaque cas, nous avons fixé le seuil de détection à 0,01, 0,1 et 0,3  $W m^{-2} sr^{-1}$  afin de déterminer le taux de détection anticipée en fonction de ces seuils et en fonction des 8 bandes de TICFIRE. Il est à noter que parfois nous choisissons des seuils différents cela étant dans un but d'exploration et de recherche du meilleur compromis entre les objectifs assignés à la mission et des possibilités techniques.

La Figure 4-36 montre le taux de détection des nuages versus les 8 filtres choisis pour TICFIRE pour les trois seuils de sensibilité de l'instrument. Les trois différentes sections de hauteurs ciblées sont représentées en rouge pour les nuages dont le sommet est au-dessus de 10 km, en vert pour ceux au-dessus de 15 km et enfin en mauve pour les nuages les plus hauts et qui se situent au-dessus de 20 km. La Figure 4-36 montre d'une manière globale que la détection des nuages bas est meilleure que celle des nuages plus hauts. En effet, nous voyons une dégradation de la détection qui passe du rouge (10 km) au violet (20 km) en passant par le vert (15 km). Ceci s'explique lorsqu'on regarde les Figure 4-37 à Figure 4-41 où les nuages qui se retrouvent au-dessus de 20 km (représentés par des étoiles) sont de très faible COD, en dessous de 0.1. La même observation a été faite dans le cas de la détection des TIC-1 (faible COD)

versus la détection des TIC-2 dans la section 4.7, où nous avons observé aussi que le seuil de détection avait un plus grand impact sur les TIC-1 dans le cas des filtres qui se situent dans l'IRL (voir Figure 4-22 à Figure 4-25). De plus, pour des cas de détection des nuages avec COD très faible avec le filtre #8, nous constatons que le taux est de 80 % dans le cas d'un seuil de  $0.01 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ , 8 % dans le cas d'un seuil de  $0.1 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ , et finalement de  $\sim 0 \%$  dans le cas d'un seuil de  $0.3 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ . Cet exercice fait à partir d'observations de CALIPSO nous permet de démontrer la détectabilité des PSC définis par la haute altitude de ces derniers. Cette détectabilité par rapport au filtre 8 est de 78 % dans le cas d'un seuil de  $0,01 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$  et chute drastiquement à 10 % et jusqu'à 1 % dans les cas respectivement de 0,1 et  $0,3 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ . Le seuil de détectabilité joue un rôle crucial quant à la détection des PSC des nuages de haute altitude vu la très faible épaisseur optique de ces derniers (Figure 4-37 à Figure 4-41).

Les figures Figure 4-37 à Figure 4-41 montrent le forçage radiatif observé dans le cas des nuages polaires au-dessus de l'Antarctique observés par CALIPSO en septembre 2009. Les figures représentent le forçage radiatif versus les valeurs du COD des nuages que nous représentons, dans un souci de clarté en valeurs logarithmiques. Chacun des trois paliers d'altitude de nuage est représenté par un symbole différent. L'étoile pour les nuages au-dessus de 20 km, les triangles à droite pour ceux au-dessus de 15 km et enfin les pentagones pour les nuages au-dessus de 10 km. D'une manière générale, le forçage radiatif est plus accentué dans le cas des filtres situés dans le MIR avec des valeurs entre 6 et  $7 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ , et chute drastiquement pour les filtres situés dans l'IRL entre 1 et  $2 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ . Nous avons séparé les valeurs de forçage radiatif en trois niveaux. Le premier représente les faibles forçages radiatifs  $< 0.1 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ , les moyens  $> 0.1 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$  et  $< 1 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ , et enfin ceux  $> 1 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ . D'une manière générale, le forçage radiatif est plus intense dans le cas des nuages avec un COD important et une altitude basse (10 km).

En somme les deux exemples présentés dans ce chapitre démontrent :

1. Les possibles applications importantes de TICFIRE dans la recherche actuelle sur les nuages à haute altitude, les PSC ainsi que l'impact de phénomène naturel tel que les volcans sur la distribution nuageuse et ultimement son impact sur l'environnement.
2. L'enjeu que présente la sensibilité de l'instrument au faible COD dans l'observation ciblée de nuages à haute altitude.

Les performances du prototype FIRR (V1 et V2) testé à une sensibilité d'environ  $0,02 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$  prouve qu'il est possible d'observer une bonne portion des PSC. Toutes améliorations de la sensibilité et des performances des capteurs microbolométriques au-delà des performances actuelles auront beaucoup d'impact sur les performances d'une mission TICFIRE.



Figure 4.36 Représentation du taux de détection des nuages à chaque altitude en fonction du seuil de détection pour les 8 bandes de TICFIRE. Les Altitudes des PSC indiquent la base du nuage dont l'épaisseur peut atteindre 600 m dans le cas des PSC à 10 km et 100 m dans le cas des PSC 20 km.

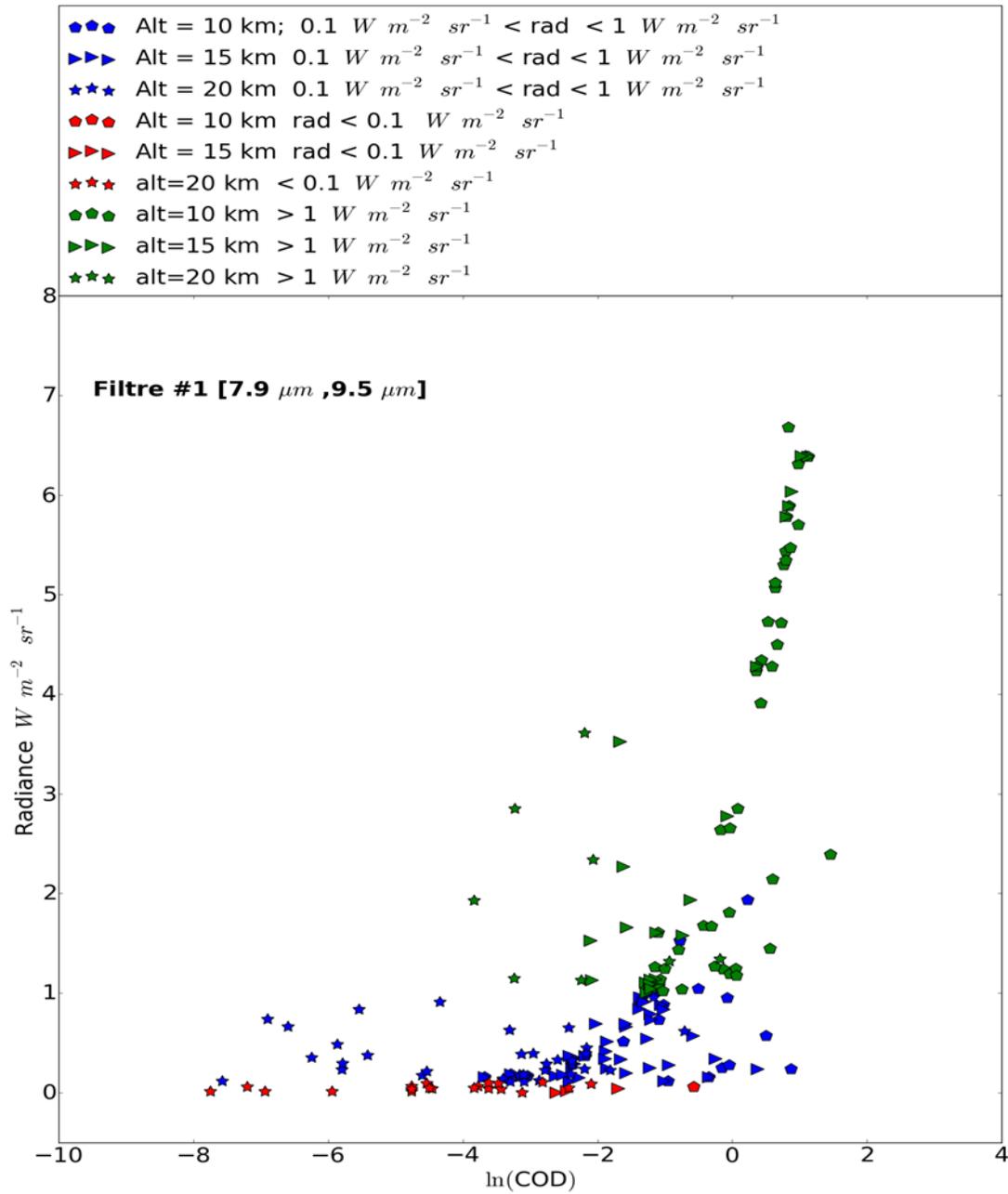


Figure 4.37 Représentation du forçage radiatif pour chaque nuage en fonction de son altitude et de son épaisseur optique pour les cas des bandes 1, 2, 3 et 4. L'épaisseur optique des nuages de CALIOP est une seule valeur calculée à 532 nm.

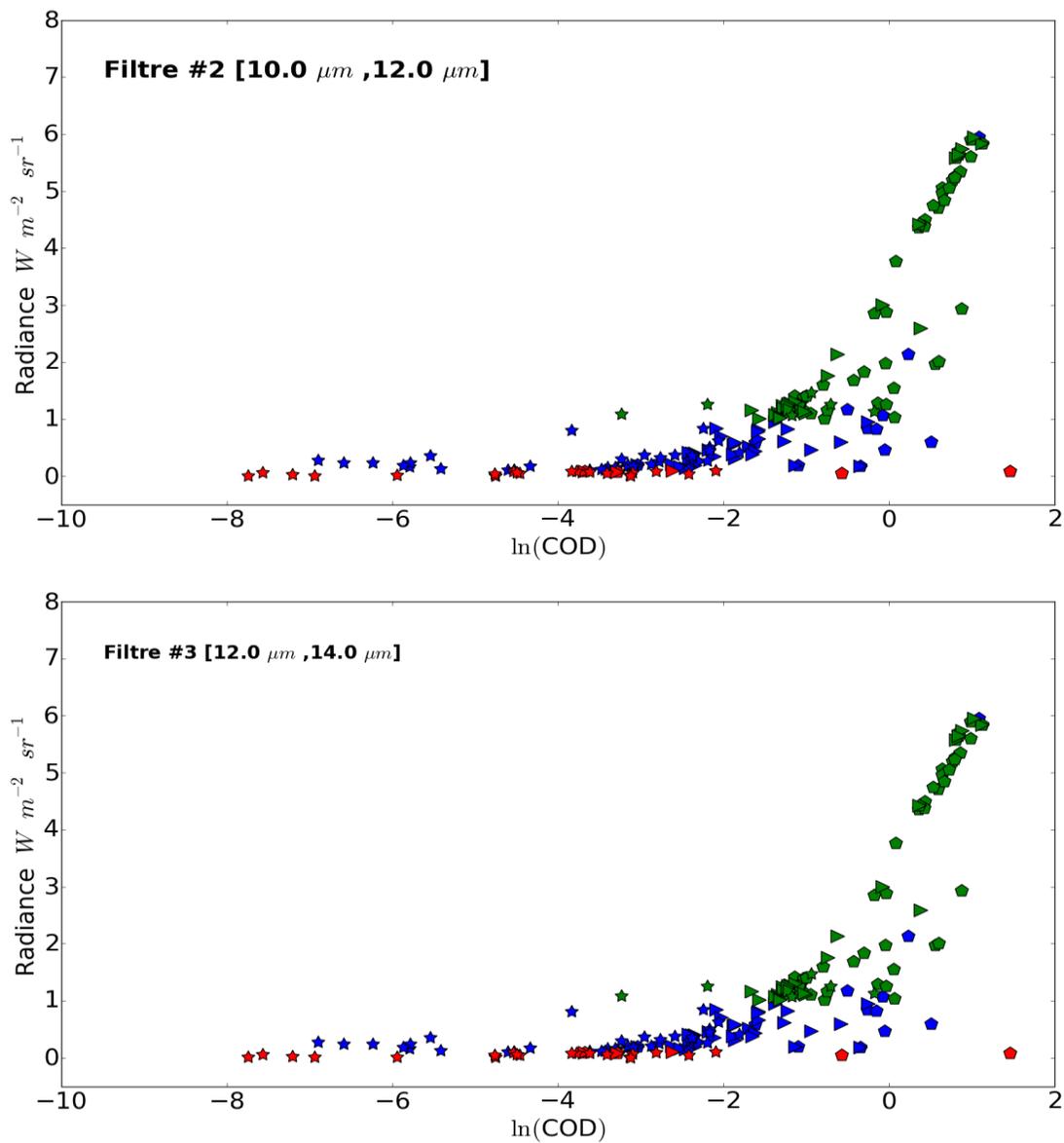


Figure 4.38 Môme légende que la figure précédente sauf qu'ici nous présentons les résultats pour les bandes 2, 3 de TICFIRE.

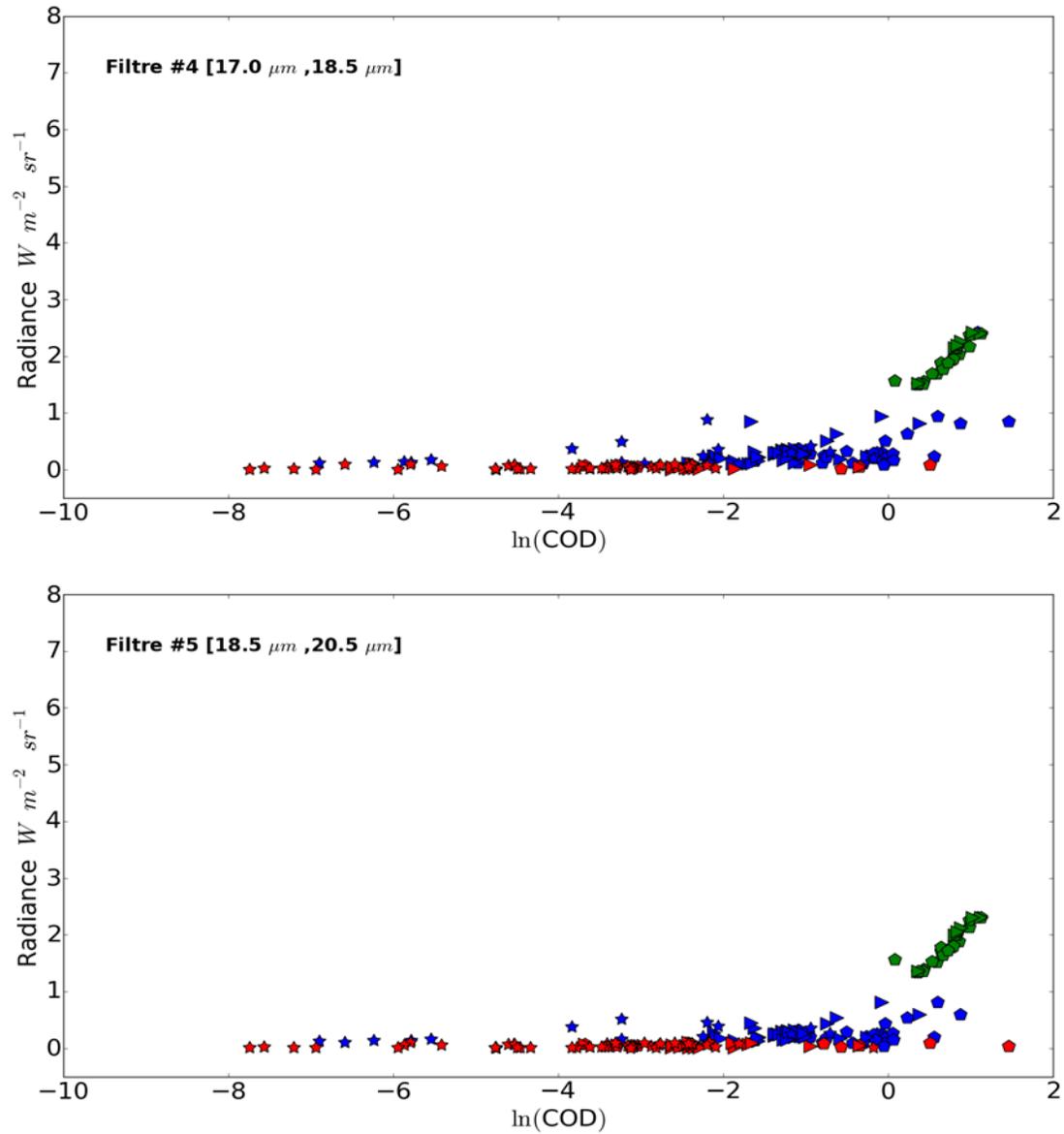


Figure 4.39 Môme légende que la figure précédente, mais ici nous présentons les résultats pour les bandes 4,5 de TICFIRE.

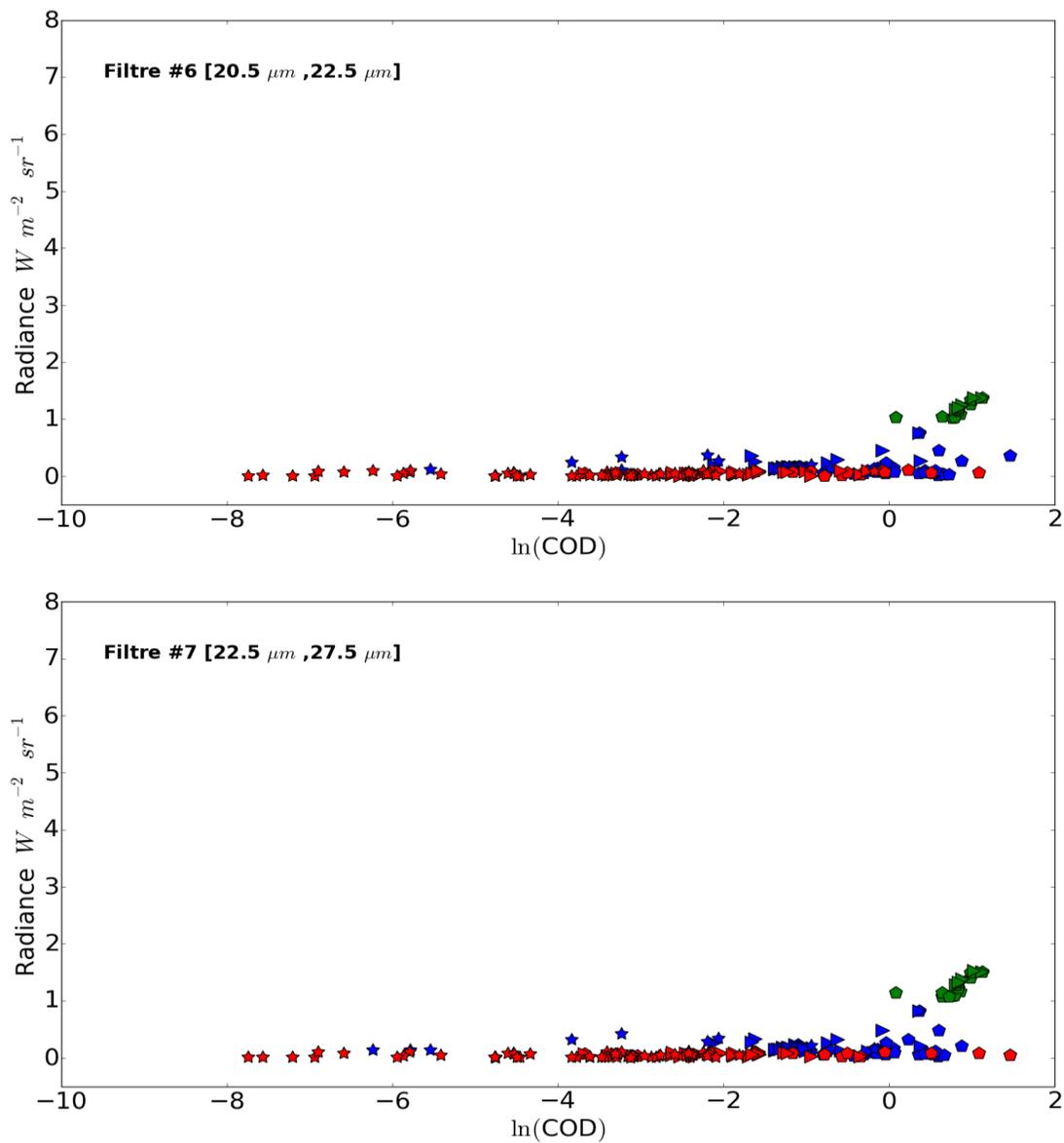


Figure 4.40 Môme légende que la figure précédente sauf qu'ici nous présentons les résultats pour les bandes 6, 7 de TICFIRE.

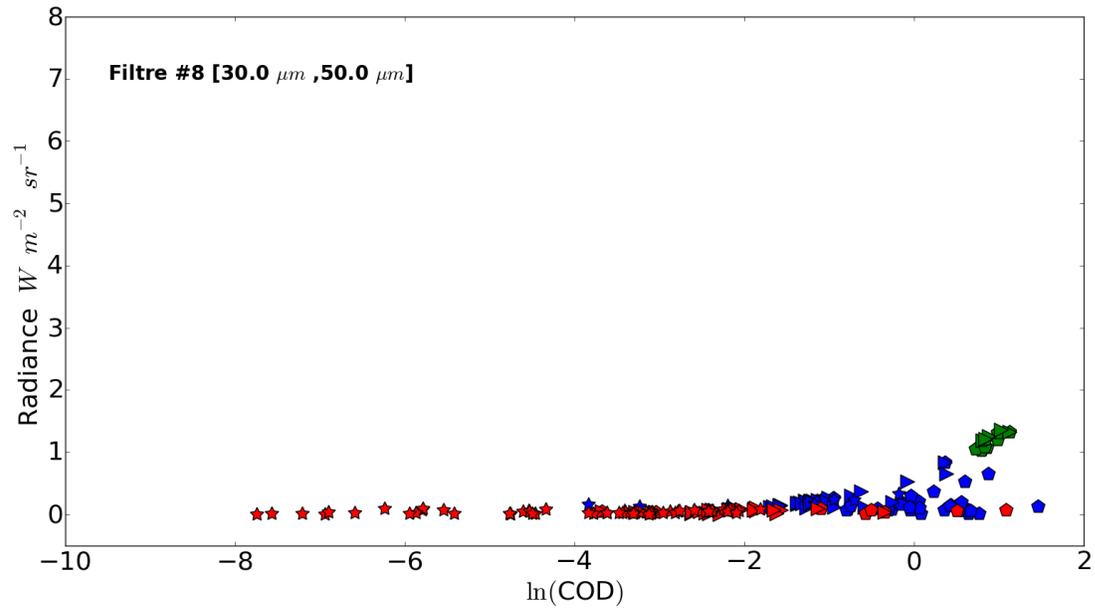


Figure 4.41 Môme légende que la figure précédente sauf qu'ici nous présentons les résultats pour la bande 8 de TICFIRE.

## RÉSUMÉ

Dans ce chapitre nous avons étudié les aspects techniques et quelques applications potentielles aux observations atmosphériques de TICFIRE. Son potentiel et sa performance sont des atouts pour les études des processus impliqués dans la climatologie physique des nuages optiquement minces en Arctique. Il permettra entre autres une plus large couverture de l'atmosphère arctique par rapport aux observations faites à partir du sol dans les bandes spectrales qui sont pratiquement inexplorées de l'infrarouge lointain. De plus, sa plus grande sensibilité aux nuages de hautes altitudes discutées dans ce chapitre est un atout de grande importance, car les recherches actuelles nous ont permis de découvrir que les phénomènes observés dans la haute troposphère et dans la basse stratosphère sont essentiels pour la chimie, pour la circulation atmosphérique et ultimement pour l'évolution du climat, comme la déplétion de l'ozone aux hautes latitudes (Solomon, 1999). En effet, les particules des PSC servent de site catalytique pour des réactions chimiques hétérogènes qui transforment les espèces de réservoir de chlore et de brome stables en formes destructrices de l'ozone. De plus, la taille de ces mêmes particules est déterminante quant à l'augmentation de l'appauvrissement de la couche d'ozone, car en grossissant, les particules sédimentent et causent un processus de dénitrification qui ralentit la reformation des réservoirs de chlore (Pitts et al. 2007).



## CHAPITRE V

### CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Ce travail de thèse vient en appui à la mission aéroportée FIRR et au projet satellitaire TICFIRE. Dans les deux cas, le besoin en simulation fut crucial, que ce soit pour définir les limites acceptables de l'instrument dans le cadre de la détection des nuages optiquement minces en Arctique, ou pour guider l'industrie dans le développement d'un prototype FIRR ou de valider le choix des bandes spectrales de la mission. Notre objectif était de fournir le soutien scientifique pour les applications potentielles à l'intérieur des paramètres technologiques permettant la conception et la réalisation du capteur requis et la sélection des filtres couvrant la région spectrale stratégiquement importante pour la science de la télédétection.

Les simulations ont tout d'abord été comparées aux données d'observations faites par l'E-AERI, un radiomètre opérant dans l'infrarouge et l'infrarouge lointain et installé à Eureka. En plus d'avoir l'E-AERI nous avons utilisé des instruments essentiels, dont le radar MMCR et le LiDAR AHSRL. Nous avons aussi l'appui des sondages atmosphériques biquotidiens, un avantage indéniable pour tout ce qui touche à la calibration des instruments. Lors de la comparaison avec l'E-AERI, nous avons souligné des différences entre les radiances mesurées et celles simulées. Elles sont imputables à des différences lors des observations. En effet, la littérature parle de dérive des ballons-sondes et donc une différence substantielle est à noter entre les données aérologiques utilisées lors des simulations et l'observation radiométrique. Nous avons reproduit certaines de ces erreurs en comparant le fait qu'une inversion de température

soit ou ne soit pas dans la zone d'observation. Ceci nous permet de mesurer l'ampleur de l'impact de certains paramètres sur nos observations radiométriques. En effet, les simulations des conditions radiatives à Eureka reposent pleinement sur des données obtenues par le radar, le LiDAR et les données de sondages aéroportés pour reconstruire nos colonnes atmosphériques observées, où chaque instrument, ainsi que les simulations ont leurs propres limites et leurs propres sources d'erreur.

Une analyse de l'effet de la diffusion multiple sur le signal perçu par l'instrument à partir des données dans l'infrarouge et l'infrarouge lointain a été réalisée. Dans cette étude, nous avons utilisé des données réalistes tirées d'observations à Eureka à partir desquelles nous avons estimé la différence entre la simulation du transfert radiatif avec diffusion multiple et celle avec diffusion simple sur toute la gamme spectrale. La zone spectrale de l'infrarouge lointain représente la partie la plus affectée par la diffusion, comme démontré par la différence substantielle de radiance trouvée entre les deux cas et contrairement au reste du spectre où la différence tend à s'annuler vers le proche IR. Ceci démontre l'importance de prendre en compte la diffusion multiple lors des simulations.

Après avoir comparé nos simulations avec des données de l'E-AERI, nous avons entamé une étude de sensibilité des différents canaux de TICFIRE. Tout au long de notre travail, nous avons utilisé autant que possible des données émanant d'observations réelles collectées par les instruments CALIPSO et CloudSat ou les données d'Eureka. Les résultats ont démontré la possibilité de distinguer la variation de l'épaisseur optique des nuages observés à travers le CRF dans les différentes bandes du radiomètre. Ceci pour les nuages les plus optiquement minces et dans une moindre mesure pour les nuages plus opaques. Notre objectif a été d'investiguer le contenu en information (variation) des différences de la température de brillance afin de trouver une stratégie d'optimisation du potentiel de TICFIRE pour la détection des nuages optiquement minces qui sont significatifs pour le bilan radiatif.

Pour les raisons subséquentes d'étude de la détectabilité des TIC par notre radiomètre, nous avons besoin d'une base de données fiable de TIC en Arctique. Pour cela au chapitre 2, nous avons développé un algorithme pour le traitement des données DARDAR de CALIPSO/CloudSat pour détecter et identifier les différents TIC. La base de données s'étend sur 6 hivers arctiques. Ceci a ouvert le champ pour une étude climatologique des TIC. Elle nous a aussi permis d'avoir une base pour certaines applications prometteuses de TICFIRE entre autres l'observation des nuages à très haute altitude (ex. PSC).

Nous avons fait une analyse d'erreurs faite sur le COD et le  $R_{\text{eff}}$  lors de l'inversion et dont la source pourrait être une erreur dans l'estimation de la température du sommet du nuage. Pour cela, nous avons simulé un tableau de correspondance en faisant varier les paramètres physiques dans les simulations. Ensuite, nous avons fait correspondre les nouvelles valeurs des paramètres physiques aux valeurs les plus proches du tableau de référence. Cette méthode nous a permis d'extraire l'erreur obtenue pour chaque variation de température de  $\pm 3$  K à  $\pm 5$  K et  $\pm 7$  K. Nous avons trouvé que l'erreur sur le COD s'amplifie plus le nuage est épais. On se retrouve avec des surestimations du COD pouvant atteindre près de 40 % dans le cas d'un COD=3. Pour les  $R_{\text{eff}}$  la surestimation peut atteindre 35 % dans le cas d'un  $R_{\text{eff}} = 140 \mu\text{m}$ .

Un autre aspect que nous avons examiné est la capacité du capteur TICFIRE à détecter une vaste gamme de nuages glacés optiquement minces à travers ses 8 bandes spectrales couvrant le MIR et l'IRL. Dans ce but, nous avons traité un grand nombre de scènes de nuages au nord de  $66^\circ\text{N}$ , observées par CALIPSO et CloudSat et intégrées au modèle de transfert radiatif MODTRAN5 qui intègre les 8 bandes. Lors de ces simulations, nous avons fait varier le NEFR pour délimiter les limites jugées acceptables pour notre instrument. Nous avons trouvé un compromis avec les limites de l'industrie qui permettrait une précision de  $0.05 \text{ W m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$  où la quasi-totalité des TIC (70 % à 90 %) pourrait être détectée. Toutefois, nous avons vu en simulant

l'influence de la température au sol que le faible contraste thermique entre les nuages glacés et le sol glacé de l'Arctique demeure un facteur limitatif. D'ailleurs, la combinaison des bandes permet de réaliser un sondage vertical de l'atmosphère grâce aux différentes courbes de transmittances atmosphériques de chaque bande. Un aspect important dans la stratégie TICFIRE sera de compléter les observations par des observations faites au limbe pour déterminer la position du sommet des nuages.

L'observation au limbe est l'une des recommandations faites au projet TICFIRE dans l'objectif d'avoir une vision plus globale de la structure atmosphérique en 3D. Différentes bandes ont été simulées dans le cas d'observations de structures nuageuses et la recommandation porte sur la bande ayant la plus grande transmittance. L'impact de l'O<sub>3</sub> a été étudié pour en diminuer l'effet lors d'observation au limbe.

La cohérence spatiale des échantillonnages est aussi déterminante pour le choix du temps d'exposition et l'alternance de mesures pour couvrir les huit bandes du radiomètre. Dans notre cas, le fait que les nuages ciblés soient de grande envergure, la résolution spatiale de 10 km apparaît suffisante pour échantillonner adéquatement les TIC.

Un autre aspect abordé est la détection des nuages minces en haute altitude à l'interface entre la basse stratosphère et la haute troposphère (UTLS) et des PSC. Des calculs de transfert radiatif ont été réalisés sur des cas de nuages stratosphériques identifiés par CALIPSO sur l'Antarctique durant l'hiver austral. On a montré que ces nuages très ténus ont une forte probabilité de détection, tous filtres confondus. C'est donc une application originale et insoupçonnée au début de ce projet. Ceci est encourageant quant aux applications de ces nouvelles données au problème de la formation du trou d'ozone durant la nuit polaire.

En conclusion, nous estimons que TICFIRE est un instrument qui peut apporter beaucoup à la communauté scientifique en ouvrant des perspectives nouvelles dans la région spectrale de l'infrarouge lointain, un domaine encore inexploré de l'atmosphère

terrestre par les satellites actuels. Conformément à sa sensibilité aux différentes épaisseurs optiques et aux rayons effectifs ainsi qu'à sa sensibilité aux nuages de glaces à haute altitude, localisés dans la stratosphère, TICEFIRE ouvre de nouvelles perspectives de recherche. Ces nuages appelés TIC, situés dans les régions polaires ou à des latitudes moyennes, les cirrus, sont, par leur représentation incomplète dans des modèles climatiques un enjeu important en recherche météorologique et climatique. Des lacunes dans leur caractérisation représentent des sources d'erreurs pour les prévisions à court, moyen et long terme, jusqu'aux simulations climatiques, pour lesquels ces nouvelles mesures peuvent grandement contribuer.

En résumé, la perspective de l'étude des PSC en antarctique, le développement de méthodes d'inversion sur la base de méthodes OEM, et la simulation d'une course complète de TICEFIRE autour du globe permettront l'amélioration nécessaire des modèles climatiques existants et l'optimisation de TICEFIRE dans sa mission en conséquence.



## ÉPILOGUE

En avril 2015, le prototype FIRR de la mission TICFIRE a été testé avec succès dans une campagne aéroportée, à bord de l'avion Polar 6 de l'AWI (Alfred Wegener Institute) où il a opéré à plus de 93% du temps. Il a ainsi permis d'établir une fermeture expérimentale (Libois et al, 2016) en atmosphère claire et il nous a fourni des mesures *in situ*, pour la première fois, des profils de radiances dans les nuages TIC en Arctique.

Par la suite, de février à juin 2016, le FIRR a été validé *in situ*, côte à côte avec l'E-AERI comme instrument de référence situé au laboratoire OPAL à Eureka, NU. Ces expériences de validation ont permis d'élever le niveau de maturité de la mission TICFIRE de TRL-3 à TRL-5. On peut donc en déduire que les travaux de cette thèse ont amené à un résultat positif dans le développement du nouvel instrument FIRR.

Depuis 2017, le projet TICFIRE a été endossé par le programme YOPP (*Year Of Polar Prediction*) de l'Organisation mondiale de la météorologie (OMM). En 2018, un second prototype a été fabriqué par LR Tech à Lévis, QC, en vue d'être déployé au super site d'observation météorologique d'Iqaluit au Nunavut dans le but de l'évaluer pour un déploiement éventuel sur plusieurs stations nordiques du réseau d'Environnement et Changement Climatique Canada (ECCC). Il y a donc un avenir pour le projet FIRR/TICFIRE.



## BIBLIOGRAPHIE

- Ackerman, S. A., Strabala, K. I., Menzel, W. P., Frey, R. A., Moeller, C. C., & Gumley, L. E. (1998). Discriminating clear sky from clouds with MODIS. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D24), 32141-32157.
- Anderson, G. P., Chetwynd, J. H., Theriault, J. M., et al. (1993), MODTRAN2: suitability for remote sensing. In *Proceedings of the SPIE*, 1968:514–525.
- Archuleta, C. M., DeMott, P. J., & Kreidenweis, S. M. (2005). Ice nucleation by surrogates for atmospheric mineral dust and mineral dust/sulfate particles at cirrus temperatures. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(10), 2617-2634.
- Bailey, M. P., & Hallett, J. (2009). A Comprehensive Habit Diagram for Atmospheric Ice Crystals: Confirmation from the Laboratory, AIRS II, and Other Field Studies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(9), 2888–2899. <https://doi.org/10.1175/2009JAS2883.1>
- Baker, M. B. (1997), *Cloud Microphysics and Climate*, Science, 276, 1072–1078.
- Delanoë, J., Hogan, R. J. (2008), A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, LiDAR, and infrared radiometer, *Journal of geophysical research*, 113, 1–21.
- Baran, A. J. Simulation of infrared scattering from ice aggregates by use of a size – shape distribution of circular ice cylinders. 42, (2003).
- Baum, B. A., Kratz, D. P., Yang, P., Ou, S. C., Hu, Y., Soulen, P. F., & Tsay, S. C. (2000). Remote sensing of cloud properties using MODIS airborne

- simulator imagery during SUCCESS: 1. Data and models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D9), 11767-11780.
- Ben-Ami, Y., I. Koren, and O. Altaratz. (2009), Patterns of North African dust transport over the Atlantic: winter vs. summer, based on CALIPSO first year data, *Atmos. Chem. Phys.*, 9 7867–7875.
- Berezinski NA, Stepanov GV, Khorguani VG (1988) Ice-forming activity of atmospheric aerosol particles of different sizes. *Lecture Notes in Physics*, eds PE Wagner and G Vali (Springer, Heidelberg), 309 p 709.
- Berk, A., Bernstein, L. S., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Robertson, D. C., Chetwynd, J. H., & Adler-Golden, S. M. (1998). MODTRAN cloud and multiple scattering upgrades with application to AVIRIS. *Remote sensing of Environment*, 65(3), 367-375.
- Berk, A., Anderson, G.P., Acharya, p.k., E. P. S. MODTRAN 5.2.0.0 USER'S MANUAL. (2008).
- Berk, A., Conforti, P., Kennett, R., Perkins, T., Hawes, F., & van den Bosch, J. (2014, June). MODTRAN6: a major upgrade of the MODTRAN radiative transfer code. In *SPIE Defense+ Security* (pp. 90880H-90880H). International Society for Optics and Photonics.
- Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Bernstein, L. S., Muratov, L., Lee, J et al, "MODTRAN5: A Reformulated Atmospheric Band Model with Auxiliary Species and Practical Multiple Scattering Options," *Proc. SPIE* 5655, 88–95 (2005).
- Berk, A.; Cooley, T.W.; Anderson, G.P.; Acharya, P.K.; Bernstein, L.S.; Muratov, L.; Lee, J.; Fox, M.J.; Adler-Golden, S.M.; Chetwynd, J.H.; Hoke, M.L.; Lockwood, R.B.; Gardner, J.A.; Lewis, P.E. 2004. MODTRAN5: A reformulated atmospheric band model with auxiliary species and practical multiple scattering options. *PROCEEDINGS OF THE SPIE VOL 5571*, 78-85.

- Berk, Alexander, CONFORTI, Patrick, et HAWES, Fred. An accelerated line-by-line option for MODTRAN combining on-the-fly generation of line center absorption within 0.1 cm<sup>-1</sup> bins and pre-computed line tails. In : Algorithms and Technologies for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery XXI. International Society for Optics and Photonics, 2015. p. 947217.
- Bernstein, L. S., Berk, A., Acharya, P. K., Robertson, D. C., Anderson, G. P., Chetwynd, J. H., & Kimball, L. M. (1996). Very narrow band model calculations of atmospheric fluxes and cooling rates. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(20), 2887-2904.
- Bertram, a. K., Martin, S. T., Hanna, S. J., Smith, M. L., Bodsworth, a., Chen, Q., ... Zorn, S. R. (2011). Predicting the relative humidities of liquid-liquid phase separation, efflorescence, and deliquescence of mixed particles of ammonium sulfate, organic material, and water using the organic-to-sulfate mass ratio of the particle and the oxygen-to-carbon ele. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(21), 10995–11006.
- Bigg. A comparison of Aerosol at Four Baseline Atmospheric Monitoring Stations. (1980).
- Blanchard, Y., Pelon, J., Eloranta, E. W., Moran, K. P., Delanoë, J., & Sèze, G. (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. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(11), 2553-2570.
- Blanchard, Y.: Analyse du potentiel de la radiométrie infrarouge thermique pour la caractérisation des nuages de glace en Arc- tique, PhD thesis, Université de Sherbrooke, 160 pp., ISBN:9780494832653, 2011.

- Blanchet, J. P., & Girard, E. (1994). Arctic Greenhouse-Effect. *Nature*, 371(6496), 383-383.
- Blanchet, J. P., & Girard, E. (1995): Water-vapor temperature feedback in the formation of continental arctic air: implications for climate. *Sci. Total Environ.*, 160/161, 793– 802.
- Blanchet, J., & Girard, E. (1995). Water vapor-temperature feedback in the formation of continental Arctic air: its implication for climate. *Science of The Total Environment*, 160–161, 793–802.  
[https://doi.org/10.1016/0048-9697\(95\)04412-T](https://doi.org/10.1016/0048-9697(95)04412-T)
- Blanchet, J.-P and Girard, Eric. (1994), Arctic 'greenhouse effect', *Nature.*, 371, 383–383.
- Blanchet, Jean-Pierre, Alain Royer, François Châteauneuf, Yacine Bouzid, Yann Blanchard, Jean-François Hamel, Jean de Lafontaine, Pierre Gauthier, Norman T. O'Neill, Ovidiu Pancrati, Louis Garand, "TICFIRE: a far infrared payload to monitor the evolution of thin ice clouds", *Proc. SPIE 8176, Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites XV*, 81761K (3 October 2011); doi: 10.1117/12.898577; <https://doi.org/10.1117/12.898577>
- Blanchet. J.-P., F. Châteauneuf, A. Royer, Y. Blanchard, Y Bouzid, P. Gauthier, J.-F. Hamel, R. Jedidi, É. Nicolas, N.T. O'Neill and O. Pancrati. (2010). Thin Ice Cloud in a Far INR Experiment. APOCC: Assessment of TICFIRE Accommodation to QuickSat. Agence spatiale canadienne. 69p.
- Blanchet, J-P., Y. Bouzid, C. Proulx, O. Pancrati and F. Châteauneuf. (2013). Measurement Campaign for a TICFIRE Demonstration Instrument. Report Study to CSA. Agence spatiale canadienne. 87p
- Blumstein, D., Chalon, G., Carlier, T., Buil, C., Hebert, P., Maciaszek, T., ... & Astruc, P. (2004, November). IASI instrument: Technical overview and

measured performances. In *Infrared Spaceborne Remote Sensing XII* (Vol. 5543, pp. 196-207). International Society for Optics and Photonics..

- Bourassa, A. E., Degenstein, D. A., Elash, B. J., & Llewellyn, E. J. (2010). Evolution of the stratospheric aerosol enhancement following the eruptions of Okmok and Kasatochi: Odin-OSIRIS measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D2).
- Bourdages, L., Duck, T. J., Lesins, G., Drummond, J. R., Eloranta, E.W. (2009), Physical properties of High Arctic tropospheric particles during winter, *Atmos. Chem. Phys.*, 96881–6897.
- C.-Labonnote, L., Brogniez, G., Doutriaux-Boucher, M., Buriez, J. C., Gayet, J. F., & Chepfer, H. (2000). Modeling of light scattering in cirrus clouds with inhomogeneous hexagonal monocrystals. Comparison with in-situ and ADEOS-POLDER measurements. *Geophysical research letters*, 27(1), 113-116.
- Canadian Space Agency: TICFIRE Users and Science Team. Thin Ice Clouds in the Far Infrared Experiment, User Requirements Document. Draft 3.0, April 30, 2015. CSA-MICRO-RD-0004. 71 pp
- Canas, Tony A., J. E. Murray, and John E. Harries., *Aerospace Remote Sensing'97*. International Society for Optics and Photonics, 1997.
- Cess, R. D., Zhang, M. H., Minnis, L., & Corsetti, L. (1995). Absorption of solar radiation by clouds: Observations versus models. *Science*, 267(5197), 496.
- Chahine, Moustafa T., Thomas S. Pagano, Hartmut H. Aumann, Robert Atlas, Christopher Barnet, John Blaisdell, Luke Chen et al. "AIRS: Improving weather forecasting and providing new data on greenhouse

- gases." *Bulletin of the American Meteorological Society* 87, no. 7 (2006): 911-926.
- Chan, M. A. and J. C. Comiso, 2011: Cloud features detected by MODIS but not by CloudSat and CALIOP. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L24 813.
- Chepfer, H. Noel, V. (2005). Particle habit in tropical ice clouds during CRYSTAL-FACE: Comparison of two remote sensing techniques with in situ observations. *Journal of Geophysical Research*, 110(D16), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2004JD005455>
- C-Labonnote, L., Brogniez, G., Buriez, J. C., Doutriaux-Boucher, M., Gayet, J. F., & Macke, A. (2001). Polarized light scattering by inhomogeneous hexagonal monocrystals: Validation with ADEOS-POLDER measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D11), 12139-12153.
- Clothiaux, E., P. Thomas, G. Gerald, P. Kenneth, T. Roger, A. Mark, and E. Brooks, 2000: Objective determination of cloud heights and radar reflectivities using a combination of active remote sensors at the ARM CART sites. *J. Appl. Meteor.*, 39, 645– 665.
- Clough, S. A., Shephard, M. W., Mlawer, E. J., Delamere, J. S., Iacono, M. J., Cady-Pereira, K., ... & Brown, P. D. (2005). Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 91(2), 233-244.
- Clough, S. A., & Iacono, M. J. (1995). Line-by-line calculation of atmospheric fluxes and cooling rates 2. Application to carbon dioxide, ozone, methane, nitrous oxide and the halocarbons role of the water vapor in the lower troposphere and to provide offsets the cooling not included in ma, 100.
- Clough, S. A., Iacono, J.M., and Moncet, J.-L.: Line-by-line calculations of atmospheric fluxes 13 and cooling rates: Application to water vapor, J.

- Geophys. Res-Atmos., 97(D14), 15,761–15,785, 14  
doi:10.1029/92JD01419, 1992.
- Clough, S. A., M. W. Shephard, E. J. Mlawer, J. S. Delamere, M. J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, and P. D. Brown, 2005: Atmospheric radiative transfer modeling: A summary of the AERcodes (short communication). *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 91, 233–244.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., ... & Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature geoscience*, 7(9), 627.
- Comiso, J. C. Warming trends in the Arctic from clear sky satellite observations. *J. Clim.* 16, 3498–3510 (2003).
- Comstock, J. M., d'Entremont, R., DeSlover, D., & Mace, G. G. (2007). An intercomparison of microphysical retrieval algorithms for upper-tropospheric ice clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(2), 191.
- Connolly, P. J., Emersic, C. & Field, P. R. A laboratory investigation into the aggregation efficiency of small ice crystals. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 11, 25655–25707 (2011).
- Conrath, B. J., R. A. Hanel, V. G. Kunde, and C. Prabhakara, 1970: The infrared interferometer experiment on nimbus 3. *J. Geophys. Res.*, 75 (30), 5831–5857.
- Cox, C. V., Harries, J. E., Taylor, J. P., et al. Measurement and simulation of mid-and far-infrared spectra in the presence of cirrus. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2010, vol. 136, no 648, p. 718-739.
- Cox, C. V., J. E. Murray, J. P. Taylor, P. D. Green, J. C. Pickering, J. E. Harries, and A. E. Last. "Clear-sky far-infrared measurements observed with TAFTS during the EAQUATE campaign, September 2004." *Quarterly*

- Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography 133, no. S3 (2007): 273-283.
- Curry, J. A., Rossow, W. B., Randall, D., et Schramm, J. L. Overview of arctic cloud and radiation characteristics. *J. Clim.* 9, 1731–1764 (1996).
- Curry, Judith A., and Elizabeth E. Ebert. "Annual cycle of radiation fluxes over the Arctic Ocean: Sensitivity to cloud optical properties." *Journal of Climate* 5.11 (1992): 1267-1280.
- Danielsen, E. F., Hipskind, R. S., Gaines, S. E., Sachse, G. W., Gregory, G. L., & Hill, G. F. (1987). Three-dimensional analysis of potential vorticity associated with tropopause folds and observed variations of ozone and carbon monoxide. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 92(D2), 2103-2111.
- Delanoë, J, Hogan, R. J. (2008), A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, LiDAR, and infrared radiometer, *Journal of geophysical research*, 113, 1–21.
- Delanoë, J. and Hogan, R. J.: Combined CloudSat-CALIPSOMODIS retrievals of the properties of ice clouds, *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JD012346, 2010.
- Delanoë, J. Statistical properties of the normalized ice particle size distribution. *J. Geophys. Res.* 110, D10201 (2005).
- Delanoë, J., A. Protat, O. Jourdan, J. Pelon, M. Papazzoni, R. Dupuy, J.-F. Gayet, and C. Jouan, 2013: Comparison of airborne in situ, airborne radar–lidar, and spaceborne radar–lidar retrievals of polar ice cloud properties sampled during the POLARCAT campaign. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 30, 57–73,
- Delanoë, J., Hogan, R. J., Forbes, R. M., Bodas-Salcedo, A., & Stein, T. H. (2011). Evaluation of ice cloud representation in the ECMWF and UK

- Met Office models using CloudSat and CALIPSO data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(661), 2064-2078.
- DeMott P J, Sassen K, PoellotMR, Baumgardner D, Rogers D C, Brooks S D, Prenni A J and Kreidenweis SM2003 *Geophys. Res. Lett.* 30 1732
- DeMott, P. J., Prenni, A. J., Liu, X., Kreidenweis, S. M., Petters, M. D., Twohy, C. H., ... & Rogers, D. (2010). Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(25), 11217-11222.
- Deng, M., Mace, G. G., Wang, Z. & Lawson, R. P. Evaluation of Several A-Train Ice Cloud Retrieval Products with In Situ Measurements Collected during the SPARTICUS Campaign. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 52, 1014–1030 (2013).
- Dong, X., Xi, B., Crosby, K., Long, C. N., Stone, R. S., & Shupe, M. D. (2010). A 10 year climatology of Arctic cloud fraction and radiative forcing at Barrow, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D17).
- Dong, X., Xi, B., & Minnis, P. (2006). A climatology of midlatitude continental clouds from the ARM SGP central facility. Part II: Cloud fraction and surface radiative forcing. *Journal of climate*, 19(9), 1765-1783.
- Donovan, D. P., & Van Lammeren, A. C. A. P. (2001). Cloud effective particle size and water content profile retrievals using combined lidar and radar observations: 1. Theory and examples. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D21), 27425-27448.
- Donovan, D. P., A. C. A. P. van Lammeren, H. W. J. Russchenberg, A. Apituley, R. J. Hogan, P. N. Francis, J. Testud, J. Pelon, M. Quante, and J. W. F. Goddard. (2001), Cloud effective particles size and water content profile retrievals using combined radar and LiDAR observations: 2.

- Comparison with IR radiometer and in-situ measurements of ice clouds, *Journal of Geophysical research*, 106, 27 449-27, 464.
- Du, P., Girard, E., Bertram, A. K. & Shupe, M. D. Modeling of the cloud and radiation processes observed during SHEBA. *Atmos. Res.* 101, 911–927 (2011).
- Dubuisson, P., Giraud, V., Pelon, J., Cadet, B. & Yang, P. Sensitivity of Thermal Infrared Radiation at the Top of the Atmosphere and the Surface to Ice Cloud Microphysics. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 2545–2560 (2008).
- Dufresne, J.-L., Bony, S. (2008), An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere-Ocean Models, *Journal of Climate.*, 21, 5135–5144.
- Eastman, R., & Warren, S. G. (2010). Interannual variations of Arctic cloud types in relation to sea ice. *Journal of Climate*, 23, 4216–4232.
- Eastwood, M. L., Cremel, S., Wheeler, M., Murray, B. J., Girard, E., & Bertram, A. K. (2009). Effects of sulfuric acid and ammonium sulfate coatings on the ice nucleation properties of kaolinite particles. *Geophysical Research Letters*, 36(2).
- Eastwood, M. L., Cremel, S., Gehrke, C., Girard, E., & Bertram, A. K. (2008). Ice nucleation on mineral dust particles: Onset conditions, nucleation rates and contact angles. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D22).
- Eddoumia, Fadoua. La microphysique des cirrus à l'échelle du globe: corrélation avec les propriétés atmosphériques pour une meilleure représentation dans les modèles de climat. 2004. Thèse de doctorat.
- Eloranta, E. W., Razenkov, I. A., Garcia, J. P., & Hedrick, J. (2005, January). A automated high spectral resolution LiDAR for long term measurements in the Arctic. In 2nd Symposium on LiDAR Atmospheric Applications.

- Emanuel, K. (2005). Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436(7051), 686-688.
- Fixsen, D.J., "The Temperature of the Cosmic Microwave Background", *The Astrophysical Journal Supplement Series*, v. 707, décembre 2009, pp. 916-920.
- Fornea, A. P., Brooks, S. D., Dooley, J. B., & Saha, A. (2009). Heterogeneous freezing of ice on atmospheric aerosols containing ash, soot, and soil. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D13).
- Fu, Q., Yang, P., & Sun, W. B. (1998). An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models. *Journal of climate*, 11(9), 2223-2237.
- Fu, Q. (1996). An accurate parameterization of the solar radiative properties of cirrus clouds for climate models. *Journal of Climate*, 9(9), 2058-2082.
- Gates, W. L. (1992). AMIP: The atmospheric model intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(12), 1962-1970.
- Georgii HW, Kleinjung J (1967) Relations between the chemical composition of aerosols and the concentration of natural ice nuclei. *J Rech Atmos* 1:145–156.
- Gerber, H., Y. Takano, T. J. Garrett, and P. V. Hobbs, Nephelometer measurements of the asymmetry parameter, volume extinction coefficient, and backscatter ratio in Arctic clouds, *J. Atmos. Sci.*, 57, 3021–3034, 2000
- Ghan, S. J., Leung, L. R., & Hu, Q. (1997). Application of cloud microphysics to NCAR community climate model. *J. Geophys. Res*, 102(16), 507-16.
- Gibson, J. K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Nomura, A. Hernandez, and E. Serrano, 1997: ERA Description. ECMWF Re-Analysis Final Rep. Series 1, 71 pp.

- GIEC, 2014: Changements climatiques 2014: Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer]. GIEC, Genève, Suisse, 161 p
- Girard, E. & Blanchet, J. Simulation of arctic diamond dust, ice fog, and thin stratus using an explicit aerosol-cloud-radiation model. *J. Atmos. Sci.* 58, 1199–1221 (2001).
- Girard, E. & Stefanof, A. Assessment of the dehydration-greenhouse feedback over the Arctic during February 1990. *Int. J. Climatol.* 1058, 1047–1058 (2007).
- Girard, E. Effects of arctic sulfuric acid aerosols on wintertime low-level atmospheric ice crystals, humidity and temperature at Alert, Nunavut. *Atmos. Res.* 73, 131–148 (2005).
- Girard, E., G. Dueymes, P. Du and A.K. Bertram, 2013: Assessment of the Effects of Acid-Coated Ice Nuclei on the Arctic Cloud Microstructure, Atmospheric Dehydration, Radiation and Temperature during Winter. *International Journal of Climatology.* 33, 599-614. DOI: 10.1002/joc.3454
- Giraud, V., Buriez, J. C., Fouquart, Y., Parol, F., & Seze, G. (1997). Large-scale analysis of cirrus clouds from AVHRR data: Assessment of both a microphysical index and the cloud-top temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 36(6), 664-675.
- Glumb, Ronald, Suwinski, Lawrence, Wells, Steven, et al. Radiometric Performance of the CrIS Instrument for JPSS-1. 2016.
- Gong, S. L., Barrie, L. A., Blanchet, J. P., Von Salzen, K., Lohmann, U., Lesins, G., ... & Leaitch, R. (2003). Canadian Aerosol Module: A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and

- air quality models 1. Module development. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D1).
- Graversen, R. G., Mauritsen, T., Tjernström, M., Källén, E., & Svensson, G. (2008). Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*, 451(7174), 53-56.
- Grenier, P. and Blanchet, J.-P. Investigation of the sulphate-induced freezing inhibition effect from CloudSat and CALIPSO measurements. *J. Geophys. Res.* 115, 1–17 (2010).
- Grenier, P., Blanchet, J., Munoz-Alpizar, R. (2009), Study of polar thin ice clouds and aerosols seen by CloudSat and CALIPSO during midwinter 2007, *Journal of Geophysical Research*, 114 D09201.
- Hansen, J. E. and Travis, L. D.: Light scattering in planetary atmospheres, *Space Sci. Rev.*, 16, 527–610, 1974.
- Harries, J., Carli, B., Rizzi, R., Serio, C., Mlynchzak, M., Palchetti, L., ... & Masiello, G. (2008). The far-infrared Earth. *Reviews of Geophysics*, 46(4).
- Haywood, J. M., Jones, A., Clarisse, L., Bourassa, A., Barnes, J., Telford, P., ... & Coheur, P. (2010). Observations of the eruption of the Sarychev volcano and simulations using the HadGEM2 climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D21).
- Heintzenberg, Jost, and Caroline Leck. "Seasonal variation of the atmospheric aerosol near the top of the marine boundary layer over Spitsbergen related to the Arctic sulphur cycle." *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* 46, no. 1 (1994): 52-67.
- Heymsfield, A. J., and R. M. Sabin, 1989: Cirrus crystal nucleation by homogeneous freezing of solution droplets. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2252–2264.

- Heymsfield, A.J. and J. Iaquinta, 2000: Cirrus Crystal Terminal Velocities. *J. Atmos. Sci.*, 57, 916–938, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<0916:CCTV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0916:CCTV>2.0.CO;2)
- Heymsfield, A.J., A. Bansemer, and C.H. Twohy, 2007: Refinements to Ice Particle Mass Dimensional and Terminal Velocity Relationships for Ice Clouds. Part I: Temperature Dependence. *J. Atmos. Sci.*, 64, 1047–1067, <https://doi.org/10.1175/JAS3890.1>
- Heymsfield, Andrew J., Bansemer, Aaron, Field, Paul R., et al. Observations and parameterizations of particle size distributions in deep tropical cirrus and stratiform precipitating clouds: Results from in situ observations in TRMM field campaigns. *Journal of the atmospheric sciences*, 2002, vol. 59, no 24, p. 3457-3491.
- Hoffer, T. E. (1961). A laboratory investigation of droplet freezing. *Journal of Meteorology*, 18(6), 766-778.
- Hogan, R. J. (2006), Fast approximate calculation of multiply scattered LiDAR returns, *Applied optics*, 45 5984–5992.
- Hoose, C. & Möhler, O. Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 12, 12531–12621 (2012).
- Humpage, Neil. Observing and modelling the impact of arctic and tropical cirrus clouds on far-infrared radiance spectra. 2010.
- Inoue, T. (1985). On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10  $\mu\text{m}$  window region. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 63(1), 88-99.
- Intrieri, J. M. and Shupe, M. D. (2004), Characteristics and radiative effects of diamond dust over the Western Arctic Ocean region, *Atmos. Chem. Phys.*, 17 2953–2960.

- Intrieri, J. M., G. L. Stephens, W. L. Eberhard, and T. Uttal. (1993), method for determining cirrus cloud particle sizes using LiDAR and radar backscatter technique, *Journal of Applied meteorology*, 32 1074–1082.
- Intrieri, J. M., Shupe, M. D., Uttal, T., & Mccarty, B. J. (2002). An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA, 107(August).
- Ivanescu, Liviu (2015). « Une application de la photométrie stellaire à l'observation de nuages optiquement minces à Eureka, NU » Mémoire. Montréal (Québec, Canada), Université du Québec à Montréal, Maîtrise en sciences de l'atmosphère.
- Jégou, F. et al. Stratospheric aerosols from the Sarychev volcano eruption in the 2009 Arctic summer. *Atmos. Chem. Phys.* 13, 6533–6552 (2013).
- Jouan, C., Girard, E., Pelon, J., Gultepe, I., Delanoë, J., & Blanchet, J. P. (2012). Characterization of Arctic ice cloud properties observed during ISDAC. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D23).
- Kattsov, Vladimir M and Källén, Erland (2005), *Modeling and Scenarios for the Arctic*, Cambridge University Press, Cambridge., 2005, 99–150.
- Kay, J. E., Baker, M., & Hegg, D. (2006). Microphysical and dynamical controls on cirrus cloud optical depth distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D24).
- Key, J. R. Parameterization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits. *J. Geophys. Res.* 107, 1–10 (2002).
- Key, J., Wang, X., Liu, Y., Dworak, R., & Letterly, A. (2016). The AVHRR polar pathfinder climate data records. *Remote Sensing*, 8(3), 167.
- Kim, D., & Ramanathan, V. (2008). Solar radiation budget and radiative forcing due to aerosols and clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D2).

- Kistler, R., and Coauthors, 2001: The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull Amer. Meteor. Soc.*, 82,247-267.
- Klotzsche, S., & Macke, A. (2006). Influence of crystal tilt on solar irradiance of cirrus clouds. *Applied optics*, 45(5), 1034-1040.
- Knopf, D. A., & Koop, T. (2006). Heterogeneous nucleation of ice on surrogates of mineral dust. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D12).
- Knuteson, R. O., Revercomb, H. E., Best, F. A., Ciganovich, N. C., Dedecker, R. G., Dirks, T. P., ... & Smith, W. L. (2004). Atmospheric emitted radiance interferometer. Part I: Instrument design. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(12), 1763-1776.
- Korolev, A. V., Strapp, J. W., & Isaac, G. A. (1998). Evaluation of the accuracy of PMS optical array probes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(3), 708-720.
- Kosarev, A. L., & Mazin, I. P. (1991). An empirical model of the physical structure of upper-layer clouds. *Atmospheric research*, 26(3), 213-228.
- Kossin, James P, Emanuel, Kerry A and Vecchi, Gabriel A (2014), The poleward migration of the location of tropical cyclone maximum intensity, *Nature.*, 509, 349–352.
- Kratz, D. P., 2002: High-resolution modeling of the far infrared. *Optical Spectroscopic Techniques, Remote Sensing, and Instrumentation for Atmospheric and Space Research IV*, A. M. Larar and M. G. Mlynczak, Eds., SPIE, San Diego, CA, USA, Vol. 4485, 171
- Kravitz, B., Robock, A., & Bourassa, A. (2010). Negligible climatic effects from the 2008 Okmok and Kasatochi volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D2).
- Krotkov, N. A., Schoeberl, M. R., Morris, G. A., Carn, S., & Yang, K. (2010). Dispersion and lifetime of the SO<sub>2</sub> cloud from the August 2008

- Kasatochi eruption. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D2).
- Kwok, R., & Rothrock, D. A. (2009). Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008. *Geophysical Research Letters*, 36(15).
- Lenz, P., & Breger, M. (2005). Period04 user guide. *Communications in Asteroseismology*, 146, 53-136.
- Lesins, G., Bourdages, L., Duck, T. J., Drummond, J. R., Eloranta, E. W., & Walden, V. P. (2009). Large surface radiative forcing from topographic blowing snow residuals measured in the High Arctic at Eureka. *Atmospheric Chemistry and Physics*.
- Libois, Q., Proulx, C., Ivanescu, L., Coursol, L., Pelletier, L. S., Bouzid, Y., Barbero, F., Girard, É., and Blanchet, J.-P.: A microbolometer-based far infrared radiometer to study thin ice clouds in the Arctic, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 1817-1832, doi:10.5194/amt-9-1817-2016, (2016a).
- Libois, Quentin et Blanchet, Jean-Pierre. Added value of far-infrared radiometry for remote sensing of ice clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017.
- Libois, Quentin, Ivanescu, Liviu, Blanchet, Jean-Pierre, et al. Airborne observations of far-infrared upwelling radiance in the Arctic. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2016, vol. 16, no 24, p. 15689-15707. (2016b)
- Liou, K. N., Takano, Y., Yang, P., & Gu, Y. (2002). Radiative transfer in cirrus clouds. *Cirrus*, 265.
- Liou, Kuo-Nan. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. *Monthly Weather Review*, 1986, vol. 114, no 6, p. 1167-1199.

- Liuzzi, G., G. Masiello, C. Serio, S. Venafra, and C. Camy-Peyret (2016), Physical inversion of the full IASI spectra: Assessment of atmospheric parameters retrievals, consistency of spectroscopy and forward modelling, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 182, 128-157.
- Lohmann, U. & Diehl, K. Sensitivity studies of the importance of dust ice nuclei for the indirect aerosol effect on stratiform mixed-phase clouds. *J. Atmos. Sci.* 968–982 (2006). at <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAS3662.1>.
- Lucas, C., Timbal, B., & Nguyen, H. (2014). The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 5(1), 89-112.
- Maestri, T. and R. Rizzi, 2003: A study of infrared diabatic forcing of ice clouds in the tropical atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JD002146.
- Maestri, T., Rizzi, R., Tosi, E., Veglio, P., Palchetti, L., Bianchini, G., ... & Summa, D. (2014). Analysis of cirrus cloud spectral signatures in the far infrared. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 141, 49-64..
- Manor, H., & Arnon, S. (2003). Performance of an optical wireless communication system as a function of wavelength. *Applied optics*, 42(21), 4285-4294.
- Mariani, Z. H. (2014). Infrared Emission Measurements of Radiation and Trace Gas Variability in the High Arctic (Doctoral dissertation).
- Mariani, Z., Strong, K., Wolff, M., Rowe, P., Walden, V., Fogal, P. F., ... & Eloranta, E. (2011). Infrared emission measurements in the Arctic using a new extended-range AERI. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 4(5), 6411-6448.

- Mariani, Z., Strong, K., Wolff, M., Rowe, P., Walden, V., Fogal, P. F., ... & Eloranta, E. (2012). Infrared measurements in the Arctic using two atmospheric emitted radiance interferometers. *Atmospheric Measurement Techniques*.
- Matrosov, S. Y. & Heymsfield, A. J. Estimating ice content and extinction in precipitating cloud systems from CloudSat radar measurements. *J. Geophys. Res.* 113, 1–8 (2008).
- Matrosov, S. Y., Korolev, A. V., & Heymsfield, A. J. (2002). Profiling cloud ice mass and particle characteristic size from Doppler radar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(7), 1003-1018.
- McCormick, M. P., Steele, H. M., Hamill, P., Chu, W. P., & Swissler, T. J. (1982). Polar stratospheric cloud sightings by SAM II. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(6), 1387-1397.
- McFarquhar, G. M. & Heymsfield, A. J. The Definition and Significance of an Effective Radius for Ice Clouds. *J. Atmos. Sci.* 55, 2039–2052 (1998).
- Meehl, G. A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, T., Gregory, J. M., ... & Raper, S. C. (2007). Global climate projections.
- Meyers, M. P., DeMott, P. J., & Cotton, W. R. (1992). New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *Journal of Applied Meteorology*, 31(7), 708-721.
- Mie, G. (1908). Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der physik*, 330(3), 377-445.
- Milbrandt, J. A., & Yau, M. K. (2005). A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(9), 3051-3064.

- Mishchenko-, M. I. & Travis, L. D. Capabilities and limitations of a current fortran implementation of the t-matrix method for randomly oriented, rotationally symmetric scatterers. 60, 8–9 (1998).
- Mitchell, D. L. (1996). Use of mass-and area-dimensional power laws for determining precipitation particle terminal velocities. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(12), 1710-1723.
- Mitchell, D. L. Effective Diameter in Radiation Transfer: General Definition, Applications, and Limitations. *J. Atmos. Sci.* 59, 2330–2346 (2002).
- Mitrescu, C., J. M. Haynes, G. L. Stephens, S. D. Miller, G. M. Heymsfield and M. J. McGill. (2005), Cirrus cloud optical, microphysical, and radiative properties observed during the crystal-face experiment: A LiDAR-radar retrieval system, *Journal of Geophysical Research*, 110 D09208.
- Mlynczak, M. G., D. G. Johnson, H. Latvakoski, K. Jucks, M. Watson, G. Bingham, D. P. Kratz, W. A. Traub, S. J. Wellard, and C. R. Hyde (2006), First light from the far-infrared spectroscopy of the troposphere (FIRST) instrument, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07704, doi:10.1029/2005GL025114.
- Mlynczak, M. G., Morgan, F., Yee, J. H., Espy, P., Murtagh, D., Marshall, B., & Schmidlin, F. (2001). Simultaneous measurements of the O<sub>2</sub> (<sup>1</sup>Δ) and O<sub>2</sub> (<sup>1</sup>Σ) Airglows and ozone in the daytime mesosphere. *Geophysical research letters*, 28(6), 999-1002.
- Möhler, O., Benz, S., Saathoff, H., Schnaiter, M., Wagner, R., Schneider, J., ... & Wagner, S. (2008). The effect of organic coating on the heterogeneous ice nucleation efficiency of mineral dust aerosols. *Environmental Research Letters*, 3(2), 025007.
- Moritz, R. E., Bitz, C. M., & Steig, E. J. (2002). Dynamics of recent climate change in the Arctic. *Science*, 297(5586), 1497-1502.
- Okamoto, H., S. Iwasaki, M. Yasui, H. Horie, H. Kuroiwa, and H. Kumagai (2003), An algorithm for retrieval of cloud microphysics using 95-GHz cloud radar

- and lidar, *J. Geophys. Res.*, 108(D7), 4226, doi:10.1029/2001JD001225.
- Murray, B. J., Broadley, S. L., Wilson, T. W., Atkinson, J. D. & Wills, R. H. Heterogeneous freezing of water droplets containing kaolinite particles. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 4191–4207 (2011).
- New, Mark, Hulme, Mike, et Jones, Phil. Representing twentieth-century space–time climate variability. Part I: Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of climate*, 1999, vol. 12, no 3, p. 829-856.
- New, Mark, Hulme, Mike, et Jones, Phil. Representing twentieth-century space–time climate variability. Part II: Development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of climate*, 2000, vol. 13, no 13, p. 2217-2238.
- O'Neill, N. T., S. Thulasiraman, T. F. Eck, J. S. Reid, Correction to the effective radius expression in O'Neill et al. (2005), *J. Geophys. Res.*, 113, D24203, doi:10.1029/2008JD011334, 2008a.
- O'Neill, N.T., Perro, C., Saha, A., Lesins, G., Duck, T.J., Eloranta, E.W., Nott, G.J., Hoffman, A., Karumudi, M.L., Ritter, C. and Bourassa, A., 2012. Properties of Sarychev sulphate aerosols over the Arctic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D4).
- Palchetti, L., Bianchini, G., Castagnoli, F., Carli, B., Serio, C., Esposito, F., ... & Maestri, T. (2005). Breadboard of a Fourier-transform spectrometer for the Radiation Explorer in the Far Infrared atmospheric mission. *Applied optics*, 44(14), 2870-2878.
- Palchetti, L., Belotti, C., Bianchini, G., Castagnoli, F., Carli, B., Cortesi, U., ... & Té, Y. (2006). First spectral measurement of the Earth's upwelling

- emission using an uncooled wideband Fourier transform spectrometer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(12), 5025-5030.
- Palchetti, L., Barbis, A., Harries, J. E., and Lastrucci, D.: Design and mathematical modelling of the space-borne far-infrared Fourier transform spectrometer for REFIR experiment, *Infrared Phys. & Tech.*, 40, 367–377, 1999
- Palchetti, L., Bianchini, G., Di Natale, G., & Del Guasta, M. (2015). Far-infrared radiative properties of water vapor and clouds in Antarctica. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(9), 1505-1518.
- Pinto, J. G., Fröhlich, E. L., Leckebusch, G. C., & Ulbrich, U. (2007). Changing European storm loss potentials under modified climate conditions according to ensemble simulations of the ECHAM5/MPI-OM1 GMC. *Natural Hazards and Earth System Science*, 7(1), 165-175.
- Pinto, J. G., Neuhaus, C. P., Leckebusch, G. C., Reyers, M., & Kerschgens, M. (2010). Estimation of wind storm impacts over Western Germany under future climate conditions using a statistical—dynamical downscaling approach. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62(2), 188-201.
- Pitter, R. L., & Pruppacher, H. R. (1973). A wind tunnel investigation of freezing of small water drops falling at terminal velocity in air. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99(421), 540-550.
- Pitts, M. C., Thomason, L. W., Poole, L. R., & Winker, D. M. (2007). Characterization of Polar Stratospheric Clouds with spaceborne lidar: CALIPSO and the 2006 Antarctic season. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(19), 5207–5228. <https://doi.org/10.5194/acp-7-5207-2007>.
- Platnick, S., King, M. D., Ackerman, S. A., Menzel, W. P., Baum, B. A., Riédi, J. C., & Frey, R. A. (2003). The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2), 459-473.

- Platt, and Harshvardhan, 1988: Temperature dependence of cirrus extinction: Implications for climate feedback. *J. Geophys. Res.*, 93, 11 051–11 058.
- Proulx, Christian, Fraser Williamson, Martin Allard, Georges Baldenberger, David Gay, Sonia Garcia-Blanco, Patrice Côté, Louis Martin, Carl Larouche, Samir Ilias, Tim Pope, Martin Caldwell, Kim Ward, John Delderfield, "The EarthCARE broadband radiometer detectors", *Proc. SPIE 7453, Infrared Spaceborne Remote Sensing and Instrumentation XVII*, 74530S (1 September 2009); doi: 10.1117/12.829935; <https://doi.org/10.1117/12.829935>
- Proulx, Christian, Linh Ngo Phong, Frédéric Lamontagne, Min Wang, Bruno Fisette, Louis Martin, François Châteauneuf, "Design and instrumentation of an airborne far infrared radiometer for in-situ measurements of ice clouds", *Proc. SPIE 9973, Infrared Remote Sensing and Instrumentation XXIV*, 99730F (14 September 2016); doi: 10.1117/12.2237927; <https://doi.org/10.1117/12.2237927>
- Pruppacher, H.R. and J.D.Klett, 1997 : *Microphysics of Clouds and Precipitation* Rasmussen, R.M. & all, 2002 : Freezing Drizzle Formation in Stably Stratified Layer Clouds : The role of Radiative Cooling of Cloud Droplets, Cloud Condensation Nuclei, and Ice Initiation, *J. Atmos. Sci.*, 59, 837-860
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad, and D. Hartman, 1989: Cloud- radiative forcing and climate: Results from the Earth Radia- tion Budget Experiment. *Science*, 243, 57–63.
- Richardson, M. S., DeMott, P. J., Kreidenweis, S. M., Cziczo, D. J., Dunlea, E. J., Jimenez, J. L., Thomson, D. S., Ashbaugh, L. L., Borys, R. D., Westphal, D. L., Casuccio, G. S., and Lersch, T. L.: Measurements

- of heterogeneous ice nuclei in the western united states in springtime and their relation to aerosol characteristics, *J. Geophys. Res.*, 112, D02209, doi:10.1029/2006JD007500, 2007.
- Rodgers, C. D.: Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice, World Scientific, 2000.
- Rolland, P., Liou, K. N., King, M. D., Tsay, S. C., & McFarquhar, G. M. (2000). Remote sensing of optical and microphysical properties of cirrus clouds using MODIS channels: Methodology and sensitivity to physical assumptions. *J. Geophys. Res.*, 105(D9), 11.
- Rossow, William B., and Robert A. Schiffer. "Advances in understanding clouds from ISCCP." *Bulletin of the American Meteorological Society* 80, no. 11 (1999): 2261-2288.
- Saltzman, E. S., D. L. Savoie, J. M. Prospero, and R. G. Zika. "Methanesulfonic acid and non-sea-salt sulfate in Pacific air: Regional and seasonal variations." *Journal of Atmospheric chemistry* 4, no. 2 (1986): 227-240.
- Sassen, and G. C. Dodd, 1988: Homogeneous nucleation rate for highly supercooled cirrus cloud droplets. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1357–1369.
- Sassen, K., 2002: Cirrus clouds: A modern perspective. Cirrus, D. Lynch et al., Eds., Oxford Univ. Press, 11– 40.
- Sassen, K., Z. Wang, and D. Liu, 2008: Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements. *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2008JD009972.
- Sassen, Kenneth. "Ice cloud content from radar reflectivity." *Journal of climate and applied meteorology* 26, no. 8 (1987): 1050-1053.
- Schneider, M., Romero, P. M., Hase, F., Blumenstock, T., Cuevas, E., & Ramos, R. (2010). Continuous quality assessment of atmospheric water vapour measurement techniques: FTIR, Cimel, MFRSR, GPS, and Vaisala RS92. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3(2), 323-338.

- Schön, R., Schnaiter, M., Ulanowski, Z., Schmitt, C. & Benz, S. Particle Habit Imaging Using Incoherent Light: A First Step toward a Novel Instrument for Cloud Microphysics. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 28, 493–512 (2011).
- Serreze, M C and Walsh, J E and Osterkamp, T and Dyrurgerov, M and Romanovsky, V and Oechel, W C and Morison, J and Zhang, T and Barry, R G (2000), Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment, *Climate change*. 46, 159–207.
- Serreze, M. C. and Francis, J. a. The Arctic Amplification Debate. *Clim. Change* 76, 241–264 (2006).
- Serreze, M. C., and Barry, R. G. (2005). *The Arctic climate system* (Vol. 22). Cambridge University Press.
- Shaw, G. E., 1995: The arctic haze phenomenon. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 76, 2403–2413.
- Shupe, M. D., Intrieri, J. M. (2004), Cloud Radiative Forcing of the Arctic Surface: The Influence of Cloud Properties, Surface Albedo, and Solar Zenith Angle, *Journal of climate.*, 17, 616–628.
- Shupe, M., V. Walden, E. Eloranta, T. Uttal, J. Campbell, S. Starkweather, and M. Shiobara (2011): Clouds at Arctic Atmospheric Observations. Part 1: Occurance and Macrophysical Properties. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 50, 626-644.
- Sinha, Ashok, and John E. Harries. "The Earth's clear-sky radiation budget and water vapor absorption in the far infrared." *Journal of climate* 10, no. 7 (1997): 1601-1614.
- Solomon, S., Garcia, R. R., Rowland, F. S., & Wuebbles, D. J. (1986). On the depletion of Antarctic ozone. *Nature*, 321(6072), 755-758.
- Solomon, S.: Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, *Rev. Geophys.*, 37, 275–316, 1999

- Stamnes, K., Tsay, S. C., Wiscombe, W. & Jayaweera, K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.* 27, 2502–9 (1988).
- Stein, T., Parker, Delanoë, J, Dixon, N. (2011), The vertical cloud structure of the West African monsoon: A four-year climatology using CloudSat and CALIPSO, *Journal of Geophysical research*, 116 D22,205.
- Stephens, 1980: Radiative properties of cirrus clouds in the infrared region. *J. Atmos. Sci.*, 37, 435–446.
- Stephens, G. L., Tsay, S. C., Stackhouse Jr, P. W., & Flatau, P. J. (1990). The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback. *Journal of the atmospheric sciences*, 47(14), 1742-1754.
- Stephens, Graeme L., Deborah G. Vane, Simone Tanelli, Eastwood Im, Stephen Durden, Mark Rokey, Don Reinke et al. "CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113, no. D8 (2008).
- Stocker, T. F., Qin, Dahe, Plattner, G. K., et al. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2013.
- Stroeve, J. C., Maslanik, J., Serreze, M. C., Rigor, I., Meier, W., & Fowler, C. (2011). Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010. *Geophysical Research Letters*, 38(2).
- Strabala, K. I., Ackerman, S. A., & Menzel, W. P. (1994). Cloud Properties inferred from 8–12-um Data. *Journal of Applied Meteorology*, 33(2), 212-229.
- Stubenrauch, C. J., Holz, R., Chédin, A., Mitchell, D. L., & Baran, A. J. (1999). Retrieval of cirrus ice crystal sizes from 8.3 and 11.1  $\mu\text{m}$  emissivities

- determined by the improved initialization inversion of TIROS-N Operational Vertical Sounder observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D24), 31793-31808.
- Sun, W., Fu, Q., & Chen, Z. (1999). Finite-difference time-domain solution of light scattering by dielectric particles with a perfectly matched layer absorbing boundary condition. *Applied optics*, 38(15), 3141-3151.
- Sun, W., Loeb, N. G., & Fu, Q. (2002). Finite-difference time-domain solution of light scattering and absorption by particles in an absorbing medium. *Applied optics*, 41(27), 5728-5743.
- Sundqvist, Hilding. A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1978, vol. 104, no 441, p. 677-690.
- Symon, Carolyn, Lelani Arris, and Bill Heal, eds. *Arctic climate impact assessment: ACIA*. Cambridge University Press, 2005.
- Tabazadeh, A., Turco, R. P., Drdla, K., Jacobson, M. Z., & Toon, O. B. (1994). A study of type I polar stratospheric cloud formation. *Geophysical Research Letters*, 21(15), 1619-1622.
- Taflove, A., & Hagness, S. C. (1995). *Computational electrodynamics: the finite-difference time-domain method*. Norwood, 2nd Edition, MA: Artech House, 1995.
- Tao, Xin, Walsh, John E., et Chapman, William L. An assessment of global climate model simulations of Arctic air temperatures. *Journal of Climate*, 1996, vol. 9, no 5, p. 1060-1076.
- Taylor, J. K., H. E. Revercomb, F. J. Grandmont, H. Buijs, P. J. Gero, F. A. Best, D. C. Tobin, R. O. Knuteson, and D. D. Laporte. "A New Class of Advanced Accuracy Satellite Instrumentation (AASI) for the CLARREO

- Mission: Interferometer Test-bed Trade studies and Selection." In AGU Fall Meeting Abstracts. 2009.
- Thurairajah, B. (2004). Thermal infrared imaging of the atmosphere: The Infrared Cloud Imager (Doctoral dissertation, Montana State University-Bozeman, College of Engineering).
- Tinel, C., Testud, J., Pelon, J., Hogan, R. J., Protat, A., Delanoë, J., & Bouniol, D. (2005). The retrieval of ice-cloud properties from cloud radar and lidar synergy. *Journal of Applied Meteorology*, 44(6), 860-875.
- Turner, D. D. Microphysical properties of single and mixed phase Arctic clouds derived from ground-based AERI observations by requirements for the degree of Atmospheric and Oceanic Sciences (2003).
- Turner, D. D., E. J. Mlawer, G. Bianchini, M. P. Cadetdu, S. Crewell, J. S. Delamere, R. O. Knuteson et al. "Ground-based high spectral resolution observations of the entire terrestrial spectrum under extremely dry conditions." *Geophysical Research Letters* 39, no. 10 (2012). (a).
- Turner, D. D., Merrelli, a., Vimont, D. & Mlawer, E. J. Impact of modifying the longwave water vapor continuum absorption model on community Earth system model simulations. *J. Geophys. Res.* 117, D04106 (2012) (b).
- Turner, D. D., & Mlawer, E. J. (2010). The radiative heating in underexplored bands campaigns. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(7), 911-924.
- Ulanowski, Z., Hesse, E., Kaye, P. H., & Baran, A. J. (2006). Light scattering by complex ice-analogue crystals. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 100(1), 382-392.
- Vecchi, G. A., Soden, B. J., Wittenberg, A. T., Held, I. M., Leetmaa, A., & Harrison, M. J. (2006). Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, 441(7089), 73-76.

- von Blohn, N., S. K. Mitra, K. Diehl, and S. Borrmann (2005), The ice nucleating ability of pollen: Part III. New laboratory studies in immersion and contact freezing modes including more pollen types, *Atmos. Res.*, 78(3), 182–189.
- Wang, X. & Key, J. R. Recent trends in Arctic surface, cloud, and radiation properties from space. *Science* 299, 1725–8 (2003).
- Wang, Xuanji, and Jeffrey R. Key. "Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR Polar Pathfinder dataset. Part I: Spatial and temporal characteristics." *Journal of Climate* 18, no. 14 (2005): 2558-2574.
- Wang, Z., Sassen, K. (2002), Cirrus cloud microphysical property retrieval using LiDAR and radar measurements. Part I: Algorithm description and comparison with in situ data, *Journal of Applied meteorology*, 41 218–229.
- Wang, Z., Sassen, K. (2003), An algorithm for retrieval of cloud microphysics using 95-GHz cloud radar and LiDAR, *Journal of Geophysical Research*, 108 (D7) 4226.
- Woodward, A., Smith, K. R., Campbell-Lendrum, D., Chadee, D. D., Honda, Y., Liu, Q., ... & Confalonieri, U. (2014). Climate change and health: on the latest IPCC report. *The Lancet*, 383(9924), 1185-1189.
- Wylie, D.P., W.P. Menzel, H.M. Woolf, and K.I. Strabala, 1994 : Four years of global cirrus cloud statistics using HIRS, *J. Climate*, 7, 1972–1986.
- Yang, P. & Liou, K. N. Geometric-optics\_integral\_equation method for light scattering by nonspherical ice crystals. 10–14 (1996).
- Yang, P., Kattawar, G. (2008), Uncertainties Associated with the Surface Texture of Ice Particles in Satellite-Based Retrieval of Cirrus Clouds Part I: Single-Scattering Properties of Ice Crystals With surface

- roughness, *IEEE Transactions of geoscience and remote sensing*, 46, 1940–1947.
- Yang, P., Mlynczak, M. G., Wei, H., Kratz, D. P., Baum, B. A., Hu, Y. X., ... & Mishchenko, M. I. (2003). Spectral signature of ice clouds in the far-infrared region: Single scattering calculations and radiative sensitivity study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D18).
- Yang, P. (2003)
- Yang, P., Wei, H., Huang, H.-L., Baum, B. a, Hu, Y. X., Kattawar, G. W., ... Fu, Q. (2005). Scattering and absorption property database for nonspherical ice particles in the near- through far-infrared spectral region. *Applied Optics*, 44(26), 5512–23.
- Yang, Ping and Liou, K. N. Parameterization of the scattering and absorption properties of individual ice crystals. *J. Geophys. Res.* 4699–4718 (2000).
- Yee, K. S. (1966). Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's equations in isotropic media. *IEEE Trans. Antennas Propag*, 14(3), 302-307

## APPENDICE A

### **Arctic Aerosols and Thin Clouds in Eureka LiDAR-Radar Observations: Winter Climatology and Radiative Properties around the International Polar Year**

*Tarek Ayash, Yacine Bouzid et Jean-Pierre Blanchet*

(Draft paper on EUREKA data used in this work  
in preparation for the study of FIRRTICFIRE project)

## RÉSUMÉ

During the polar night the energy budget of the Arctic is largely controlled by longwave radiative fluxes, which dramatically depend on clouds occurrence and characteristics. However, winter clouds remain poorly known due to the inherent difficulty to observe them. Here we report on 5 years of wintertime observations of optically thin ice clouds (TICs) at Eureka (80°N, 86°W), which is one of the northernmost scientific research stations. It is situated in the core of the winter polar vortex and hosts a number of instruments to probe the atmosphere, including a high spectral resolution lidar and radar. An algorithm is developed to retrieve TICs

properties, namely optical thickness and effective radius, from collocated ground based lidar and radar measurements. The study is focused on all type of polar clouds which we categorized, focussing on TICs detected by both the lidar and the radar, which corresponds to ice clouds with optical thickness less than 4 and effective radius beyond 30  $\mu\text{m}$ . The algorithm distinguishes aerosol and cloud layers, and then classifies them into types of dry/wet aerosol, liquid/mixed-phase clouds, and TICs. Those with the larger ice crystals are generally precipitating clouds, and they are observed more than 30 % of the time from the surface up to 7 km. Those topped by a thin liquid layer exhibits larger effective radii with a distribution that peaks around 70  $\mu\text{m}$ , compared to 20 - 40  $\mu\text{m}$  range found in the other TIC cases. Mixed-phase and liquid clouds show similar narrow effective radii distributions that peak around 20  $\mu\text{m}$ . Aerosol optical depth distribution peaks between 0.01 and 0.03. Dry aerosols occur much more often than wet aerosols at all altitudes with up to 70% frequency. This work offers valuable insights into the Arctic winter atmosphere and can serve as a basis for further investigation of cloud formation processes during the polar night.

## A.1 Introduction

Clouds in the ice phase cover up to 40 % of the Earth (Wylie 1994). It constitutes a critical component of the radiative balance (Hong et al. 2016), and are found from the upper troposphere and lower stratosphere in tropical regions to the lower troposphere in polar regions. High-level ice-clouds, such as cirrus and cirrostratus, permanently cover nearly 20% of the globe (Sassen et al. 2008, Rossow and Schiffer 1999). They are mostly composed of ice crystals, sometimes still contain supercooled liquid cloud droplets, and are most often optically thin so that they range from bluish to gray in color (Sassen 2002). Despite their optical thinness, their prevalence and persistence make them important regulators of the planet's radiation balance (Liou 1986; Liou et al. 2002).

Ice clouds influence weather and climate processes, either through their effects on the radiative budget, or through feedbacks, involving water vapor and the atmospheric hydrological cycle. They reflect solar radiation as well as absorb and emit terrestrial radiation but tend to be semi-transparent at all wavelengths due to their optical thinness. Emission of infrared radiation by both water vapor and ice crystals is particularly important in the Arctic dark months at long wavelengths (greater than 15  $\mu\text{m}$ ) (Yang et al. 2003) because this is where most of the radiative cooling occurs (Clough 1992 and 1995). Both reflected (solar) and emitted (thermal) radiation depend strongly upon the microphysical properties of ice clouds (Fu et al. 1998, 1998; Mitchell et al. 1996), so that accurately characterizing these clouds is essential to assess their radiative properties. Furthermore, the clouds' altitude and thickness may determine whether they radiatively heat or cool the atmosphere in the infrared (Slingo and Slingo 1988; Stephens et al. 1990; Maestri and Rizzi 2003).

In the polar regions, thin ice clouds similar to high-altitude cirrus commonly fill up the whole troposphere during the winter when extreme-cold temperatures prevail. These optically-thin clouds, here defined as those below lidar saturation (optical depth of 3 up to 4) and labeled optically Thin Ice Clouds (TIC), can form through different ice nucleation processes that govern the growth rate of their ice crystals (Tabazadeh et al. 2002 and references therein).

Clouds' ice crystals exhibit a variety of habits (shapes) and sizes depending on the temperature and relative humidity conditions (Bailey et al. 2009) in which they are formed and grow. Therefore, radiative modeling of ice clouds is challenging, and their climate effects difficult to assess accurately (Stephens et al. 1990). In addition, remote sensing observations of ice clouds are complicated. For instance, IR spectrometers like MODIS have difficulties to distinguish particles' sizes, and the fact that the ice clouds are optically thin in our case makes the distinction between surface and cloud laborious to achieve from satellites.

Such challenges have been the underlying motivation for extensive observational missions and campaigns during the last decades as the one of Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) (Intrieri et al. 2001), and particularly around and beyond the International Polar Year (IPY 2007-2009). These include ice-cloud experiments such as FIRE Phases I and II (First International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Regional Experiment) (Liou et al. 2000), ICE (International Cirrus Experiment) (Raschke et al. 1990), EUCREX (European Cloud and Radiation Experiment), and CEPEX (Central Equatorial Pacific Experiment) (Raschke et al. 1998). In these field experiments, mid-latitude and high-latitude ice clouds, such as jet-stream cirrus, contrail-induced cirrus and tropical-anvil cirrus, have been extensively surveyed by integrating surface, in-situ aircraft and satellite remote-sensing measurements. However, their observations have been rather limited in terms of cloud types and geographical regions. While satellites provide global coverage of atmospheric measurements, ground-based instruments offer data at finer spatial and temporal resolutions and complement space-borne measurements where the latter are attenuated, essentially at lower atmospheric levels. As such, the NOAA-SEARCH (Study of Environmental Arctic Change) Atmospheric Observatory program has established long-term, intensive measurements of clouds, radiation, aerosols, surface energy fluxes and chemistry at Eureka – Nunavut (Canada), among other stations. This station is located in the high Arctic (79.99N, 85.94W) at an elevation of 640 m. In particular, it hosts millimeter-wavelength cloud radar and a high spectral resolution lidar.

Instrumented aircraft campaigns and extended ground-based remote-sensing programs have contributed greatly to our knowledge of ice clouds' fundamental properties (Heymsfield and McFarquhar 2002; Sassen 2002). Polarization lidars and millimeter-wave cloud radars have been at the forefront of ice-cloud research due to their sensitivity to clouds' properties (Sassen and Mace 2002). The advantages of employing synergetic measurements of ice clouds by lidars and radars have been well

established (Donovan and van Lammeren 2001). Such synergy has been realized for the first time from space with the launch in April 2006 of CloudSat Cloud Profiling Radar (CPR) and CALIPSO Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) payloads as part of the A-train satellites (Stephens et al. 2002; Winker et al. 2007).

Based on lidar and radar observations at Eureka, our research is motivated primarily by the need to better understand clouds in polar regions, especially during the dark winter months (IPCC 2007, chap. 11; Serreze and Barry 2005). It follows the TIC classification approach established by Grenier et al. (2009), who presented the first winter thin ice cloud climatology covering from 2006 to 2011 winters based on satellite observations from CloudSat and CALIPSO (Grenier et al. 2009).

Unreported clear-sky ice crystal precipitation known as diamond dust (Maxwell 1982; Curry et al. 1990; Girard 1998) can play a major role in increasing the mean cloud fraction from a range of 40% - 68 % to 80 %. Therefore, the cloud climatology can vary largely among sources (Curry et al. 1996). Moreover, the lack of knowledge about clouds in dark winter, make the study of thin ice clouds of great importance at that period.

This study was done under the framework of a preparatory effort to a feasibility investigation of a new space mission of thin ice cloud observation in the far infrared during dark months in the Polar Regions. To do so, we will be using the vertical atmospheric profiles to do simulation of different TIC case study and do statistical study on the detectability of TIC using the under study far infrared detector.

The observational data and algorithms used in our study are described in section two. The climatology of aerosols and TICs as well as their radiative properties derived from five-year winter statistics are presented in section three. In section four, observed inter-annual variability in TIC climatology and its possible connection to aerosol variability are discussed.

## A.2 Materials and methods

Before delving into the technical aspects of the algorithm, the physical sense and motivation behind our TIC classification, which is outlined by Grenier et al. (2009), are discussed here. Given that the lidar can detect small atmospheric particles, which cannot be seen by the radar due to its sensing limitation of particles smaller than 30  $\mu\text{m}$ , a classification criterion derived from lidar-radar detection would imply a size-based, rather than conventional altitude-based classification of clouds. Such thin ice cloud classification is relevant to the Arctic during the cold season, since the thermal vertical structure of typical cold Arctic atmosphere may strongly depart from standard atmospheric lapse rates. In fact, the importance of the microphysics of thin ice cloud is due to their radiative impact (Curry et al., 1996), and the importance of the precipitation in that case. As the precipitations results in enhancing the energy escape causing atmospheric cooling. Moreover, Harries et al., 2008 found that approximately 40 % of the energy escaping the Earth from the Arctic is in FIR. This make the study of Arctic cloud cover important as its trend is still uncertain, and the one observed from satellite are not corroborated by surface observations.

### A.2.1 TIC description

At times, a broad minimum temperature is seen in the mid troposphere. On other occasions, the tropopause is near or at ground level. Thus, polar cirrus clouds are not normally high clouds, but are found at any, if not all, altitude (Curry et al. 1998) in very cold air masses. Consequently, to focus on atmospheric water balance and process studies, it is rational to classify these cirrus-like clouds by crystal size corresponding to precipitating (TIC-2) and non-precipitating (TIC-1) clouds. It follows that a TIC-1, detected only by lidar, would very likely indicate a suspended cloud with ice crystals smaller than 30  $\mu\text{m}$ , while TIC-2 would imply larger crystal sizes with precipitation

initiation or light precipitation, depending on atmospheric dynamical conditions. However, it is possible that some TIC-2 clouds be non-precipitating, in significant vertical motion, for instance. The growth rate of ice crystals within a TIC-2 layer can be linked to the state of its top. TIC-2 extending from TIC-1 would most likely indicate conditions of slow growth and gradual transition from smaller to larger crystals, where a large population of ice forming nuclei (IFN) is activated leading to strong competition for available supersaturation. In general, this situation slows crystal growth (type 2A) and favors extensive type 1. In contrast, the absence of TIC-1 coverage most likely indicates an explosive growth of ice crystals all the way from the cloud top. Consequently, fast growth and precipitation propagate throughout supersaturated cloud layers (type 2B) in the atmospheric column, moistening the lower troposphere, but depleting atmospheric water from the upper troposphere and increasing IR cooling-to-space (Clough et al. 1992). This is indicative of a small population of activated IFN and a weak competition for available supersaturated water vapor. Such clouds could result from acid coated ice nuclei as suggested by laboratories' work done by Chernoff and Bertram, 2010, and Eastwood et al, 2009. Similarly, the occurrence of liquid phase on top of a TIC-2 would be associated with supersaturation with respect to water. In this case, liquid droplets would freeze and grow explosively into rapidly-sedimenting crystals (type 2C), effectively separating precipitating ice crystals from liquid droplets at the top.

#### A.2.2 Eureka ground observations data and instruments description

Data used for this study are from the ground-based high-resolution measurements by two Eureka instruments. The high-sensitivity Millimeter-Wave Cloud Radar (MMCR) and the Arctic High Spectral Resolution Lidar (AHSRL),

together with radiosonde data obtained bidaily, jointly provide concurrent and detailed vertical-profile measurements of clouds and aerosols into the Arctic atmosphere.

The AHSRL operates at 532nm and employs circular depolarization at its passive polarization transmits-receive switch. Unlike most lidars that detect both backscattered molecular and aerosol photons through a single channel, the high spectral resolution of the AHSRL allows to measure optical properties of the atmosphere by separating the Doppler-broadened molecular backscatter return from the unbroadened particulate (aerosol and cloud) return. This results in two signals that can be processed to yield separate lidar returns from particulate and molecular scattering, which enables the measurement of the extinction and backscatter cross-sections independently and allows the particulate backscatter phase function and optical depth to be computed without prior assumptions(Razenkov et al. 2002).

The MMCR is a 35-GHz (8.7-mm-wavelength, Ka-band) system designed to maximize radar detection of a wide range of cloud conditions by providing excellent sensitivity, resolution, and flexibility of operating options. The MMCR employs four routine operating modes that are sufficient to detect most hydrometeors with reflectivity's in the range of approximately  $-50$  to  $+20$  dBZ with good accuracy up to heights of 10 km or higher(Clothiaux et al. 2000). MMCR measurements are used to provide radar reflectivity, from which the radar backscatter is also computed.

The quantities used from MMCR and AHSRL measurements are listed in Table 1, along with their temporal and vertical resolutions. Except for raw data for the molecular scattering cross section, the lidar data are for quantities derived from both molecular and particulate returns. Both lidar and radar data are acquired at temporal resolution that provide sufficient sample size for time signal averaging. The instruments were operating nearly continuously at PEARL, Eureka, NU from July 2005 to December 2011. The acquired data cover the winter months (December, January and February) of five years, starting January of 2006 and ending February of 2010. In addition to the lidar and radar data, we also use bi-daily recorded radiosonde data

available on Wisconsin data web site and interpolated to the same vertical resolution. The provided data are listed in Table 1, and these are needed to define atmospheric profiles for radiative-transfer computations, in a perspective of using the data in instrument simulation for future project.

### A.2.3 Retrieval algorithms for cloud properties

For our purposes, lidar returns are required throughout the atmospheric column, not only for knowledge of the layer's radiative properties and phase, but also because the nature of top layers often dictates the class of lower cloud layers. Therefore, our analysis is restricted to cases where the lidar signal does not become completely attenuated.

An algorithm that detects, identifies and classifies features is developed. The components of this algorithm are outlined in Figure A.1 and detailed in the following paragraphs. Detection of features observed by the lidar mainly follows the methodology of the Feature Detection and Layer Properties Algorithms (Vaughan et al. 2005), which are used to process measurements made by the CALIOP instrument aboard the CALIPSO satellite.

First, both lidar and radar data are transformed into three-minute-average arrays, in order to smooth out the fine-resolution data and to reduce the signal noise. The averaging includes only data points with physical values, i.e. positive backscatter and optical depth. The scattering ratio array is calculated by:

$$SR = \frac{\beta_a}{\beta_{m,s}} \quad (1)$$

where  $\beta_a$  ( $\text{m}^{-1}$ ) and  $\beta_{m,s}$  ( $\text{m}^{-1}$ ) are particulate backscattering and molecular scattering coefficients respectively.

The scattering-ratio threshold is calculated by:

$$SR_{th} = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (\beta_a / \beta_{m,s})^2}{N}} \quad (2)$$

The  $SR_{th}$  is approximated as the RMS deviation of the ground signal from known reference value at a level where lidar return is expected to be most accurate. This level would be the closest to the ground where meaningful signal readings first begin. The summation is for 3-minute-array values ( $n$ ) over a half-day interval ( $N$ ) (corresponding to one set of  $\beta_{m,s}$  data) and at a single vertical level, which is determined by the algorithm depending on the data values and is usually within a 100 m of the AHSRL.

Based on the calculated arrays of scattering ratio and its threshold, layers detected by the lidar are thus determined by the following requirements:

1. the scattering ratio exceeds its threshold value for a minimum number of consecutive points defining a feature, or
2. the scattering ratio exceeds its threshold value for a minimum number of consecutive points defining a spike, and for at least one of those points the scattering ratio exceeds its threshold value by a multiplicative factor greater than the spike threshold factor.

The feature or spike top is always the point where the scattering ratio first exceeds its threshold value. The base, however, is initially estimated as the point where the value of the scattering ratio first drops below the threshold. This initial estimate is then revised by repetitively lowering the base for as long as the scattering ratio keeps decreasing with altitude, i.e. a negative slope is maintained. Where this slope goes to zero, therefore, it defines the final revised location of the base. Such revision is performed in order to account for signal contamination with some amount of random noise, which may yield a false first detection of a base. Minimum feature and spike

thickness are set differently for the lower and upper troposphere, separated at an altitude of 8.3 km following CALIOP algorithm of Vaughan et al. 2005. Minimum feature/spike thickness is set to 120/60 m in the lower troposphere, and these values are doubled in the upper troposphere. In both regions, however, the spike threshold factor is set to ten.

Radar layers are resolute in a way similar to determining lidar features, but in a simpler manner. They are defined as regions where the three-minute-average reflectivity consecutively exceeds a threshold value for at least the same minimum feature thickness defining lidar layers. Unlike the statistical and iterative calculation of lidar thresholds, the threshold radar reflectivity is set to a fixed value of  $-50$  dBz, above which the MMCR should detect most hydrometeors with good accuracy (Clothiaux et al. 2000).

The detected lidar and radar layers are afterwards combined into composite layers, by spatially overlaying these layers and then identifying new layers as those detected by lidar only, radar alone, or by both instruments. The latter type includes layers where every single point is detected by both instruments, and any composite layer may be whole or subset of an original lidar or radar layer. This may result in some residual layers with thickness less than the defined minimum feature thickness, in which case the layers are excluded by the algorithm.

Composite layers are then classified into types and subtypes of aerosol and cloud. Such classification applies to layers that are fully detected by the lidar, and therefore, excludes atmospheric columns where the lidar signal attenuates at some level, above which only radar signal is returned.

Based on our classification scheme (see Figure. A.1), a layer detected by lidar only may be either aerosol or TIC-1, whereas a layer detected by both lidar and radar is always a cloud. The distinction between the clouds is based on the layer's mean

depolarization and backscatter. Circular depolarization below 0.1 most likely indicates liquid phase. Those above 0.2 indicate solid phase, and values in-between suggest a mixed state. For layers detected by lidar only, those with mean depolarization in the range 0.1-0.2 are labeled as “dry aerosol”, and those with mean value below 0.1 are labeled as “wet aerosol” or haze. When mean depolarization is greater than 0.2, distinction is made between an aerosol and a TIC based on a threshold backscatter. A mid-layer’s backscatter below threshold indicates an aerosol, while the opposite indicates a type 1 TIC. Based on some knowledge of preliminary threshold values for the AHSRL (Eloranta et al. 2004), and the finding that such threshold is a decreasing function of altitude for lidar returns (Liu et al. 2004), investigation and testing with representative scenes reveal that a reasonable approximation of backscatter threshold would be through the analytical function:

$$\overline{\beta_{\min}}(z) = 10^{-5} \times 10^{-2z/15} \quad (3)$$

where altitude ( $z$ ) is in km.

A cloud layer detected by both lidar and radar is classified based on depolarization and above-layer coverage. A layer with mean depolarization less than 0.1 indicates a liquid cloud, between 0.1 and 0.2 a mixed-phase cloud, and greater than 0.2 as an ice cloud. In addition, consecutive vertical points with depolarization less than 0.1 and adding up to at least minimum feature length are singled out in the algorithm to define a liquid cloud. Ice clouds are further classified into TIC-2 subtypes, depending on the coverage immediately above the cloud layer. These TIC-2 are labeled as “A” if covered by a TIC-1, “C” if covered by a liquid or mixed-phase cloud, and “B” otherwise (Figure A.1).

Radiative parameters are then computed for the classified layers, which are the optical depth of aerosol and cloud layers and, except for TIC-1, the particle effective radius of cloud layers. A layer’s optical depth is calculated simply as the difference in the AHSRL particulate optical depth between the top and base of the layer. This yields

physical (positive) values in most cases. However, if the value obtained is negative, the layer is excluded from the analysis. Cloud (excluding TIC-1) effective diameter is computed based on the code developed by the University of Wisconsin Lidar Group<sup>5</sup>, which largely follows the methodology of Donovan and Lammeren (2001) for inverting the combined lidar and radar signals to retrieve cloud effective radii and water-content profile. Their methodology has been shown to be quite robust, even in cases where significant lidar attenuation is present, and also accounts for multiple scatterings (Donovan and van Lammeren 2001).

The code first provides the “effective diameter prime”,  $D'_{eff} = \sqrt[4]{\frac{9\langle V^2 \rangle}{\pi\langle A \rangle}}$  (where  $\langle V^2 \rangle$  and  $\langle A \rangle$  refer to the average volume-squared and average area of the cloud particles as defined by Donovan and Lammeren (2001)), which is the fundamental quantity derived from the combination of the lidar and radar backscatter, where one depends on the particle size and the other by apparent surface. Conversion from the effective diameter prime to effective diameter,  $D_{eff} = \frac{3\langle V \rangle}{2\langle A \rangle}$ , requires assumptions about the particle size distribution and icecrystal morphology. In this regard, the code relies on the following assumptions:

- the cloud at a given data point is either all water or all ice,
- size distribution is given by a modified gamma distribution (Deirmendjian 1969),

---

<sup>5</sup> <http://lidar.ssec.wisc.edu/syst/ahsrl/netcdfwebdoc.html>

- for ice clouds, assumed crystal shape as equivalent to sphere (Donavan and Van Lammeren. 2001),
- all particles are large compared to the lidar wavelength (geometric limit), such that the optical extinction cross section is twice the projected area of the particle, and
- all particles are small compared to the radar wavelength (Rayleigh limit), so that attenuation is negligible, and the particle polarizability is not a function of particle shape.

The code requires the input of the phase, the lidar particulate backscatter coefficient, and the radar backscatter coefficient. In case of an ice cloud, the backscatter phase function is also required (set to 0.05 for water cloud). In order to avoid noise and errors caused by sensitivity to altitude-averaging lengths and short averaging times, a single estimate of the backscatter phase function for an ice cloud is calculated by (Holz 2002):

$$\frac{P_{ice}^{180}}{4\pi} = \frac{\int_{base}^{top} \beta_a^{(z)} dz}{\tau_c} \quad (4)$$

where  $\tau_c$  is the cloud optical depth. Using the above input data, therefore, the effective diameter is computed at all vertical points within a cloud, and the resulting values are then averaged to yield the cloud's effective diameter.

Finally, the algorithm writes results to three sets of output files for scene diagnostics. The first set includes plot files that contain classes of layers within a scene which represent half a day. The second set includes files with radiative parameters of layers, whereby the base, top, optical depth, type, and effective diameter (where applicable) of each layer are written at 3-minute intervals. The last set contains files of

bi-daily meteorological data, including temperature, pressure and water-vapor concentration (calculated from dewpoint) at all vertical levels.

### A.3 Results

#### A.3.1 Climatology and radiative properties

Our algorithm's classification of features detected by AHSRL and MMCR is illustrated in two half-day scenes, which are depicted in Figures A.2-a, and A.2-b. On the 8<sup>th</sup> of January 2007 (Figure A.2-a), the lidar measures high depolarization with values well above 0.5, which strongly indicates features in the ice phase. Therefore, the layer detected between 5 and 9 km only by the lidar would be a TIC-1, and the layer right below extending down to around 3km would then be a type 2A. Between 12:00 and 16:00 UTC, a layer that is detected by both lidar and radar and which extends below 3 km down to the surface would be diamond dust, which in this case can be called TIC-2B. Covering this layer and extending down to the surface beyond 16:00 are lidar-only features with lower depolarization and backscatter, which are classified as aerosol layers. The lower depolarization of some of these layers, especially at about 2-km altitude between 16:00 and 18:00, indicates wet aerosol. However, the rapid alterations in aerosol classification at other parts may reflect the algorithm's limitation to identify properly such features. Even more difficult is distinguishing TIC-1 from aerosol layers, which might explain the unlikely alterations between types 2A and 2B within an otherwise extensive 2A layer simply as the artifact of misclassification of some TIC-1 layers as aerosol.

On the 31<sup>st</sup> of January 2007 (Figure A.2-b), thin features around 3-km altitude with distinctly low depolarization top features with high depolarization that extend

downward and precipitate on the surface, as suggested by the inclination of colored bands. These features, being detected by both lidar and radar, would therefore be classified as liquid/mixed-phase clouds and TIC-2C, respectively. Over some time intervals, however, ice clouds that are not topped by the former cloud types would thus be labeled as type 2B. While such alteration between types 2C and 2B might again indicate feature misclassification, it is also physically possible to observe TIC-2C layers rapidly evolving into TIC-2B layers as the thin liquid layers covering the former eventually freeze and precipitate into ice crystals. Essentially, explosive growth of ice crystals and the initiation of light precipitation are physical characteristics of both TIC-2B and TIC-2C. They are of particular significance for their potential effects on IR radiative forcing and altering the climate.

Winter-months statistics on the frequency of occurrence of clouds and aerosols, from January 2006 to February 2010, are shown in Figure A.3 for thin-atmosphere profiles (unsaturated lidar return). The frequency of occurrence is computed at each vertical level as the ratio of the number of detections for each cloud class (ice, mixed-phase and liquid clouds) to the total number of cloud detections, and for aerosols as the ratio of the number of detections for each type to the integral number of cloud-free detections, which is the sum of clear sky and aerosol detections. The mixed-phase and liquid clouds are plotted with aerosols only for clarity purposes. In the lower and middle troposphere, TIC-2B clearly dominates with more than 50% frequency of occurrence at altitudes below 5 km, which can comprise blowing snow as well due to surrounding mountains. At higher altitudes, TIC-1 dominates with greater than 50% above 8 km, while highest occurrence of TIC-2A is around 30% between 6 and 7 km and that of TIC-2C is about 20% at lowest altitudes.

There are some interesting features in the vertical distribution of TIC occurrence in Figure A.3. Such differences in the vertical patterns are, in fact, consistent with the distinct microphysical processes and large-scale circulation patterns responsible for TIC formation. To be composed of small, non-precipitating ice crystals,

TIC-1 would be expected to form at higher. On the contrary, TIC-2 made of larger and precipitating crystals are more likely to be found at lower altitudes due to the fact that it is composed by larger crystals, except for type 2A that represent a progressive (in contrast to explosive) growth extension from type 1.

As pointed out in the previous section, “dry aerosol” denotes particles with high depolarization that most likely imply solid phase, while “wet aerosol” denotes low-depolarization particles that most likely have a liquid surface. We expect that particles classified as solid are dry, possibly pristine soil dust and salts that are hydrophobic at low temperatures. This might be the case of cleaner background air masses. However, ultrafine non-precipitating ice particles that include ice fog, and snow might also be categorized to pristine dry aerosols. On the other hand, wet aerosol would very likely include particles dominated by hydrophilic and acidic chemical species that, even at very low temperatures during the Arctic winter, remain wet due to glaciation-suppression ability (Grenier et al. 2009). Sulphate is a dominant species, which is known to be a principal component of “Arctic haze” (Barrie 1986; Quinn et al. 2002).

In cloud-free skies, dry aerosol dominates at all altitudes with a frequency of occurrence near 70% at 1-km but decreases nearly exponentially with altitude. The occurrence of wet aerosol drops almost linearly with altitude, with maximum occurrence around 15%.

The frequency distributions for optical depth and extinction coefficient (ratio of optical depth to layer thickness) of cloud and aerosol layers and for the effective radius of cloud particles are shown in Figures A.4 to A.6. These quantities have been computed as the relative occurrence within all clouds type of values within range-specified bins over the entire study period. Optical depth and extinction coefficient are plotted logarithmically from  $10^{-4}$  to 10, while increment of  $5\mu\text{m}$  bins are considered for effective radii between 0 and  $200\mu\text{m}$ .

Figure A.4 shows that the mid-visible (532 nm) optical depths of all ice clouds peak in the 0.1-1.0 range. TIC1 is optically thinner with values that distinctly peak at less than 0.1 ranging to above 1. Among the TIC-2, type A appears to be optically thicker than types B and C, showing a distribution that is skewed towards 1.0. TIC-2A are generally associated to large-scale vertical motion from drifting barotropic cold low meandering over the Arctic (Grenier et al. 2009). In these clouds, the lidar often reaches saturation near optical depth of 3. Seen from space (Grenier et al, 2009) TIC-2A are normally covered by a deep layer of TIC-1 (cirrus) which would shift the TIC-1 maximum to higher values. So, the low optical depth of TIC-1 is an artifact of missing a significant portion of them due to lidar saturation from the ground zenithal perspective. The TIC-1 shown in Figure A.4 to A.6 are a particular subset corresponding to mostly clear layer below, like high-altitude single cirrus layers.

In Figure A.4, TIC-2 B and C exhibit very similar near-lognormal distributions of optical depth, slightly bi-modal because we have aerosols and liquid in both categories. Compared to TIC, the thin-atmosphere liquid and mixed-phase clouds on the bottom panel of Figure A.4 are optically thinner with peak optical depths around 0.05. This overlap is largely due to the difficulty of distinguishing aerosol from very thin water clouds near the activation point. Very thin water layers are often found in the Arctic during winter adjacent to TIC. Mixed-phase clouds tend to be optically thicker than liquid clouds, with up to twice the frequencies of optical depths greater than 1.0, even exceeding the TIC optical-depth frequencies in this range. While both aerosol types show close distributions that peak between 0.01 and 0.03, but, dry aerosol tend to be optically a little thicker than wet aerosol, with higher occurrences of optical depths between 0.03 and 0.1.

For the mid-visible extinction coefficients (Figure A.5), remarkably, all TIC types show near-lognormal frequency distributions that peak in the range of 0.1–0.5  $\text{km}^{-1}$ , indicating that the variation of optical depth is mostly due to the altitude depth of TIC and not so specifically to the TIC type. Type 2A departs most, exhibiting largest

extinctions in accord with extra vertical motion in cold low. It is followed by type 1, whereas types 2B and 2C show very close distributions. Extinction coefficients of mixed-phase and liquid clouds primarily peak around  $0.1 \text{ km}^{-1}$  and show a second peak around  $10 \text{ km}^{-1}$  where frequencies are higher for mixed-phase clouds. This is interpreted as droplet and crystal activation and growth by deposition-condensation. While both aerosol types show similar frequency distributions, that of wet aerosols' peaks around  $0.1 \text{ km}^{-1}$ , compared to  $0.03 \text{ km}^{-1}$  for dry aerosols, indicating slightly larger extinctions for the former type as expected from water coating and aerosol deliquescence in moist air. The reverse is seen in aerosol optical depth, indicating higher abundance of dry aerosol with lower extinction coefficients than wet aerosol.

The frequency distributions of effective radius in Figure A.6 show clear differences between cloud types. As expected, ice clouds tend towards larger sizes compared to mixed-phase and liquid clouds. Among TIC-2, types A and B show distribution that are skewed to smaller sizes, peaking in the range of 30 to 40  $\mu\text{m}$ , a range where precipitation is slowly initiated. Type 2B, however, shows relatively higher frequencies of effective radii larger than 60  $\mu\text{m}$ . On the other hand, type 2C shows a broad near-normal distribution centered on 60  $\mu\text{m}$ , which indicates larger crystal sizes relative to types 2A and 2B. Effective radii of mixed-phase clouds clearly show a narrow distribution that peaks at around 20  $\mu\text{m}$ , while liquid water clouds show a similar distribution but with a tendency to larger sizes. Both distributions diminish abruptly to about 50  $\mu\text{m}$  effective radius.

Monthly means of the retrieved radiative properties for aerosols and clouds around IPY covering winters 2006 and 2008 are displayed in Figure A.7. Mean optical depth shows significantly more variability for wet than for dry aerosol, with a maximum-to-minimum ratio around 10 for the former compared to less than 3 for the latter. Such discrepancy in optical-depth variation can be explained by a corresponding discrepancy in the aerosols' extinction coefficients, where mean values vary by almost

a factor of 10 for wet aerosol and by a factor of less than three for dry aerosol. This is assumed to be mostly due to the variability of atmospheric moisture. Furthermore, the wet-aerosol's mean extinction coefficient is always larger than that of dry aerosol. Such findings point out to inherent differences in micro/macro physical properties (size, number density) of these aerosol types versus relative humidity and their growth from ambient moisture.

Among cloud types, mixed-phase/water clouds and TIC-1 show much more variability than TIC-2 in monthly-mean values of optical depth and extinction coefficient. While such values for mixed-phase and TIC-1 vary by factors of over 20/30 and 6/3, respectively, the corresponding variability for TIC-2 remains well within a factor of 3. The optical-depth variability appears to be related to the extinction-coefficient variability for mixed-phase and liquid clouds, but not so for TIC-1 clouds. Furthermore, except for January of 2008, the monthly-mean extinction coefficients of mixed-phase and liquid clouds are constantly larger than that of ice clouds, which is not the case for optical-depth means. For the monthly means of cloud effective radius, TIC-2C shows largest variability within a factor of 2, while mixed-phase cloud shows the least variability within a factor of 1.3. In addition, the means of TIC-2C are constantly and significantly larger than those of all the other cloud types and, except for January 2007, the means of liquid cloud are larger than those of mixed-phase cloud. An interesting finding in our results is that TIC-2C clouds tend to be composed of larger crystals than other TIC-2 types, as indicated by the tendency of their effective-radius distribution towards larger sizes (Figure A.6), as well as their consistently larger monthly means of effective size (Figure A.7). Shupe et al. (2006) came across a very similar finding through their analysis of Arctic mixed-phase clouds from SHEBA measurements. These mixed-phase clouds, equivalent to our TIC-2C, were frequently observed to be consisting of a shallow top liquid layer from which ice particles formed and fell. Similar cloud formation has also been detected by many ground-based observations, where supercooled liquid water occurred in discrete layers

that are often at the top of, or embedded within, an ice layer (Hogan et al. 2003; Wang et al. 2004). Shupe et al. (2006) find that the mixed-phase clouds observed at SHEBA generally contained more ice and liquid water than single-phase ice or liquid clouds, as the retrieved crystal sizes, ice water contents (IWC), and ice water paths are significantly larger in mixed-phase than in single-phase clouds. Furthermore, while their retrieved properties were found to have similar distributions in shape, the mixed-phase distributions are weighted more heavily by larger particles and higher IWC compared to the single-phase distributions.

### A.3.2 Inter-annual variability: a case of two winters

The Arctic atmosphere is generally known to exhibit strong seasonality and inter-annual variability. When examining the inter-annual variability between the winter months of 2006/2007 and the International Polar Year 2007/2008 at Eureka, we come across a very interesting finding. For each of these months, Figure A.8 shows the vertically-resolved frequency of occurrence for wet aerosol (relative to cloud-free occurrence), for TIC-2C (relative to total occurrence of all TICs), and for liquid cloud (relative to all-cloud occurrence). For the months of December and January, and across all vertical levels, we clearly observe in 2007/2008 (IPY) significantly higher occurrences of wet aerosol, liquid cloud and TIC-2C compared to 2006/2007. The occurrence of wet aerosol is more than doubled at altitudes below 4 km, and even more than tripled at altitudes below 2 km. For liquid cloud, the occurrence is larger by a factor of 5 at most altitudes, while that of TIC-2C is more than doubled below 3 km and can even be 10 times higher at upper altitudes. For February, however, the December-January trend is reversed for wet aerosol and, except for altitudes below 1 km, is noticeably weaker for liquid cloud and TIC-2C and is even reversed for TIC-2C at altitudes between 1 and 2 km.

## A.4 Discussion

### A.4.1 Comparison with previous studies

Several studies have aimed at quantifying the effective size of cloud particles in the Arctic atmosphere. Based on three-year measurements at Eureka from the same instruments used in our study, de Boer et al. (2009) examined single-layer, stratiform mixed-phase clouds. Noting that these clouds are strongly biased towards liquid, they report DJF means of effective radius around 10-13  $\mu\text{m}$ . They also report DJF means around 47-50  $\mu\text{m}$  for frozen precipitation falling from those mixed-phase clouds. One might reasonably consider that their stratiform clouds and frozen precipitation falling from them closely resemble our thin liquid clouds and the TIC-2C just below them. As such, our 25.8–26.7  $\mu\text{m}$  estimate for the DJF-mean effective radius of liquid cloud is more than double their estimate. Our estimates for TIC-2C, in the range of 54.7–71.4  $\mu\text{m}$ , are not far from theirs. Furthermore, based on measurements by the identical instruments over the same observation period, Bourdages et al. (2009) analyzed the properties of tropospheric particles during Arctic winter. They find effective radii within 5-40  $\mu\text{m}$  for water droplets and within 25-220  $\mu\text{m}$  for crystals in ice clouds, which represent a narrower range for water clouds than ours of 7.5-75  $\mu\text{m}$ , but a wider range for ice clouds than ours of 10-150  $\mu\text{m}$ .

The properties of Arctic clouds were extensively analyzed during the one-year field campaign of SHEBA. Shupe et al. (2005) and Shupe et al. (2006) report on cloud-microphysics retrievals based on radar reflectivity-only methods. Their results show an annual distribution of effective radii for liquid cloud that is roughly normal in shape, with DJF monthly-mean values around 5.0-6.5  $\mu\text{m}$ . While our DJF distribution of liquid-cloud effective radii agrees with theirs, their mean values significantly underestimate ours (25.8–26.7  $\mu\text{m}$ ). For all-ice and mixed-phase clouds, their studies report DJF monthly-mean values of the mean diameter in the ranges of 50-60  $\mu\text{m}$  and

50-80  $\mu\text{m}$ , which roughly translate into effective-radius ranges of 75-90 and 75-120  $\mu\text{m}$ , respectively. Such estimates are significantly larger than ours of 33-53  $\mu\text{m}$  for all-ice and 20-26  $\mu\text{m}$  for mixed-phase clouds, which most likely reflects differences in sampling, retrieval methods and classification criteria.

In the following, we briefly compare our results on cloud properties to those obtained by similar studies. Liou (1992) reports on the mid-visible (0.5  $\mu\text{m}$ ) extinction coefficients for various cloud types. Values for ice clouds vary from 0.1662  $\text{km}^{-1}$  for cold cirrus to 2.6058  $\text{km}^{-1}$ . Values for water clouds range from 35  $\text{km}^{-1}$  for cumuliform clouds up to 220  $\text{km}^{-1}$  for low marine stratus. In MODTRAN5 (Moderate Resolution Transmittance) radiative-transfer code (Berk et al. 2003), specified values for mid-visible extinction coefficients for water clouds range from 38.7  $\text{km}^{-1}$  for Stratus/Stratocumulus up to 128.1  $\text{km}^{-1}$  for Altostratus. Against such values, clearly our range of 0.001–25.0  $\text{km}^{-1}$  for water and mixed-phase clouds falls in the optically-thin limit of the literature values, which results from the thin-atmosphere limitation of lidar detection that underlies our cloud sampling. On the other hand, the above values for cirrus, fall within our range of 0.001–5.0  $\text{km}^{-1}$  for TIC. Moreover, our frequency distribution of TIC extinction coefficients distinctly peaks around 0.2  $\text{km}^{-1}$ , which is quite close to 0.1662  $\text{km}^{-1}$  for a typical cold cirrus (Liou 1992) – a case in similar atmospheric condition as our study (Arctic winter).

As Shupe et al. (2006) point out, all the microphysical mechanisms that are active in ice-only clouds can also play a role in mixed-phase clouds; however, additional conditions and mechanisms in mixed-phase clouds promote rapid ice growth. This is supported by their analysis of the vertical profiles of ice microphysical properties, which shows crystal growth throughout the top 75% of all-ice clouds, in contrast to growth in the top 1/3 of mixed-phase clouds, thus suggesting that crystal growth in mixed-phase clouds is largely tied to the presence of liquid water. To a large extent, ice clouds grow by diffusion from water vapor and the growth rates depend

upon the supply of vapor, temperature, and the hygroscopic properties of cloud condensation nuclei (Pruppacher and Klett 1980). In mixed-phase clouds, however, the presence of liquid-water drops can also invoke ice-initiation and growth mechanisms that can cause ice particles to grow more rapidly than through vapor deposition alone. Various studies (Harrington et al. 1999; Khvorostyanov et al. 2003; Korolev and Isaac 2003) have suggested that the Bergeron–Findeisen mechanism, under which ice particles grow at the expense of liquid droplets, is the dominant pathway for glaciations in mixed-phase clouds, while some observations show ice enhancement resulting from rime-splintering processes associated with liquid layers (Hogan et al. 2002). Other mechanisms include contact freezing, condensation freezing, immersion freezing, and riming of ice and snow (Cooper and Vali 1981; Hobbs and Rangno 1985; Pinto 1998).

#### A.4.2 Aerosols impact on the nucleation

Based on the previous results, we now investigate further the cloud formation processes and the fundamental role of aerosols, temperature and other parameters in a tentative interpretation of such processes.

Soluble aerosol components, sulphuric acid and hydrates are believed to constitute major components (Barrie, 1986; Barrie and Barrie, 1990; Yamanouchi et al., 2005) of Arctic haze. The Arctic haze was observed in many field studies (Schnell, 1984; Yli-Tuomi et al., 2003). This is due to large concentration of anthropogenic aerosols transported from mid-latitudes to the Arctic as observed by Barrie et al., 1989 and Shaw, 1995. Through long-range transport, these species tend to be often mixed with other insoluble species (Leaitch et al. 1984; Zhou et al. 2001), and may eventually form a coating layer in haze particles (Bigg 1980; Barrie 1986; Shaw 1995). The effect on cloud formation of such a chemical mixing and coating in aerosols is twofold: lowering the homogeneous freezing temperature, and decreasing the concentration of ice nuclei (IN) (Girard et al. 2005). The former effect results in aerosol particles acting

as cloud-condensation nuclei (CCN) that form liquid droplets, and there is strong laboratory evidence of depression in the homogeneous freezing temperature of acidic aerosol by as much as 5-8 °C with only 10% weight fraction of sulphuric acid (Bertram et al. 1996; Koop et al. 1998). On the other hand, it has been observed (Borys, 1989) that a high concentration of acidic aerosols is often associated with a lower concentration of IN, and the aerosol coating by acidic species tends to deactivate the insoluble mass as potential IN (Girard et al. 2005).

While it has been widely held that good heterogeneous IN are in soluble solids and that soluble species act as CCN, recent laboratory studies (Eastwood et al 2009) have shown that the soluble ammonium sulphate ((NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) can also act as IN, both the immersion and deposition modes (Abbatt et al. 2006, and references therein). On the other hand, given that ice has a lower saturation vapor pressure than that of liquid water, crystals initiated from IN tend to grow at the expense of water droplets due to the preferential deposition of vapor onto ice (the Bergeron–Findeisen mechanism). Therefore, the coexistence of IN with CCN would hinder the activation of the latter to form liquid droplets, where model studies have shown that the maintenance of a liquid cloud-top layer in mixed-phase clouds requires low concentrations of both IN and ice crystals and small sizes of the latter (Raubert and Tokay 1991). Such mechanisms, among others, highlight the complex reality of cloud formation and aerosol-cloud interaction, which would undermine a direct link between soluble aerosol species and formation of liquid cloud.

#### A.4.3 Temperature impact on the nucleation

Regardless of the chemical composition of cloud-forming nuclei, temperature remains a critical factor in determining phase partitioning in clouds. It is understood that the amount of liquid relative to ice in mixed-phase clouds generally increases with cloud-top temperature, as indicated by the more frequent occurrence of these clouds in the lower troposphere where heat transport from lower latitudes is entering the Arctic. Such an increase in liquid fraction has been predominantly attributed to an increase in the liquid water path (LWP) rather than a decrease in the ice water path (IWP) with temperature (Lin et al. 2003; Shupe et al. 2006). Despite a general trend towards higher liquid fractions with warmer temperatures, there could be a substantial amount of variation in temperature at any given liquid fraction, where observations show a range of about 25°C and a phase-transition relationship that may change with season (Shupe et al. 2006). Indeed, the observed trends in temperature measured at Eureka for the winters of 2006/2007 and 2007/2008 (IPY) illustrate this uncertainty. As Figure A.9 shows, while the mean temperature during December suggests a warming of up to few degrees at all vertical levels in 2007 relative to 2006, the 2007/2008 IPY winter generally shows larger standard deviations in temperature than the previous winter. Compared to December, the opposite holds in January, with even stronger cooling at the lower altitudes (below 3 km) in 2008. And while there is a clear warming trend in February of 2008 at upper (above 12 km) and middle (3 to 7 km) altitudes, such a trend is far from clear at the other altitudes. Therefore, given the lack of a clear trend in observed temperatures, added to an uncertain connection between temperature and liquid-water fraction, there is no indication of a strong role of temperature that would explain the observed inter-annual variations in liquid and TIC-2C clouds.

In addition to temperature and aerosol composition, other factors may play an important role in cloud-phase determination. While liquid formation is more likely at warmer cloud-top temperatures, it can, nevertheless, be realized at low temperatures with a moderate updraft (Shupe et al. 2006), and moderate to strong updrafts might be even necessary to support liquid water condensation in the presence of ice within

mixed-phase clouds(Rauber and Tokay 1991). In general, such updrafts may develop through cloud-top entrainment of dry air, wind shear, radiative cooling, and/or surface at turbulent heat fluxes. During the dark months of Arctic winter, the absence of shortwave radiative warming allows for a relatively larger longwave cooling at mixed-phase cloud tops that could drive liquid-sustaining updrafts (Harrington et al. 1999; Pinto 1998; Rauber and Tokay 1991). In addition to updrafts, the sedimentation or removal of ice crystals supports the persistence and stability of cloud-top liquid (Jiang et al. 2000), the type of IN and of ice-initiation mechanism may have an important role in defining the cloud phase balance and persistence (Morrison et al. 2005), and the stationarity of the synoptic flowing the central Arctic can act to minimize the mechanisms of stratus dissipation(Herman and Goody 1976).

The other connection to address in our observations is the extent to which the abundance of liquid clouds may be correlated with that of TIC-2C. Under the extremely cold temperatures of Arctic winters and given the preferential instability in the coexistence of water droplets with ice crystals, one might expect that any formed liquid layers would eventually grow and glaciate into ice crystals that would precipitate into a TIC-2C layer. However, if the conditions and mechanisms (as the ones discussed above) that are necessary to maintain the cloud-top liquid layer and to support the formation and growth of ice are not sustained well or long enough, then the aforementioned assumption would fail. Furthermore, limitations of our single-column observations add further complications, as some liquid layers might be observed at a stage where glaciation has not been initiated yet, or some of the observed TIC-2B layers might have evolved from TIC-2C when the top liquid layer has completely glaciated. Against such limitations, examining the extent to which liquid cloud layers are coupled to TIC-2C layers in our observations indicates that the monthly percentages of liquid layers topping TIC-2C layers exhibit significant variation, ranging from 28% to 61%. With an overall 45% of liquid layers topping TIC-2C, our observations suggest some

association between these cloud types. However, with large temporal variation, added to the aforementioned limitations, it would be difficult to draw any firm conclusion.

As with any research work, our algorithm is bound by uncertainties and limitations. One major difficulty lies in our ability to distinguish between aerosol and TIC-1 layers. Such a difficulty also has implications to our classification of TIC-2 layers, as a TIC-1 instead of an aerosol; top layer would imply a TIC-2A instead of a TIC-2B below.

#### A.5 Conclusions

Based on lidar and radar data acquired at Eureka station, we developed a retrieval algorithm that detects and classifies aerosol and cloud layers as well as computes their fundamental radiative properties in the case of optically thin atmospheres. The algorithm is a valuable tool for characterizing and studying atmospheric conditions in the high Arctic, and which provides the necessary data for radiative-transfer computations to prepare a satellite and airborne missions dedicated to TIC observations in the Far infrared. Using datasets from five winters provided valuable insight into differences with aerosols and cloud types. These differences are shown through the differences of optical depth between each type of cloud, where it was found maximum between TIC-1 and TIC-2C of an average of 3. The extinction coefficient is clearly important in case of cloud whether ice, mixed-phase or liquid comparatively to the aerosols where the extinction values are very low (see Fig.5). The cloud effective radius vary through the TIC types and also through temporal variability shown in Fig.7 and where the percentages of the monthly mean of each aerosol and cloud type are shown.

One such interesting finding is that ice clouds precipitating from a liquid layer tend to hold larger crystals than other ice clouds. Furthermore, this type of precipitating cloud in conjunction with wet aerosol and liquid cloud were detected significantly more

during two months of the 2007/2008 IPY winter compared to the previous winter. Taken together, these findings actually conform to the interconnections postulated by the Dehydration-Greenhouse-Feedback mechanism, which states that aerosols with glaciation-suppression ability tend to develop into ice clouds with larger and more-precipitating crystals, thereby dehydrating the atmosphere more effectively. While concurrently higher occurrences of wet aerosols and ice clouds having larger crystals might point to some interconnection, the complex interplay of other important factors, added to inherent limitations of single-column measurements, undermine the statement of any firm conclusion.

The present study lays the foundation for future research, where more can be done using observations over longer periods and with additional data. For example, satellite retrievals and trajectory analyze being able to explain the origin so the nature of the aerosols and understand the impact of those on cloud formation and ice nucleation mechanism, as well as other relevant data such as the chemical analysis of aerosol composition, would reveal more about the nature and origin of wet aerosol in our observations. Overall, our work provides some valuable insights into the Arctic-winter atmosphere, offers the motivation for further research on the impact of the ice clouds, known as major modulators of the dry polar atmosphere radiative balance. We will target in the second paper to give an accurate quantification of the radiative balance which potentially will contribute to improve the winter forecasting and extreme-weather prediction by understanding the role of ice cloud by modeling the thermal radiative balance by radiative-transfer simulations using the atmospheric profiles and radiative parameters obtained by our algorithm together with the radiosonde profiles obtained as well at EUREKA site. For selected cloud profiles we would be able to calculate the radiative forcing of each profile. This demonstrates the significance of combining active remote-sensing data with retrieval algorithms for atmospheric and climate research in the Arctic.

Tableau A.1 **Eureka measurement data.**

Source	Parameters	Temporal Resolution	Vertical Resolution
AHSRL	Molecular Scattering Cross Section	bi-daily	30 m
	Attenuated Molecular Backscatter	5 s	
	Particulate Optical Depth		
	Particulate Backscatter Cross Section		
	Particulate Depolarization		
MMCR	Reflectivity	5 s	
	Backscatter Cross Section		
Radiosonde	Pressure	bi-daily	
	Temperature		
	Dew-point		

Tableau A.2 **Observation statistics**

Condition	Frequency
Clear Sky	18.9 %
Hazy	20.2 %
Thin Cloud	37.5 %
Thick Cloud	23.1 %

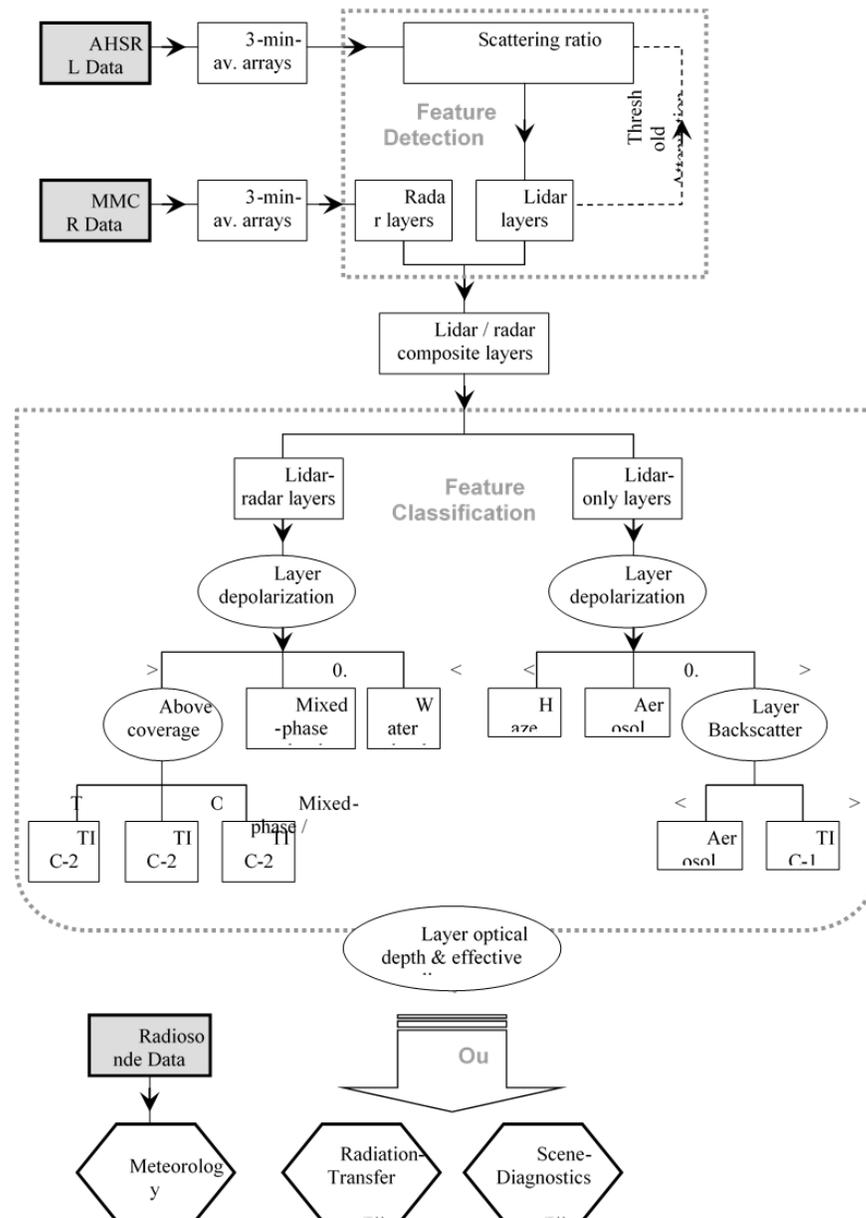


Figure A.1 Components of the feature detection and classification algorithm developed in this study.

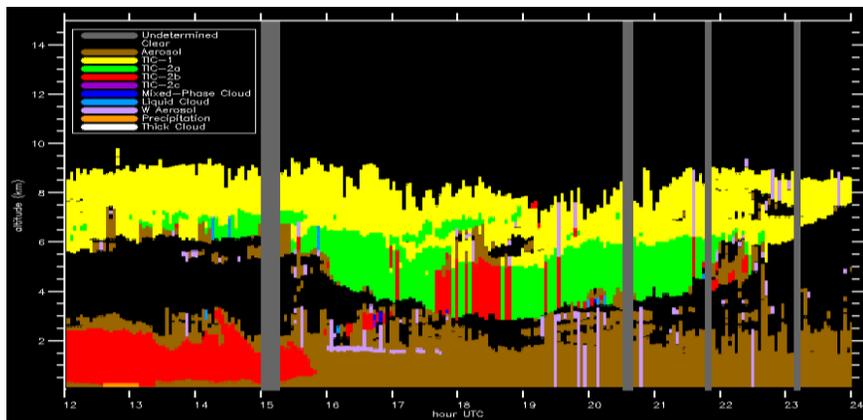
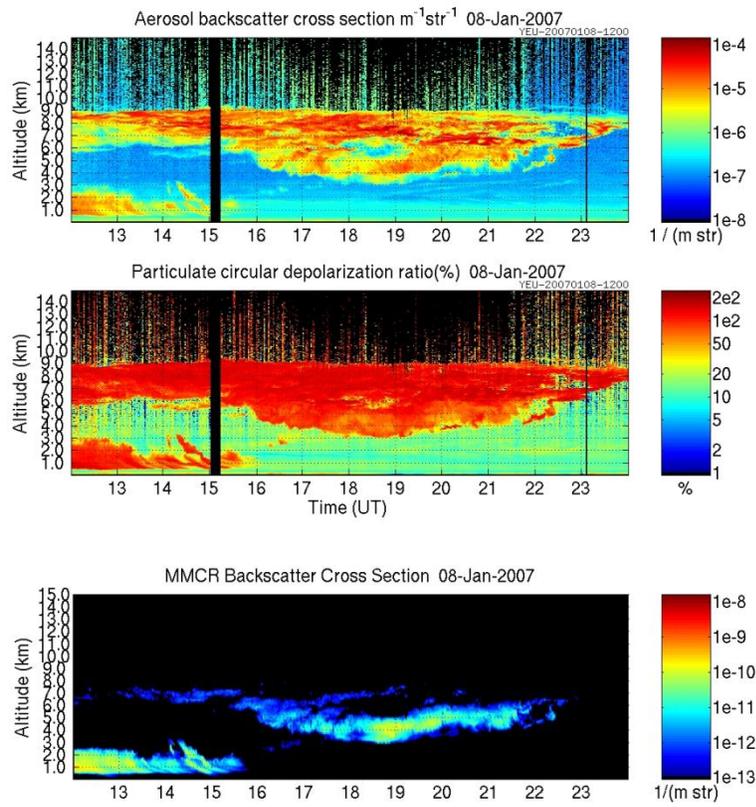


Figure A.2 Plots of lidar and radar measurement data and the resulting feature classification for a case of TIC-1 and TIC-2A/B on January 8, 2007.

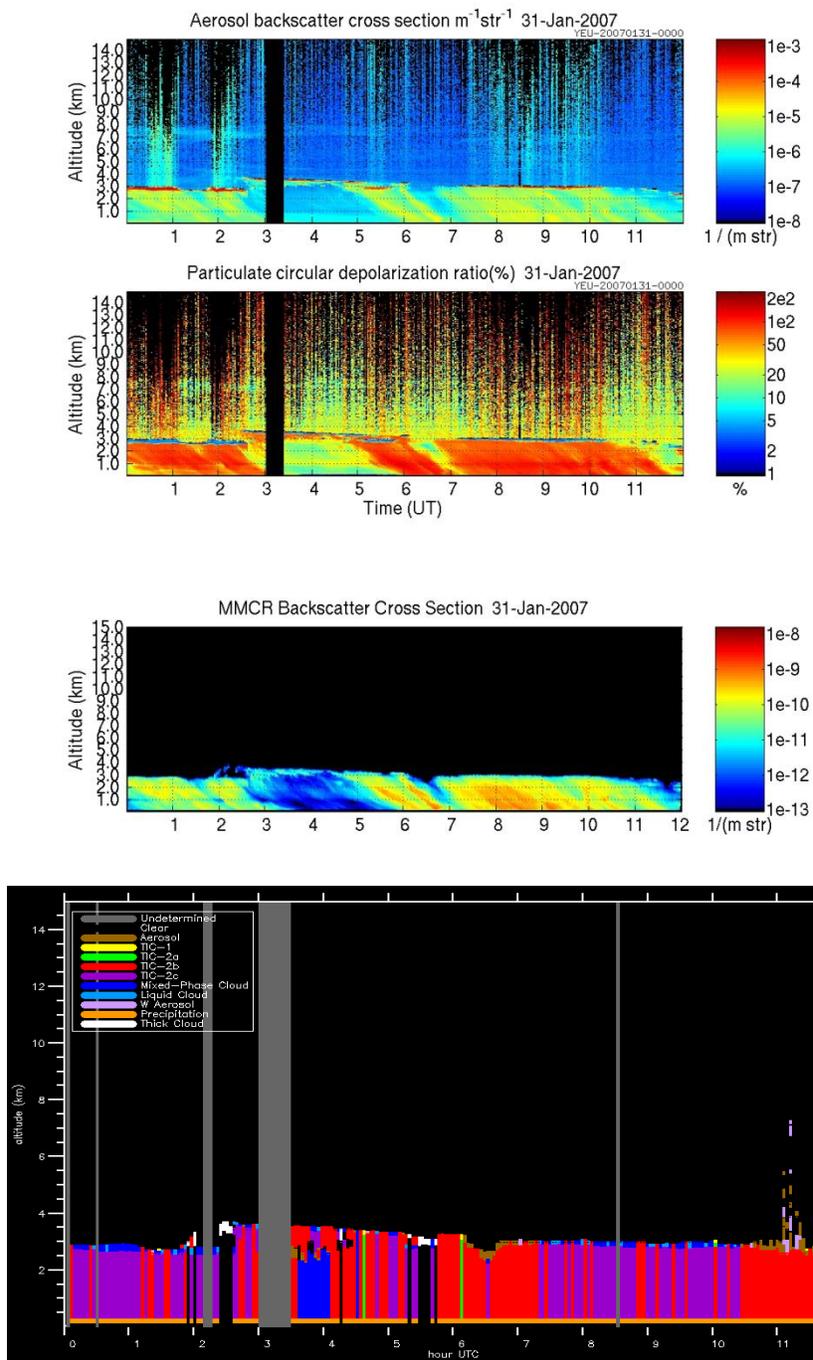


Figure A.3

As in Figure A-2, but for a case of TIC-2C on January 31, 2007.

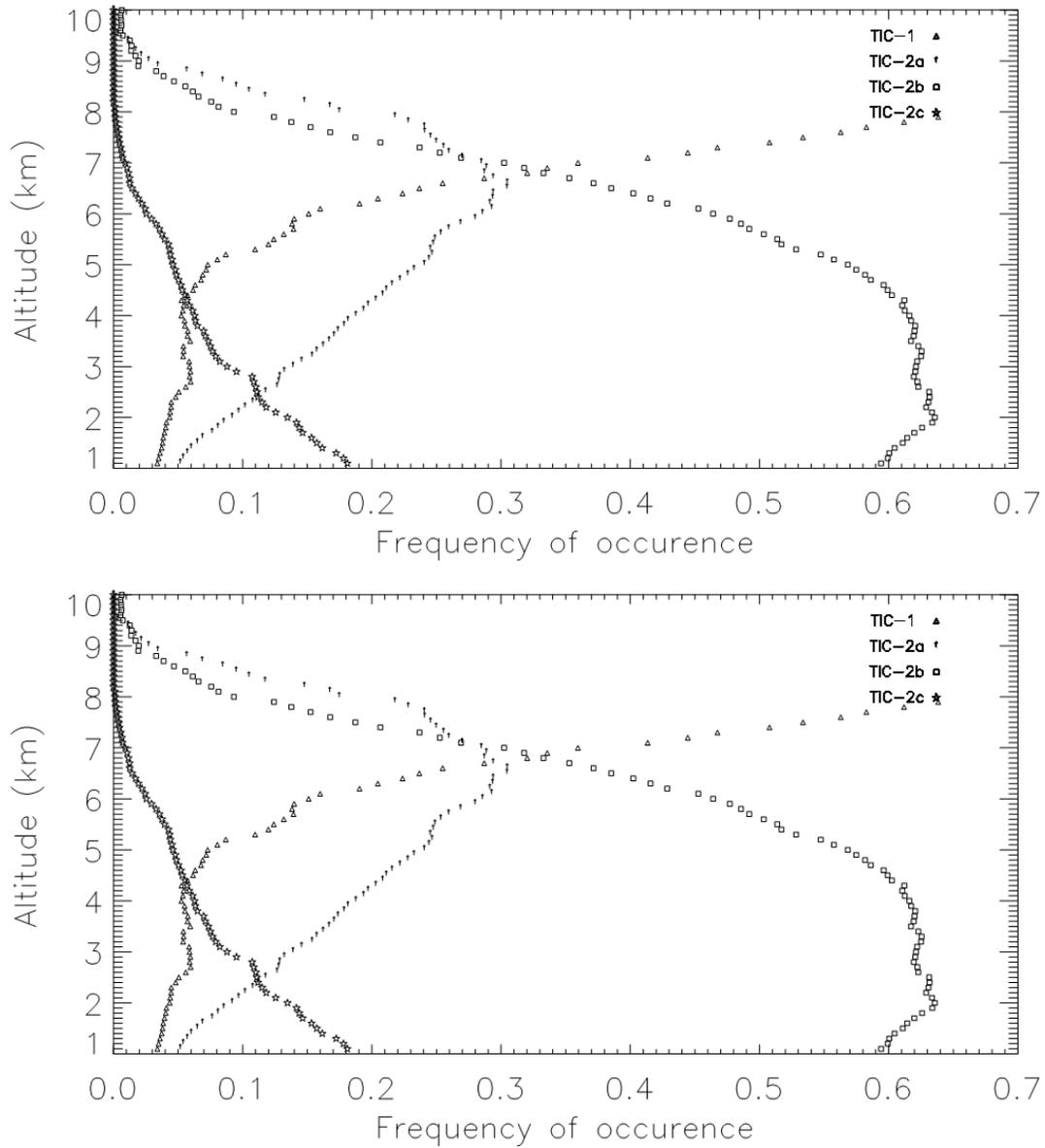


Figure A.4 **Frequency-of-occurrence statistics for cloud (fraction relative to all-cloud detections) and aerosol (fraction relative to cloud-free detections) layers, based on retrievals covering the winter months of January 2006 to February 2010.**

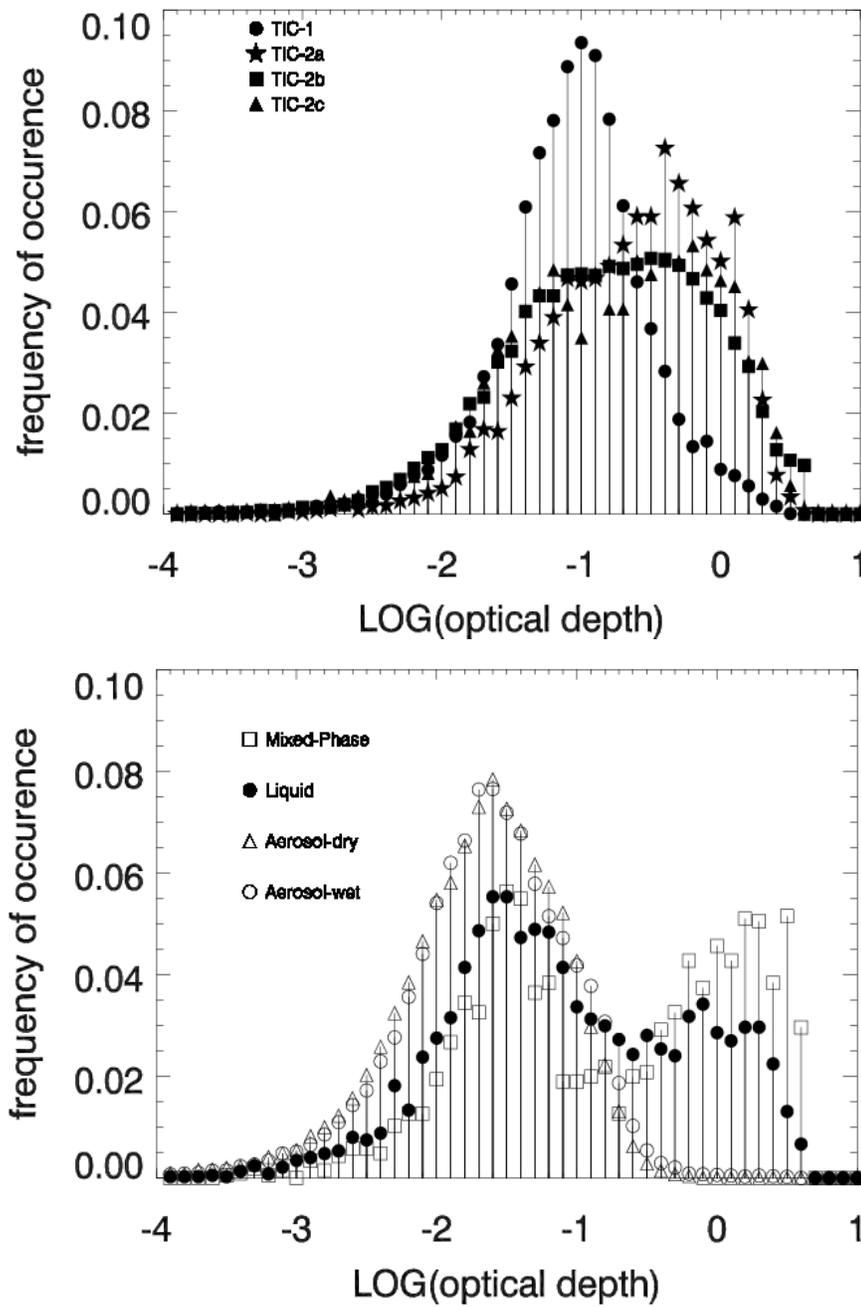


Figure A.5 Frequency distribution of the mid-visible optical depth for retrieved cloud and aerosol layers.

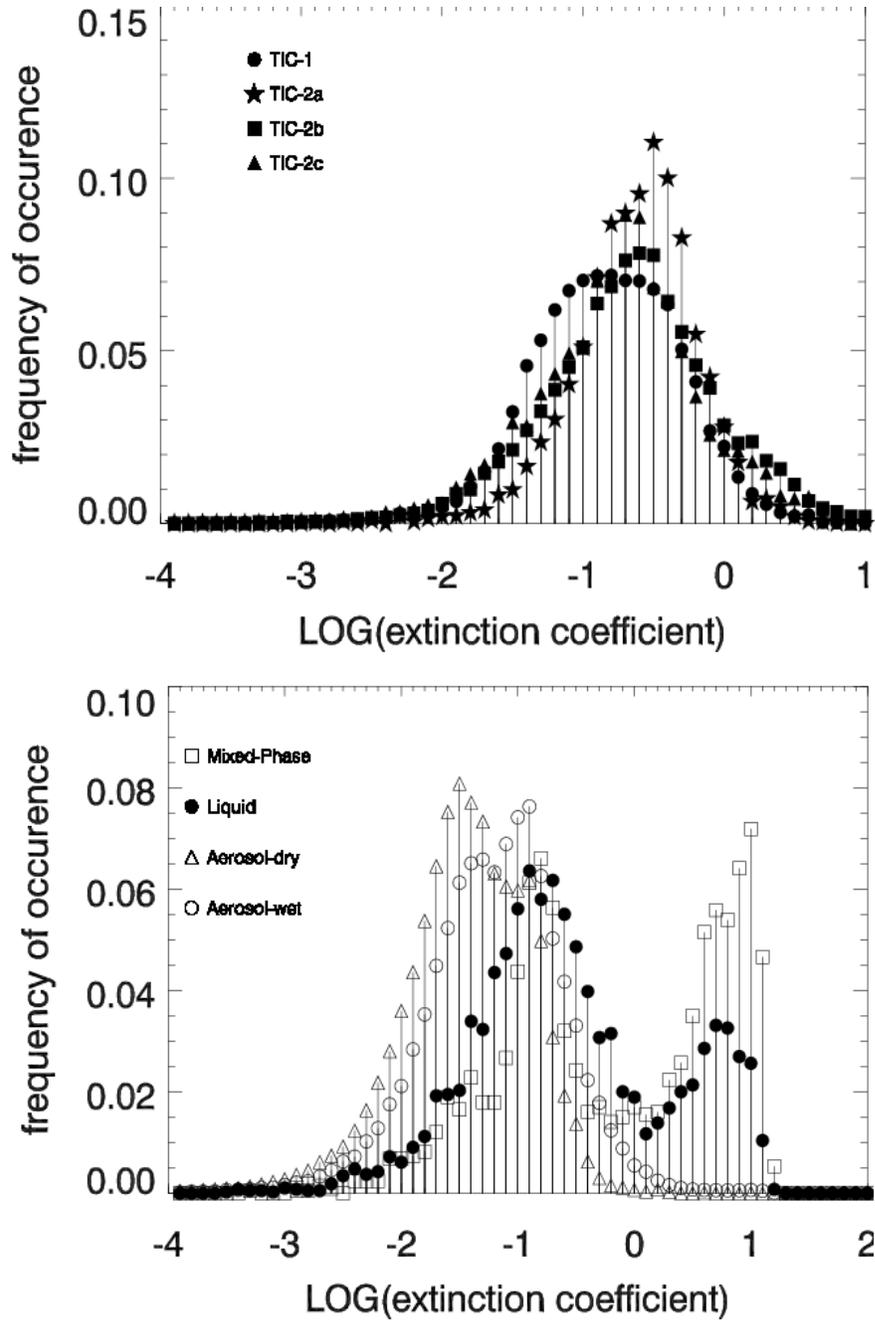


Figure A.6  
1).

As in Figure 4, but for the mid-visible extinction coefficient ( $\text{km}^{-1}$ ).

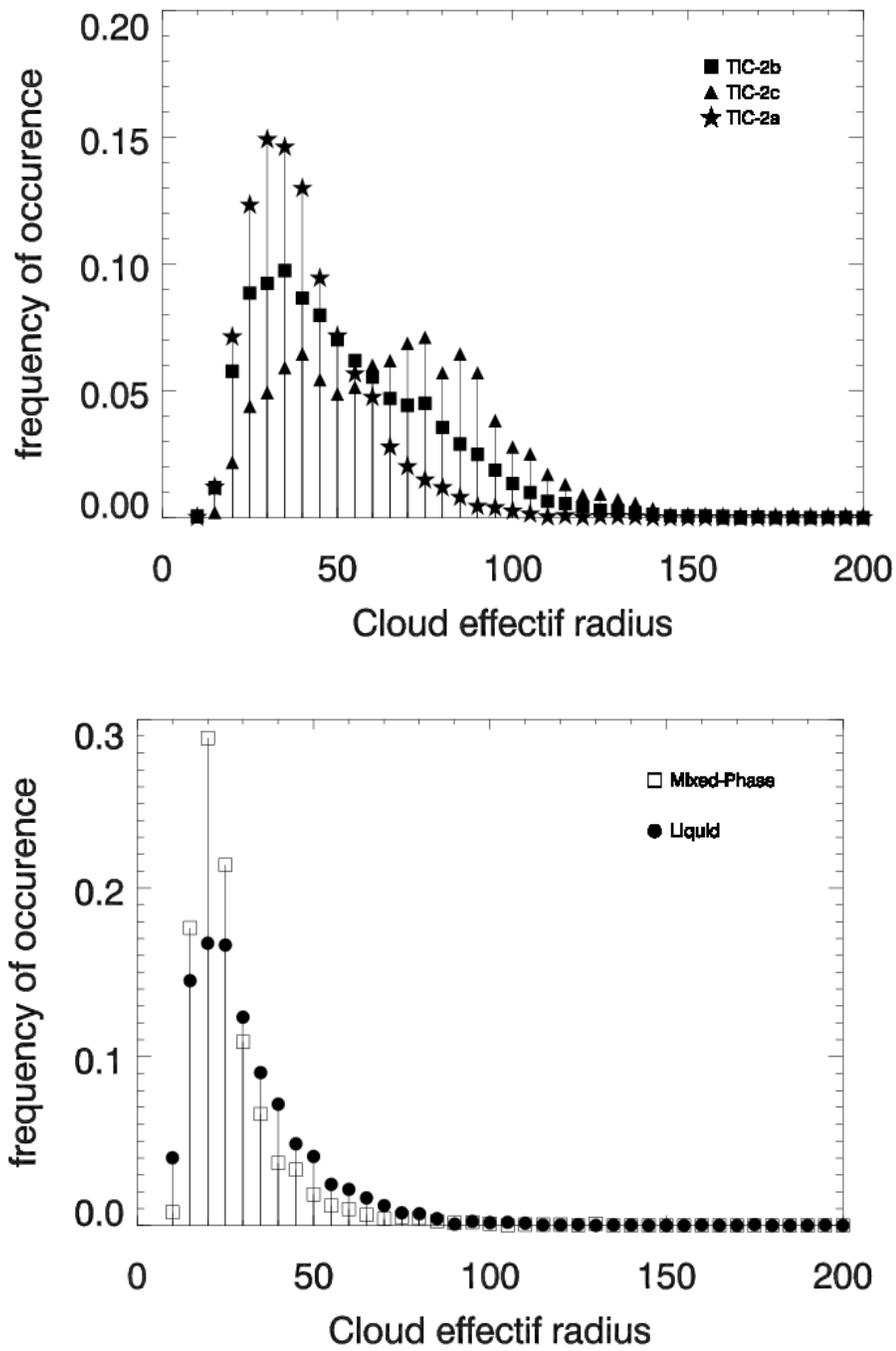


Figure A.7 As in Figure 4, but for cloud effective radius ( $\mu\text{m}$ ).

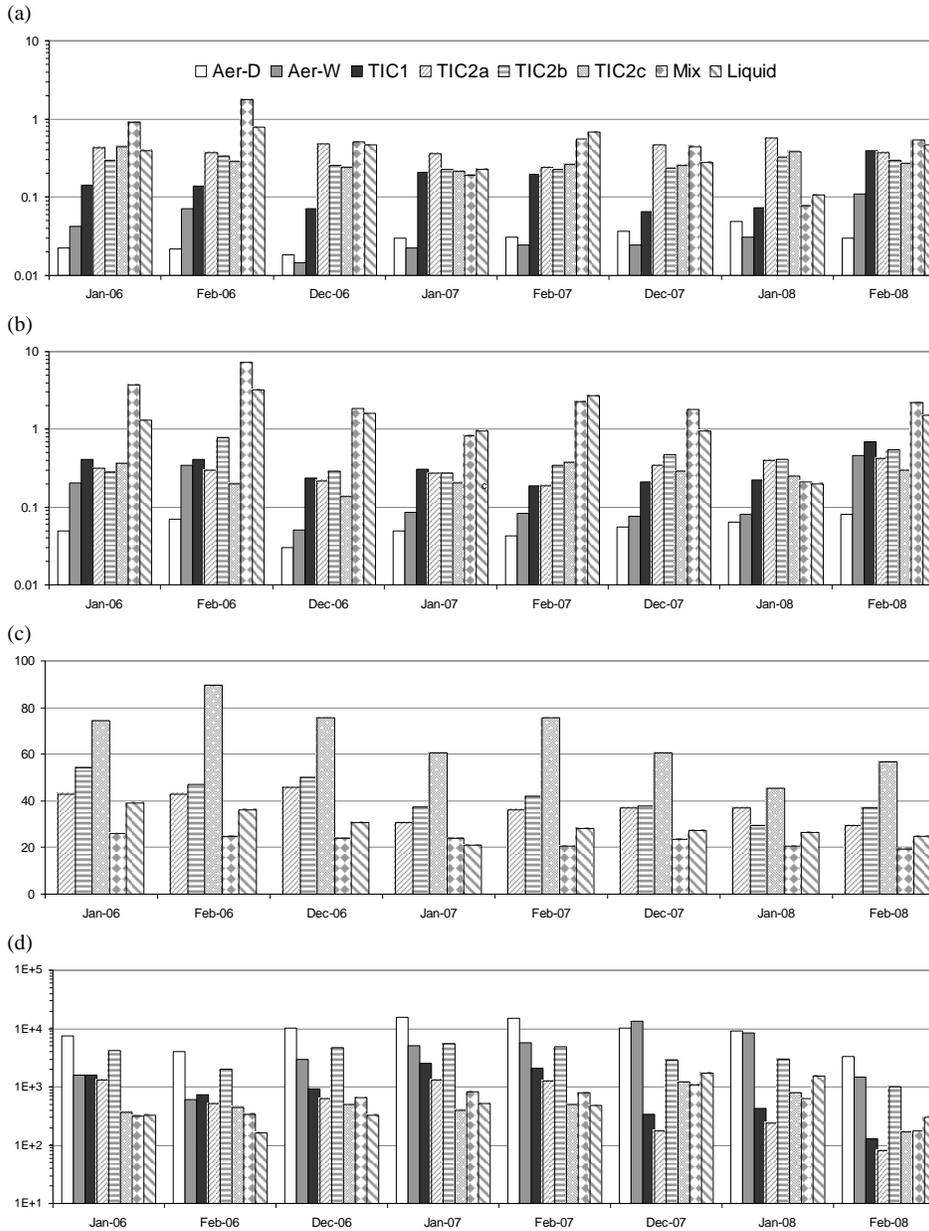
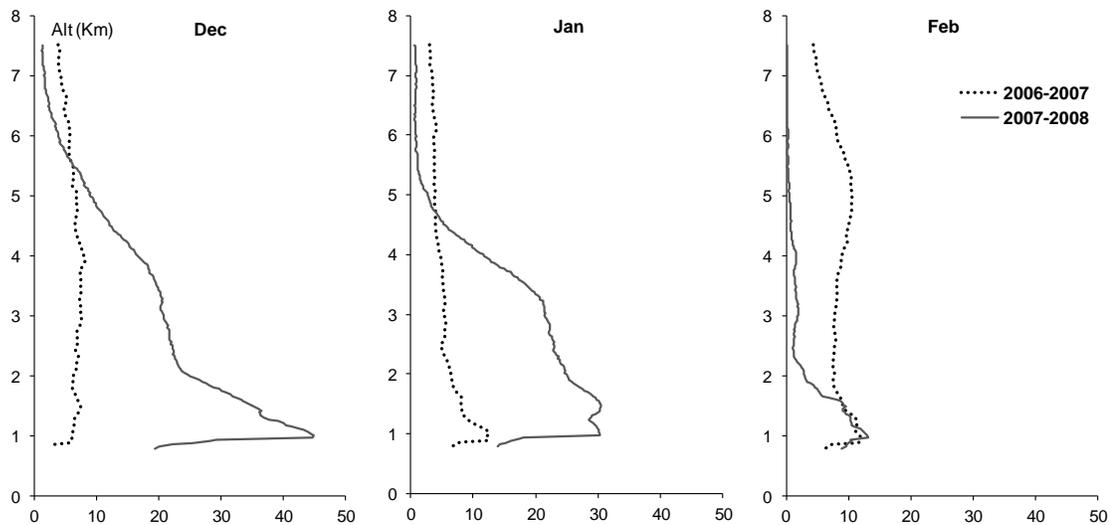
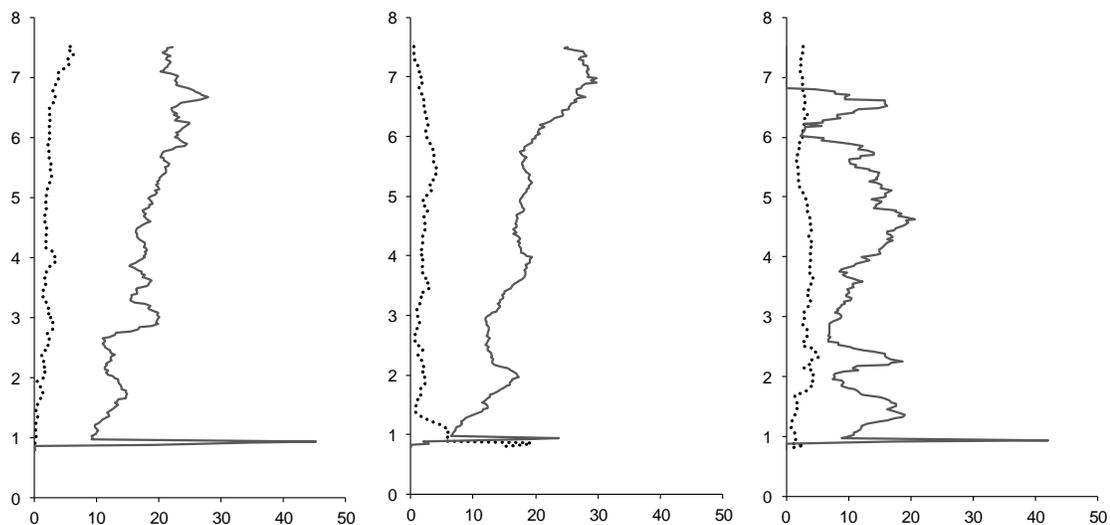


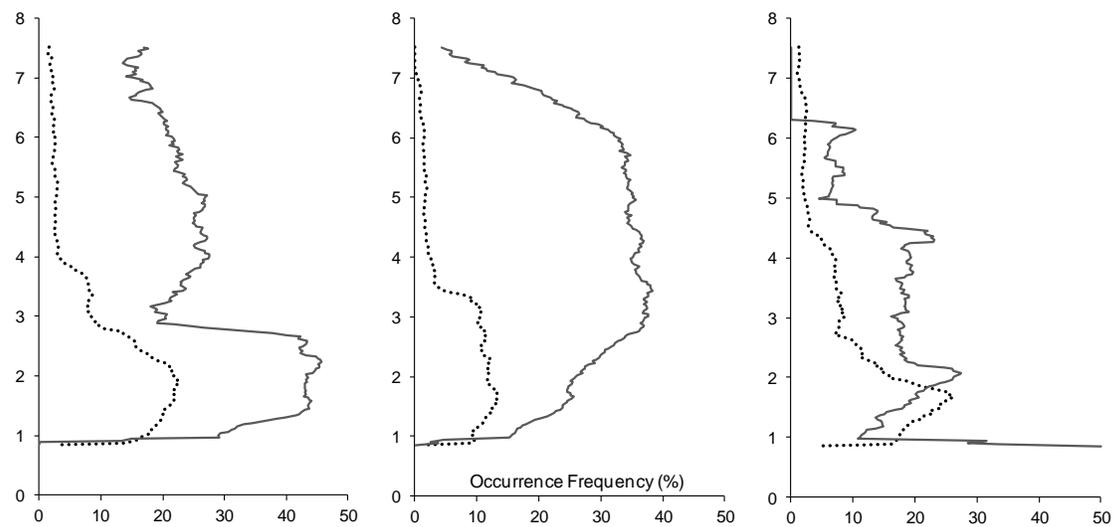
Figure A.8 2006–2008 monthly means of the aerosol and cloud layers' (a) optical depth, (b) extinction coefficient in  $\text{km}^{-1}$ , (c) effective radius in  $\mu\text{m}$ , and (d) monthly number of detected layers.



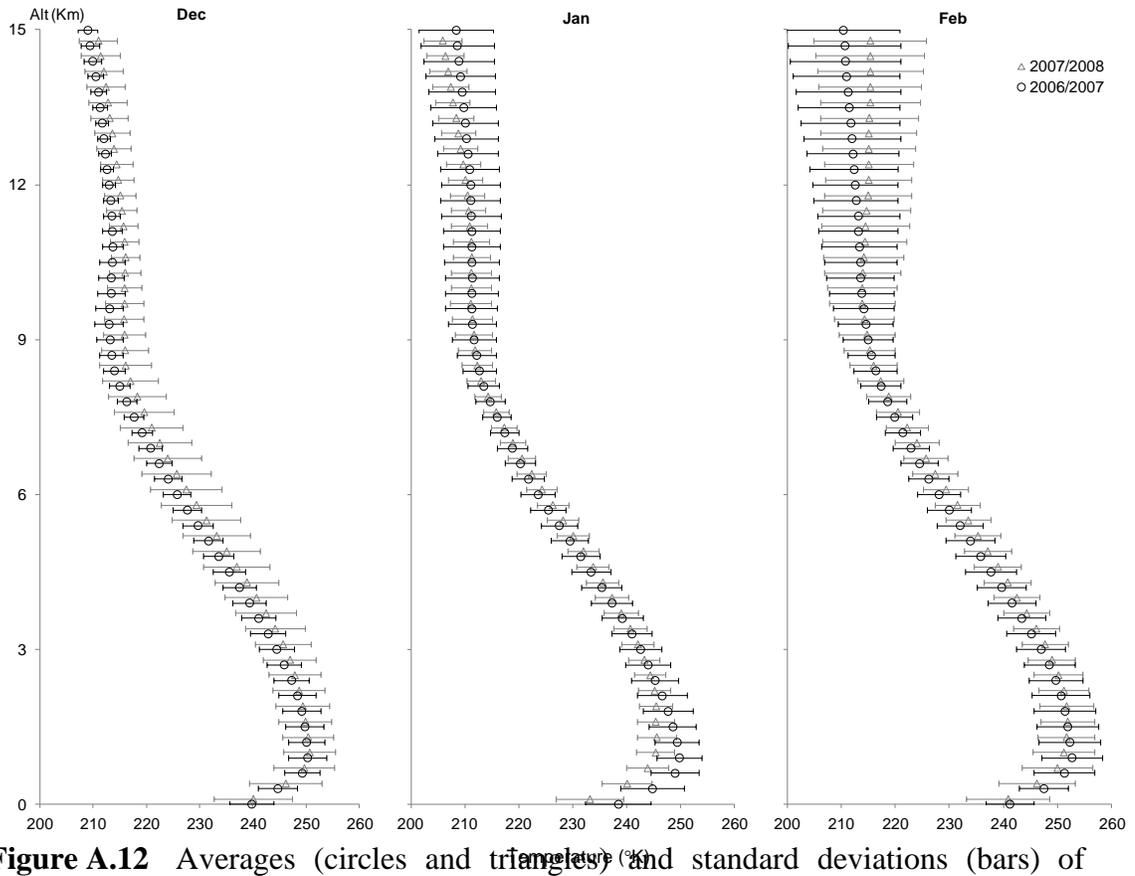
**Figure A.9** For the winters of 2006/2007 and 2007/2008 IPY, frequency of occurrence versus altitude for liquid cloud relative to all-cloud detections.



**Figure A.10** For the winters of 2006/2007 and 2007/2008 IPY, frequency of occurrence versus altitude for wet aerosol(relative to cloud-free detections).



**Figure A.11** For the winters of 2006/2007 and 2007/2008 IPY, frequency of occurrence versus altitude for TIC-2C relative to all-TIC detections.



**Figure A.12** Averages (circles and triangles) and standard deviations (bars) of temperature ( $^{\circ}\text{K}$ ) versus altitude, obtained from Eureka radiosonde measurements over the winters of 2006/2007 and 2007/2008.



## REFERENCES

- Abbatt, J. P. D., S. Benz, D. J. Cziczo, Z. Kanji, U. Lohmann, and O. Mohler, 2006: Solid ammonium sulfate aerosols as ice nuclei: A pathway for cirrus cloud formation. *Science*, 313, 1770-1773, doi:10.1126/science.1129726.
- Arctic study of tropospheric aerosol and radiation (ASTAR) 2000: Arctic haze case study. *Tellus* 57B: 141–152.
- Barrie LA, Barrie ML. 1990. Chemical components of lower tropospheric aerosols in the high Arctic: six years of observations. *Journal of Atmospheric Chemistry* 11: 211–266.
- Barrie LA, Olson MP, Oikawa KK. 1989. The flux of anthropogenic sulphur into the Arctic from mid-latitudes. *Atmospheric Environment* 23: 2502–2512.
- Barrie LA. 1986. Arctic air pollution: an overview of current knowledge. *Atmospheric Environment* 20: 643–663.
- Berk, A., and Coauthors, 2003: MODTRAN4 Version 3 Revision 1 user's manual. Air Force Research Laboratory, 91 pp.
- Bertram, A. K., D. D. Patterson, and J. J. Sloan, 1996: Mechanisms and temperature for the freezing of sulphuric acid aerosols measured by FTIR extinction spectroscopy. *J. Phys. Chem.*, 100, 2376–2383.
- Bigg E. K., 1980: Comparison of aerosol at four baseline atmospheric monitoring stations. *J. appl. Met.* 19, 521-533.
- Blanchet, J.-P, 1995: Water-vapor temperature feedback in the formation of continental arctic air: implications for climate. *Sci. Total Environ.*, 160/161, 793– 802.

- Blanchet, J.-P. and E. Girard, 1994: Arctic greenhouse cooling. *Nature*, 371, 383.
- Blanchet, J-P, A. Royer, F. Châteauneuf, T. Ayash, Y. Blanchard, P. Gauthier, N. O'Neill, L. Marchese, R. Jedidi, J. de Lafontaine, J.-F. Hamel, J. Hackett, O. Pancrati and L. Garand, 2009: Thin Ice Clouds in Far IR Experiment: Mission and Payload Concept Report. Canadian Space Agency. Contract #9F028-07-011/009/MTB-TICFIRE. September 30, 2009. 158pp
- Blanchet, J.-P., F. Châteauneuf, A. Royer, Y. Blanchard, Y. Bouzid, P. Gauthier, J.-F. Hamel, R. Jedidi, É. Nicolas, N.T. O'Neill and O. Pancrati. (2010). Thin Ice Cloud in a Far INR Experiment. APOCC: Assessment of TICFIRE Accommodation to QuickSat. Agence spatiale canadienne. 69p
- Blanchet, J-P., Y. Bouzid, C. Proulx, O. Pancrati and F. Châteauneuf. (2013). Measurement Campaign for a TICFIRE Demonstration Instrument. Report Study to CSA. Agence spatiale canadienne. 87p
- Borys, R.D., 1989: Studies of ice nucleation by Arctic aerosol on AGAGP-11. *J. Atmos. Chem.* 9:169-185.
- Bourdages, L., T. J. Duck, G. Lesins, J. R. Drummond, and E. W. Eloranta, 2009: Physical properties of High Arctic tropospheric particles during winter. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6881–6897.
- Chernoff, D. I. and Bertram, A. K., 2010: Effects of sulfate coatings on the ice nucleation properties of a biological ice nucleus and several types of minerals, *J. Geophys. Res.*, 115, D20205, doi:10.1029/2010JD014254.
- Clothiaux, E., P. Thomas, G. Gerald, P. Kenneth, T. Roger, A. Mark, and E. Brooks, 2000: Objective determination of cloud heights and radar reflectivities using a combination of active remote sensors at the ARM CART sites. *J. Appl. Meteor.*, 39, 645–665.

- Cooper, W. A. and G. Vali, 1981: The origin of ice in mountain cap clouds. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1244–1259.
- de Boer, G., E. W. Eloranta, and M. D. Shupe, 2009: Arctic mixed-phase stratiform cloud properties from multiple years of surface-based measurements at two high-latitude locations. *J. Atmos. Sci.*, 66, 2874–2887, doi:10.1175/2009JAS3029.1.
- Deirmendjian, 1969: *Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions*. Elsevier.
- Donovan, D. P. and A. C. A. P. van Lammeren, 2001: Cloud effective particle size and water content profile retrievals using combined lidar and radar observations 1. Theory and examples. *J. Geophys. Res.*, 106, 27,425–27,44.
- Eastwood, M. L., Cremel, S., Wheeler, M., Murray, B. J., Girard, E., and Bertram, A. K., 2009: Effects of sulfuric acid and ammonium sulfate coatings on the ice nucleation properties of kaolinite particles. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02811, doi:10.1029/2008GL035997.
- Eloranta, E. W., 1999: On modeling of scattering and absorption by cirrus nonspherical ice particles at thermal infrared wavelengths. *J. Atmos. Sci.*, 56, 2937–2947.
- Eloranta, E. W., I. A. Razenkov, J. P. Hedrick, and J. P. Garcia, 2004: Initial results from an automated high spectral resolution lidar. Fourteenth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program Science Team Meeting, Albuquerque, NM.
- Fu, Q., P. Yang, and W. B. Sun, 1998: An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models. *J. Climate*, 25, 2223–2237.
- Girard, E., J.-P. Blanchet, and Y. Dubois, 2005: Effects of arctic sulphuric acid aerosols on wintertime low-level atmospheric ice crystals, humidity and temperature at Alert, Nunavut. *Atmos. Res.*, 73, 131–148.

- Grenier, P., J.-P. Blanchet, and R. Muñoz-Alpizar, 2009: Study of polar thin ice clouds and aerosols seen by CloudSat and CALIPSO during midwinter 2007. *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JD010927.
- Harrington, J. Y., T. Reisen, W. R. Cotton, and S. M. Kreidenweis, 1999: Cloud resolving simulations of Arctic stratus. Part II: Transition-season clouds. *Atmos. Res.*, 51, 45–75.
- Herman, G. and R. Goody, 1976: Formation and persistence of summertime Arctic clouds. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1537-1553.
- Heymsfield, A. J. and G. M. McFarquhar, 2002: Mid-latitude and tropical cirrus: Microphysical properties. Cirrus, D. Lynch et al., Eds., Oxford Univ. Press, 78–101.
- Hobbs, P. V. and A. L. Rangno, 1985: Ice particle concentrations in clouds. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2523–2549.
- Hogan, R. J., P. N. Francis, H. Flentje, A. J. Illingworth, M. Quante, and J. Pelon, 2003: Characteristics of mixed-phase clouds. I: Lidar, radar and aircraft observations from CLARE '98. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 2089–2116.
- Hogan, R. J., P. R. Field, A. J. Illingworth, R. J. Cotton, and T. W. Choullarton, 2002: Properties of embedded convection in warm-frontal mixed-phase cloud from aircraft and polarimetric radar. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128, 451–476.
- Holz, R. E., 2002: Measurements of Cirrus Backscatter Phase Functions Using A High Spectral Resolution Lidar, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Wisconsin, 67.
- Hong, Y., Liu, G., & Li, J. L. (2016). Assessing the Radiative Effects of Global Ice Clouds Based on CloudSat and CALIPSO Measurements. *Journal of Climate*, 29(21), 7651-7674.
- Intrieri, J., Shupe, M. & Uttal, T. An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA. *J. Geophys. Res* 107, (2002).

- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge Univ. Press, 996 pp.
- Jiang, H., W. R. Cotton, J. O. Pinto, J. A. Curry, and M. J. Weissbluth, 2000: 2000: Cloud resolving simulations of mixed-phase Arctic stratus observed during BASE: Sensitivity to concentration of ice crystals and large-scale heat and moisture advection. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2105–2117.
- Khvorostyanov, V. I., J. A. Curry, I. Gultepe, and K. Strawbridge, 2003: A springtime cloud over the Beaufort Sea polynya: Three-dimensional simulation with explicit spectral microphysics and comparison with observations. *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2001JD001489.
- Koop, T., H. P. Ng, L. T. Molina, and M. J. Molina, 1998: Nucleation of ice from H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> aerosols. *J. Phys. Chem.*, 102, 8924–8931.
- Korolev, A. and G. Isaac, 2003: Phase transformation of mixedphase clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 19–38.
- Leaitch, W., R. M. Ho, S., and A. Hogan, 1984: Some physical and chemical properties of the Arctic winter aerosol in northeastern Canada. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 916-928.
- Lesins, G., L. Bourdages, T. J. Duck, J. R. Drummond, E. W. Eloranta, and V. P. Walden, 2009: Large surface radiative forcing from topographic blowing snow residuals measured in the High Arctic at Eureka. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1847–1862.
- Lin, B., P. Minnis, and A. Fan, 2003: Cloud liquid water path variations with temperature observed during the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) experiment. *J. Geophys. Res.*, 108, 4427, doi:10.1029/2002JD002851.
- Liou, K. N., 1986: *Influence of cirrus clouds on weather and climate: A global perspective*. *Mon. Weather Rev.*, 114, 1167–1199.
- Liou, K. N., 1992: *Radiation and cloud processes in the atmosphere. Theory, observation and modeling*. Oxford Univ. Press, 487 pp.

- Liou, K. N., Y. Takano, P. Yang, and Y. Gu, 2002: Radiative transfer in cirrus clouds: Light scattering and spectral information. *Cirrus*, D. Lynch et al., Eds., Oxford Univ. Press, 265–296.
- Liu, Z., M. A. Vaughan, D. M. Winker, C. A. Hostetler, L. R. Poole, D. Hlavka, W. Hart, and M. McGill, 2004: Use of probability distribution functions for discriminating between cloud and aerosol in lidar backscatter data. *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2004JD004732.
- Lynch, D. K., K. Sassen, D. O. C. Starr, and G. L. Stephens, 2002: *Cirrus*. Eds., Oxford Univ. Press.
- Mitchell, D. L., A. Macke, and Y. Liu, 1996: Modeling cirrus clouds, II, Treatment of radiative properties. *J. Atmos. Sci.*, 53, 2967–2988.
- Morrison, H., M. D. Shupe, J. O. Pinto, and J. A. Curry, 2005: Possible roles of ice nucleation mode and ice nuclei depletion in the extended lifetime of Arctic mixed-phase clouds. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18801, doi:10.1029/2005GL023614.
- Pinto, J. O., 1998: Autumnal mixed-phase cloudy boundary layers in the Arctic. *J. Atmos. Sci.*, 55, 2016–2038.
- Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 1980: *Microphysics of clouds and precipitation*. D. Reidel, 454 pp.
- Quinn, P. K., and Coauthors, 2002: A three-year record of simultaneously measured aerosol chemical and optical properties at Barrow, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2001JD001248.
- Raschke, E., Flamant, P., Fouquart, Y., Hignett, P., Isaka, H., Jonas, P.R., Sunquist, H., Wendling, P., 1998. Cloud-radiation studies during the European Cloud Radiation Experiment (EUCREX). *Surv. Geophys.* 19, 89–138.
- Raschke, E., Schmetz, J., Heintzenberg, J., Kandel, R., Saunders, R.W., 1990. The International Cirrus Experiment (ICE)—A joint European Effort. *ESA J.* 14, 193–199.

- Rauber, R. M. and A. Tokay, 1991: An explanation for the existence of supercooled water at the top of cold clouds. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1005–1023.
- Razenkov, I. A., E. W. Eloranta, J. P. Hedrick, R. E. Holz, R. E. Kuehn, and J. P. Garcia, 2002: A High Spectral Resolution Lidar Designed for Unattended Operation in the Arctic. 21st International Laser Radar Conference, Quebec, Canada.
- Rossow, William B., and Robert A. Schiffer. "Advances in understanding clouds from ISCCP." *Bulletin of the American Meteorological Society* 80, no. 11 (1999): 2261-2288.
- Sassen, K. and G. G. Mace, 2002: Ground based remote sensing of cirrus clouds. *Cirrus*, D. Lynch et al., Eds., Oxford Univ. Press, 168–195.
- Sassen, K., 2002: Cirrus clouds: A modern perspective. *Cirrus*, D. Lynch et al., Eds., Oxford Univ. Press, 11– 40.
- Sassen, K., Z. Wang, and D. Liu, 2008: Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements. *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2008JD009972.
- Schnell RC. 1984. Arctic haze and the Arctic Gas and Aerosol Sampling Program (AGASP). *Geophysical Research Letters* 11: 361–364.
- Serreze, M. C. and R. G. Barry, 2005: *The Arctic Climate System*. Cambridge Univ. Press, 385 pp.
- Shaw GE. 1995. The Arctic haze phenomenon. *Bulletin of the American Meteorological Society* 76: 2403–2413.
- Shupe, M. D., S. Y. Matrosov, and T. Uttal, 2006: Arctic mixed-phase cloud properties derived from surface-based sensors at SHEBA. *J. Atmos. Sci.*, 63, 697-711.

- Shupe, M. D., T. Uttal, and S. Y. Matrosov, 2005: Arctic cloud microphysics retrievals from surface-based remote sensors at SHEBA. *J. Appl. Meteor.*, 44, 1544-1562.
- Slingo, J. M. and A. Slingo, 1988: The response of a general circulation model to cloud long-wave radiative forcing, part I, Introduction and initial experiments. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 1027– 1062.
- Stephens, G. L., S.-C. Tsay, P. W. Stackhouse, and P. J. Flatau, 1990: The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1742–1753.
- Stephens, G., D. Vane, R. Boain, G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, and A. Illingworth, 2002: The CloudSat mission and the A-train. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 83, 1771-1790.
- Vaughan, M., D. M. Winker, and K. A. Powell, 2005: CALIOP algorithm theoretical basis document. Part 2: Feature detection and layer properties algorithms. NASA Langley Research Center Tech. Rep. PC-SCI-202, 87 pp.
- Wang, Z., D. N. Whiteman, and B. B. Demoz, 2004: Studying altocumulus with ice virga using groundbased active and passive remote sensors. *J. Appl. Meteor.*, 43, 449–460.
- Winker, D. M., W. H. Hunt, and M. J. McGill, 2007: Initial performance assessment of CALIOP. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135.
- Wylie, D. P., 1994: Four years of global cirrus cloud statistics using HIRS. *J. Climate*, 7, 1972-1986.
- Yamanouchi T, Treffeisen R, Herber A, Shiobara M, Yamagata S, Hara K, Sato K, Yabuki M, Tomikawa Y, Rinke A, Neuber R, Shumachter R, Kriews M, Ström J, Schrems O, Gernandt H. 2005.

- Yang, P., and Coauthors, 2003: Spectral signature of ice clouds in the far-infrared region: Single-scattering calculations and radiative sensitivity study. *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JD003291.
- Yli-Tuomi T, Vanditte L, Hopke PK, Shamasuzzoha Basunia M, Landsberger S, Viisanen Y, Paatero J. 2003. Composition of the Finnish Arctic aerosol: collection and analysis of historic filter samples. *Atmospheric Environment* 37: 2355–2364.
- Zhou, J., E. Swietlicki, O. Berg, P. Aalto, K. Hameri, E. Nilsson, and C. Leck, 2001: Hygroscopic properties of aerosol particles over the central Arctic Ocean during summer. *J. Geophys. Res.*, 106, 32,111-32,123.