



HAL
open science

Caractérisation des propriétés microphysiques des nuages et de l'interaction aérosol-nuage en Arctique à partir de mesures in-situ au sol pendant la campagne CLIMSLIP-NyA, Svalbard

Gwennoé Guyot

► **To cite this version:**

Gwennoé Guyot. Caractérisation des propriétés microphysiques des nuages et de l'interaction aérosol-nuage en Arctique à partir de mesures in-situ au sol pendant la campagne CLIMSLIP-NyA, Svalbard. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2016. Français. NNT : 2016CLF22699 . tel-01420119

HAL Id: tel-01420119

<https://theses.hal.science/tel-01420119>

Submitted on 20 Dec 2016

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

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

N° d'Ordre : D.U. 2699

UNIVERSITE BLAISE PASCAL

U.F.R. Sciences et Technologies

**ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES
FONDAMENTALES**

N° : 865

THESE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

par **GUYOT Gwennolé**

Titulaire du Master Recherche spécialité Physico-Chimie de l'Atmosphère et du Climat

Caractérisation des propriétés microphysiques des
nuages et de l'interaction aérosol-nuage en Arctique à
partir de mesures in situ au sol pendant la campagne
CLIMSLIP-NyA, Svalbard

Thèse soutenue le 1 Juin 2016 devant le jury composé de :

Rapporteurs	Ancellet Gérard (LATMOS, Paris) Cornet Céline (LOA, Lille)
Examineurs	Dupont Jean-Charles (LMD/IPSL, Palaiseau) Delanoe Julien (LATMOS, Guyancourt) Schwarzenboeck Alfons (LaMP, Clermont-Ferrand) Wobrock Wolfram (LaMP, Clermont-Ferrand)
Directeurs de thèse	Shcherbakov Valery (LaMP, Clermont-Ferrand) Jourdan Olivier (LaMP, Clermont-Ferrand)

Remerciements

Ces travaux sur un sujet aussi passionnant que la physique du nuage n'auraient pas pu être possibles sans Valery et Olivier que je remercie chaleureusement de m'avoir donné la chance d'intégrer l'équipe de recherche. Merci à Valery pour sa rigueur scientifique et ses conseils avisés qui furent à tous les coups pertinents. Merci à Olivier qui a toujours su m'aiguiller dans la bonne direction, qui a eu la patience de m'encadrer et de me soutenir au quotidien et qui a pu faire en sorte que cette épreuve de trois ans se soit déroulé dans une ambiance conviviale. Merci pour la confiance que vous m'avez accordé de mener à bien une étude de recherche dans de bonnes conditions, je n'y serais jamais arrivé sans vous.

Je tiens également à remercier les directeurs successifs du laboratoire, Wolfram et Joël, de m'avoir permis d'intégrer le Laboratoire de Météorologie Physique.

Je remercie le conseil général de l'Allier d'avoir financé mes travaux de recherche et donc de m'avoir permis de mener à bien cette étude.

Ces travaux de thèse m'ont fait découvrir le monde de la recherche et ce fut une expérience épanouissante et enrichissante. Un remerciement s'impose donc pour toute l'équipe technique et pour tous celles et ceux qui ont participé de près ou de loin à cette étude et à tous celles et ceux qui ont rendu ce travail possible. En particulier, merci à Florence, Cécile, Françoise, Fred, Yahia, Edouard, Yo, Isabelle, Nadège, Sandra, Régis, Duroure, Marie, Frans, Alfons, Guy, Céline, Wolfram, Boris et Guillaume ainsi qu'aux rapporteurs et examinateurs, tout ceci n'aurait pas pu être possible sans votre aide.

Un grand merci à tous mes collègues et amis thésards ou CDD du laboratoire : Jimmy, Aurélien, Anaïs, Brice, Kevin, Antoine, Clémence, Christina, Hélène, Boris, Yohan, Thibaut, Manu, Christelle, Laurent, Maxime, Carole, Alexandre, Thomas, Milène, Mathilde, Pierre, Antoine, Mikaël et Pamela. Que ce soit autour d'une bière, d'un jeu de cartes ou d'un repas quatre étoiles du RU, les bons moments que l'on a partagé tous ensemble ont été forts agréables.

Je remercie également mes amis de Clermont qui m'ont soutenu et avec qui j'ai bien rigolé : Damien, Caro, Audette, Mélanie, Manon, Blandine, Fred, Pierre, Jérôme, Anne, Cyril, Borja, Emilie, Dam, Priscilla, Perrine, Luc, Coco et Meijo. Un petit clin d'œil est nécessaire pour tous mes amis de Bretagne que j'ai toujours plaisir de revoir à chaque fois que je retourne au pays : Marine, Vinc, Fanny, Bébère, Marco, Marion, Camille, Charlie, Chloé, Chino, Dessoul, Héloïse, Elodie, Goné, Péroch, Nicoch, Benj, Groju, Nolwenn, Adrien, Erwan, Awena et tous ceux que j'ai oublié.

Spéciale dédicace à Barbu et Madien avec qui j'ai eu autant de gros délires que de conversations sérieuses, profondes et intéressantes. Il existe encore des gens avec qui je sais que je ne couperais jamais le contact.

Table des matières

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE	1
I. Le bilan radiatif	2
I.1 Définition	2
I.2 Le forçage radiatif	3
II. Les rétractions impliquant les nuages : une des sources majeures d'incertitude	4
III. L'enjeu des nuages arctiques	6
IV. Objectifs et plan de la thèse	8
CHAPITRE 2 : PHYSIQUE DU NUAGE ET DE L'AEROSOL	10
I. Généralités sur les aérosols et les nuages	11
I.1 Les particules d'aérosols	11
I.1.a La classification par taille et les processus de croissance	11
I.1.b Les sources d'aérosols	12
I.1.c Les propriétés chimiques des aérosols	13
I.1.d Transport et processus de modification de l'aérosol	14
I.2 Les nuages	15
I.2.a Saturation et condensation de la vapeur d'eau	15
I.2.b La formation et la croissance des hydrométéores	17
II. Définition des paramètres nuageux	23
II.1 Les paramètres microphysiques	23
II.2 Les paramètres optiques	25
III. L'interaction aérosol – nuage	27
III.1 Le premier effet indirect ou l'effet sur l'albédo des nuages	28
III.2 Le deuxième effet indirect ou l'effet sur le temps de vie du nuage	30
III.3 L'effet semi-direct	31
CHAPITRE 3 : NUAGES ET AEROSOLS EN ARCTIQUE : ETAT DES CONNAISSANCES	32
I. Généralités sur les spécificités climatiques de la région Arctique	33
I.1 Le phénomène d'amplification du réchauffement en Arctique	34

I.2 Les rétroactions en Arctique	37
II. Propriétés des aérosols en Arctique	39
II.1 Les variations saisonnières	41
II.2 Sources et transport des aérosols	45
II.2.a Sources	45
II.2.b Le transport	47
II.3 Le phénomène de brume arctique	49
III. Les nuages arctiques	50
III.1 Généralités	50
III.1.a Variations saisonnières et géographiques	51
III.1.b Effets radiatifs des nuages arctiques	54
III.2 Les nuages arctiques en phase mixte (MPC)	56
III.2.a Description générale	56
III.2.b Dynamique des MPC arctiques	58
III.2.d Interactions aérosols-MPC en Arctique	61
III.2.e Conséquences anthropiques sur le bilan radiatif des MPC arctiques	68
III.2.f Limitations des connaissances	69
Conclusion	71

CHAPITRE 4 : INSTRUMENTATION IN SITU NUAGE, METHODOLOGIE ET CAMPAGNE D'INTERCOMPARAISON AU PUY-DE-DOME

74

I. Instrumentation	75
I.1. Les spectromètres	75
I.1.a Le Forward Scattering Spectrometer Probe	78
I.1.b Le Fog Monitor	79
I.1.c Le Cloud Droplet Probe	80
I.1.d Le Cloud, Aerosol, and Precipitation Spectrometer	80
I.2 Les imageurs	81
I.2.a Le 2D-Cloud et 2D-Precipitation	81
I.2.b Le Cloud Imaging Probe et le Precipitation Imaging Probe	81
I.2.c Le Cloud Particle Imager	82
I.3 Le Néphélomètre Polaire	84
I.4 Les mesures intégrées	86
I.4.a Le Particle Volume Monitor	86
I.4.b Le Present Weather Detector	87
I.4.c La sonde Nevzorov	87

I.5 Couplage microphysique-optique	89
I.6 Résumé	91
II. Intercomparaison de l'instrumentation nuage à l'observatoire du Puy-de-Dôme	92
II.1 Introduction	92
II.2 L'instrumentation et le site de mesure	94
II.2.a Le site de mesure	94
II.2.b L'instrumentation nuage et la méthode d'échantillonnage	95
II.3 Résultats	98
II.3.a Stratégie de l'analyse de données à partir d'un cas d'étude	98
II.3.b Intercomparaison instrumentale en conditions isoaxiales	104
II.3.c L'échantillonnage anisocinétique du FSSP	112
II.3.d Amélioration du traitement de données	116
II.3.e Effets de la direction du vent	120
Conclusions	125

CHAPITRE 5 : ETUDE DES NUAGES ARCTIQUES LORS DE LA CAMPAGNE CLIMSLIP-NYA **128**

I. La campagne CLIMSLIP-NyA : Méthodes et moyens de mesures	129
I.1 Présentation et objectifs scientifiques	129
I.2 La station du Mont-Zeppelin	130
I.3 L'instrumentation	132
I.3.a L'instrumentation nuage	132
I.3.b L'instrumentation aérosol	134
I.4 Identification des cas d'études : vue d'ensemble	136
I.5 La situation dynamique	139
II. Caractérisation in situ des propriétés microphysiques et optiques des hydrométéores	141
II.1 Les couches liquides et mixtes	143
II.1.a Le cas du 11 Mars	144
II.1.b Le cas de 29 Mars	151
II.1.c Analyse des propriétés microphysiques moyennes des MPC	156
II.1.d Analyse des propriétés optiques moyennes des MPC	159
II.2 Etude des cas de précipitations	161
II.2.a Exemple de cas caractéristique : Mesures du 14 Avril	161
II.2.b Caractérisation microphysique	163
II.2.c Caractérisation optique	165
II.3 Neige soufflée	167
II.3.a Exemple de cas d'étude : Le cas du 31 Mars	167

II.3.b Propriétés microphysiques des épisodes de neige soufflée	168
II.3.c Propriétés optiques des épisodes de neige soufflée	170
III. L'interaction aérosols nuage	174
III.1 Le modèle FLEXPART	175
III.2 Le cas « propre » du 11 Mars	176
III.2.a Caractérisation des propriétés physiques des aérosols	176
III.2.b Les rétrotrajectoires FLEXPART-WRF	178
III.3 Le cas « pollué » du 29 mars	180
III.3.a Caractérisation des propriétés physiques des aérosols	180
III.3.b Les rétrotrajectoires FLEXPART-WRF	182
III.4 Mise en évidence de l'impact de propriétés des aérosols sur les propriétés microphysiques des nuages	184
Conclusions	186
CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	188
I. Conclusions	188
II Perspectives	191
RÉFÉRENCES	193
LISTE DES PUBLICATIONS RELATIVE AUX TRAVAUX DE LA THESE	212
LISTE DES FIGURES	214
LISTE DES TABLEAUX	225
INDEX	226
Index des abréviations	226
Index des symboles	230

Chapitre 1 : Introduction générale

Si les premiers soupçons d'un changement climatique mondial dû aux activités humaines datent des années 1970, de véritables preuves, ayant amené les problèmes climatiques au rang de sujet de société de premier plan, sont apparues vers la fin des années 1990, avec notamment la signature du protocole de Kyoto. Ces preuves sont le fruit de la recherche scientifique sur le système Terre-Atmosphère-Océan. Elles sont compilées périodiquement par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) ou, en anglais, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Ces derniers s'appuient sur des résultats scientifiques (publications, modèles ...) afin de prédire, selon un certain degré de confiance, le climat futur. Dans le dernier rapport datant de 2013, l'indice de confiance est passé à 98 % sur les deux prédictions majeures suivantes :

- Le réchauffement global du climat dû aux activités humaines qui induit une hausse du niveau des mers et la fonte des banquises
- L'augmentation de l'évaporation et des précipitations moyennes

Les émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES) augmentent rapidement depuis la révolution industrielle. De plus, les activités humaines modifient les propriétés du sol et émettent des aérosols dans l'atmosphère. Ces changements sont susceptibles d'engendrer des modifications dans les interactions entre les rayonnements solaires et telluriques et les constituants atmosphériques, qui sont regroupées sous le terme de transfert radiatif. Le changement climatique associé, quantifié notamment par l'évolution de la température de surface et le taux de précipitation, dépend donc du bilan induit par le transfert radiatif : le bilan radiatif.

I. Le bilan radiatif

I.1 Définition

Le bilan radiatif fait l'inventaire des flux énergétiques sur trois couches : l'espace au sommet de l'atmosphère (TOA), l'atmosphère et la surface terrestre. Il décrit comment l'énergie se répartit dans ce système. Il est schématisé sur la figure I.5, les valeurs et incertitudes de chaque composante sont indiquées. L'énergie incidente provient uniquement du soleil, elle subit ensuite la réflexion ou l'absorption par les gaz, les aérosols, les nuages et la surface. La surface terrestre et l'atmosphère émettent des rayonnements dans l'infrarouge dont une partie est redirigée vers la surface, ce qu'on appelle l'effet de serre. Des échanges d'énergie sans rayonnement se font entre la surface et l'atmosphère par évaporation (chaleur latente) et par transfert direct de chaleur (chaleur sensible).

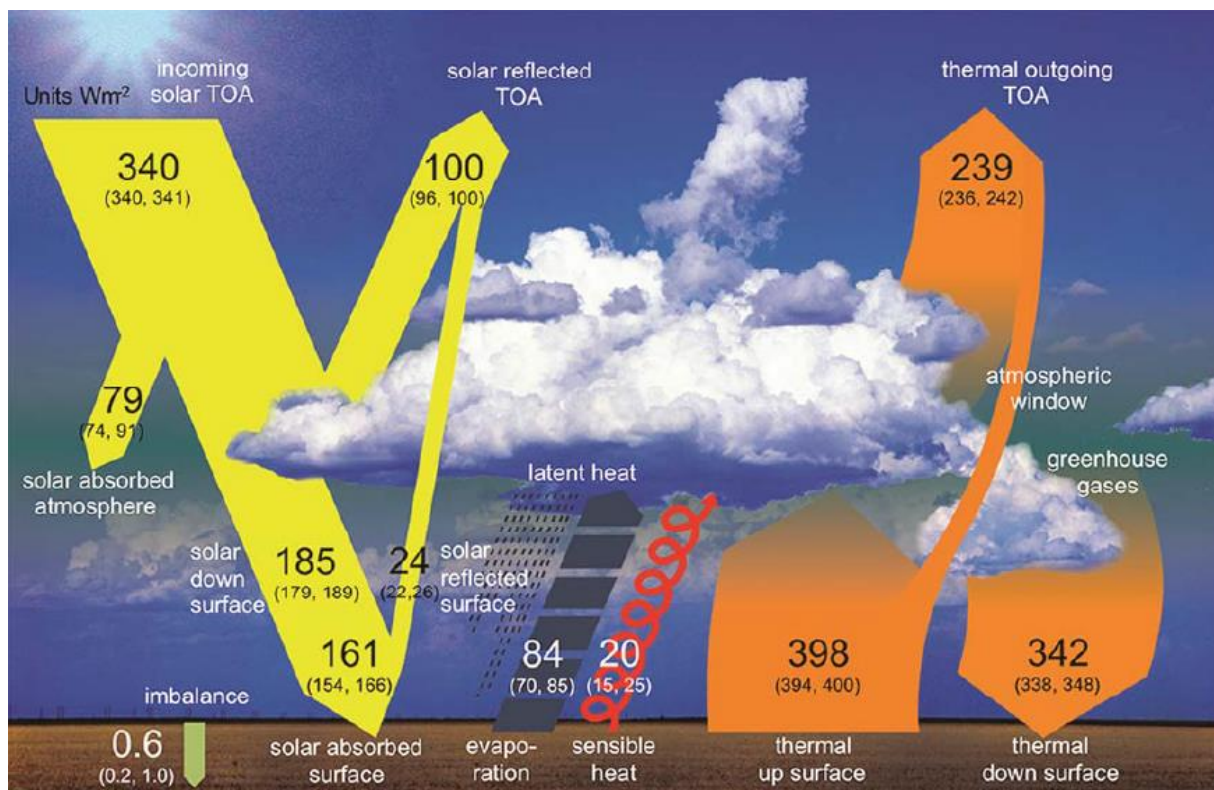


Figure I.5 : Bilan radiatif global avec les conditions climatiques actuelles, d'après le dernier rapport du GIEC (Hartmann et al., 2013). Les nombres indiquent l'amplitude annuelle des flux énergétiques pour chaque processus en $W.m^{-2}$, les nombres entre parenthèses indiquent la gamme de valeurs associée aux incertitudes, d'après l'étude de Wild et al. (2013).

I.2 Le forçage radiatif

Le Forçage Radiatif (FR) est défini comme le changement dans l'irradiance (exprimée en W/m^2) nette, descendante moins montante, à la tropopause, due à une variation d'un acteur externe de changement climatique. L'énergie reçue par la surface terrestre est supérieure aux émissions infrarouges. Sur la figure I.5, le bilan au TOA et à la surface donne une énergie totale entrante supérieure à celle sortante. Le système Terre-Océan-Atmosphère n'est donc pas à l'équilibre : il y a donc un surplus d'énergie qui atteint la surface, et donc la réchauffe, au lieu de repartir vers l'espace, c'est ce que l'on appelle le réchauffement climatique.

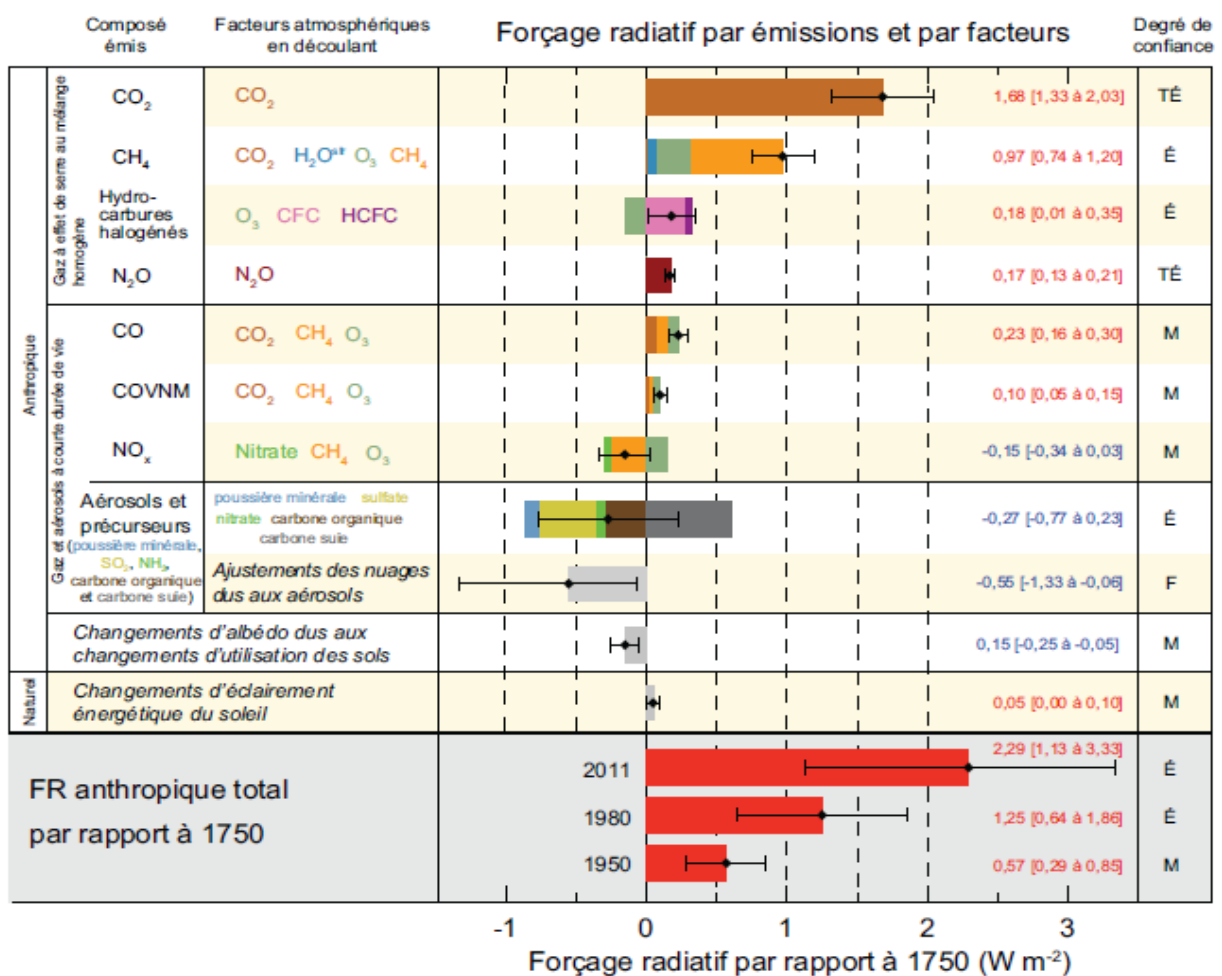


Figure I.6 : Estimations du FR en 2011 par rapport à 1750 et incertitudes des principaux facteurs. Les valeurs sont des moyennes du forçage radiatif global, réparties selon les composés émis ou les processus. Les valeurs sont fournies sur la droite de la figure de même que le degré de confiance (TÉ – très élevé, É - élevé, M - moyen, F - faible). Le FR anthropique total est indiqué pour trois années différentes par rapport à 1750. (GIEC, 2013).

La figure I.6 présente les différentes contributions au forçage radiatif par rapport à la situation d'équilibre préindustrielle de 1750. Seuls les faibles forçages dus aux traînées de condensation ($0,05 \text{ W.m}^{-2}$, incluant les cirrus produits par ces traînées) aux HFC, aux PFC et aux SF6 (total $0,03 \text{ W.m}^{-2}$) ne sont pas présentés. Tous les gaz atmosphériques anthropiques, sauf les oxydes d'azote, ont un FR positif, principalement dû à l'effet de serre. Cependant, une partie de ce réchauffement est compensée par les effets directs et indirects des aérosols. L'effet direct des aérosols correspond à l'interaction de ceux-ci avec le rayonnement. Excepté le carbone suie qui a un pouvoir absorbant important, les aérosols réfléchissent le rayonnement solaire incident et possèdent donc un FR négatif en moyenne. L'effet indirect correspond à la modification des propriétés des nuages due à la modification des aérosols qui vont agir comme noyau de condensation. Ceci sera développé dans le chapitre 2, mais on peut d'ores et déjà remarquer que l'effet indirect des aérosols possède un FR négatif, notamment par augmentation de la durée de vie des nuages qui vont réfléchir le rayonnement solaire incident. Cependant, les incertitudes associées sont très élevées, c'est la seule contribution au FR qui a un indice de confiance faible. En effet, de nombreux mécanismes liés à l'effet indirect des aérosols restent encore aujourd'hui peu compris ou quantifiés, une partie de la recherche actuelle est donc focalisée sur ce sujet afin de réduire cette barre d'incertitude. Il est aussi intéressant de comparer les différentes contributions du FR anthropique avec le FR naturel représenté par le changement d'éclairement du soleil, qui est lié à l'évolution de l'orbite terrestre (variations de l'excentricité, de l'inclinaison et de la précession) selon la théorie de Milankovic. Ce FR naturel reste négligeable par rapport au FR anthropique, ce qui élimine toute possibilité d'un changement climatique moderne d'origine naturelle. Enfin, l'évolution de ce FR de 1950 à 2011 montre la même tendance que l'évolution des émissions (voir figure I.1) et des concentrations atmosphériques (voir figure I.3) de GES, ce qui montre donc un lien de cause à effet.

II. Les rétractions impliquant les nuages : une des sources majeures d'incertitude

L'impact des propriétés des nuages sur le climat constitue un axe majeur de la recherche en physique de l'atmosphère car il reste assez méconnu malgré son importance. En effet, les nuages interagissent à la fois avec le rayonnement solaire et le rayonnement tellurique et influencent donc fortement la répartition de l'énergie dans le système Terre-Océan-Atmosphère. Ces interactions sont complexes car elles dépendent notamment du type de nuage, de la région du globe et de la phase de l'eau. Les émissions anthropiques modifiant les propriétés des particules servant de support de condensation viennent rajouter de la difficulté dans la compréhension des processus physico-chimiques mis en jeu.

Lorsqu'un phénomène physique, par exemple l'augmentation de la température, entraîne une série de conséquences qui aboutissent au renforcement ou à l'affaiblissement du phénomène initial, ce processus cyclique s'appelle une rétroaction, positive dans le cas du renforcement du phénomène initial et négative dans le cas de l'affaiblissement. Les rétroactions expliquent notamment pourquoi des changements peuvent continuer à s'opérer alors que le système ne subit plus de perturbation extérieure (voir figure I.4).

Les différents forçages radiatifs et rétroactions du système Terre - Atmosphère - Océan qui peuvent amplifier ou réduire la réponse du climat à une perturbation initiale, défini comme un doublement de la concentration atmosphérique de dioxyde de carbone, ont été étudiés par Dufresne et Bony (2008). Les principales rétroactions radiatives sont associées aux changements de la quantité de vapeur d'eau, du gradient vertical de la température, de l'albédo de surface (la capacité du sol à réfléchir la lumière), des propriétés des nuages et de la réponse de Planck.

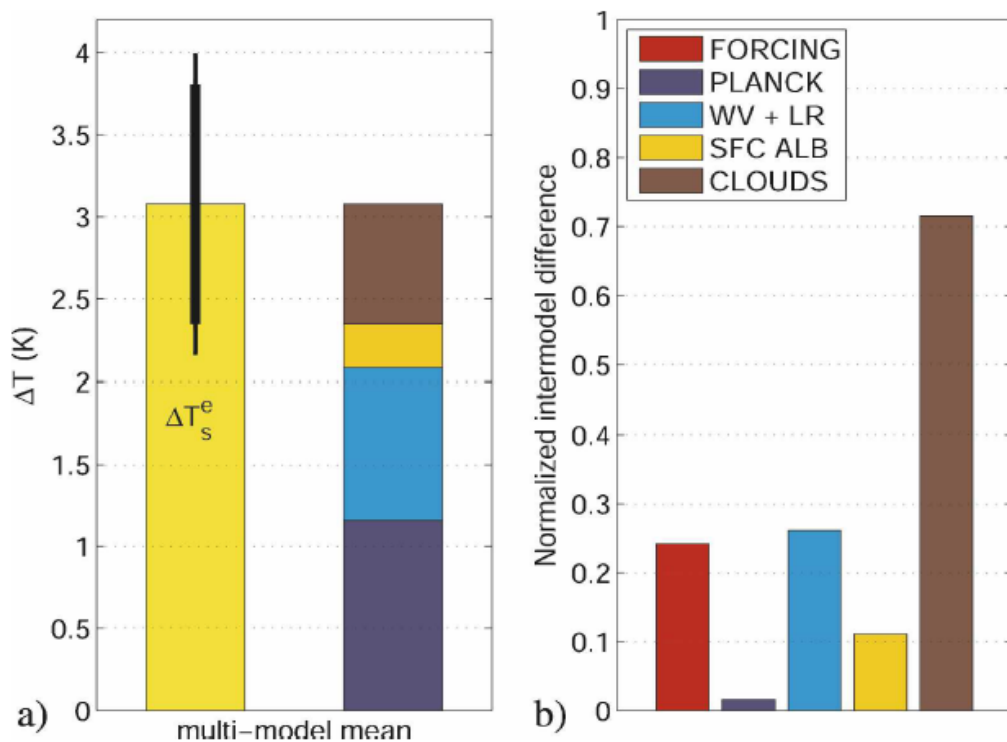


Figure I.7 : Dans le scénario d'un doublement de la concentration de CO_2 , (a) moyenne multi modèle, avec la déviation standard (ligne en gras) et l'intervalle 5 % - 95 % (ligne fine), de la contribution à une augmentation de la température d'équilibre de la surface terrestre (ΔT_s^e), et les différentes contributions de ce changement de température associé à la réponse de Planck, la rétroaction de la vapeur d'eau (WV) combiné au gradient vertical de température (LR), de l'albédo de surface et des nuages. (b) Déviation standard inter modèle du changement de température isolé pour chaque rétroaction, normalisée par la déviation standard inter modèle de ΔT_s^e , donné en (a), d'après Dufresne et Bony (2008).

Dufresne et Bony (2008) ont décomposé, et donc comparé, les contributions des différentes rétroactions climatiques à la réponse d'une augmentation de la température moyenne mondiale due à un doublement de la concentration atmosphérique de CO₂. Les résultats en termes d'augmentation de la température de surface à l'équilibre et la déviation standard associée sont présentés figure I.7. Les contributions au réchauffement de la surface provenant de la réponse de Planck et de la rétroaction de la vapeur d'eau valent chacune un tiers du total ce qui correspond à une augmentation d'environ 1 °C sur la température de surface, et constituent donc les parts les plus importantes. Les nuages y contribuent à hauteur d'environ un cinquième avec une augmentation de la température de surface de 0.6°C, ce qui correspond à une part non négligeable du réchauffement.

La déviation standard inter modèle, quantifiant le degré de connaissance et de compréhension du phénomène physique, est de loin la plus importante pour les rétroactions impliquant les nuages. Ce désaccord entre les modèles montre que l'évolution des paramètres microphysiques et optiques des nuages ainsi que leurs conséquences sur le bilan radiatif terrestre restent encore aujourd'hui très largement mal comprises. Ces résultats montrent la nécessité de mieux comprendre les processus impliquant les nuages, de mieux quantifier les modifications climatiques induites par les modifications des propriétés nuageuses, et donc de mieux représenter les nuages dans les modèles à grandes échelles.

III. L'enjeu des nuages arctiques

Face au changement climatique accéléré en Arctique observé notamment à travers l'augmentation des températures, le début de plus en plus tôt de la fonte des neiges printanière et la diminution de la surface de la banquise, il apparaît important d'améliorer notre connaissance des processus régissant ces changements dans cette région du globe. Les changements anthropiques sur les propriétés radiatives des nuages sont conséquents et ont des répercussions importantes malgré les incertitudes qui y règnent encore. L'étude des nuages en Arctique constitue donc un domaine de recherche privilégié.

La région arctique constitue l'un des domaines les plus importants pour la recherche climatique. En effet, l'Arctique apparaît comme la région où les changements climatiques observés sont les plus rapides et intenses. Cette sensibilité climatique propre à l'Arctique est le résultat des conditions particulières qui y règnent en termes de d'élévation solaire, cycle solaire et albédo de surface. Les particularités du climat arctique provoquent des processus de rétroactions qui participent à ce que l'on appelle l'amplification arctique. Entre autre, la réponse à un réchauffement initial causé par un doublement de la concentration de CO₂ est plus importante en Arctique, en grande partie à cause de la fonte de la glace et de la neige. D'autre part, le réchauffement observé en Arctique est en moyenne 2 à 3 fois plus important

que la moyenne globale (ICCP, 2013). Les caractéristiques du climat arctique sont détaillées dans le chapitre 3.

Les nuages, qui constituent une composante essentielle du système climatique en général, possèdent également un impact important sur le bilan radiatif arctique. Sous d'autres latitudes, les nuages à basses altitudes, souvent optiquement épais, tendent à exercer un effet net de refroidissement dû à la forte réflexion du rayonnement solaire. En Arctique, la faible élévation solaire ainsi que le manque de radiations solaire durant l'hiver polaire, combiné à un albédo de surface élevé, mènent à une dominance des effets radiatifs des nuages dans le thermique, causant un effet net de réchauffement de la surface par les nuages arctiques. Les campagnes de mesure menées jusqu'à présent ont indiqué que la plus grande proportion des nuages arctiques est située proche de la surface, dans les basses couches de l'atmosphère, ce qui aboutit à de fortes interactions radiatives entre les nuages et la surface enneigée ou glacée. Ceci fait de ces nuages à basses altitudes l'une des contributions les plus importantes au bilan radiatif arctique.

D'autre part, en fonction de la saison, les nuages arctiques à basses altitudes peuvent fréquemment se présenter sous forme de phase mixte, c'est-à-dire contenant à la fois des gouttelettes d'eau surfondues et des particules de glace. Ceci complexifie notablement l'étude de la relation entre les propriétés radiatives, optiques et microphysiques des nuages arctiques nécessaire à la quantification de leur impact sur le bilan radiatif. Or, les nuages en phase mixte (MPC) à basses altitudes peuvent persister sur de longues périodes de temps à cause de l'interaction entre l'effet Bergeron-Findeisen, qui favorise la croissance des cristaux au dépend des gouttes, et les effets dynamiques qui nourrissent en humidité les gouttelettes d'eau de la couche liquide. Ainsi, une meilleure connaissance des propriétés macrophysiques (épaisseur géométrique, sommet et base du nuage ...), microphysiques (concentration, taille, forme, phase thermodynamique, masse ...) et optiques (albédo, épaisseur optique, extinction, onction de phase ...) reste indispensable. L'objectif final étant une paramétrisation et une modélisation précise de ces nuages qui permettraient une baisse importante des incertitudes sur l'évolution du bilan radiatif arctique modélisé.

La seconde problématique concerne les aérosols d'origine naturelle ou anthropique transportés jusqu'en Arctique. Ceux-ci vont subir différents processus de vieillissement durant leur transport et vont venir modifier la population d'aérosols arctiques. En agissant en tant que noyau de condensation et glacogène, ces aérosols vont à leur tour modifier les propriétés des nuages. On comprend ainsi l'importance d'établir et de quantifier les liens entre les propriétés des aérosols et des nuages, nommés interaction aérosol-nuage.

Ces arguments montrent la nécessité de mieux caractériser ces nuages pour améliorer notre compréhension des interactions aérosols-nuages-rayonnement en Arctique.

IV. Objectifs et plan de la thèse

Le travail présenté ici s'attachera aux résultats de deux campagnes de mesure. La première concerne l'étude des nuages arctiques et a été effectuée dans le cadre du projet ANR (Agence National pour le Recherche) CLIMSLIP (CLimate IMPacts of Short-LIved Pollutants in the polar region) et s'est déroulée de Mars à Mai 2012 à Ny-Alesund, Svalbard. La deuxième est une intercomparaison instrumentale qui s'est déroulée à la station du Puy-de-Dôme (PUY) au mois de Mai 2013. Les conclusions de l'étude instrumentale ayant servi dans le traitement des données arctiques, la deuxième campagne sera présentée avant la première même si elle s'est déroulée a posteriori.

Le deuxième chapitre sera dédié à la présentation des notions de base concernant les aérosols et les nuages. Ainsi, les paramètres constituant les propriétés des nuages seront définis physiquement. Les phénomènes de formation et de croissance des hydrométéores et des aérosols seront abordés. D'autre part, l'interaction entre aérosols et nuages sera explicitée dans un cadre général. Les conséquences radiatives et climatiques de la pollution anthropiques seront introduites.

Le troisième chapitre sera consacré à l'état des lieux des connaissances scientifiques concernant les aérosols et les nuages en Arctique. L'étude des aérosols arctiques se compose des variations saisonnières, du transport et du phénomène de brume arctique. Les nuages arctiques seront étudiés en termes de variations saisonnières et géographiques, d'occurrences et de forçage radiatif. Cette étude se poursuivra avec une focalisation sur les nuages en phase mixte (MPC) et la région du Svalbard. Les conséquences anthropiques sur l'interaction aérosol-MPC, les rétroactions, la dynamique et les propriétés des MPC seront détaillées. Ces notions seront ensuite utilisées pour analyser les résultats de la campagne CLIMSLIP et les comparer à la littérature scientifique.

Le quatrième chapitre aura pour objet l'instrumentation dédiée à l'étude des propriétés des nuages. Après une présentation générale des différents instruments et méthodes de mesure, les données de la campagne au PUY seront analysées et interprétées. L'objectif de cette étude est de dégager une normalisation ainsi qu'une amélioration du traitement de données à partir de la comparaison entre les mesures des instruments. D'autre part, des expériences sur le changement de l'orientation de l'instrument par rapport au vent seront analysées.

Enfin, les résultats de la campagne CLIMSLIP seront le sujet du cinquième chapitre. L'analyse des mesures aérosols et nuages à la station du Mont-Zeppelin aura plusieurs objectifs :

- Déterminer une caractérisation des différents types d'épisodes rencontrés lors de cette campagne, à savoir les MPC, les précipitations et la neige soufflée.

- Etudier les propriétés microphysiques et optiques des MPC ainsi que l'interaction aérosol nuage dans le cas particulier de la région arctique en s'appuyant sur la littérature scientifique.
- Analyser les conséquences du transport de la pollution anthropique sur les propriétés des aérosols et des nuages à l'aide d'un modèle de rétrotrajectoire des masses d'air.

Chapitre 2 : Physique du nuage et de l'aérosol

Ce chapitre est dédié à l'étude des notions de base concernant les aérosols, la formation des nuages, la croissance des hydrométéores et les interactions existant entre les aérosols et les nuages. Ces concepts seront utilisés et approfondis par la suite dans le cas de la région arctique. Les notions de physique du nuage sont en grande partie tirées du livre de Triplet et Roche (1986).

I. Généralités sur les aérosols et les nuages

I.1 Les particules d'aérosols

I.1.a La classification par taille et les processus de croissance

Les particules d'aérosols, ou par abus de langage, aérosols, sont des particules fines de matière solide ou liquide en suspension dans l'atmosphère dont la vitesse de chute est négligeable. Leurs tailles sont réparties en classes, ou modes, et sont présentées sur la figure II.1. La classification la plus usuelle est la troisième, présentée en rouge sur la figure II.1 car elle fait appel aux différents processus de croissance selon leurs tailles.

Le mode nucléation caractérise les particules dont le diamètre est inférieur à 20 nm, ceci correspond à des particules formées principalement par nucléation. La nucléation est un processus par lequel la collision puis le réarrangement aléatoire de molécules sous forme gazeuse produit un embryon multimoléculaire. La nucléation est un processus dynamique constamment en équilibre avec l'évaporation. La durée de vie des embryons est très courte, le cycle nucléation – évaporation est perpétuellement alimenté mais parfois, certains embryons atteignent la taille suffisante pour grossir ensuite spontanément. La nucléation est qualifiée d'homogène si la formation de l'embryon se fait au sein de la phase gazeuse, ou bien hétérogène lorsqu'elle a lieu sur des noyaux préexistants.

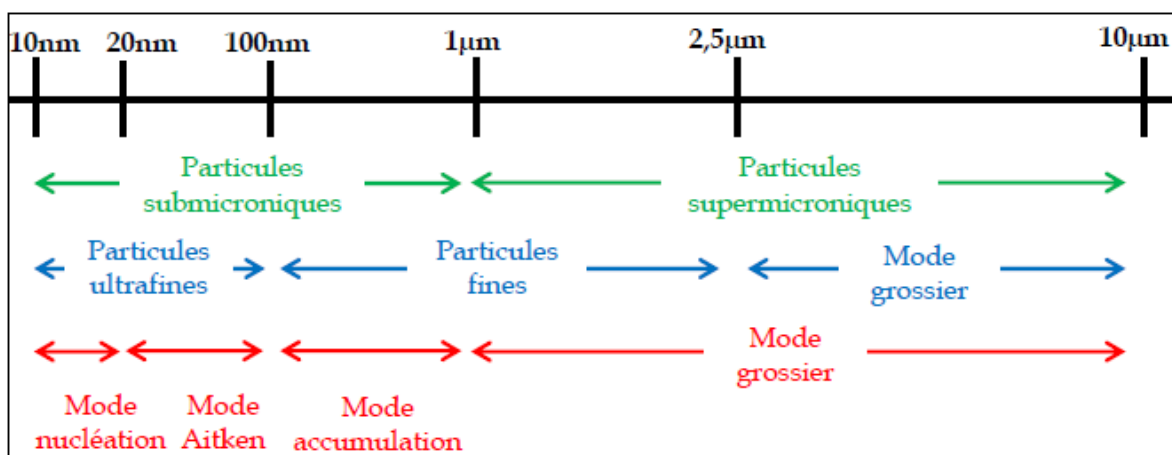


Figure II.1 : Classifications usuelles pour l'étude de la taille des aérosols. Les chiffres placés sur l'échelle de taille représentent le diamètre de l'aérosol, d'après Rose (2014).

Le mode Aitken définit les particules dont le diamètre est supérieur à 20 nm et inférieur à 100 nm. Les deux principaux mécanismes en jeu dans ce mode sont la condensation et la coagulation. La condensation est le processus de croissance par lequel les molécules de gaz

viennent se fixer sur une particule d'aérosol déjà formée ou sur un embryon provenant du mode nucléation, augmentant ainsi la masse et la taille de la particule. Le processus de coagulation se produit lors de la collision de deux particules d'aérosol. En effet, sous l'effet de la gravitation, des flux turbulents ou simplement du mouvement brownien, les particules qui entrent en collision possèdent une probabilité, appelée efficacité de coagulation, de fusionner pour former une seule particule plus volumineuse (Seinfeld et Pandis, 1998).

Le mode accumulation caractérise les particules dont le diamètre est supérieur à 100 nm et inférieur à 1 μm . La croissance des particules du mode accumulation est également principalement dominée par la condensation et la coagulation. De par leur taille relativement importante, les aérosols du mode accumulation sont les plus enclins à faire office de CCN (Cloud Condensation Nuclei) et donc à former des gouttes de nuage. Ces gouttes peuvent grossir jusqu'à devenir précipitantes, entraînant ainsi le CCN piégé à l'intérieur de la goutte à se déposer au sol. Ce phénomène est connu sous le nom de dépôt humide ou lessivage. Les aérosols situés en dessous d'une couche de nuage précipitant peuvent également être entraînés par la chute des gouttes. Ce processus constitue un puits car il provoque une diminution de la concentration, du nombre et de la masse des particules du mode accumulation.

Les particules du mode grossier sont les plus rares car leur durée de vie dans l'atmosphère est courte. Le processus dominant leur évolution temporelle est le dépôt sec. Même si leur poids dépend de leur phase et de leur composition chimique, ces particules de plus de 1 μm de diamètre possèdent globalement une force de gravitation plus importante que les forces d'entraînement dues aux mouvements d'air atmosphériques. En l'absence de mouvements convectifs ou turbulents importants, ces particules ont donc une forte tendance à se déposer au sol sous l'effet de leur propre poids.

I.1.b Les sources d'aérosols

On distingue les sources d'aérosols selon deux catégories : les sources primaires et secondaires. Les aérosols primaires sont des particules émises directement dans l'atmosphère sous forme liquide ou solide. Au contraire, les aérosols secondaires ont subi des transformations dans l'atmosphère, soit par les processus de croissance décrits dans la section II.1.a, soit par des réactions chimiques ou photochimiques.

Il est aussi possible de distinguer ces sources selon deux autres catégories : les sources naturelles ou biogéniques et les sources anthropiques. A l'échelle mondiale, les émissions naturelles représentent entre 80 et 90 % des flux de particules émis en masse (Seinfeld et Pandis, 1998). Parmi cette catégorie, on peut citer les poussières désertiques et les sels marins. Les émissions anthropiques représentent donc une part relativement faible en masse mais deviennent une source importante en particules fines et pour certains composés chimiques tels les sulfates ou les métaux lourds. Elles proviennent essentiellement de la combustion d'origine humaine.

Il est important de noter que les particules primaires et secondaires peuvent être d'origine biogénique ou anthropique et que les particules primaires émises de manière naturelle ou anthropique recouvrent toutes les gammes de taille. Le tableau II.1 énumère les principales sources à l'échelle globale de particules primaires, secondaires, naturelles ou anthropiques. Aucune estimation des concentrations n'est donnée car les variations spatiales sont trop importantes.

Sources primaires		Sources secondaires	
<i>Naturelles ou biogéniques</i>			
Sels marins	Tous les océans	Oxydation de monoterpènes	Forêt boréale
Poussières désertiques	Sahara	Sulfates	Oxydation du DMS émis par la surface des océans, oxydation du SO ₂ émis par les volcans
Pollens	Forêt tropicale		
Cendres	Volcans		
<i>Anthropiques</i>			
Suie	Combustion	Oxydation de composés organiques volatiles (COV)	
		Sulfates	Oxydation de SO ₂ émis en Amérique du Nord, Europe, Asie de l'est
Nitrate, ammonium			

Tableau II.1 : Sources principales de l'aérosol atmosphérique à l'échelle globale, d'après Rose (2014).

I.1.c Les propriétés chimiques des aérosols

La composition chimique des aérosols constitue une caractéristique importante de leurs propriétés. En effet, ces propriétés chimiques vont déterminer, entre autre, leur hygroscopicité, leur capacité à devenir un CCN ou encore leurs propriétés radiatives. Les principales catégories d'aérosols ainsi que quelque unes de leurs propriétés les plus importantes pour l'étude de l'interaction aérosol-nuage sont listées ci-dessous (Seinfeld et Pandis, 1998) :

- Les sels de mers : NaCl est produit par les embruns marins. Ces particules sont d'origine naturelle, très hygroscopiques et donc très enclines à servir de CCN.
- Les poussières minérales : faisant référence aux particules silicatées, ces aérosols d'origine naturelle proviennent de la surface terrestre, principalement les déserts et les régions semi-arides, et sont mis en suspension dans l'atmosphère par le vent. Ces aérosols sont souvent insolubles mais peuvent faire office d'IN (Ice Nuclei).

- Les sulfates : ces particules incluent des sels inorganiques composés d'acide sulfurique H_2SO_4 ou de sulfate d'ammonium $(NH_4)_2SO_4$ et des sels organiques comme le dimethylsulfate $(CH_3O)_4SO_2$. Ces aérosols sulfatés sont très hygroscopiques et donc efficaces en tant que CCN, ils peuvent avoir des sources anthropiques dues à la combustion ou des sources naturelles telles que les émissions volcaniques.
- Le carbone suie : le carbone suie ou Black Carbon (BC) est le produit de processus de combustion, provenant en particulier de feux de biomasse d'origine naturelle ou anthropique et de procédés industriels. La plus importante caractéristique du BC réside dans sa capacité à absorber le rayonnement atmosphérique. Par conséquent, alors que les autres types d'aérosols ont plutôt tendance à refroidir le climat, le BC participe de manière non négligeable au réchauffement (voir le détail des différents forçages radiatifs sur la figure I.6). D'autre part, par le fait du dépôt humide ou sec, le BC constitue une cause significative du réchauffement de la surface.
- Les aérosols organiques : cette catégorie concerne une grande variété et diversité de matière organique dont les alcools, les alcanes, les alcènes, les acides ... Ces aérosols sont principalement formés par condensation de gaz organiques produit par la biosphère ou directement émis par les plantes, par exemple le pollen.

I.1.d Transport et processus de modification de l'aérosol

La durée de vie d'un aérosol dans l'atmosphère varie entre quelques jours dans la troposphère à quelques mois dans le cas des particules ayant atteint la stratosphère. Etant entraînées par les mouvements des masses d'air à différentes échelles (turbulence, courants convectifs, courants jet ...), ces particules sont très souvent amenées à se déplacer sur de longues distances. Par exemple, les poussières désertiques du Sahara sont emportées par les courants des Alizées et atteignent l'Amérique du Sud par dépôt humide et apportent ainsi la matière minérale indispensable à la végétation de la forêt amazonienne.

Lors de son transport, la particule peut donc subir différents processus de croissance décrits dans la section I.1.a. Mais les aérosols peuvent aussi être modifiés par des réactions chimiques, qui se produisent à l'intérieur ou à la surface de l'aérosol, en phase liquide à l'intérieur d'un nuage, ou en phase gaz. Ainsi, de nouveaux composés chimiques peuvent apparaître et changer les propriétés de l'aérosol.

Des réactions photochimiques, faisant intervenir l'énergie du rayonnement solaire pour déclencher une réaction chimique, très souvent, de dissociation, sont également probables lors du transport.

I.2 Les nuages

I.2.a Saturation et condensation de la vapeur d'eau

L'atmosphère terrestre est composée d'environ 78 % d'azote, 20 % d'oxygène, 1 % d'argon et 1 % de vapeur d'eau. Cette dernière est en fait très variable en espace et en temps dans l'atmosphère comparée aux autres composants chimiques gazeux. En effet, les conditions thermodynamiques rencontrées dans la troposphère sont proches du point triple de l'eau et plusieurs phases de l'eau sont possibles dans l'atmosphère (voir figure II.2). La teneur en vapeur d'eau est fortement liée au cycle de l'eau et influencée par des apports (évaporation des océans ou de l'eau du sol) et des puits (précipitation). Chacun de ces gaz possède une pression partielle p , de sorte que la somme des pressions partielles de tous les gaz de l'atmosphère donne la pression atmosphérique P . On appelle air humide le mélange entre de l'air sec et de la vapeur d'eau non saturante à une pression partielle noté e .

La phase de l'eau en fonction de la pression et de la température est donnée, en thermodynamique, par le diagramme de phase, tracé sur la figure II.2. Lorsqu'une parcelle d'air humide se refroidit, l'état de la vapeur d'eau peut atteindre la limite entre deux phases, on dit dans ce cas que la parcelle d'air est saturée en vapeur d'eau. Celle-ci peut donc se condenser, soit sous forme liquide pour créer des gouttes, soit sous forme solide pour constituer des cristaux de glace.

Sur le diagramme, les frontières entre les différents états de l'eau constituent les différents états de saturation à partir desquelles l'eau change de phase. Ces états de saturation peuvent être définis comme une pression de vapeur saturante e_{sat} , soit par rapport à l'eau liquide $e_{sat, w}$, soit par rapport à la glace $e_{sat, i}$. Ces pressions de vapeur saturante sont fonction de la température T , comme le montre le diagramme, et sont déterminées par la relation thermodynamique de Claudius Clapeyron suivante :

$$\frac{d \ln(e_{sat})}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2} \quad (\text{Équation II.1})$$

où L_v est la chaleur latente de condensation et R_v est la constante des gaz parfaits pour la vapeur d'eau. Cette équation montre que l'augmentation de la température d'une parcelle d'air fait augmenter la pression partielle saturante de la vapeur d'eau.

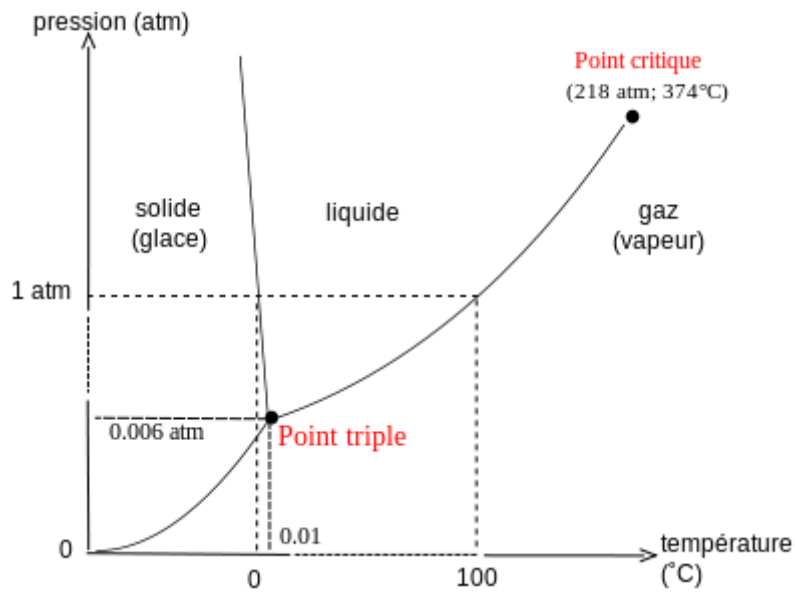


Figure II.2 : Diagramme de phase de l'eau

On définit alors l'humidité relative, soit par rapport à l'eau liquide R_w , soit par rapport à la glace R_i , comme le rapport de la pression partielle de la vapeur d'eau par la pression saturante :

$$R_w (\%) = 100 \frac{e}{e_{sat, w}(T)} \quad (\text{Équation II.2})$$

$$R_i (\%) = 100 \frac{e}{e_{sat, i}(T)} \quad (\text{Équation II.3})$$

On définit également le rapport de mélange de l'air humide r par :

$$r = \frac{m_v}{m_a} = 0.622 \frac{e}{P-e} \quad (\text{Équation II.4})$$

où m_v est la masse de vapeur d'eau et m_a est la masse de l'air sec.

Lorsque la parcelle d'air est saturée en vapeur d'eau, $e = e_{sat}(T)$, donc R_w (ou R_i) = 100 % et $r = r_{sat}$ le rapport de mélange de saturation. Cet état signifie que la parcelle d'air ne peut plus contenir davantage de vapeur d'eau sans changer d'état.

Les nuages se forment le plus souvent par élévation d'une masse d'air par détente adiabatique. La masse d'air rencontre soit un obstacle physique telle une montagne, soit un obstacle virtuel comme une masse d'air plus froide (situation des fronts chauds/froids), soit une zone de convergence des vents, soit encore une convection due à un chauffage de la surface (les thermiques). Dans les deux cas, la masse d'air est forcée à monter en altitude, sa pression diminue. Si l'élévation est rapide il est raisonnable de négliger l'échange de chaleur avec l'extérieur, on parle de détente adiabatique. Celle-ci provoque une baisse de température qui fait diminuer la quantité de vapeur que la masse d'air peut contenir via la valeur de la pression partielle saturante e_{sat} ou le rapport de mélange saturant r_{sat} . Lorsque e_{sat} atteint la pression partielle de vapeur d'eau e , la masse d'air devient saturée. Le phénomène à l'origine de la formation de la plupart des nuages n'est pas l'augmentation de la vapeur d'eau mais la diminution de la capacité de la masse d'air à contenir de la vapeur d'eau. Si la pression diminue encore après saturation, l'eau condense et un nuage se forme.

Une atmosphère est dite stable lorsque le gradient vertical de température de l'atmosphère est plus petit que le gradient adiabatique (i.e. la variation de température d'une parcelle d'air avec l'altitude). La poussée d'Archimède est plus faible que le poids de la masse d'air, ce qui empêche celle-ci de monter en altitude. Si le nuage se développe dans une atmosphère stable, le forçage de l'obstacle déterminera la hauteur du nuage, les nuages rencontrés seront de type orographiques ou stratus. A l'inverse, si l'atmosphère est instable, des mouvements ascendants forment des systèmes convectifs, ceci engendre des nuages de type cumulus (cumulonimbus). Dans les deux cas, la chaleur latente dégagée par la condensation favorise les mouvements convectifs qui alimentent la condensation de la vapeur d'eau.

1.2.b La formation et la croissance des hydrométéores

Aux humidités rencontrées dans la troposphère, la formation spontanée de gouttelettes en suspension dans l'air humide est impossible. Les valeurs de e_{sat} sont fournies pour des interfaces liquide/gaz planes, la pression de vapeur d'eau nécessaire pour maintenir une interface courbée est supérieure à cette valeur. Ainsi, l'humidité relative nécessaire à la formation d'un embryon de taille nanométrique est de l'ordre de 1000 %. Il faut un support physique pour abaisser l'humidité relative à laquelle peut se déclencher la condensation. Selon leurs propriétés physico-chimiques, notamment leur taille et leur caractère hydrophile ou hydrophobe, certaines particules d'aérosols vont servir de supports à la condensation. Ces particules d'aérosols sont appelées noyau de condensation, CCN dans le cas de la formation d'une goutte d'eau et noyau glacogène, IN dans le cas de la formation d'un cristal de glace. Concernant les IN, la propriété importante pour jouer ce rôle est la morphologie de la particule d'aérosol qui doit mimer la structure cristalline.

Le processus selon lequel l'eau condense sur la surface d'un aérosol pour former une gouttelette d'eau est donné par l'équation de Köhler (Köhler, 1936) dont une des écritures est donné par :

$$\frac{e}{e_{sat,w}} = \left(1 - \frac{B}{r^3}\right) \exp\left(\frac{A}{r}\right) \quad (\text{Équation II.5})$$

$$\text{avec } A = \frac{2M_w\sigma_{w,r}}{RT\rho_w} \text{ et } B = \frac{3m_sM_w}{4\pi M_s\rho_w}$$

où r est le rayon de la particule, M_w et M_s la masse molaire respectivement de l'eau et du soluté, m_s la masse du soluté et $\sigma_{w,r}$ représente la tension de surface.

La représentation graphique de cette équation est présentée sur la figure II.3. Elle montre l'humidité pour laquelle la goutte est en équilibre avec son environnement en fonction de son rayon. Au maximum de sursaturation S^* correspond le rayon critique r^* . Ces deux valeurs dépendent de la taille de l'aérosol et des composés du soluté sur lequel l'eau condense. Le premier terme du second membre de l'équation (en $-1/r^3$) traduit l'effet de Raoult selon lequel la pression saturante est abaissée par la présence d'un soluté hydrophile en solution. Cet effet est dominant pour des rayons inférieurs à r^* . Le second terme (en exponentiel de $1/r$) décrit l'effet de Kelvin qui prend en compte l'effet de courbure de la particule et domine pour des rayons supérieurs à r^* .

Pour des tailles faibles de gouttelettes de solution, la saturation à l'équilibre est inférieure à 1. Les particules sont donc à l'équilibre avec leur environnement pour des humidités relatives inférieures à 100%. On parle alors de particules de brume. De plus, cet état est stable car si une particule grossit spontanément, elle devient alors trop large pour les conditions de saturation extérieures et retourne donc à sa taille originelle. Si l'humidité relative augmente, la particule peut absorber de plus en plus d'eau par condensation. Elle peut grossir alors jusqu'au rayon critique r^* , on dit que la particule est activée. A partir de là, l'équilibre devient instable, la taille de la goutte peut augmenter alors que l'humidité relative et la saturation diminue. Ces deux natures d'équilibre font la distinction entre particules d'aérosol humide et goutte et décrivent deux cinétiques pour le processus de croissance.

Un cristal de glace ne se forme pas spontanément au-dessus de -35°C , les gouttes peuvent donc se former et conserver leur forme liquide jusqu'à des températures d'environ -35°C , on parle alors de gouttes d'eau surfondues. Tant que $R_w > 100\%$, la vapeur d'eau se condense faisant grossir les gouttes et les cristaux jusqu'à des masses où la gravitation devient plus importante que l'entraînement de la goutte par des flux turbulents ou ascendants. Si parmi la population, quelques hydrométéores deviennent plus massiques, ils collectent les gouttes lors de leur chute, leur croissance devient très rapide. Ce phénomène est une possibilité de déclenchement de précipitation.

Dans le cas des cristaux de glace, les deux conditions, $R_{hi} > 100\%$ et $T < 0^\circ\text{C}$ doivent être remplies. La formation des cristaux peut se faire sous deux formes différentes : la nucléation homogène et la nucléation hétérogène, elles sont schématisées sur la figure II.4.

La nucléation homogène se définit par la formation d'un cristal de glace par congélation spontanée d'une goutte d'eau surfondu. La vapeur d'eau se condense sur un CCN qui se dissout ensuite dans l'eau liquide de la goutte pour produire une goutte de solution aqueuse.

La température à laquelle se solidifie cette goutte de solution aqueuse est appelée température de nucléation homogène T_f . Pour de l'eau pure dans l'atmosphère, $T_f \sim -35^\circ\text{C}$ et peut atteindre -40°C pour des gouttelettes concentrées.

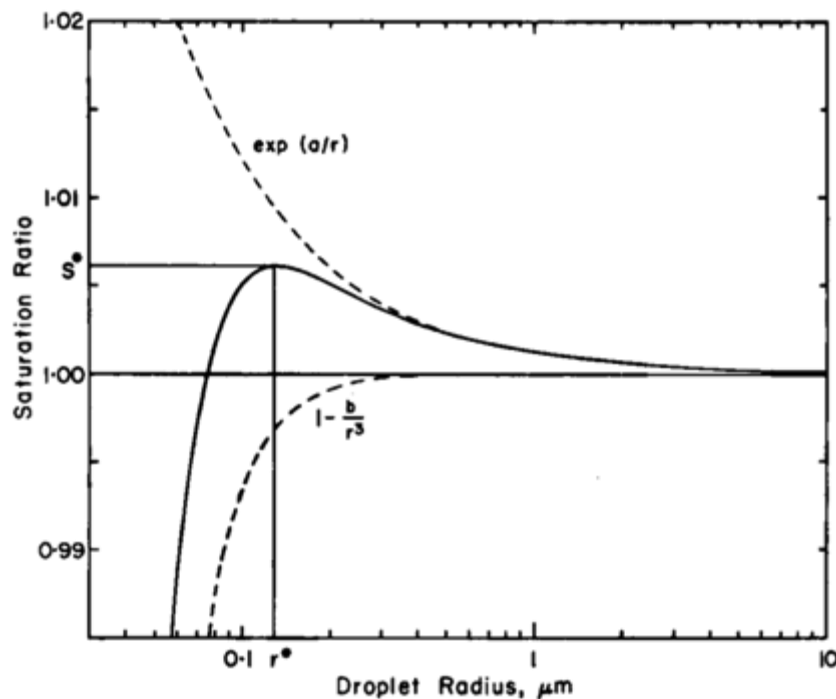


Figure II.3 : Saturation à l'équilibre d'une goutte de solution de sulfate d'ammoniaque selon l'équation de Köhler, en fonction du rayon de la goutte. S^* et r^* représente respectivement la saturation maximale et le rayon associé appelé rayon critique.

Les hydrométéores en phase glace créés à partir d'un noyau glacogène se forment par le phénomène de nucléation hétérogène et pour des températures qui peuvent être supérieures à T_f . Il en existe plusieurs processus qui sont définis par :

- La nucléation par dépôt de vapeur fait référence au processus selon lequel la vapeur d'eau se dépose directement sur l'IN. La particule atmosphérique n'est pas activée en gouttelettes d'eau. On a donc sursaturation par rapport à la glace mais sous-saturation par rapport à l'eau liquide ($R_w < 100\%$ et $R_i > 100\%$).
- La nucléation par contact met en jeu un IN non activé entrant en collision avec une goutte d'eau. Celle-ci a alors une probabilité de geler et de former un cristal.
- La nucléation par immersion fait référence au transport d'une goutte vers une zone plus froide alors que le CCN peut également faire office d'IN. La baisse de température peut déclencher la congélation lorsque R_i devient supérieur à 100 %.
- La nucléation par condensation décrit le processus de congélation d'une goutte d'eau dans le cas où le CCN fait également office d'IN. Lorsque $R_i > 100\%$, la goutte peut alors devenir un cristal.

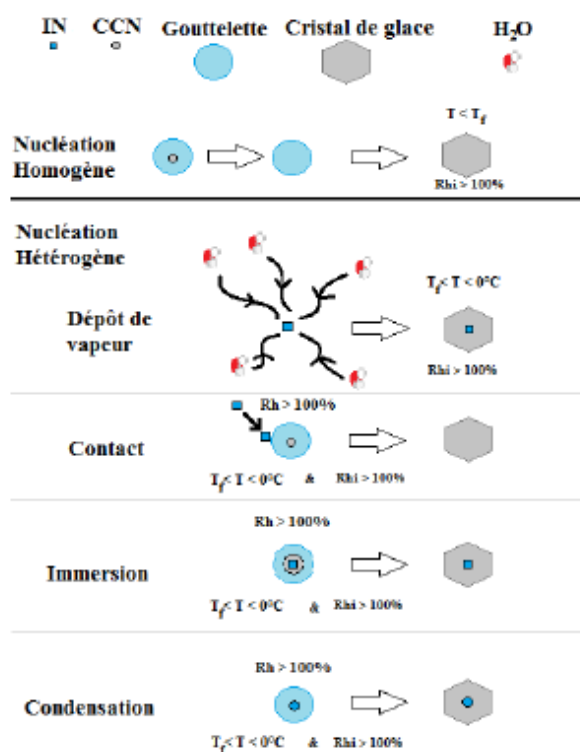


Figure II.4 : Schéma représentant les différents types de formation des cristaux de glace. T est la température environnante, T_f est la température de nucléation homogène, R_h l'humidité relative par rapport à l'eau liquide et R_{hi} l'humidité relative par rapport à la glace.

D'autre part, le fait que la plupart des cristaux ne soient pas sphériques traduit leur anisotropie, la croissance de ces cristaux se fait de préférence selon certains axes. Ces axes dépendent de la température et de la sursaturation par rapport à la glace de la masse d'air. Selon les travaux de Bailey and Hallet (2009), les différents types et formes de cristaux ont été répertoriés selon la température et la sursaturation par rapport à la glace, à partir d'expériences en laboratoire et de mesures aéroportées, et sont montrés à la figure II.5. Cette classification concerne des cristaux qui se sont développés uniquement selon le processus de dépôt de vapeur. Elle montre notamment un mode de formation en particules régulières ou pristines (dendrites, plaques) pour des températures supérieures à -20 °C et un régime polycristallin en dessous de -20 °C.

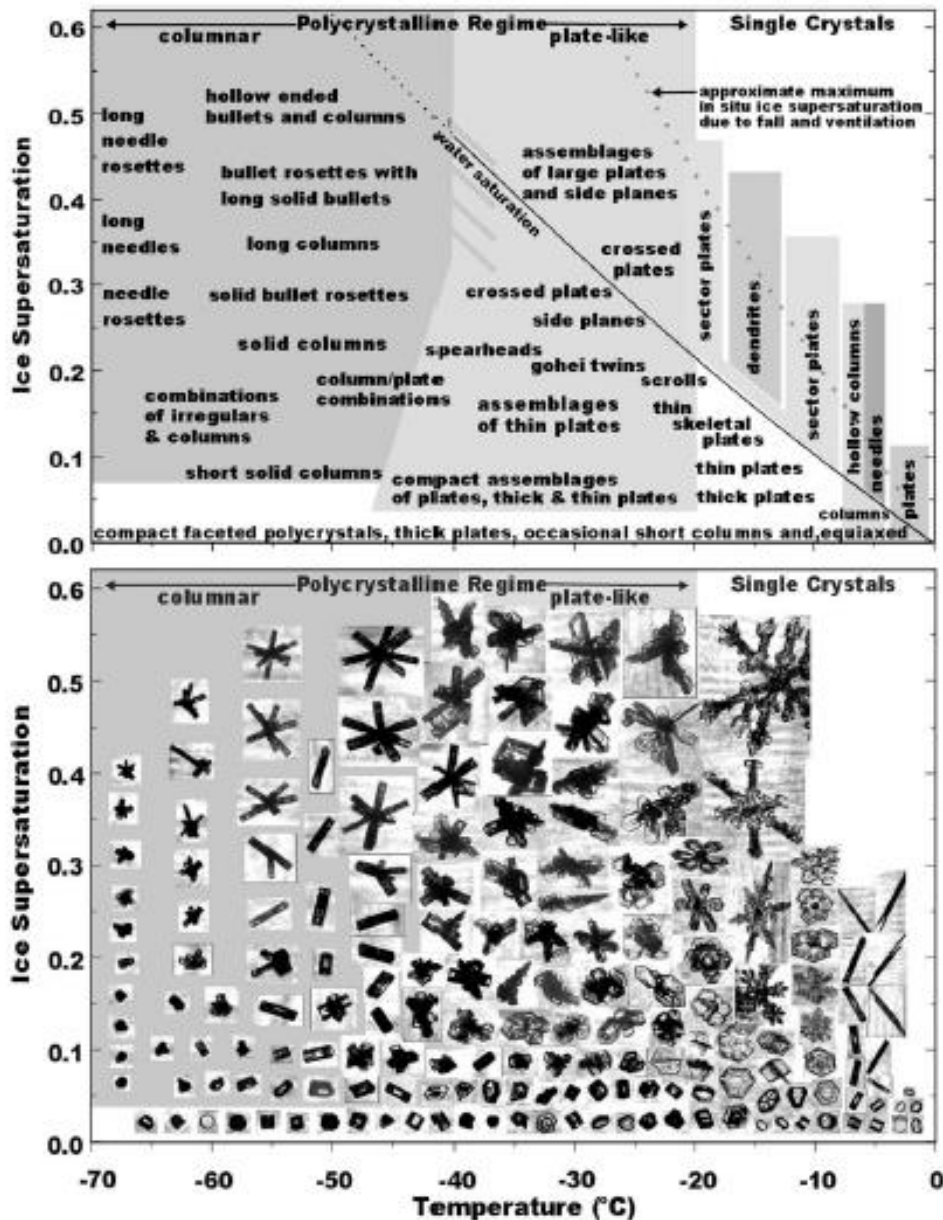


Figure II.5 : Diagramme des types de cristaux en fonction de la température et de la sursaturation par rapport à la glace et images CPI correspondantes, d'après Bailey and Hallet (2009).

- Croissance par dépôt de vapeur d'eau

Dans les nuages mixtes, cristaux et gouttelettes coexistent. Soit e la pression de vapeur aux abords du cristal, $e_{sat,i}$ la pression de saturation par rapport à la glace et $e_{sat,w}$ la pression de saturation par rapport à l'eau liquide. A température négative, $e_{sat,i} < e_{sat,w}$. Lorsqu'un nuage en phase mixte se forme, si on se retrouve dans le cas où $e_{sat,i} < e < e_{sat,w}$, les cristaux de glace se développent le plus souvent au détriment des gouttes surfondues. Ce processus est connu sous le nom d'effet Bergeron, car mis en évidence par Bergeron (1935). Ce processus est le plus fréquent et le plus efficace pour former des précipitations.

- Croissance par aggrégation ou coalescence

La coalescence est la réunion de gouttelettes sur une autre goutte plus volumineuse, ce qui entraîne un grossissement des hydrométéores. Dans le cas d'une gouttelette absorbée par un cristal, on parle plutôt de collection. Les particules nuageuses se déplacent à des vitesses et dans des directions différentes selon leur masse, leur volume et les flux turbulents. En particulier, lors d'une chute d'un cristal ou d'une goutte précipitante, cette particule peut capter les éléments plus petits qu'elle rencontre et ainsi augmenter sa taille.

Le terme d'aggrégation est utilisé lors de contacts entre cristaux de glace. Ceux-ci n'ayant pas les mêmes vitesses de chute ou de sédimentation dans les nuages, cela peut entraîner des collisions entre cristaux de glace. Dans ce cas, soit les cristaux restent collés ou emmêlés pour n'en former qu'un seul de plus grande taille (un champ électrique favorise l'aggrégation de cristaux de formes allongées), soit les cristaux continuent leurs chutes respectives individuellement. Cependant, il se peut également que le choc engendre la fracture des cristaux les plus fragiles et ainsi augmente la concentration des cristaux de glace, on parle alors de processus secondaire de formation (Yano et Phillips, 2011). En règle générale, le processus de formation d'agrégats de cristaux a pour conséquence une augmentation de leur taille et de la complexité de leur forme.

- Croissance par givrage

Le givrage se produit lors de la congélation quasi-instantanée de gouttelettes qui entrent en contact avec un cristal de glace. Ceci ne peut donc se produire que dans des nuages en phase mixte. L'efficacité de collection des gouttelettes d'eau surfondues par les cristaux dépend de la forme des cristaux, ainsi que du spectre des gouttelettes agrégées. De plus, il existe un diamètre minimum d'environ 5 μm en-dessous duquel on ne trouve plus de gouttelettes d'eau surfondues sur les cristaux. De même il existe une taille minimum pour les cristaux d'environ 150 μm en-dessous de laquelle l'efficacité de collection est nulle (Pitter, 1977).

II. Définition des paramètres nuageux

Nous allons définir dans cette section les paramètres permettant de décrire les propriétés physiques des particules nuageuses. Ces propriétés microphysiques et optiques sont primordiales pour évaluer les propriétés radiatives des nuages qui permettront de comprendre les interactions entre les nuages et les rayonnements à différentes longueurs d'onde (visible et infrarouge). Dans le chapitre 3, nous reprendrons ces définitions dans le contexte appliqué à la physique de la mesure.

II.1 Les paramètres microphysiques

Soit $n(D)$ la distribution dimensionnelle ou distribution en taille, définie comme la concentration n des particules nuageuses pour chaque valeur de diamètre D . $n(D)dD$ représente alors la concentration de particules dont le diamètre est compris entre D et $D+dD$. A partir de cette distribution en taille ou PSD (Particle Size Distribution), il est possible de calculer les paramètres microphysiques intégrés que sont la concentration totale de particules nuageuses N , le contenu en eau liquide LWC , le contenu en glace IWC ainsi que les différents diamètres moyens.

La concentration totale de particules N est généralement exprimée en cm^{-3} et se définit comme :

$$N = \int_0^{\infty} n(D)dD \quad (\text{Équation II.6})$$

Le contenu en eau liquide LWC et le contenu en glace IWC représentent la concentration massique des particules nuageuses, respectivement pour la phase liquide et glace, et s'expriment généralement en g.m^{-3} . Pour une population de particules nuageuses liquides, i.e. de gouttelettes, LWC se définit à partir de la PSD par la relation :

$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^{\infty} n(D)D^3 dD \quad (\text{Équation II.7})$$

avec ρ_w la masse volumique de l'eau liquide.

Le LWP (Liquid Water Path), souvent exprimé en g.m^{-2} , est défini par la quantité d'eau liquide intégrée sur la verticale, par unité de surface :

$$LWP = \int_0^{\infty} LWC(z) dz \quad (\text{Équation II.8})$$

où z est l'altitude.

En phase glace, la forme des particules est très variée et complexe, ce qui rend la masse et la taille difficile à évaluer. On définit le diamètre équivalent fondu D_{melt} comme le diamètre de la goutte qui correspondrait au cristal ayant fondu. D_{melt} peut être utilisé pour définir IWC à partir de la PSD :

$$IWC = \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^{\infty} n(D_{melt}) D_{melt}^3 dD_{melt} \quad (\text{Équation II.9})$$

IWC équivaut au LWC dans le cas où toute la glace serait sous forme liquide.

Plusieurs définitions existent pour exprimer le diamètre en μm d'une particule ou d'une population de particules. L'utilisation d'une définition ou d'une autre dépend des circonstances et des objectifs de l'étude. Le diamètre moyen D_m et le diamètre volumique moyen DVM , couramment utilisés dans l'étude des précipitations, se définissent respectivement par les relations suivantes :

$$D_m = \frac{\int_0^{\infty} D \times n(D) dD}{\int_0^{\infty} n(D) dD} \quad (\text{Équation II.10})$$

$$DVM = \frac{\int_0^{\infty} D \times m(D) dD}{\int_0^{\infty} m(D) dD} \quad (\text{Équation II.11})$$

avec $m(D)$ la distribution en masse des particules.

Le diamètre volumique médian MVD est défini comme le diamètre séparant la PSD en deux aires égales et illustré sur la figure II.6.

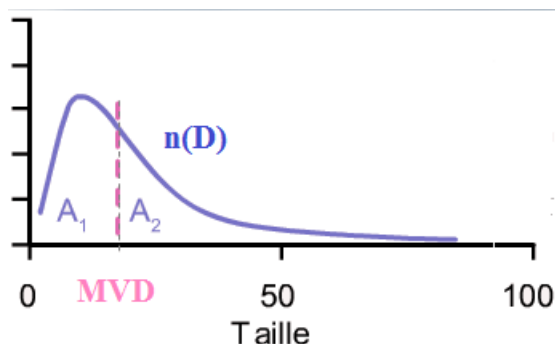


Figure II.6 : Illustration de la définition du MVD d'une distribution $n(D)$, on a $A_1 = A_2$.

Ceci se traduit par la formule :

$$\int_0^{MVD} D^3 n(D) dD = \int_{MVD}^{D_{max}} D^3 n(D) dD = \frac{1}{2} \int_0^{D_{max}} D^3 n(D) dD = \frac{3 LWC}{\pi \rho_w}$$

(Équation II.12)

Enfin, le diamètre effectif D_{eff} est défini comme le rapport entre le troisième et le deuxième moment de la PSD, ce qui correspond au rayon moyen de la surface projetée des particules, il s'écrit donc :

$$D_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} D^3 n(D) dD}{\int_0^{\infty} D^2 n(D) dD}$$

(Équation II.13)

II.2 Les paramètres optiques

Les paramètres optiques rendent compte de l'interaction entre les particules et le rayonnement à travers la diffusion et l'absorption et permettent de faire le lien entre les propriétés microphysiques et radiatives des nuages. Les paramètres optiques d'une population de particules nuageuses les plus utilisés sont composés du coefficient d'extinction σ , de l'albédo de diffusion simple ω_0 et du facteur d'asymétrie g . Le coefficient d'extinction provient de la loi de Beer-Lambert qui régit l'extinction d'un rayonnement lumineux dans un milieu donné :

$$I(x, \lambda) = I_0(\lambda) * e^{-\sigma(\lambda)x}$$

(Équation II.14)

où I est l'intensité lumineuse à la distance x et pour la longueur d'onde λ , I_0 l'intensité lumineuse à $x=0$.

Le coefficient d'extinction σ (appelé aussi, par abus de langage, extinction) s'exprime généralement en km^{-1} et se définit par la relation :

$$\sigma = \frac{\pi}{4} * \int_0^{\infty} Q_{ext}(D, \lambda) n(D) D^2 dD$$

(Équation II.15)

avec $Q_{ext}(D, \lambda)$ l'efficacité d'extinction qui dépend de la taille D de la particule et de la longueur d'onde λ , elle varie entre 0 et 2 et est très proche de 2 lorsque $D \gg \lambda$.

On définit l'épaisseur optique τ d'un nuage de hauteur h par la relation :

$$\tau = \int_0^h \sigma(z) dz \quad (\text{Équation II.16})$$

Soit $\psi(\theta, \lambda)$ la section efficace de diffusion angulaire, ou indicatrice de diffusion qui décrit la distribution angulaire d'une lumière diffusée par une particule en suspension dans la direction donnée par l'angle θ et à une longueur d'onde λ . Elle est définie comme l'intensité lumineuse $dI(\Omega, \lambda)$ (Ω étant l'angle solide), émanant d'un angle θ et d'un volume infinitésimal dV , pour une intensité incidente $E(\lambda)$:

$$\psi(\theta) = \frac{dI(\Omega, \lambda)}{E(\lambda) dV} \quad (\text{Équation II.17})$$

Pour une longueur d'onde donnée, le coefficient de diffusion peut aussi se calculer à partir de l'indicatrice de diffusion par la relation :

$$\sigma = 2\pi \int_0^\pi \psi(\theta) \sin(\theta) d\theta \quad (\text{Équation II.18})$$

Le facteur d'asymétrie g représente la proportion d'énergie lumineuse diffusée vers l'avant par rapport à celle diffusée vers l'arrière. Il peut être défini par :

$$g = \frac{\int_{-1}^1 \cos(\theta) \psi(\theta) d\cos(\theta)}{\int_{-1}^1 \psi(\theta) d\cos(\theta)} \quad (\text{Équation II.19})$$

Les valeurs de g sont comprises entre -1 et 1. Les valeurs positives indiquent une diffusion préférentiellement vers l'avant alors que pour des valeurs négatives, elle sera préférentiellement dirigée dans la direction opposée à la direction de la lumière incidente, c'est la rétrodiffusion. Si g est très proche de 0, aucune direction n'est privilégiée, il s'agit de la diffusion isotrope. Le facteur d'asymétrie peut donner une information sur la phase (liquide, glace ou mixte) du nuage échantillonné, les gouttelettes d'eau et les cristaux ne

diffusant pas la lumière de la même manière. Les valeurs de g sont ainsi plus élevées pour les particules d'eau que de glace (Jourdan et al., 2010).

Ces paramètres optiques ont pour but de quantifier la distribution des flux radiatifs dans l'atmosphère ou transfert radiatif. Le transfert d'énergie des radiations lumineuses traversant un élément de volume dV dans un milieu quelconque est gouverné par l'équation du transfert radiatif (ETR) qui fait le bilan des flux traversant la surface ds et traduit donc le principe de conservation de l'énergie :

$$\frac{dI(\vec{\Omega}, \vec{r})}{ds} = -\sigma(\vec{r}) [I(\vec{\Omega}, \vec{r}) - J(\vec{\Omega}, \vec{r})] \quad (\text{Équation II.20})$$

Le premier membre désigne la variation de l'intensité lumineuse I en un point de l'espace de position \vec{r} dans la direction $\vec{\Omega}$ à travers ds . Le premier terme du second membre correspond à la perte d'énergie radiative dans l'élément de volume par absorption ou diffusion et donc régit selon la loi de Beer-Lambert (équation II.14). Le second terme représente le gain d'énergie radiative dans l'élément de volume, par diffusion des radiations arrivant de toutes les directions de l'espace vers la direction $\vec{\Omega}$ ou par émission du milieu. Ceci est rassemblé dans le terme J appelé fonction source.

III. L'interaction aérosol – nuage

Les différentes implications des particules d'aérosol sur le bilan radiatif et donc sur le climat sont résumées et schématisées sur la figure II.7. Celles-ci se décomposent en deux catégories. La première correspond à l'interaction, sans intermédiaire, entre les aérosols et le rayonnement solaire et est appelé effet direct. Ces interactions mènent globalement à un refroidissement dû à la réflexion des rayons solaires vers l'espace. Les particules riches en BC constituent une exception en contribuant au réchauffement de par leur capacité d'absorption des rayons solaires. Ce premier effet des particules d'aérosol a été mis en avant pour la première fois par Charlson et al. (1991, 1992). D'après le dernier rapport du GIEC (2013), le forçage radiatif (FR) associé à l'effet direct global des aérosols d'origine anthropique est estimé à -0.27 W.m^{-2} [de -0.77 à 0.23 W.m^{-2}] (voir figure I.6).

Malgré des incertitudes relativement élevées, ceci semble donc contrebalancer en partie le réchauffement par effet de serre. Il est tout de même important de noter que le FR dû à l'effet

direct des aérosols n'est pas de même nature que celui causé par les gaz à effet de serre. En effet, de par leur durée de vie relativement courte, les aérosols sont susceptibles de retourner très rapidement à des concentrations atmosphériques préindustrielles dès lors que les émissions anthropiques s'estompent. De plus, ces concentrations en particules présentent de fortes variations spatiales et temporelles. A l'inverse, les gaz à effet de serre tel que le CO₂ ont une durée de vie de l'ordre de la centaine d'année dans l'atmosphère, favorisant ainsi l'homogénéisation des concentrations atmosphériques et créant une augmentation de l'inertie du système climatique.

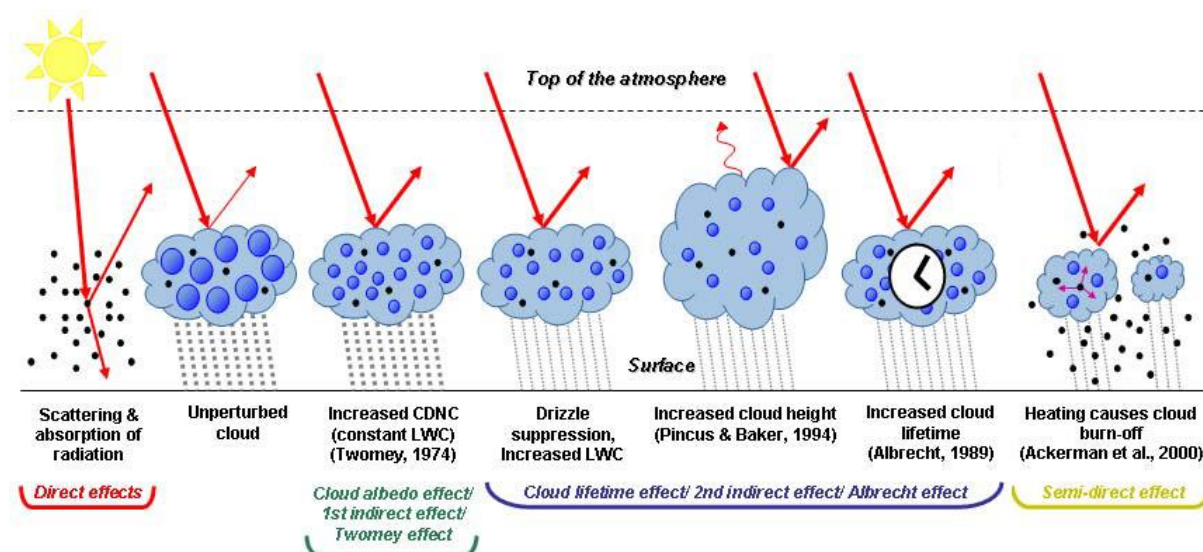


Figure II.7 : Schématisation des effets directs et indirects des aérosols

La deuxième catégorie est appelée effet indirect des aérosols. Agissant en tant que CCN, les aérosols ont une influence sur les propriétés des nuages qui à leur tour vont modifier le bilan radiatif. On dénombre, à l'échelle globale, deux effets indirects et un effet semi-direct jouant un rôle prépondérant dans le FR dû aux aérosols.

III.1 Le premier effet indirect ou l'effet sur l'albédo des nuages

L'albédo des nuages, qui correspond à la fraction de lumière incidente réfléchiée par les nuages, est causé par une multitude d'événements de diffusion individuels dans lesquels la lumière change de direction après avoir interagit avec une goutte ou un cristal à l'intérieur du nuage. En fonction des propriétés optiques des nuages, l'intensité de la lumière diffusée varie selon l'angle de diffusion et la longueur d'onde. La plus grande part de la lumière qui ressort

au sommet du nuage a, en fait, été diffusé quelques dizaines de fois (Twomey, 1977), les photons qui la composent ont parcouru une multitude de chemins très divers. Il est cependant possible de raisonner sur des quantités moyennées telles que l'épaisseur optique τ .

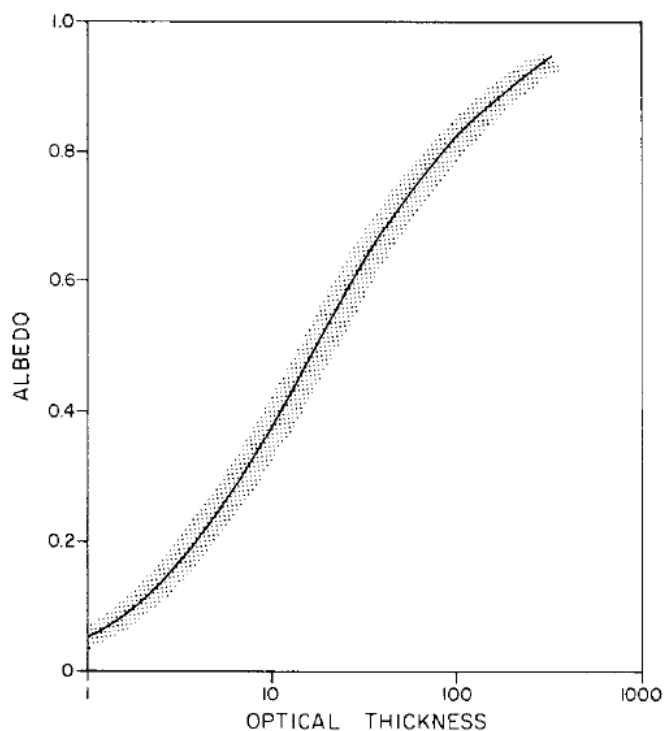


Figure II.8 : Albédo du nuage en fonction de l'épaisseur optique, d'après Twomey (1977). L'aire hachurée indique l'incertitude de la moyenne due à des variations de la taille des gouttes.

Les émissions anthropiques augmentent les concentrations atmosphériques en particules d'aérosols, et donc aussi en CCN, ce qui a pour conséquence d'augmenter le nombre de gouttes pour une même quantité de vapeur d'eau disponible. Les travaux de Twomey (1974, 1977), puis de Pincus et Baker (1994), pour les nuages liquides, ont montré qu'une augmentation de la concentration des gouttes, à LWC constant, entraîne une réduction de la taille des gouttes, ainsi qu'une augmentation de τ . La principale conséquence d'une augmentation de l'épaisseur optique est présentée figure II.8. Celle-ci montre la relation entre τ et l'albédo du nuage, d'après les travaux de Twomey (1977). Ces travaux prédisent donc une augmentation de l'albédo due aux émissions anthropiques d'aérosols. On augmente ainsi la quantité de rayonnement solaire réfléchi vers l'espace. Le premier effet indirect des aérosols montrent donc un refroidissement anthropique de la surface terrestre causé par une augmentation du nombre de CCN et de gouttes accompagnée d'une diminution de la taille moyenne des particules nuageuses.

III.2 Le deuxième effet indirect ou l'effet sur le temps de vie du nuage

Combinée à l'augmentation de l'albédo, la croissance des concentrations atmosphériques d'aérosols augmente la quantité de couverture nuageuse concernant les nuages à basses altitudes par réduction des précipitations. Les travaux d'Albrecht (1989) examinent la relation entre les concentrations de CCN et la fraction nuageuse des stratocumulus marins. Ceux-ci se distinguent de leurs homologues continentaux par une production de précipitation plus importante due à une concentration de CCN plus faible et un diamètre de gouttes plus élevé (Squires, 1958). Ceci les rend donc plus vulnérables à une augmentation de la quantité de CCN en atmosphère marine. L'élargissement de la PSD dans les nuages marins est provoqué par les mouvements au sommet du nuage qui favorise le mélange et donc les phénomènes de collision et coalescence. Quelques gouttes d'un diamètre plus élevé peuvent ainsi se former, ces grosses gouttes sont susceptibles de produire une quantité importante de bruine. Une augmentation de la concentration d'aérosol entraîne une baisse de la taille moyenne des gouttes, le processus d'élargissement de la distribution en taille est donc retardé, voire annulé, et la production de bruine est donc réduite. Le déclenchement des précipitations est donc également retardé et la durée de vie moyenne du nuage augmente. La concentration en CCN est ainsi un important régulateur du processus de formation de bruine et son augmentation tend à diminuer ou limiter le taux de précipitation (Albrecht, 1989).

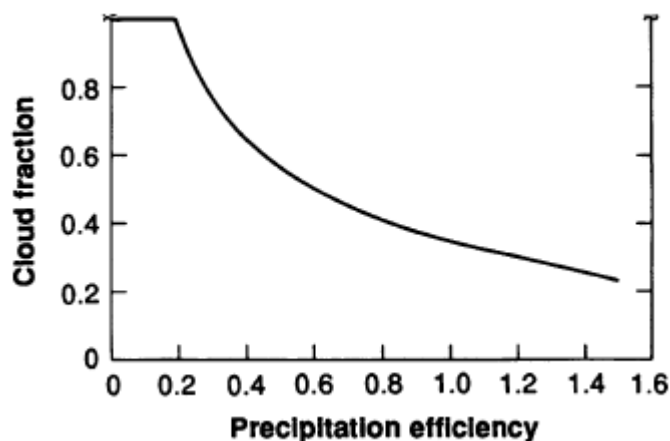


Figure II.9: Couverture nuageuse en fonction du facteur d'efficacité de précipitation. Ce facteur correspond à la vitesse d'élimination de l'eau liquide par les précipitations (Albrecht, 1989).

La figure II.9 montre l'évolution de la couverture nuageuse en fonction de l'efficacité de précipitation. La baisse de l'efficacité de précipitation entraîne une hausse de la couverture nuageuse jusqu'à un seuil pour lequel le nuage persiste. Les conséquences sur le bilan radiatif des nuages dépendent du type de nuage et de la région du globe. Cependant, les nuages les plus impactés par ces effets sont les nuages de basse altitude où les concentrations

atmosphériques d'aérosols sont les plus affectées par les émissions anthropiques. Des changements sur la couverture nuageuse de ces nuages à basse altitude ont peu d'effet sur le rayonnement infrarouge mais ont un impact important sur la quantité de rayonnement solaire réfléchi vers l'espace. Ainsi, par exemple, Randall et al. (1984) ont calculé qu'une augmentation de 4 % de la quantité de stratocumulus marins pouvait compenser le réchauffement dû à un doublement de la concentration de CO₂.

III.3 L'effet semi-direct

Les travaux de Hansen (1997) et d'Ackerman et al. (1996, 2000) sont parmi les premiers à suggérer un nouveau type de mécanisme par lequel les aérosols peuvent influencer les propriétés nuageuses. Certains types d'aérosols, comme le BC, absorbent le rayonnement solaire incident. Ces aérosols absorbants ont tendance à favoriser le dessèchement des stratocumulus optiquement épais s'ils se trouvent à l'intérieur de la couche du nuage. Une augmentation de la quantité d'aérosols absorbants dans une masse d'air humide augmente le réchauffement solaire de cette couche, augmentant ainsi la température, favorisant le processus d'évaporation et diminuant l'humidité relative ainsi que la durée de vie d'une éventuelle couche nuageuse. L'étude d'Ackerman et al. (2000) a montré qu'une augmentation de la concentration atmosphérique de BC a pour conséquence une baisse de la couverture nuageuse pendant la journée et de sa durée de vie. Cet effet semi-direct a donc une tendance inverse aux effets indirects des aérosols, c'est-à-dire un effet de réchauffement global sur le climat.

Cependant, les aérosols absorbants ne se trouvant pas dans la couche de nuage peuvent provoquer d'autres effets en agissant sur les mouvements d'air nécessaire à la formation et au maintien des nuages (Koch et Del Genio, 2010). Ainsi, pour des aérosols absorbants situés en dessous de la couche nuageuse, le réchauffement local favorise les mouvements verticaux et augmente ainsi la couverture nuageuse et le contenu en eau. A l'inverse, des aérosols absorbants situés au-dessus de la couche nuageuse augmentent la stabilité de l'atmosphère, renforcent la couche d'inversion et réduisent les mouvements d'air sec du sommet du nuage. Ceci a pour conséquence d'augmenter la couverture nuageuse des nuages de type stratocumulus mais est également un frein pour la formation et le développement des nuages de type cumulus. Au-dessus des terres, les aérosols absorbants réduisent l'évaporation à la surface et ainsi abaissent la quantité d'humidité disponible pour la formation des nuages.

Des simulations effectuées par Lohmann et Feichter (2001) confirment les effets dus à l'absorption de l'énergie solaire par certains aérosols sur les propriétés nuageuses. Mais les estimations ont montré que, à l'échelle globale, ces effets semi-directs sont moins importants que ceux induits par les effets indirects des aérosols (Lohmann et Feichter, 2005).

Chapitre 3 : Nuages et aérosols en Arctique : Etat des connaissances

Dans ce chapitre, nous nous proposons de faire un bilan non exhaustif des principaux résultats obtenus lors des campagnes de mesure menées en Arctique. Pour cela, nous nous appuyerons sur les notions présentées lors du chapitre 2 pour exposer les spécificités climatiques de l'Arctique. Une attention particulière sera apportée aux sujets de cette thèse, à savoir les aérosols, les nuages et la région du Svalbard où s'est déroulée la campagne de mesure CLIMSLIP-NyA.

I. Généralités sur les spécificités climatiques de la région Arctique

La limite généralement admise de la région arctique est géographique et donnée par le cercle Arctique (latitude $66^{\circ} 33'N$), où lors des solstices, il fait jour ou nuit pendant vingt-quatre heures. D'autres définitions s'appuient sur des données climatiques et environnementales, comme la courbe isotherme des $10^{\circ}C$ au mois de juillet, qui marque la limite au-delà de laquelle les arbres ne poussent plus (voir figure III.1).



Figure III.1 : Définition climatique de la région arctique. La ligne rouge représente l'isotherme à $10^{\circ}C$ en juillet.

Le déficit d'énergie radiative annuel de l'Arctique comparé à l'équateur est un vecteur majeur dans les circulations atmosphériques et océaniques qui tendent à équilibrer le système en transportant la chaleur des régions tropicales au surplus d'énergie radiative vers l'Arctique. Cette circulation atmosphérique primaire se compose de trois cellules (Hadley, Ferrel et polaire) et est primordiale pour transporter l'humidité vers l'Arctique. Cette humidité fournit,

par le biais des précipitations, l'eau nécessaire au cours d'eau douce des régions tempérées et arctiques. De même, il existe une circulation océanique, appelée circulation « thermohaline », qui transporte les eaux chaudes des tropiques vers l'arctique.

Dans le contexte d'un réchauffement global, la quantité de vapeur d'eau transportée des régions de basses et moyennes latitudes jusqu'en Arctique augmente. Les flux atmosphériques, qui transportent la chaleur sensible vers le pôle, apporte donc également une humidité supplémentaire qui augmente l'effet de serre dû à la vapeur d'eau. Environ la moitié du réchauffement en Arctique peut être attribuée à l'augmentation de ces flux provenant des latitudes inférieures (Mc Guire et al., 2006).

I.1 Le phénomène d'amplification du réchauffement en Arctique

Les observations en Arctique montrent que cette région du globe s'est réchauffée. Depuis le milieu du 19^{ème} siècle, la température moyenne de l'air à la surface (SAT) a augmenté d'environ 0.7°C (Jones et Moberg, 2003). Si cette augmentation peut paraître négligeable, les conséquences sur la banquise arctique le sont beaucoup moins : depuis 1979, l'étendue de la banquise annuelle recule en moyenne d'environ 4 % par décennie, selon les mesures satellites. La figure III.2 montre l'évolution de l'étendue journalière de la banquise arctique de 1979 (date des premières mesures satellites) à 2012. La fonte progressive de la banquise est très nette, il y a cependant des différences saisonnières. Le maximum de l'étendue de la banquise arctique (vers Février – Mars) est passé de 15.5 à 14.9 10⁶ km² et le minimum (vers Aout – Septembre) de 7.5 à 4.8 10⁶ km². La fonte de la banquise arctique est donc beaucoup plus rapide en été qu'en hiver. Ce phénomène n'est pas du tout observé en Antarctique, dont l'étendue glacée est restée constante depuis 1979 quelle que soit la saison. Ceci est principalement dû au fait que l'Arctique est plus proche des températures de fusion que l'Antarctique.

La couverture neigeuse a également changé ces dernières décennies. Des études basées sur les mesures satellites des hautes latitudes ont montré une diminution de la durée et de l'étendue de la couverture neigeuse (Dye, 2002, Dye et Tucker, 2003).

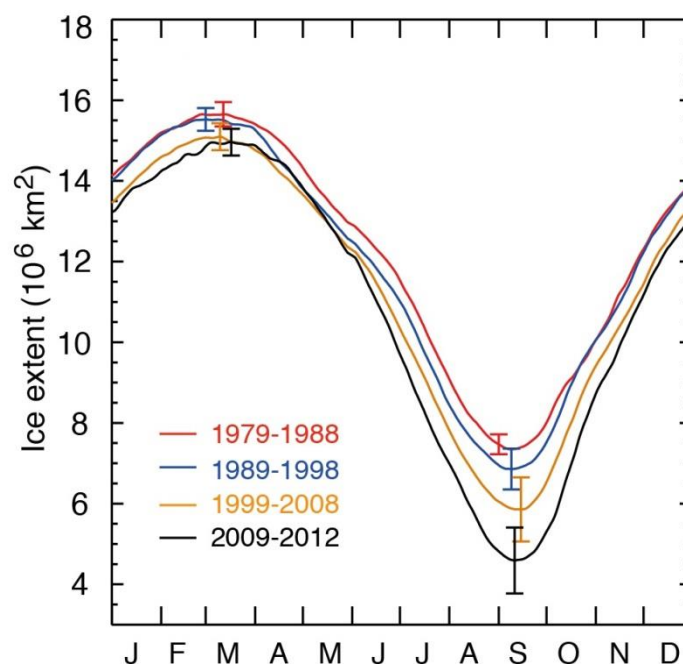


Figure III.2 : Moyennes décennales de l'étendue journalière de la banquise arctique de 1979 à 2008 et la moyenne sur quatre ans de l'étendue journalière de la banquise arctique de 2009 à 2012, d'après Vaughan et al. (2013) dans le dernier rapport du GIEC. Les valeurs ont été estimées d'après les mesures satellites passives dans les microondes.

D'autre part, l'augmentation des températures est plus importante en Arctique que dans les autres régions du globe. La figure III.3 présente l'évolution de la température de surface selon quatre scénarios d'émission de GES (RCP pour Representative Concentration Pathways) et pour trois périodes, 2046 – 2065, 2081 – 2100 et 2181 – 2200, comparées à la situation moyenne de la période 1986 – 2005. Ces scénarios prévoient des augmentations de température en Arctique pour 2181 – 2200 allant de 1.5°C pour le scénario le plus optimiste à environ 10°C pour le plus pessimiste. Mais le plus surprenant est que quasiment tous les modèles de prévision du climat s'accordent pour décrire une augmentation des températures en Arctique plus importante que le reste du globe, quelle que soit la période de temps ou le scénario envisagé. Le réchauffement initié par l'augmentation des concentrations atmosphériques de GES est susceptible d'être accéléré dans la région arctique, c'est ce que l'on appelle l'amplification arctique.

Cette amplification arctique aboutit nécessairement à la réduction de la différence de température entre le pôle et l'équateur. Des conséquences sur les circulations atmosphériques et océaniques entre les tropiques et l'Arctique sont donc attendues, même si elles sont encore aujourd'hui largement méconnues. Cependant, le réchauffement observé jusqu'à présent en Arctique, ainsi que les symptômes associés tels que la réduction de l'épaisseur et du volume de la banquise, le réchauffement des sols et du permafrost, l'augmentation des précipitations et des débits des fleuves, fait toujours l'objet d'un débat afin de savoir si il a été provoqué par des causes naturelles ou anthropiques.

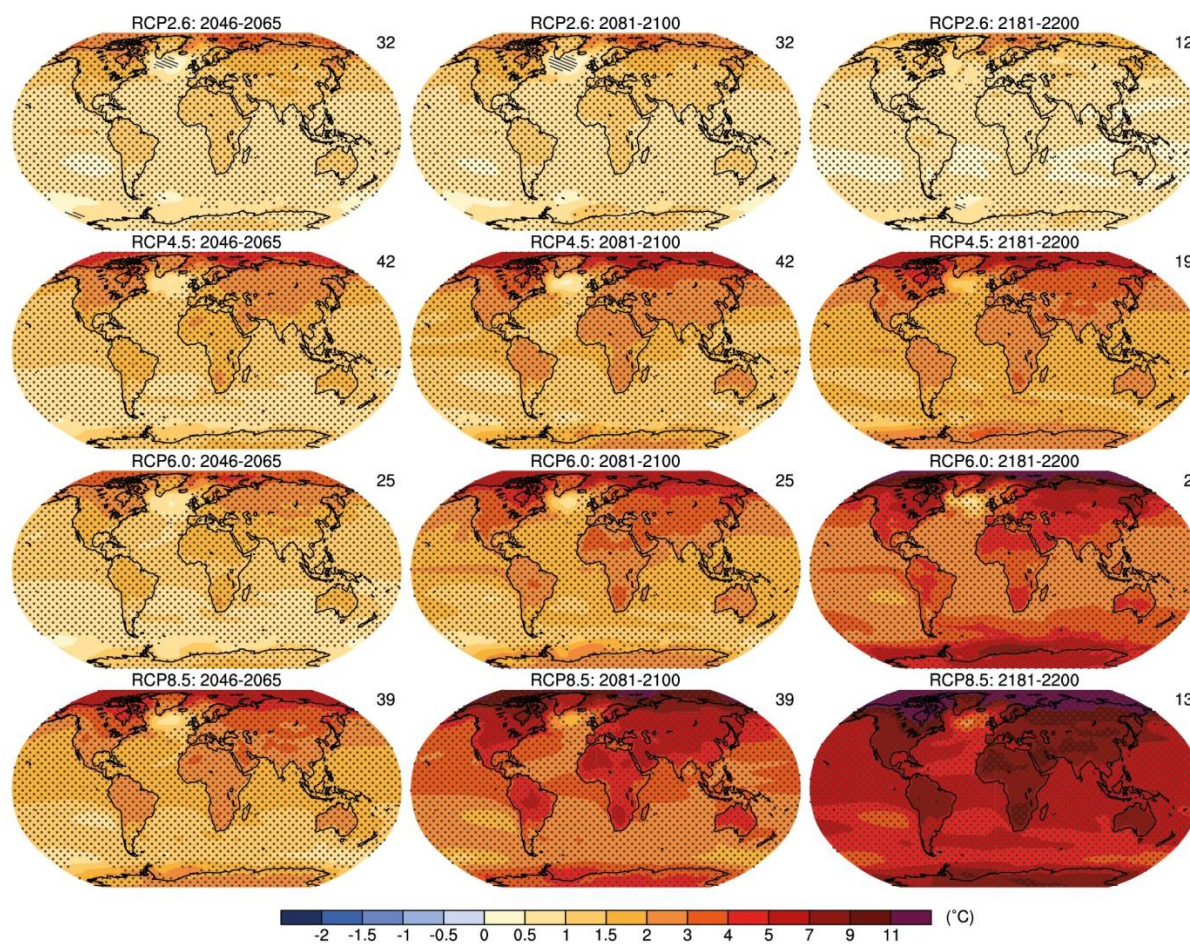


Figure III.3 : Distribution spatiale du changement de la température annuelle de l'air de surface, comparé à la période 1986 – 2005, pour les trois périodes 2046 – 2065, 2081 – 2100 et 2181 – 2200, et pour les quatre scénarios RCP2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 et RCP 8.5, d'après le dernier rapport du GIEC (Collins et al., 2013). Les chiffres des RCP correspondent à la valeur du FR en $W.m^{-2}$ pour 2100. Ces prédictions sont calculées par les modèles du projet CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project), le nombre de modèles utilisés pour chaque scénario et période est indiqué en haut à droite de chaque planisphère.

En effet, il existe une variabilité climatique à faible fréquence, connue sous le nom de « annular modes » (Northern Annular Mode, NAM, pour l'hémisphère nord, encore appelé Arctic Oscillation, AO). Le NAM décrit les variations des flux atmosphériques qui ne sont pas liées aux saisons. Sa période est de l'ordre de grandeur de la dizaine d'années. Il est mesuré grâce à la différence de pression moyenne et normalisée observée au sol entre le pôle nord et les moyennes latitudes de l'hémisphère nord (45°). Lors des phases positives, les températures de l'hémisphère nord sont plus élevées que la moyenne et les hivers sont plus doux et pluvieux. Si les causes et la prédiction de ces oscillations sont encore largement méconnues, il se trouve que le NAM est passé d'une phase négative entre les années 1950 – 1970 à une phase positive pendant la période 1970 – 2010. Ceci pourrait donc expliquer le réchauffement observé et nous empêche pour le moment de conclure sur son origine

anthropique ou naturelle. Il faut donc attendre les mesures de température de surface pendant la prochaine phase négative de l'AO afin de pouvoir trancher ce débat.

Cependant, de nombreuses études tendent à montrer un réchauffement arctique d'origine majoritairement anthropique (par exemple, Mc Guire et al., 2006, Serreze et Francis, 2006), lié aux phénomènes de rétroaction spécifique qui ont lieu en Arctique.

I.2 Les rétroactions en Arctique

Les rétroactions liées aux variations de température en Arctique sont globalement positives. Elles portent sur quatre systèmes : l'océan Arctique, l'atmosphère, la surface, et les écosystèmes. Nous allons aborder dans ce paragraphe certaines des rétroactions majeures mises en jeu en Arctique. Celles-ci sont résumées et schématisées sur la figure III.4.

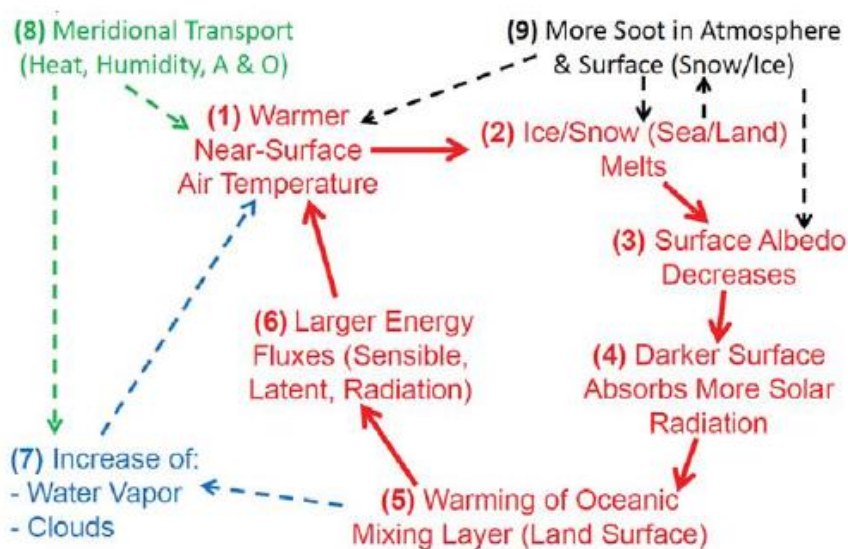


Figure III.4 : Schéma des principales rétroactions affectant la surface arctique, d'après Wendisch et al. (2012). Le texte fera référence aux numéros indiqués entre parenthèses.

Les rétroactions liées à l'albédo de surface constituent les rétroactions quantitativement les plus importantes et peuvent être directes ou indirectes. La composante directe est plus efficace au printemps et en été. Le déclenchement de ce mécanisme est lié à un réchauffement externe (par exemple, le réchauffement climatique) qui cause l'augmentation de la température de l'air proche de la surface (1). Ainsi, la banquise, la glace ou la neige commencent à fondre (2). Cela engendre une réduction de l'albédo de surface (3) car la fonte laisse place à des surfaces plus sombres et plus absorbantes au rayonnement solaire (4). Dans le cas de surface

liquide, la couche de mélange océanique d'une épaisseur d'environ 20 mètres est réchauffée (5). Ainsi, les flux d'énergie partant de la surface (sensible, latent, émission infra-rouge) augmentent (6), ce qui induit un réchauffement de la couche d'air proche de la surface (1). On obtient donc l'établissement d'une rétroaction positive qui renforce le réchauffement initial et entraîne la fonte de la banquise arctique montrée sur la figure III.2.

De plus, l'augmentation de la surface terrestre libérée de la couche de glace/neige augmente la quantité de particules de suie dans la basse atmosphère (9). Ces particules étant très absorbantes dans le domaine du visible, elles favorisent donc un réchauffement de l'air proche de la surface (1) et la fonte des surfaces glacées ou enneigées lorsqu'elles se redéposent sur celles-ci en modifiant leur albédo.

Pendant le printemps et l'été arctique, le bilan des flux radiatifs est dirigé vers le bas car la majorité de l'énergie solaire absorbée est consommée par la chaleur latente nécessaire à la fonte de la glace/neige/banquise. L'augmentation de l'émission infra-rouge reste modérée.

En automne et en hiver, la rétroaction liée à l'albédo de surface est indirecte car peu, voire aucun, rayonnement solaire n'atteint la surface et, donc, aucune modification directe de l'albédo n'est possible. Les flux radiatifs dominants sont thermiques et proviennent majoritairement de la surface. Ainsi, les couches atmosphériques les plus basses reçoivent de l'énergie de la surface. Le bilan radiatif net est négatif à la surface : refroidissement (de la surface) par rayonnement vers l'espace.

L'atmosphère est également le lieu de rétroactions spécifiques. La plus importante est positive, mondiale et de grande intensité, il s'agit de la rétroaction de la vapeur d'eau (7). En effet, la vapeur d'eau étant un puissant GES, une augmentation de l'évaporation entraîne un renforcement de l'augmentation de température. Les nuages arctiques sont aussi sujets à des rétroactions. Si en dehors des régions polaires, les nuages ont un effet de refroidissement par une prédominance de la réflexion du rayonnement solaire incident, appelé effet parasol ; les rétroactions positives impliquant les nuages combinés aux particularités du climat arctique produisent un effet de réchauffement des nuages sur le climat arctique. Les effets des nuages sur le climat arctique seront exposés plus en détails à la partie III de ce chapitre.

Un autre effet important est celui du transport méridional de chaleur et d'humidité, à la fois dans l'atmosphère et dans l'océan (8). Ce mécanisme complexe et variable peut aussi bien être le facteur déclencheur de ces cycles de rétroaction par un apport substantiel de chaleur et d'humidité, ou bien apporter un air plus sec qui réduit le mécanisme de rétroaction de la vapeur d'eau et des nuages (7). Les changements dans la circulation atmosphérique sont soupçonnés d'être la cause première de la fonte de la banquise (Comiso et al., 2008). Ogi et al. (2010) ont ainsi montré que de plus faibles vents atmosphériques, dûs à l'amplification arctique, sont responsables d'un tiers de la baisse de l'étendue de la banquise arctique au cours de ces dernières décennies.

Parmi les rétroactions moins importantes mais non négligeables, on compte la circulation thermohaline qui dépend de la formation d'eau douce transportée de l'océan arctique vers le nord de l'océan atlantique. Or, la fonte de la banquise et de la surface glacée au Groenland

vient modifier cet équilibre. Peterson et al. (2006) ont évalué que ceci a engendré plusieurs milliers de km³ d'eau douce supplémentaire dans les mers nordiques depuis 50 ans. Les courants marins de l'Atlantique nord et du Pacifique nord et la circulation thermohaline s'en trouvent donc affectés, des changements sont attendus sur le système climatique global.

Dans un contexte de réchauffement global, les écosystèmes terrestres seront amenés à évoluer, des changements sont attendus sur le type de végétation, la productivité, le cycle des nutriments, la décomposition. La fonte des surfaces glacées et enneigées va créer de nouvelles surfaces végétales qui vont diminuer l'albédo. Depuis 50 ans, l'avancée de la « ligne des arbres » a été documentée en Scandinavie, Russie, Canada et Alaska (McGuire et al., 2005). Cette nouvelle végétation, combinée à l'augmentation des températures initiales, va notamment alimenter deux rétroactions. La première est l'augmentation de la production de matière organique et donc de la capture du carbone atmosphérique par photosynthèse, les concentrations atmosphériques de GES diminueront, c'est une rétroaction négative. La seconde augmenterait aussi la décomposition de la matière organique avec des émissions de méthane ainsi que l'évaporation du carbone stocké dans les sols arctiques, c'est une rétroaction positive. L'effet sur le climat arctique dépend de l'équilibre entre la production et la décomposition. Les différents changements de type de végétation (par exemple, une forêt à la place de la toundra) entraîneront plusieurs rétroactions négatives ou positives par modification de l'albédo, du flux de chaleur sensible et l'émission de GES.

Enfin, malgré la relativement faible densité de population en Arctique, les activités humaines locales accentuent les rétroactions écologiques naturelles en réponse au réchauffement des régions de hautes latitudes. La nature et la magnitude de ces impacts varient selon la région, mais on peut déjà noter une modification de l'utilisation du sol et une augmentation de la fréquence des feux de forêt. La conversion de forêts en zones destinées à l'agriculture est caractérisée par une rétroaction positive par émission de carbone et une rétroaction négative associée à un accroissement de l'albédo.

II. Propriétés des aérosols en Arctique

Nous avons vu les différents mécanismes par lesquels les particules d'aérosols deviennent l'un des composants clé dans l'atmosphère et jouent un rôle important dans le bilan radiatif terrestre. Cependant, si ces mécanismes sont valables partout sur la Terre, leurs impacts et leur ampleur peuvent être très différents d'une région du globe à une autre. Ainsi, si l'effet indirect des aérosols semble produire un FR (forçage radiatif) négatif à l'échelle globale, ce forçage est positif dans la région arctique (Quinn et al., 2008). En effet, sur une augmentation de température en Arctique estimée à 1.48 ± 0.28 °C sur les trente dernières années, on attribue au forçage des aérosols un réchauffement de 1.09 ± 0.81 °C (Shindell et Faluvegi,

2009). Ceci s'explique par les effets directs des aérosols, tel que le dépôt de BC sur la neige qui en abaisse son albédo, mais également par les effets indirects. Le cycle solaire particulier existant aux pôles produit une évolution temporelle des propriétés des aérosols, et donc des nuages, que l'on ne retrouve pas dans les autres parties du globe. Ce chapitre est dédié à la description du cycle annuel des aérosols en Arctique et à ses causes que sont le cycle solaire, les sources, le transport, les conditions météorologiques et les processus de lessivage.

Les propriétés des aérosols sont mesurées en continu dans plusieurs stations à travers l'Arctique. Celles-ci sont indiquées sur la figure III.5 et sont composées des sites de mesure suivants :

- Alert (82.5°N) au nord du Canada
- Nord (81.4°N) au Groenland
- Mont Zeppelin (79°N) au Svalbard
- Barrow (71.3°N) en Alaska
- Karasjok et Svanvik (69.5°N) en Norvège
- Oulanka (66.3°N) en Finlande
- Janiskoski (69°N) en Russie.



Figure III.5 : Emplacement des stations de mesures d'aérosols en Arctique, d'après Quinn et al. (2007).

II.1 Les variations saisonnières

Les figures III.6.a et b montrent les variations annuelles au Svalbard, entre 2000 et 2010, moyennées sur un mois de la concentration en nombre, en surface et en masse pour les particules arctiques entre 20 nm et 630 μm de diamètre, d'après Tunved et al. (2013). La valeur moyenne de la concentration montre des variations entre environ 50 et 250 cm^{-3} , inférieure à la moyenne des régions tempérées d'environ un facteur 2. Les fortes variations saisonnières sont observées avec un minimum en automne et au début de l'hiver (entre septembre et décembre) et un maximum à la fin du printemps et en été (entre avril et juillet). Les variations en masse et surface suivent la même courbe mais avec un décalage d'environ 2 mois. Ainsi, le minimum se situe vers 0.1 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ en masse et 0.05 $\text{cm}^2\cdot\text{m}^{-3}$ en surface, en septembre et le maximum vers 0.8 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ en masse et 0.2 $\text{cm}^2\cdot\text{m}^{-3}$ en surface, entre Mars et Avril. Ce maximum de concentration en surface contribue à une baisse notable de la visibilité pendant cette période, il définit la période du brouillard arctique pour la première fois observé par Mitchell (1956). Des mesures de carbone suie BC au Svalbard ont montré les mêmes tendances saisonnières (Eleftheriadis et al., 2009).

La figure III.6.c présente les variations annuelles, entre 2000 et 2010, moyennées sur une journée, de la distribution en taille des aérosols à la station du Mont Zeppelin (Svalbard), d'après Tunved et al. (2013). On constate que les fortes concentrations observées pendant les mois du printemps sont largement dominées par le mode accumulation, centré sur un diamètre d'environ 200 nm, tandis que les fortes concentrations des mois d'été sont principalement constituées de particules du mode aitken d'environ 40 μm de diamètre. Les concentrations surfaciques et massiques montrent des valeurs plus importantes au printemps qu'en été (brouillard arctique). L'été est caractérisé par des concentrations en nombre légèrement plus importantes. A la fin de l'été, les concentrations diminuent pendant que le mode accumulation devient à nouveau prépondérant avec une concentration de plus en plus importante pendant l'hiver. Ces résultats sont confirmés sur une période de temps d'une année par l'étude de Ström et al. (2003) au Svalbard. Les mêmes variations ont été observées à Barrow, Alaska (Quinn et al., 2002), montrant qu'elles sont représentatives de l'évolution des propriétés des aérosols en Arctique.

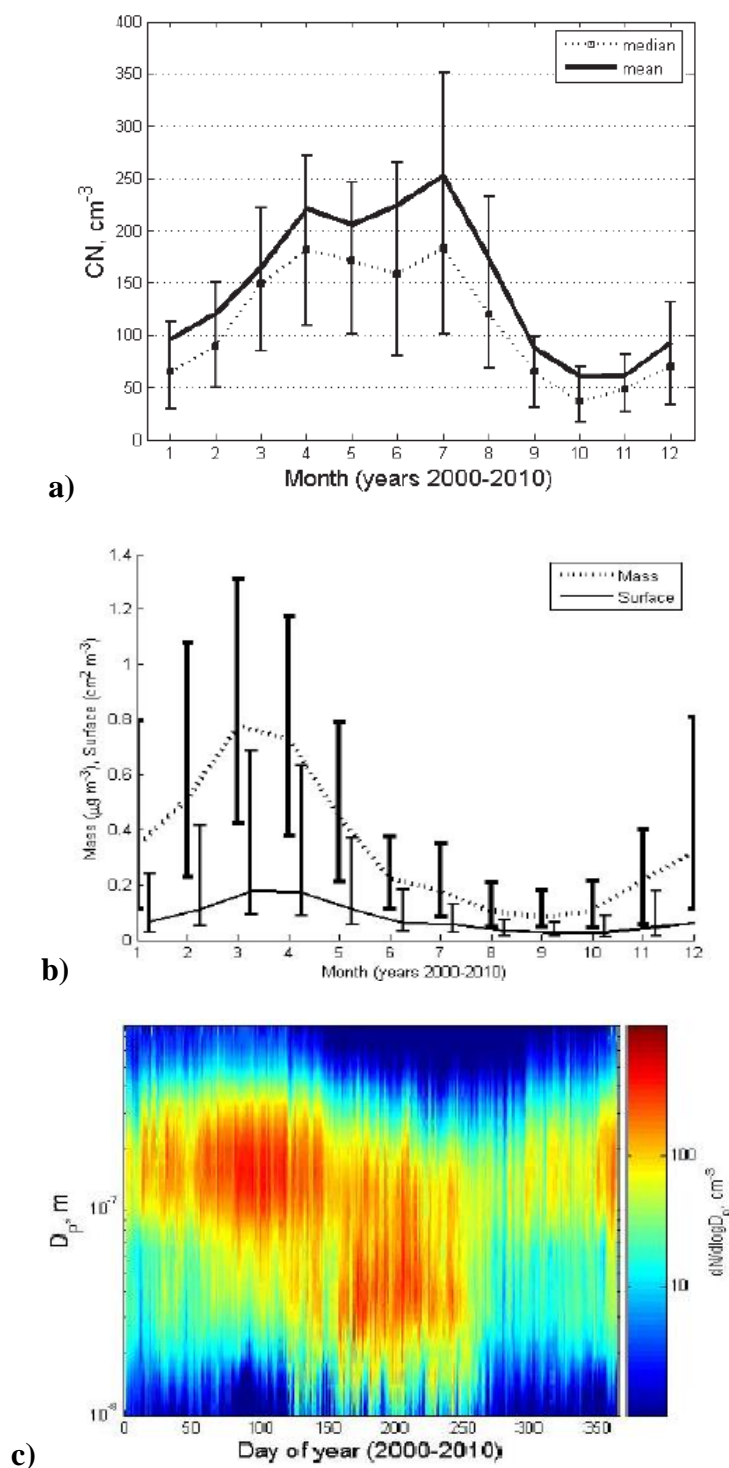


Figure III.6 : Variations annuelles concernant (a) les valeurs moyennes et médianes mensuelles de la concentration en nombre et (b) les valeurs mensuelles de la masse et de la surface des aérosols entre 20 nm et 630 μm de diamètre et (c) valeurs journalières de la distribution en taille des aérosols, d'après Tunved et al. (2013). La masse a été calculée en supposant une densité moyenne des aérosols de $1 g cm^{-3}$. Ces données ont été mesurées au mont-Zeppelin, Svalbard, par un Condensation Particle Counter (CPC) et un Differential Mobility Particle Sizer (DMPS), entre 2000 et 2010. Les barres d'erreur correspondent aux percentiles 25 et 75.

La figure III.7.a montre l'évolution des concentrations intégrées des modes Aitken et accumulation pendant la période de transition s'opérant au printemps, à la station du Mont Zeppelin, Svalbard. Malgré une variabilité assez importante, les concentrations des modes Aitken et accumulation montrent respectivement une tendance générale croissante et décroissante, pendant toute la durée du printemps. Les deux atteignent des valeurs comparables vers la fin du mois de Mai. Le rapport des concentrations $N_{\text{Aitken}}/N_{\text{accumulation}}$ caractérise le mode de dominance. Il débute avec des valeurs inférieures à 1 jusqu'à fin Mai, ce qui correspond à la dominance du mode accumulation. Puis, ce rapport augmente rapidement jusqu'à atteindre un maximum de 3 vers la mi-juin : le mode Aitken est devenu dominant. Ceci traduit la rapide transition de la distribution en taille des aérosols à la fin du printemps. Un autre indice qui permet de rendre compte de ce changement, il s'agit de l'Aerosol Transition Index (ATI), tracé à la figure III.7.b. Il consiste à calculer le ratio des jours pour lesquels le mode Aitken est dominant sur le nombre total de jours, sur une fenêtre d'une semaine, d'après la définition donnée par Engvall et al. (2008). Malgré des variations annuelles importantes, l'ATI atteint le seuil de 0.5, moment du basculement de la dominance, autour de la fin Mai (Engvall et al., 2008).

Au printemps, le changement du mode dominant s'opère de manière relativement rapide car il est principalement lié à l'augmentation du rayonnement solaire arctique, présentée figure III.7.c. Celle-ci montre une multiplication par environ 4 du rayonnement solaire incident au Svalbard entre le début et la fin du printemps. Le moment de l'inversion du mode dominant (ATI \approx 0.5) coïncide avec l'installation des conditions solaires estivales. En effet, les réactions photochimiques augmentant avec le rayonnement constituent un processus de formation secondaire par lequel les particules du mode accumulation se scindent en plusieurs particules plus petites, abaissant ainsi le diamètre moyen des aérosols. D'autre part, la fonte des glaces due à l'augmentation de température saisonnière libère la surface, et notamment la toundra, à l'air libre, ce qui favorise l'émission de précurseurs gazeux et d'embryons augmentant la concentration des petites particules (mode Aitken). Les travaux de Ström et al. (2003) ont montré que, pendant les mois d'été, les traceurs des précurseurs provenant de Sibérie présentent une corrélation avec la densité atmosphérique des aérosols.

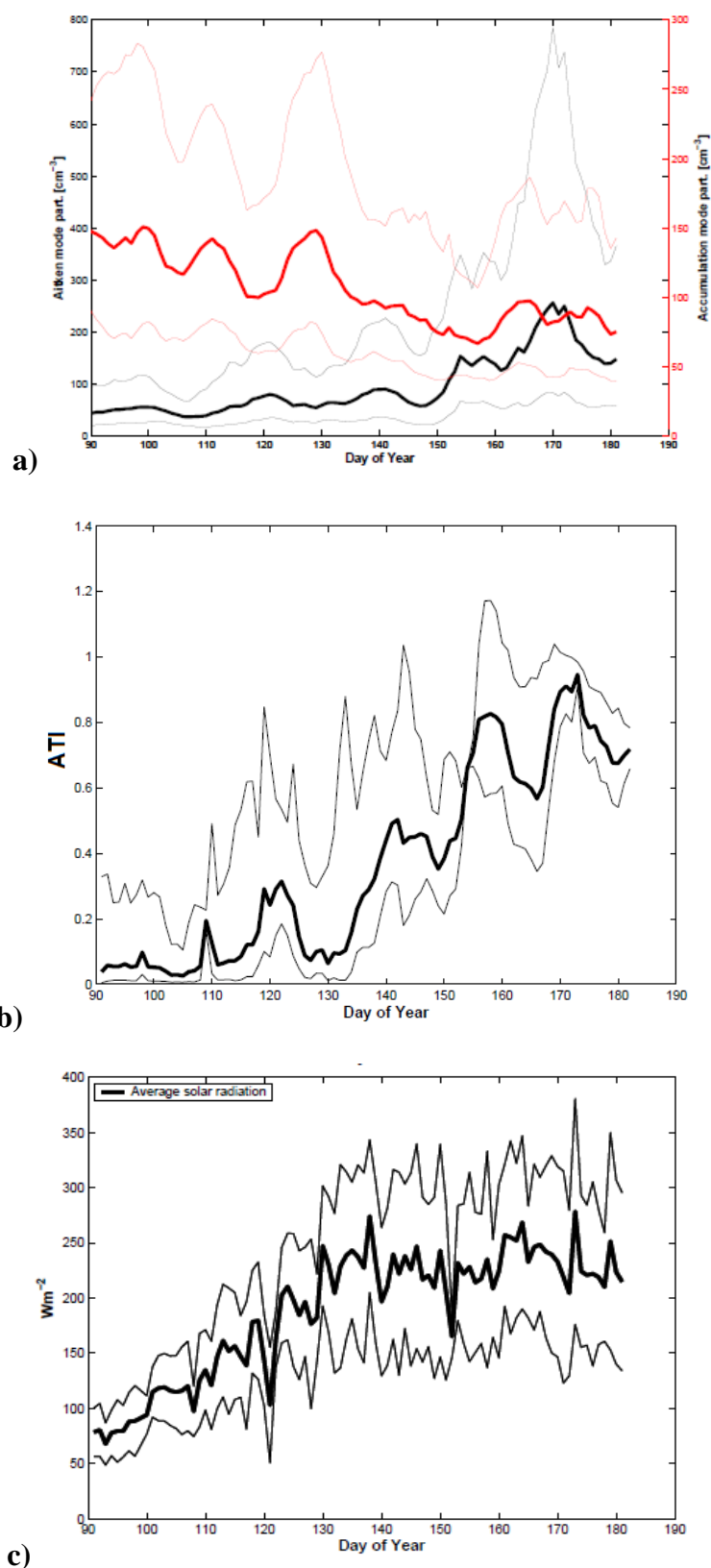


Figure III.7 : (a) Evolution des concentrations intégrées du mode Aitken (entre 22 et 90 nm, tracé en noir) et du mode accumulation (entre 90 et 630 nm, tracé en rouge), (b) évolution de l'ATI et (c) rayonnement solaire moyen, de mars à juin, d'après Engvall et al. (2008). Les moyennes glissantes hebdomadaires sont tracées en trait gras et l'écart-type en trait fin. Les mesures ont été effectuées à la station du Mont Zeppelin, Svalbard, entre 2000 et 2005.

II.2 Sources et transport des aérosols

Les propriétés des aérosols dépendent de leurs sources d'origine. Par exemple, les aérosols d'origine marine seront principalement composés de sels de mer hydrophile, les aérosols anthropiques possèdent une quantité relativement importante de BC et de métaux, les aérosols provenant de la combustion de biomasse sont constitués de matière organique... L'étude des sources d'aérosols se fait par la mesure de traceurs chimiques ou par la simulation des rétrotrajectoires des masses d'air. D'autre part, la masse totale d'aérosol en Arctique est très influencée par les quantités transportées depuis les latitudes moyennes, surtout en hiver où les sources locales sont très faibles. On voit donc que la circulation des masses d'air est un élément essentiel pour analyser les observations effectuées dans la région arctique.

II.2.a Sources

La figure III.8 montre l'évolution de la concentration de l'activité du ^{210}Pb dans les échantillons d'aérosols et la concentration atmosphérique du CO, de Mars à Juin à la station du Mont-Zeppelin. Dans le cas de l'Arctique, ces concentrations peuvent être exclusivement attribuées à des sources extérieures à l'Arctique. De plus, si le CO peut provenir de feux de forêt transportés jusqu'en Arctique, l'activité en ^{210}Pb contenu dans les aérosols est uniquement due aux sources continentales anthropiques (Paatero et al., 2003). Les deux concentrations montrent une baisse quasi-continue pendant le printemps, d'un facteur 4 pour le ^{210}Pb et d'un facteur 2 pour le CO. La similitude de la courbe du ^{210}Pb avec la concentration intégrée du mode accumulation (figure III.7.a), notamment avant le changement du mode dominant, révèle l'origine anthropique et l'âge relativement élevé (plusieurs semaines) des aérosols présents lors de la brume arctique ainsi que l'importance du transport des aérosols par les masses d'air dans le cycle de vie des aérosols arctiques. A l'inverse, les aérosols présents l'été proviennent de sources plus locales. En effet, les propriétés des aérosols sont influencées par la saisonnalité des régions sources dominantes : L'Eurasie principalement pendant l'automne et l'hiver, et l'Atlantique Nord. Cependant, ce phénomène n'explique pas complètement les changements observés (Tunved et al., 2012).

D'autre part, les travaux de Vinogradova et Ponomareva (2000), Garrett et al. (2010, 2011) et Browse et al. (2012) ont mis en évidence le rôle du dépôt humide ou lessivage dans le cycle de vie des aérosols et plus particulièrement lors de la transition à la fin du printemps. En effet, le lessivage étant plus efficace en phase liquide qu'en phase glace, le passage de nuages de type glacé en hiver aux nuages chauds et liquides en été augmente la quantité de puits de condensation. Un lien important entre la masse totale des aérosols et l'historique des précipitations existe, suggérant que le dépôt humide contrôle les propriétés de la distribution en taille des aérosols observées en Arctique. Ceci explique la rapide diminution du mode accumulation. Si ce phénomène a été démontré par les mesures, les changements attendus dans le cas d'un climat plus chaud et plus humide restent encore méconnus. Au printemps et en été, les précipitations combinées à la fonte des glaces et aux réactions photochimiques

laissent le champ libre à la prolifération des particules de petite taille. Les phénomènes de nucléation sont observés du mois de Mai au mois d'Août et traduisent l'âge dynamiquement jeune des aérosols arctiques à partir du mois de Mai. Cependant, ces événements de formation de nouvelles particules restent largement méconnus en termes de classification, mode de croissance et taux de formation.

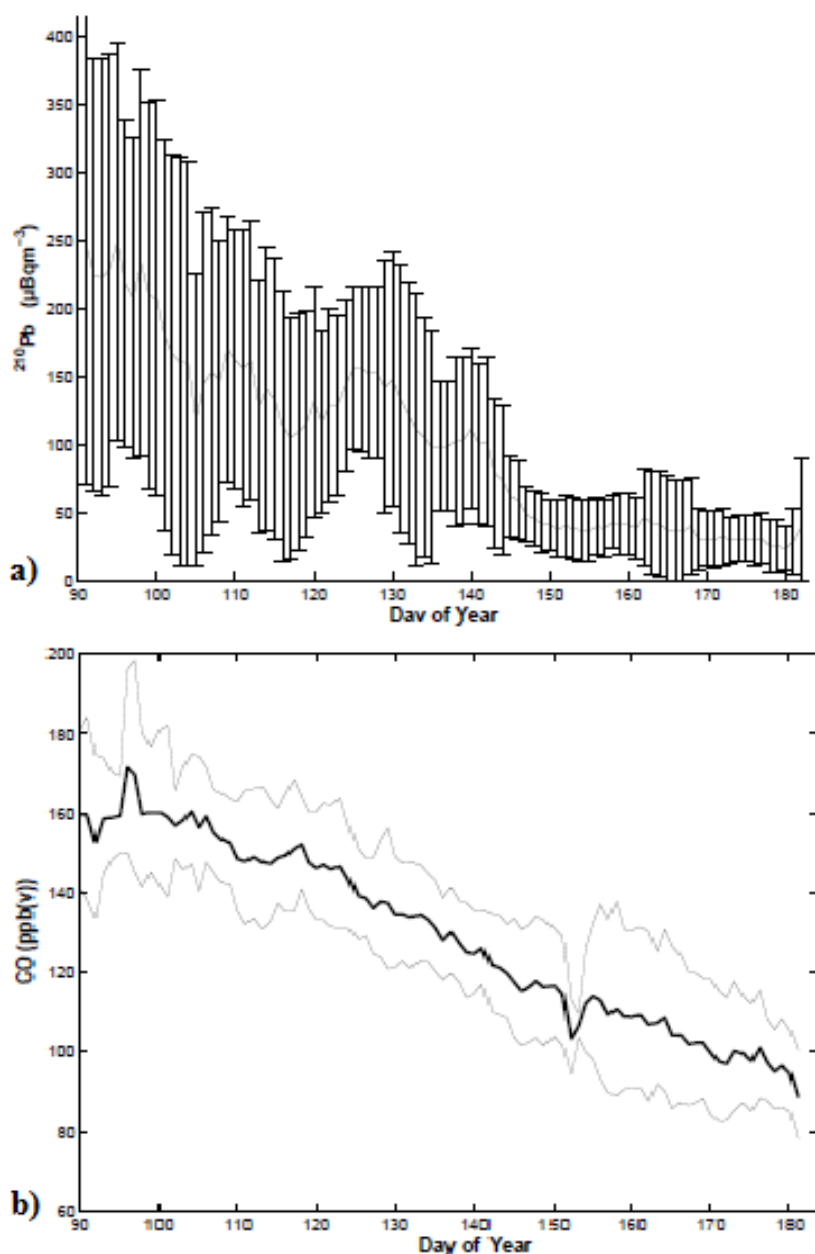


Figure III.8 : Evolution de la moyenne hebdomadaire de (a) la concentration d'activité du ^{210}Pb en $\mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ dans les aérosols mesurés, l'écart-type est représenté par les barres d'erreur et (b) la concentration atmosphérique de monoxyde de carbone CO en ppb avec l'écart-type tracé en trait fin. Les mesures ont été effectuées au Mont-Zeppelin, Svalbard, entre 2000 et 2005, d'après Engvall et al. (2008).

II.2.b Le transport

Les surfaces de températures potentielles constantes combinées à une couche d'inversion limitent l'advection et les échanges entre la troposphère et la stratosphère et forment un dôme fermé sur l'arctique. Ceci isole la troposphère arctique du reste de l'atmosphère et est appelé le « dôme polaire » ou le « front arctique » (Stohl, 2006). Cependant, des études de trajectoires des masses d'air et des traceurs ont montré que les conditions météorologiques hivernales, avec notamment la présence d'une inversion de température prononcée, favorise le transport épisodique des régions tempérées, en particulier l'Eurasie, vers le nord dans la basse troposphère (Klonecki et al., 2003).

Malgré le dôme polaire, les sources locales d'aérosols étant faibles, les concentrations d'aérosols en Arctique sont principalement influencées par le transport longue distance des émissions anthropiques et de feux de biomasse provenant de latitudes plus basses (Warneke et al., 2010). Lors du transport vers l'Arctique, les processus de transformation sont composés de la coagulation, de la condensation, des transformations chimiques en phase liquide donc en nuage et de la dilution ou mélange lors de la fusion de plusieurs masses d'air. Les processus d'élimination regroupent le dépôt sec, qui concerne principalement les particules du mode grossier, et le dépôt humide par précipitation, très efficace pour le mode accumulation. Tandis que les transformations des aérosols anthropiques sont fortement liées aux processus de condensation et de coagulation (Riemer et al., 2004), les transformations des particules issues de la combustion de biomasse sont dominées par la coagulation (Müller et al., 2007). Cependant, les quantités et les propriétés des aérosols en Arctique ne sont pas bien représentées par les modèles globaux de transport chimique (Schindell et al., 2008), particulièrement pour la contribution du BC. Ceci traduit une lacune dans la connaissance des transformations physico-chimiques lors du transport vers l'Arctique.

Dans le cadre du projet POLARCAT (POLar study using Aircraft, Remote sensing, surface measurements and models, of Climate, chemistry, Aerosols and Transport), Quennehen et al. (2012) ont étudié le transport des aérosols vers l'Arctique depuis l'Europe centrale. Les résultats, affichés Figure III.9, montrent un mode Aitken prononcé lorsque la masse d'air commence son déplacement vers l'Arctique, caractéristique de la pollution anthropique. Au cours du trajet, la concentration du mode Aitken diminue fortement, par coagulation, au profit du mode accumulation dont le diamètre moyen augmente légèrement. De plus, sous l'effet de la condensation, le diamètre moyen du mode Aitken augmente exponentiellement avec l'âge de la masse d'air. D'autre part, la concentration totale d'aérosols diminue au cours du temps sous l'effet de la coagulation et du lessivage. La forte diminution de la concentration traduit un lessivage des particules par précipitations. Enfin, les mesures de concentration du monoxyde de carbone CO, traceur des émissions anthropiques, diminuent et mettent donc en évidence la dilution des fumées et le mélange avec d'autres masses d'air au cours du transport (Quennehen et al., 2012). Des résultats similaires ont été trouvés en Alaska lors de la campagne ARCPAC (Aerosol, Radiation, and Cloud Processes affecting Arctic Climate) (Brock et al., 2011).

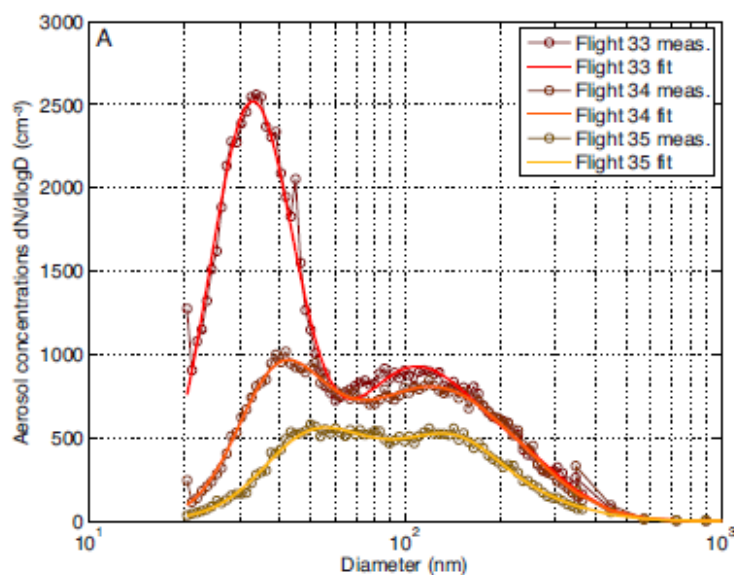


Figure III.9 : Distribution en taille des aérosols d'une masse d'air transportée vers l'Arctique. Ces mesures aéroportées ont été effectuées par un SMPS, au nord de la Scandinavie, dans le cadre du projet POLARCAT. Les vols 33, 34 et 35 correspondent respectivement aux PSD moyennées du 9, 10 et 11 Avril 2008, d'après Quennehen et al. (2012).

Les travaux d'Ancelet et al. (2014) ont montré que la distribution globale mesurée par le satellite CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) révèle deux régions possédant une forte rétrodiffusion en dessous de 2 km : l'Atlantique nord entre le Groenland et la Norvège, et la péninsule de Taïmyr en Russie. Le rapport de couleur (entre le coefficient de rétrodiffusion apparent à 532nm et 1064nm) mesuré par CALIOP, qui permet d'estimer la taille des aérosols (Oo et Holtz, 2011), augmente entre les régions sources et les observations au-dessus de 70°N. Ceci confirme, par les mesures satellites, le grossissement des particules lors du transport vers l'Arctique. Les publications de Harrigan et al. (2011) et Ancelet et al. (2014) proposent trois processus majoritaires caractérisant le transport vers l'Arctique : l'advection dans la basse atmosphère partant de l'Europe du Nord, l'élévation isentropique des panaches de pollution et de combustion de biomasse venant du nord de la Sibérie et de l'Asie de l'est, et le lessivage des aérosols par les masses d'air humides au-dessus de l'Atlantique nord.

II.3 Le phénomène de brume arctique

La transition entre une dominance du mode Aitken au mode accumulation se produit à l'automne. Lorsque du passage à l'hiver polaire, le rayonnement solaire diminue, réduisant ainsi les réactions photochimiques et les formations de nouvelles particules. L'absence de rayonnement solaire refroidit la surface et produit une atmosphère très stable, limitant les mouvements de turbulence, la formation de nuages et de précipitation et donc le lessivage (Shaw, 1995). Les concentrations en aérosols deviennent basses et très peu variables. Les seuls modes de croissance pendant l'hiver polaire sont la coalescence et la coagulation, favorisant les particules du mode accumulation au dépend du mode Aitken et faisant baisser la concentration en nombre. De plus, les sources d'aérosols provenant préférentiellement de l'Europe et de l'Asie pendant l'hiver (Tunved et al., 2012), les masses d'air polluées vont englober et stagner en Arctique. Le climat hivernal froid, sombre et stable aboutit donc, au printemps, à des concentrations élevées d'aérosols âgés appartenant au mode accumulation centré vers environ 200 nm. Ces particules possèdent une section efficace de diffusion élevée dans le domaine du visible, ce qui conduit à une forte réduction de la visibilité. Ce phénomène est appelé la brume arctique (Arctic haze).

Cette brume arctique est composée de différentes variétés de sulfates et de matière organique et, dans une moindre mesure, d'ammonium, de nitrate, de poussière et de BC. Elle est également relativement riche en métaux lourds dont certains sont utilisés comme traceurs de sources anthropiques. Les composés chimiques comme les sulfates (autres que les sels de mers), le potassium K^+ (traceur de la combustion de biomasse), le magnésium Mg^{2+} ou le calcium Ca^{2+} , qui sont des indicateurs des sources continentales de moyennes latitudes, montrent un maximum de concentration en hiver et au début du printemps mettant en évidence le transport longue distance vers l'Arctique (Quinn et al. 2007). L'origine anthropique de la brume arctique a été confirmée par de nombreuses études (par exemple : Otar et al., 1986, Rahn, 1989, Shaw, 1995, Polissar et al., 1998, 2001).

La région arctique est particulièrement sensible aux variations de flux radiatifs imposés par les aérosols à cause de la relativement faible quantité d'énergie lumineuse absorbée par surface. L'effet direct provoque un réchauffement de la troposphère par absorption équivalent à un flux radiatif additionnel estimé entre 2 et 3 $W.m^{-2}$ en moyenne annuelle. De plus, la lumière ainsi filtrée refroidit la surface équivalente à une réduction du flux radiatif moyen d'environ 1 $W.m^{-2}$. L'effet indirect résulte d'une augmentation de la concentration en CCN qui modifie les stratus et stratocumulus arctique en augmentant la concentration en nombre des gouttes et la durée de vie du nuage et en diminuant le diamètre moyen et le taux moyen de précipitation. Ceci a pour conséquence un refroidissement en été par augmentation du rayonnement réfléchi vers l'espace et un réchauffement par effet de serre pendant l'hiver polaire. La quantité relativement faible des aérosols en Arctique fait que le pourcentage d'aérosols activés est relativement élevé lors de la formation des nuages. Des modifications dans les propriétés des aérosols sont susceptibles d'avoir un impact important sur les propriétés microphysiques et optiques des nuages, mais reste malgré tout difficile à quantifier (Quinn et al. 2007).

Enfin, le BC, fortement présent pendant la période de brume arctique, se dépose et modifie le bilan radiatif de la surface (voir l'effet semi-direct au chapitre 2). L'absorption du rayonnement solaire incident augmente et l'albédo de surface est donc réduit. Hansen et Nazarenko (2004) ont estimé que la contamination de la neige par le BC mène, en Arctique, à un FR positif estimé à une moyenne de 0.3 W.m^{-2} . Ce FR est susceptible de contribuer à la rétroaction positive de la fonte de la glace.

III. Les nuages arctiques

Les nuages arctiques possèdent, comme les aérosols, des propriétés différentes suivant la saison et la position géographique. En effet, les variations en termes de stabilité de l'atmosphère, de type de surface, de température et d'humidité vont influencer le type de nuage présent dans l'atmosphère. De plus, de par les interactions entre les aérosols et les nuages (CCN, IN), les propriétés des nuages varient également en fonction de la provenance des masses d'air et des transformations pendant le transport que subissent les aérosols, que nous avons vus dans la section précédente. Ce phénomène explique l'impact des émissions anthropiques des latitudes tempérées sur les propriétés des nuages en Arctique. Ces dernières vont à leur tour influencer le bilan radiatif et alimenter des boucles de rétroaction. Si, sur la moyenne globale terrestre, les changements anthropiques sur les nuages engendrent un refroidissement de la surface par effet parasol, les conséquences, en Arctique, vont dans le sens d'un réchauffement (Wendish et al., 2012).

III.1 Généralités

L'atmosphère arctique se caractérise par des températures basses, comparée au reste du globe. Ceci implique une faible capacité des masses d'air arctique à contenir de la vapeur d'eau. Cette faible humidité conduit à la formation de nuages caractérisés par des contenus en eau, des rayons moyens des gouttes et des concentrations relativement bas, généralement respectivement inférieurs à 0.5 g.m^{-3} , $7 \mu\text{m}$ et 500 cm^{-3} (Curry et al., 1996). D'autre part, l'une des particularités de l'atmosphère arctique est la présence d'une couche d'inversion, souvent à relativement basse altitude et prononcée, avec une augmentation de température potentielle qui peut atteindre 30°C dans le cas de journées exceptionnelles. Par conséquent, la variabilité de la quantité totale de nuage sur le cycle annuel reste largement dominée par les nuages à basses altitudes. Cependant, ce type de nuage peut se retrouver sous différentes formes suivant les conditions météorologiques : nuages simple couche liquides, de glace, en phase

mixte ou encore multicouches, et de type préférentiellement stratus ou cirrus. De plus, la surface étant glacée ou enneigée durant la majeure partie de l'année, le rayonnement est préférentiellement réfléchi au lieu de réchauffer la surface. Ces conditions favorisent une atmosphère stable dans la troposphère qui limite les mouvements de convection et de turbulence et donc la formation de précipitations (Curry et al., 1996).

Il existe un important cycle annuel des propriétés des nuages dû aux variations saisonnières des conditions météorologiques. Lors de campagne SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) effectuée dans les régions des mers de Beaufort et Chuchki et de l'Océan Arctique, des mesures lidar (LIght Detection And Ranging) et radar (RAdio Detection And Ranging) ont montré un cycle annuel prononcé de l'occurrence des nuages. Ce paramètre correspond au pourcentage de temps pour lequel un nuage a été observé à la fois par le lidar et le radar. L'occurrence des nuages atteint son maximum pendant l'été et le début de l'automne (97 % en Septembre) et son minimum en hiver (63 % en Février) (Intrieri et al., 2002a).

III.1.a Variations saisonnières et géographiques

En été, la fonte de la banquise fait apparaître un sol absorbant le rayonnement solaire. L'albédo diminue et le sol se réchauffe, favorisant les mouvements convectifs. Les masses d'air relativement chaudes se chargent en humidité en passant au-dessus de l'Océan Arctique. Lorsqu'elles surplombent la terre ferme, ces masses d'air sont entraînées dans les mouvements convectifs et deviennent sursaturés par rapport à la vapeur par refroidissement adiabatique. Si elles passent au-dessus de la banquise, elles peuvent se refroidir par diffusion thermique avec une surface plus froide (Curry et al., 1996). Des nuages multicouches sont fréquemment observés en été dans la troposphère, avec, très souvent, une couche liquide fine et stratifiée située en dessous d'une couche en phase mixte au sommet du système nuageux (Curry et al., 1988, 1996, Intrieri et al., 2002a).

En hiver, les couches de cristaux de glace à faible concentration sont omniprésentes. En effet, les températures très basses qui y règnent favorisent la condensation de la vapeur d'eau sous forme de cristaux qui, selon leur croissance, se déposent lentement au sol. La surface glacée possède un albédo élevé, ce qui mène à une atmosphère très stable avec peu de mouvements verticaux, ce qui limite fortement la formation de nuages. L'humidité nécessaire à la formation d'hydrométéores est fournie par les fissures ou craquements de la banquise, qui recouvre la quasi-totalité de l'Arctique. En effet, lorsque les plaques de la banquise divergent ou bougent parallèlement l'une par rapport à l'autre, des craquements étroits et linéaires peuvent survenir et ainsi laisser l'océan à l'air libre. Cette eau relativement chaude est une source de chaleur et d'humidité pour l'atmosphère. Ces craquements sont donc généralement accompagnés par la formation de panaches ou de nuages composés de cristaux de glace (Curry et al., 1996).

Pendant les périodes de transition (printemps tardif et automne), les nuages en phase mixtes (MPC pour Mix Phase Clouds) sont prédominants. Dans les autres régions du globe, les MPC sont instables et la phase liquide ou glace finit rapidement par dominer, mais la particularité

du climat arctique fait que les MPC sont persistants et peuvent perdurer jusqu'à plusieurs jours (Morrison et al, 2012). La physique des MPC en Arctique est détaillée dans la section III.2.

Les mécanismes de formation des nuages arctiques varient également en fonction de la région et des caractéristiques de la surface sous-jacente. Ainsi, au-dessus de l'Alaska par exemple, l'élévation des masses d'air due à la topographie du sol est désignée comme un mécanisme important de formation des nuages. Ceux-ci se présenteront donc préférentiellement sous forme de stratus, excepté durant les journées les plus chaudes de l'été où la convection peut se déclencher. Au-dessus de l'océan arctique, la formation des nuages de moyennes et hautes altitudes est plutôt associée à des systèmes frontaux. Les nuages de basses altitudes sont assez indépendants de la situation synoptique et sont le résultat d'une modification des masses d'air chaudes et humides qui sont advectées vers l'Arctique et ainsi se refroidissent (Curry et al., 1996).

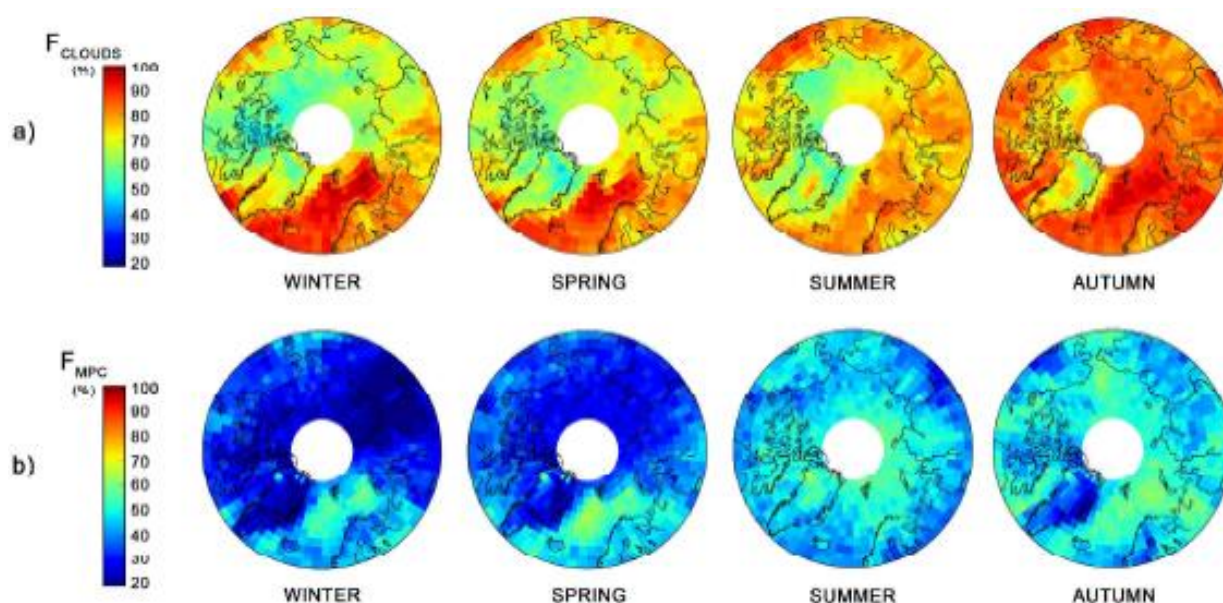


Figure III.10 : Occurrences saisonnières et géographiques en Arctique, mesurées par CALIPSO-CloudSat, de (a) tout type de nuages F_{cloud} et (b) des MPC F_{MPC} dans les cas de présence de nuages, d'après Mioche et al. (2015).

La figure III.10 présente les variations saisonnières et géographiques de la couverture nuageuse F_{cloud} et de l'occurrence des MPC F_{MPC} dans les cas de présence de nuages. Ces observations, issues de mesures des satellites CALIPSO et CloudSat avec l'algorithme DARDAR (synergie raDAR-liDAR, voir Delanoë et Hogan, 2008, 2010), montrent que la couverture nuageuse est plus importante dans la mer de Groenland et la mer de Barents que dans les autres régions de l'Arctique. La fraction de nuage en phase mixte est plus importante

en été et en automne (environ 50 % des nuages) qu'en hiver et au printemps (environ 35 %). Cependant, sa distribution est hétérogène et dépend du type de surface : le minimum étant situé au Groenland et le maximum au nord de l'Océan Atlantique. En effet, cette partie de l'Arctique étant rarement sous la banquise, elle fournit ainsi à la région une source d'humidité toute l'année. Ainsi, la région du Svalbard possède une F_{MPC} aux environs de 50 % toute l'année. De plus, la fraction de MPC étant à des altitudes basses est plus importante au Svalbard que la moyenne sur toute la région Arctique. Cette région de l'Arctique constitue donc une base privilégiée afin d'étudier ce type de nuage (Mioche et al., 2015). Shupe et al. (2006) ont également montré qu'environ 60 % des nuages arctiques sont composés de phase mixte.

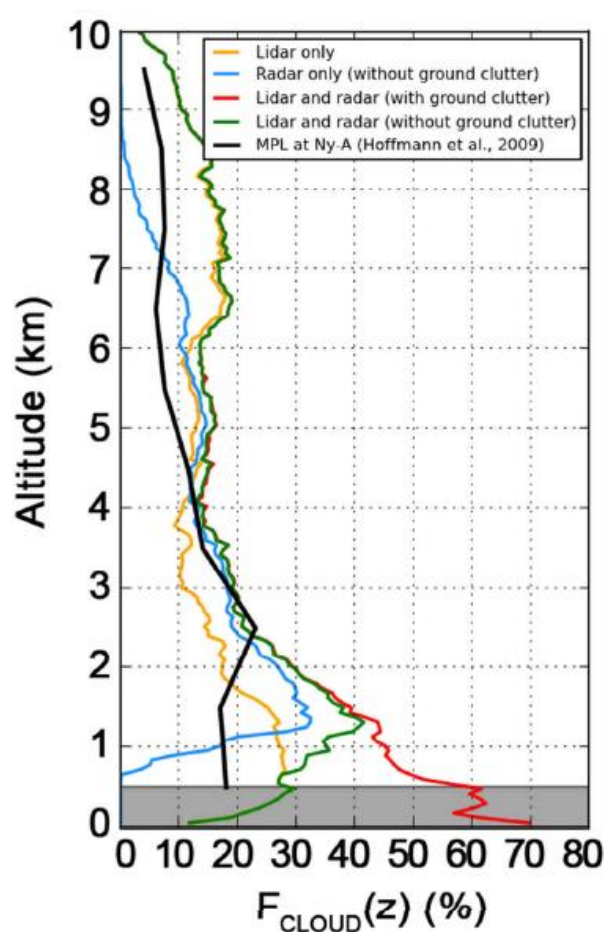


Figure III.11 : Profil vertical de l'occurrence de nuages F_{cloud} en %, mesuré à la station de Ny-Alesund pendant les mois de Mars et Avril 2007, d'après la publication de Mioche et al. (2015). La courbe tracée en noir correspond aux observations lidar au sol à une résolution de 1 km, d'après Hoffmann et al. (2009). Les courbes jaune et bleue correspondent respectivement aux données lidar du satellite CALIPSO et radar du satellite CloudSat. Les courbes rouge et verte proviennent des données de l'algorithme DARDAR, respectivement avec et sans prendre en compte les corrections des effets de sol. Les données satellite sont tracées avec une résolution de 60 m.

La figure III.11 présente la structure verticale des nuages, selon différentes méthodes de mesure, en termes d'occurrence des différents types de nuages arctiques au printemps. Des mesures lidar au sol, des mesures radar et lidar des satellites météorologiques de l'A-Train et les résultats de l'algorithme DARDAR sont représentés. D'une part, les résultats montrent une différence importante entre les méthodes de mesure. En ajoutant le fait que le radar est aveugle en dessous de 500 m à cause des échos de sol, les mesures par satellites ne semblent pas être adaptées à la restitution des propriétés des nuages à basses altitudes. D'autre part, l'occurrence maximale pour les nuages est située en dessous de 2 km, ce qui confirme que les nuages en Arctique se forment très préférentiellement dans la basse atmosphère. Les travaux de Blanchard et al. (2014) montrent des résultats similaires lors de mesures colocalisées à la station Eureka, au nord du Canada. Les nuages de basses altitudes, très souvent en phase mixte pendant le printemps, sont donc une cible privilégiée pour les mesures in situ car il est important de mieux caractériser les MPC de couche limite.

III.1.b Effets radiatifs des nuages arctiques

Le forçage des nuages (CF pour Cloud Forcing) caractérise l'effet global des nuages sur le système Terre. Il correspond à la variation du flux d'énergie circulant dans l'atmosphère lors de présence de nuage et est défini selon la relation suivante (Intrieri et al., 2002b) :

$$CF = \langle F \rangle - \langle F_{clear} \rangle \quad (\text{Équation III.1})$$

où les crochets signifient qu'une moyenne a été appliquée, F est le flux en présence de nuage et F_{clear} est le flux si les nuages avaient été retirés de la colonne atmosphérique. F et F_{clear} sont des flux radiatifs ou turbulents (flux de chaleur latente et sensible). On s'intéressera ici au CF qui atteint la surface terrestre : le SCF (Surface Cloud Forcing).

La figure III.12 montre les trois composantes (solaire SW, infrarouge LW et turbulent) du SCF mesurées lors de la campagne SHEBA. Des valeurs positives du SCF correspondent à un forçage positif donc un réchauffement de la surface et des valeurs négatives un refroidissement. Le flux turbulent montre peu de variations au cours de l'année et une moyenne négative relativement faible autour de -5 W/m^2 . La partie LW du SCF comprend notamment l'émission thermique des nuages. Elle est positive toute au long de l'année avec des valeurs plus faibles en hiver ($\sim 20 \text{ W/m}^2$) qu'en été ($\sim 40 \text{ W/m}^2$). Ceci est dû au fait que les températures moyennes, et donc les émissions thermiques, des nuages et de la surface sont plus importantes en été. La partie SW du SCF, qui correspond aux réflexions du rayonnement solaire par les nuages, montre un cycle particulier aux régions polaires. En effet, en l'absence d'ensoleillement, le SW SCF est nul durant tout l'hiver polaire. Pendant, le printemps et l'automne, ses valeurs restent faibles ($\sim -10 \text{ W/m}^2$) à cause de l'albédo élevé de la surface glacée et de la faible inclinaison du soleil. En été, les valeurs deviennent franchement négatives ($\sim -40 \text{ W/m}^2$) et peuvent contrebalancer la partie LW (Intrieri et al., 2002b).

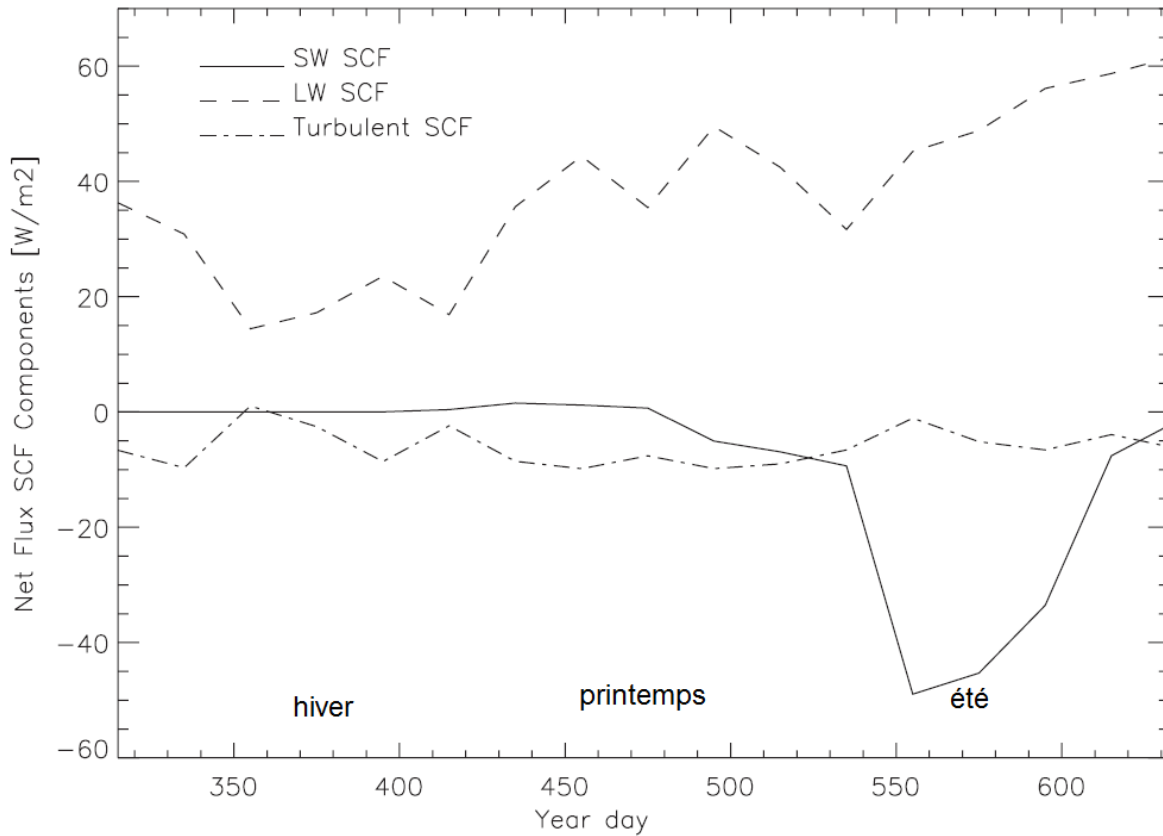


Figure III.12 : Variations temporelles des composants du SCF que sont le solaire (SW), infrarouge (LW) et turbulent, en $W \cdot m^{-2}$, lors de la campagne SHEBA, d'après Intrieri et al. (2002b).

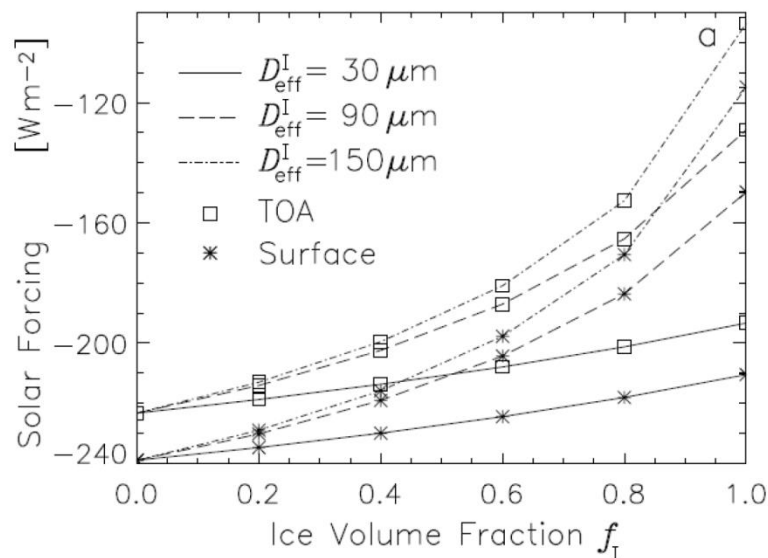


Figure III.13 : Effet radiatif des nuages dans le domaine solaire calculé au le sommet de l'atmosphère (TOA) et la surface, en fonction de la fraction de glace en volume f_I et pour trois valeurs de diamètre effectif des cristaux D_{eff}^I , d'après Wendish et al. (2012). Le TWP (Total Water Path = IWP + LWP) a été maintenue constant à $100 g \cdot m^{-2}$.

Au total, le SCF est négatif uniquement pendant une partie de l'été. Le reste de l'année est largement dominé par la partie LW : les nuages contribuent au réchauffement de l'Arctique et sont donc l'une des raisons de l'amplification arctique.

La figure III.13 montre l'effet radiatif des nuages dans le domaine du solaire en fonction de la fraction de glace en volume f_I et du diamètre effectif des cristaux D_{eff}^I . On observe une augmentation de l'effet radiatif avec f_I et D_{eff}^I . Cette étude met en évidence la dépendance des propriétés radiatives aux propriétés microphysiques et en particulier du rôle de la fraction de glace dans les MPC. Ainsi, les modifications dans les propriétés des nuages induites par l'effet indirect des aérosols aura des répercussions sur l'effet radiatif des nuages arctiques. En l'occurrence, Wendish et al. (2012) estime que l'apport d'aérosols anthropiques participe au réchauffement arctique à travers l'effet indirect sur les nuages à basses altitudes.

III.2 Les nuages arctiques en phase mixte (MPC)

III.2.a Description générale

Les MPC sont des nuages composés d'un mélange de gouttelettes d'eau liquide surfondues et de cristaux de glace. Cependant, la définition d'un MPC reste une question ouverte suivant si on considère le rapport entre les masses d'eau liquide surfondue et d'eau glacée ou la signature optique correspondante. De plus l'échelle spatiale à laquelle on se place vient compliquer la notion de MPC. En effet, Korolev et Isaac (2006) suggère que différentes poches de glace, liquide ou phase mixte coexistent. La façon dont ses poches sont distribués à l'intérieur du système nuageux et quelle est l'échelle horizontale caractéristique de l'inhomogénéité de la phase, restent des verrous scientifiques.

La figure III.14 montre le profil vertical de l'occurrence des MPC arctiques selon la saison mesuré par CALIPSO et CloudSat. Quel que soit la période de l'année, le profil montre un pic entre 500 mètres et un kilomètre qui prouve la probabilité importante d'observer un MPC à basse altitude. Ceci est dû à la couche d'inversion qui se situe globalement entre 1000 et 1500 mètres. Ces mesures satellites confirment la particularité en été de formation de MPC à des altitudes plus élevées que les autres saisons, ainsi qu'une occurrence des MPC à basses altitudes plus importante pendant le printemps et l'automne (~ 20%) que pendant l'été et l'hiver (~ 15%).

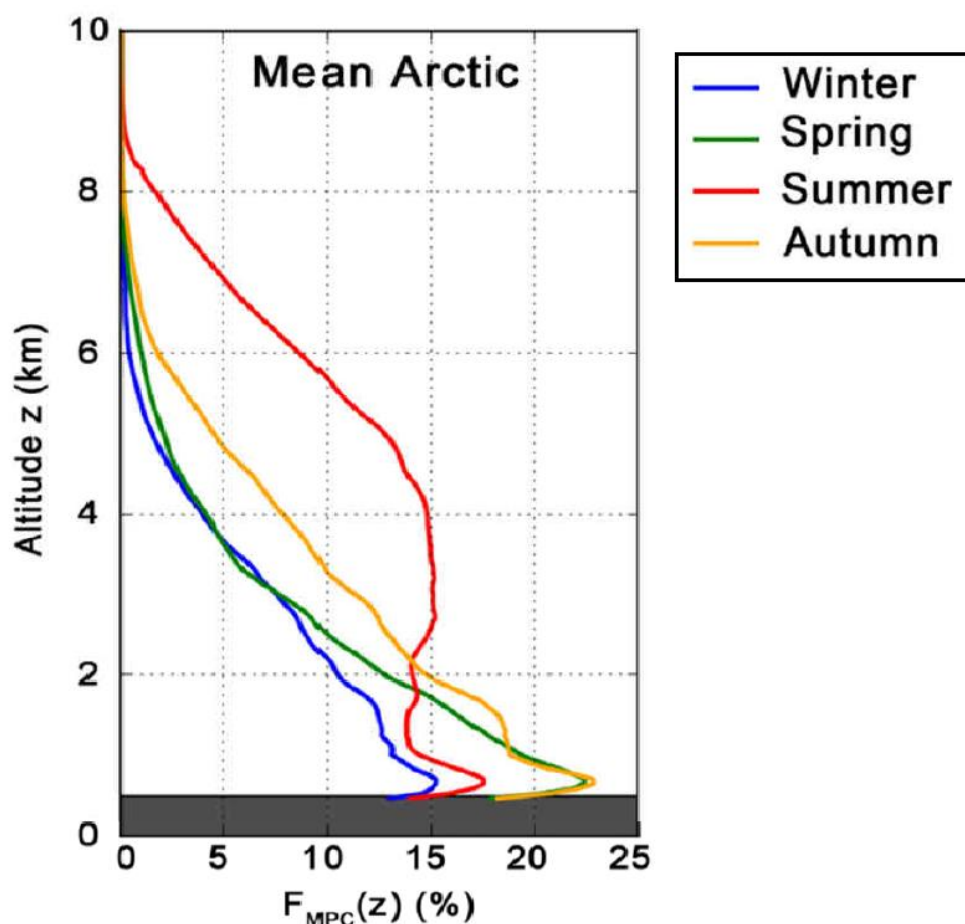


Figure III.14 : Profil vertical de l'occurrence des nuages en phase mixte $F_{MPC}(z)$ en %, mesuré par le tandem CALIPSO-CloudSat et moyenné par saison pour la région arctique, d'après Mioche et al. (2015). Les mesures en dessous de 500 m ne sont considérées comme fiables à cause de la contamination du signal par la surface.

Les mesures in situ nous permettent également de mettre en évidence la structure particulière des MPC. La figure III.15 présente les profils verticaux moyens des propriétés de l'eau liquide et de la glace mesurés lors de différentes campagnes de mesure en Arctique (ASTAR, POLARCAT et SORPIC). L'axe des ordonnées représente l'altitude normalisée. Une valeur de 1 correspond au sommet du nuage et la valeur 0 à la base de la couche liquide. Ces mesures montrent clairement que la partie liquide se situe dans tous les cas dans la partie supérieure du MPC. De plus, dans cette partie supérieure ($0 < z < 1$), la concentration en gouttes est comprise entre 50 et 300 cm^{-3} et le LWC entre 0.1 et 0.3 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. En comparaison, dans cette même couche, la concentration en cristaux est comprise entre 1 et 7 L^{-1} et l'IWC entre 0 et 0.075 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Ceci met en évidence la dominance de la phase liquide dans cette couche. A l'inverse, pour $z < 0$, l'eau liquide y est quasiment absente alors que la quantité de cristaux n'est pas très éloignée de celle de la couche supérieure. La partie inférieure est donc à dominance glace. Ainsi, suivant la position dans le nuage, la phase montre majoritairement

une dominance liquide ou glace avec très peu de zones où les deux phases sont également réparties.

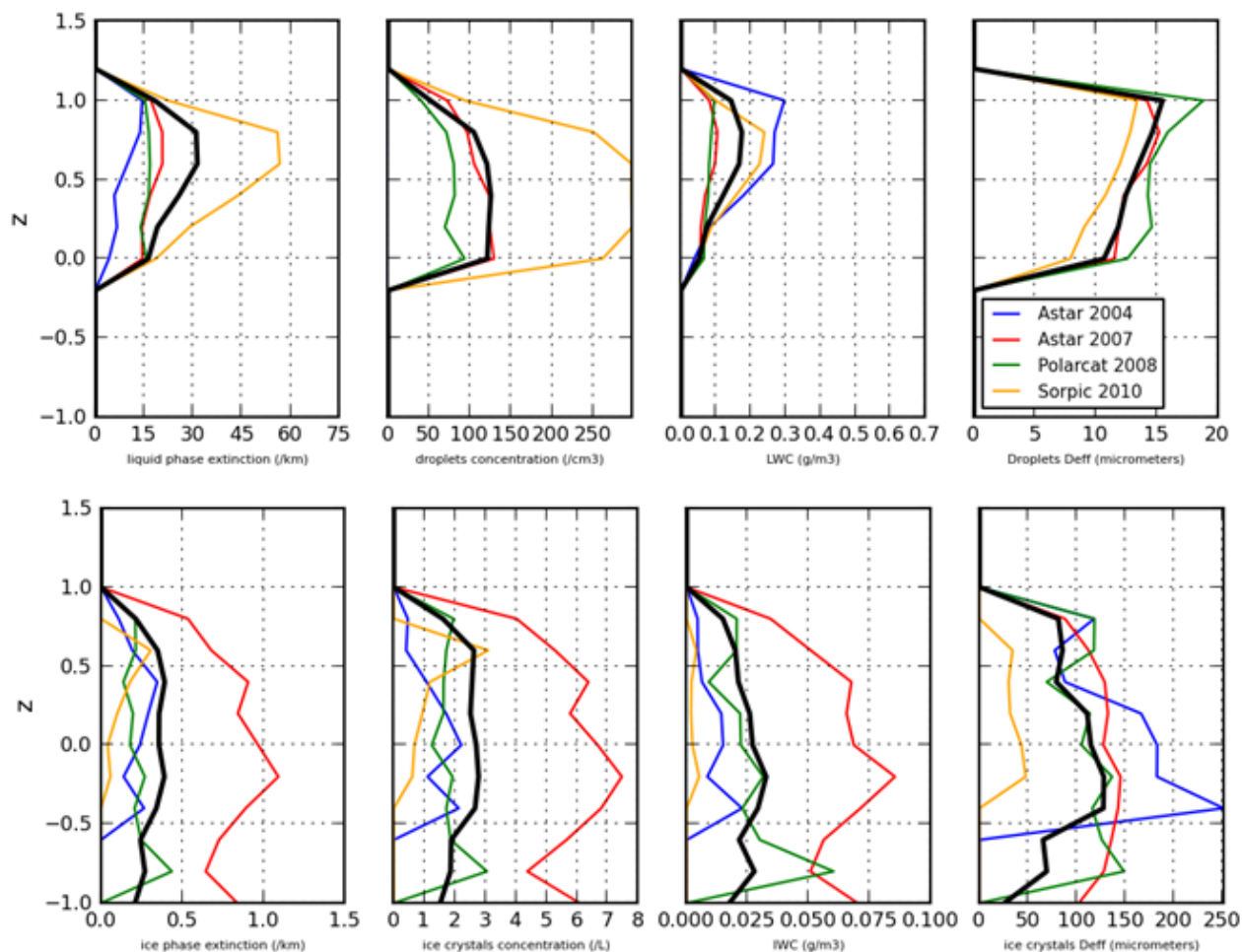


Figure III.15 : Profils verticaux moyens des propriétés de l'eau liquide (haut) et de la glace (bas) mesurés lors des campagnes de mesure arctique ASTAR, POLARCAT et SORPIC, d'après Mioche et al. (2016). L'ordonnée z représente l'altitude normalisée.

III.2.b Dynamique des MPC arctiques

Aux latitudes tempérées, les MPC sont souvent associés à une convection profonde ou à des nuages de type altocumulus ou altostratus, donc à une altitude élevée. D'autre part, ce mélange d'eau liquide et de glace est microphysiquement instable et les MPC ont donc généralement une durée de vie relativement courte. En effet, lorsque les deux états coexistent à des températures inférieures à la température de condensation, la glace ayant une pression de vapeur saturante plus basse que l'eau liquide, les gouttes d'eau s'évaporent et relâchent donc leur vapeur d'eau dans l'atmosphère, permettant ainsi aux cristaux de grossir par dépôt de vapeur (Korolev et Field, 2008). Cette croissance des cristaux aux dépens de l'eau liquide

renvoie à la notion de l'effet Wegener-Bergeron-Findeisen (Bergeron, 1935) et cette instabilité peut transformer les MPC en nuage de glace dans un délai de quelques heures. Les cristaux précipitent assez rapidement si leur croissance dure.

En Arctique, cependant, les MPC sont très souvent à basse altitude et peuvent avoir une durée de vie relativement longue. L'effet Wegener-Bergeron-Findeisen n'apparaît donc pas suffisamment efficace et rapide pour provoquer une glaciation massive de la couche nuageuse (Korolev, 2007). Au contraire, les pertes liées aux précipitations des cristaux de glace restent inférieures à l'apport de vapeur d'eau condensée, ce qui est probablement lié à un rapport subtil entre les efficacités respectives des noyaux de condensation et de congélation.

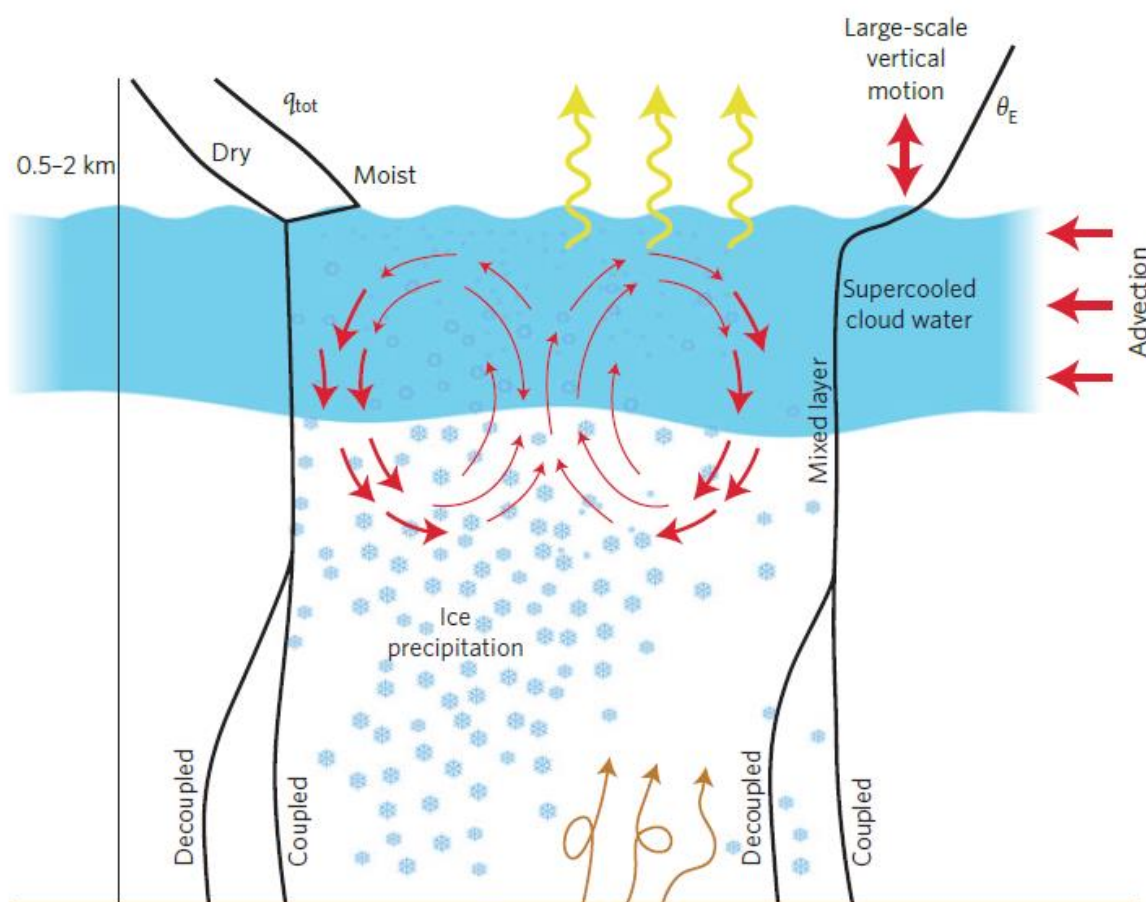


Figure III.16 : Modèle conceptuel d'un nuage arctique en phase mixte, d'après Morrison et al., (2012).

La figure III.16 présente le schéma d'un MPC en Arctique. Tout d'abord, les profils thermodynamiques verticaux montrent une couche d'inversion d'humidité qui coïncide avec la courbe d'inversion en température (Tjernström, 2004). Par exemple, Sedlar et al. (2011) ont trouvé que des couches d'inversions d'humidité apparaissent entre 75 et 80 % du temps en présence de MPC à basse altitude pendant l'été. L'inversion en température bloque tout

mouvement convectif et forme donc le sommet du nuage et l'inversion en humidité est source de vapeur d'eau. Le MPC est dit découplé à la surface lorsque le gradient vertical de la température potentielle est positif, ceci signifie que l'atmosphère est stable et qu'il n'y a donc pas d'échange entre la surface et le nuage. Dans le cas contraire, la surface peut constituer une source de vapeur d'eau pour le MPC (Sotiropoulou et al., 2014). Le MPC est composé d'une partie supérieure principalement liquide constituée de gouttelettes d'eau surfondues et, en dessous, d'une couche mixte où coexistent les deux phases (Verlinde et al., 2007, Gayet et al., 2009). La couche mixte est le lieu de formation et de croissance des cristaux, des précipitations de glace sont donc fréquemment observées en dessous (De Boer et al., 2009). Le sommet des MPC arctique se situe généralement entre 500 mètres et 2 km, excepté en été (figure III.14).

Lorsqu'un MPC se forme, la partie liquide supérieure absorbe ou réfléchit le rayonnement solaire, ce qui provoque un refroidissement de la couche mixte et donc favorise la condensation. Ceci génère des flux turbulents ainsi que des mouvements d'air à l'échelle locale qui sont primordiaux pour maintenir la quantité d'eau liquide (Morrison et al., 2011). Dans le cadre de la campagne MPACE (Mixed-Phase Arctic Cloud Experiments), les travaux de Verlinde et al. (2007) ont ainsi montré que les valeurs de la vitesse verticale sont corrélées au LWC dans les couches liquides et mixtes. Dans les courants ascendants, l'humidité relative augmente par refroidissement et détente de l'air. Cette masse d'air peut alors devenir saturée par rapport à l'eau liquide, menant ainsi à la formation et la croissance simultanée des gouttes et des cristaux. Les chaleurs latentes ainsi dégagées contribuent au maintien de ces flux turbulents. Dans les courants descendants, l'air est relativement sec mais accompagné par des gouttelettes d'eau qui vont contribuer à la croissance des cristaux par effet Bergeron (si $R_h < 100\%$ et $R_{hi} > 100\%$) ou par collection. De plus, l'émission infrarouge du nuage réchauffe la surface et augmente donc la possibilité de créer une atmosphère instable. Dans ce cas, le nuage est couplé à la surface, les mouvements convectifs viennent s'ajouter à la turbulence et apportent de l'humidité supplémentaire, surtout au-dessus d'une surface liquide. Si le nuage est découplé de la surface, le nuage peut perdurer sans les sources d'humidité de la surface car les flux turbulents apportent de l'humidité provenant de la couche d'inversion. On obtient ainsi un système nuageux qui s'autoalimente en humidité et qui se révèle être relativement insensible aux changements de sources d'humidité (Solomon et al., 2011, 2014). La précipitation de la neige formée dans la couche mixte constitue le principal puits d'humidité d'un MPC (Solomon et al., 2011). Cependant, c'est seulement lorsque l'air en dessous et au-dessus du nuage devient sec que les MPC commencent à se décomposer.

En plus de ces phénomènes locaux à échelle de temps rapide s'ajoutent les mouvements des masses d'air à grande distance et échelle de temps lente qui ont aussi une influence sur l'évolution des paramètres caractérisant un MPC arctique. L'advection horizontale est très souvent un puits d'humidité pour les MPC en apportant dans la zone nuageuse une masse d'air sec (Sedlar and Tjernström, 2009). De même, les mouvements verticaux à grande échelle, ou subsidence, sont connus pour influencer les quantités de chaleur et d'humidité par transport des masses d'air (Morrison et al., 2012). Si l'advection et la subsidence sont bien

connues pour avoir un impact, celui-ci reste très difficile à quantifier notamment à cause du fait qu'il dépend de la nature des masses d'air transportées et de la météorologie générale.

III.2.d Interactions aérosols-MPC en Arctique

Les différents effets de l'interaction aérosol-nuage que nous avons vus dans un cadre général à la section III de ce chapitre sont valables en Arctique. Lors de la campagne ISDAC (Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign), des mesures physico-chimiques des aérosols et des nuages ont été effectuées (figure III.18). Lors de la formation d'un nuage, la distribution totale des aérosols se compose de deux parties : les CCN qui sont préférentiellement représentés par les aérosols de plus grande taille et les interstitiels qui n'ont pas été activés. La composition chimique des aérosols montre très peu de différences entre les aérosols en dessous du nuage et les aérosols interstitiels. Ceci signifie que la chimie de l'aérosol ne détermine pas la capacité d'un aérosol à agir en tant que CCN pour le cas de cette campagne. En d'autres termes, l'effet de Raoult est négligeable dans l'équation de Köhler (équation II.5).

A l'inverse, les propriétés physiques des aérosols montrent que les interstitiels ont une distribution en taille décalée vers les petites particules comparée à celle des CCN. La taille semble être le facteur primordial pour expliquer les différences dans l'activité de CCN en Arctique : l'effet de Kelvin est dominant. Après d'éventuelles précipitations, la distribution d'aérosol se retrouve donc avec un mode plus faible, les grosses particules activées ayant été lessivées (Mc Farquhar et al., 2011).

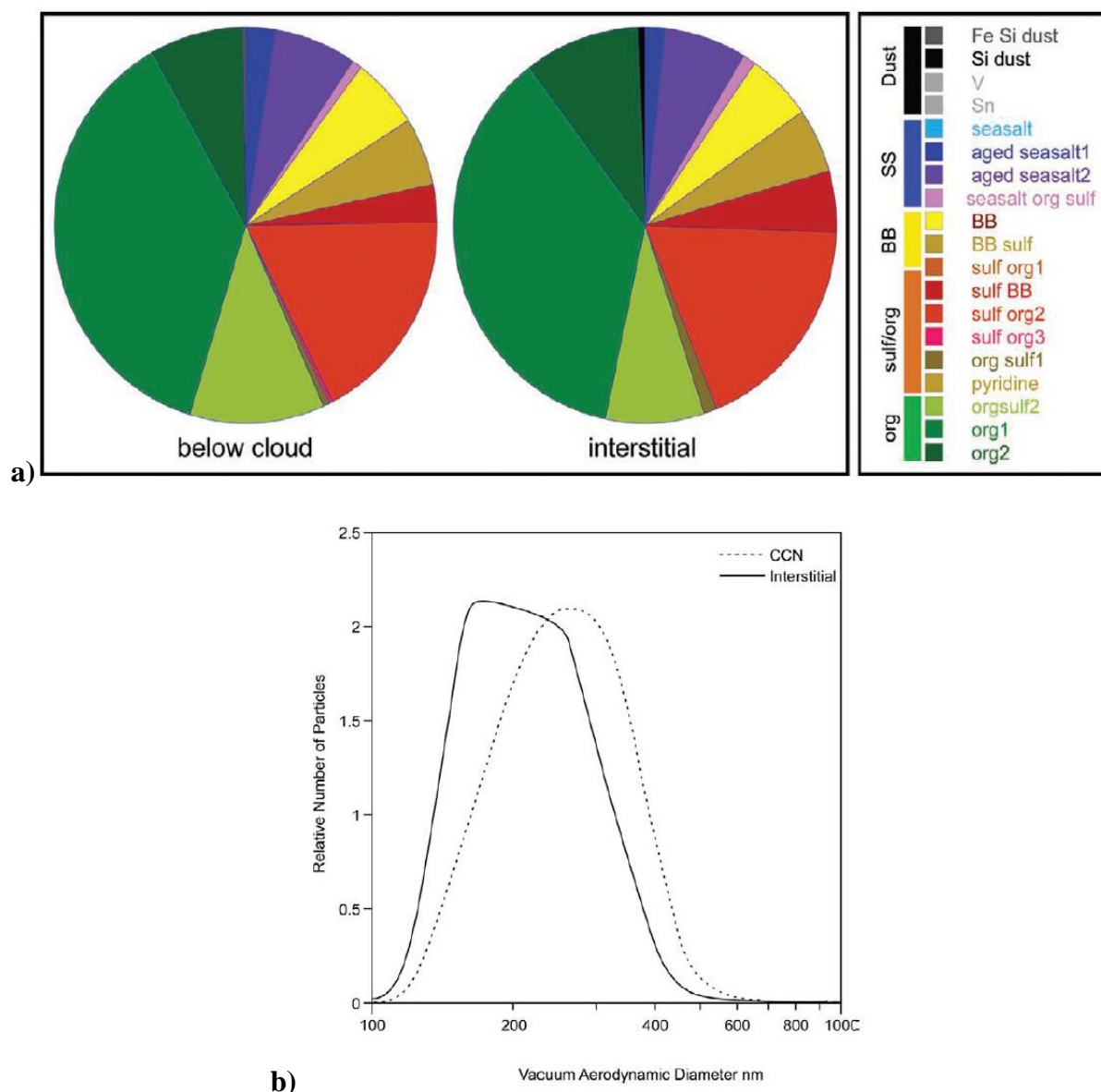


Figure III.18 : (a) Composition chimique des aérosols interstitiels et des aérosols en dessous du nuage, et (b) distribution en taille des CCN et des aérosols interstitiels, pour le vol du 26 Avril 2008 de la campagne ISDAC, d'après Mc Farquhar et al. (2011).

La caractérisation de l'interaction aérosol-nuage peut également être envisagée à partir de mesures des propriétés optiques des aérosols. La figure III.19 montre les relations entre le coefficient de diffusion des aérosols σ_{sp} mesuré par un néphélomètre avec le rayon effectif r_e et la concentration N des gouttes pour les MPC à basse altitude de type stratus à Barrow, Alaska. Les particules du mode accumulation sont les plus enclines à servir de CCN et possèdent une section efficace de diffusion élevée comparée aux autres modes (Garrett et al., 2004). On peut donc raisonnablement faire l'hypothèse que σ_{sp} est proportionnel à la concentration de CCN. Comme le rayon effectif dépend du LWP, les mesures ont été séparées selon des valeurs de LWP élevées, supérieures à 100 g.cm^{-2} , et faibles, inférieures à 100 g.cm^{-2} . Les modifications induites par une variation de la quantité atmosphérique d'aérosols est

quantifié par l'effet indirect IE (Indirect Effect) et l'efficacité de nucléation NE (Nucleation Efficiency) qui sont définis comme les dérivées partielles logarithmiques respectivement du rayon effectif et de la concentration, en fonction du coefficient d'extinction (Garrett et al., 2004) :

$$IE = \frac{\partial \ln(r_e)}{\partial \ln(\sigma_{sp})} \quad (\text{Équation III.2})$$

$$NE = \frac{\partial \ln(N)}{\partial \ln(\sigma_{sp})} \quad (\text{Équation III.3})$$

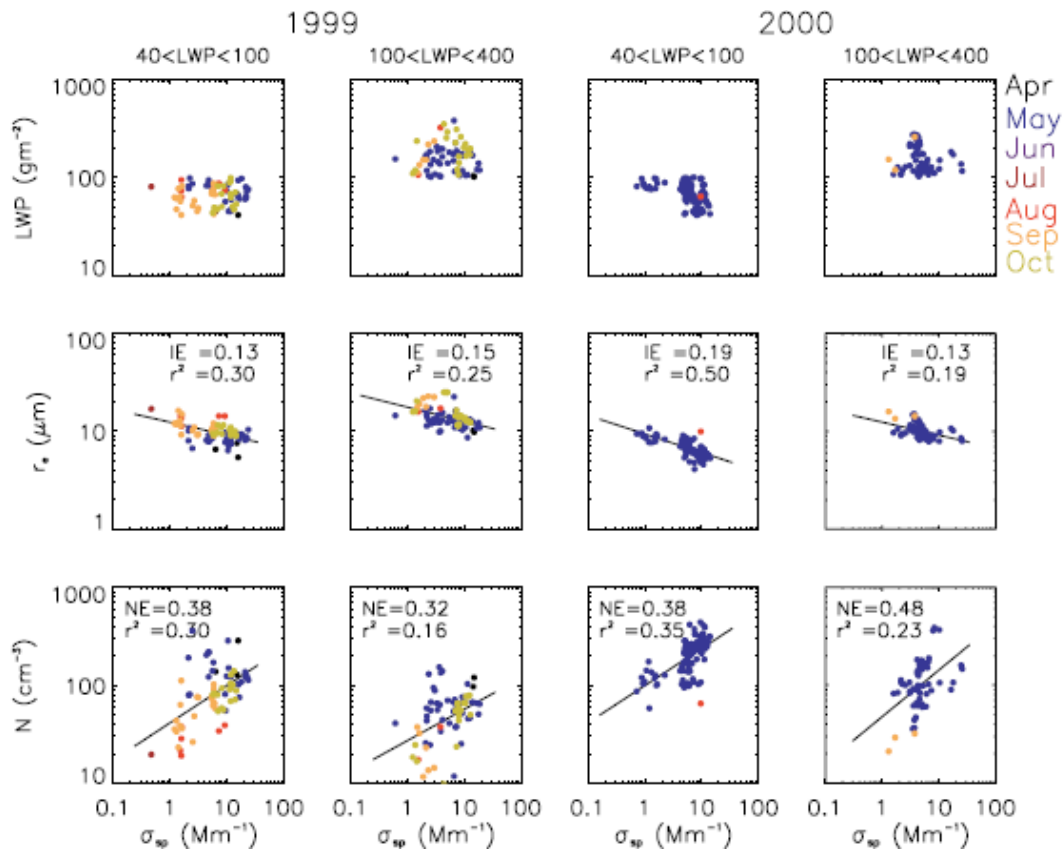


Figure III.19 : LWP, r_e et N en fonction du coefficient de diffusion σ_{sp} et du mois de l'année pour 1999 et 2000, d'après Garrett et al. (2004). Les mesures ont été effectuées en présence de MPC à basses altitudes à Barrow en Alaska et sont séparées selon les valeurs du LWP (supérieur et inférieur à 100 g.cm⁻²). Les valeurs du coefficient de corrélation r², de l'effet indirect IE et de l'efficacité de nucléation NE sont indiquées.

Malgré un coefficient de corrélation relativement faible, les mesures montrent la même tendance en accord avec l'effet indirect (défini au chapitre 2) : Le rayon diminue et la concentration augmente lorsque le coefficient de diffusion augmente, c'est-à-dire lorsque la concentration en CCN augmente. Les effets indirects des aérosols sont donc clairement mis en évidence en Arctique dans cette étude. De plus, les valeurs du facteur IE sont comprises entre

0.13 et 0.19 et le NE entre 0.3 et 0.5. La concentration et le rayon des gouttes sont affectés dans les mêmes proportions par une augmentation de la concentration en CCN (Garrett et al., 2004). En comparaison, les mesures de Feingold et al. (2003) de stratocumulus non précipitants avec des vitesses verticales d'au moins 0.1 m s^{-1} à des latitudes plus basses ont montré des valeurs de IE plus faibles comprises entre 0.02 et 0.16 avec une moyenne à 0.10. Typiquement, ces nuages à basses latitudes ont des vitesses verticales plus élevées qu'en Arctique. Or, théoriquement, des vitesses verticales plus élevées dans les stratocumulus conduisent à une sursaturation et une activation des gouttes plus élevées, donc à des valeurs d'IE plus élevées. Le fait que les MPC arctiques à basses altitudes possèdent des valeurs d'IE plus élevées va à l'encontre de cet effet de la vitesse verticale et montre bien que les MPC arctiques sont particulièrement sensibles aux variations des quantités d'aérosols atmosphériques (Feingold et al. 2003).

Une comparaison de la concentration en aérosols avec la concentration en gouttes, lors de la campagne ISDAC, montre des conclusions similaires (McFarquhar et al., 2011). Cependant, une diminution du rayon effectif des nuages à dominance liquide avec l'augmentation de la concentration d'aérosols n'a pas été observée pour cette campagne, principalement à cause des variations de l'étendue et de l'épaisseur du nuage en fonction de la concentration en CCN, qui permet d'absorber le surplus de CCN sans en affecter le rayon des gouttes (Earle et al., 2011). Lors de la campagne ARCPAC (Aerosol, Radiation, and Cloud Processes affecting Arctic Climate), Lance et al. (2011) ont observé des distributions en taille des gouttes plus étroites et des concentrations en glace plus faibles pour les cas pollués. On s'attend donc à un impact des émissions anthropiques d'aérosols plus important en Arctique. Cette région constitue dès lors un lieu privilégié pour observer les conséquences d'une augmentation anthropique des quantités d'aérosols sur les nuages et le climat.

La quantité d'IN présents dans un MPC joue également un rôle. Ses effets sont moins bien connus que ceux des CCN, la principale raison étant que les concentrations en IN sont environ un million de fois plus petites que celles des CCN. En effet, les concentrations en CCN varient à travers le globe entre 10 et 1000 cm^{-3} alors qu'elles sont comprises entre 10^{-5} et 0.1 cm^{-3} pour les IN (DeMott et al., 2010). En Arctique, la concentration en IN est généralement comprise entre 10^{-3} et 10^{-2} cm^{-3} (Mc Farquhar et al., 2011). Cependant, la concentration d'IN et donc de cristaux de glace est critique pour les MPC car elle conditionne l'effet Bergeron et la durée de vie de ce type de nuage. Si aux températures existant en Arctique, la nucléation hétérogène, nécessitant des aérosols agissant comme IN, est plus probable de se produire, aucune relation directe n'a pu être établie entre les cristaux de glace et la concentration en aérosols (Gultepe et al., 2001).

Dans le cas des MPC en Arctique, les phases liquide et glace sont continuellement en interaction, les concentrations en cristaux de glace sont corrélées à la présence de gouttes précipitantes. En effet, ces dernières tombent par gravitation dans la couche mixte du MPC et apportent l'humidité nécessaire pour la croissance des cristaux. Les particules de glace ne se développent donc qu'une fois la couche d'eau liquide formée. D'autre part, le maintien de gouttes surfondues dépend des précipitations de glace qui représentent le principal puits

d'humidité des MPC. Une augmentation des concentrations en IN peut entraîner un retard des précipitations de glace et donc augmente la durée de vie des MPC (Morrison et al, 2012).

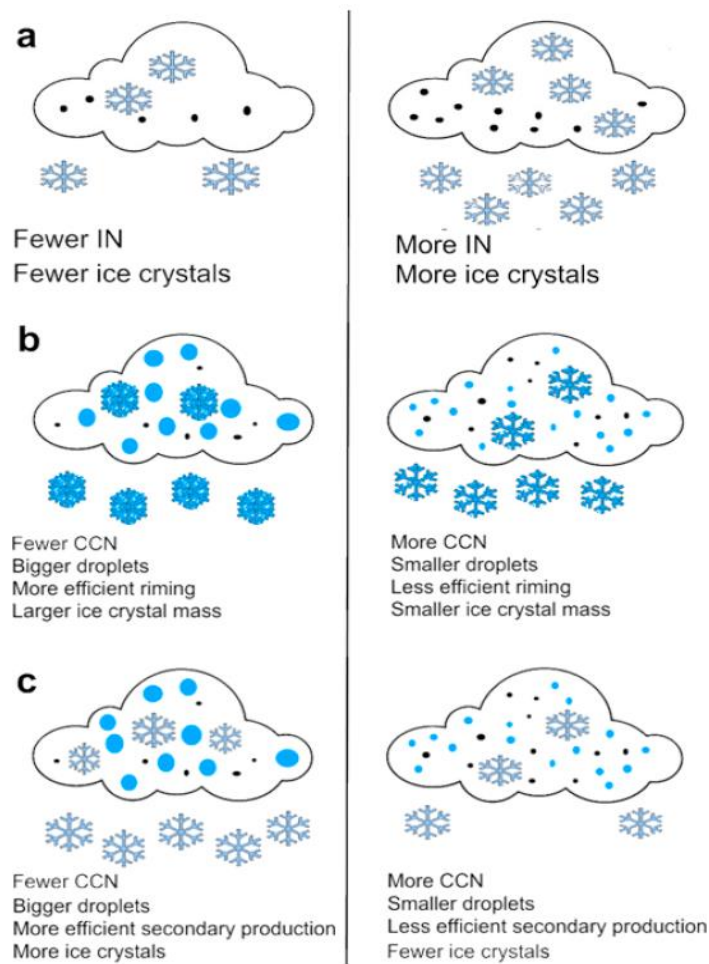


Figure III.20 : Schéma de (a) l'effet indirect de glaciation, (b) effet indirect de givrage et (c) effet indirect thermodynamique, d'après Jackson et al. (2012). Les cercles bleus, les points noirs et les flocons de neige représentent respectivement les gouttes, les CCN ou IN et les cristaux de glace.

En plus des différents effets des aérosols sur les propriétés nuageuses présentés au chapitre 2, plusieurs effets indirects particuliers au MPC ou à l'Arctique ont été avancés. Ceux-ci sont schématisés sur la figure III.20 et détaillés dans la publication de Lohmann et Feichter (2005).

Les aérosols anthropiques, tels que le BC ou les aérosols sulfatés, peuvent servir de noyau glacogène et ainsi modifier les propriétés des nuages de glace et en phase mixte. Une augmentation de la concentration atmosphérique des aérosols pourrait donc entraîner une augmentation du contenu en glace des nuages aux dépens du contenu en eau liquide. La formation de précipitation étant plus efficace via la phase glace que la phase liquide, il en

résulterait donc une diminution de la couverture nuageuse et de la durée de vie des nuages. Ceci constitue l'effet indirect de glaciation et engendrerait un forçage radiatif positif à l'échelle mondiale par diminution de l'effet parasol, mais plutôt négatif en Arctique par diminution de l'effet de serre des nuages. La quantification de cet effet reste délicate, mais, à l'échelle mondiale, il pourrait compenser une partie de l'effet parasol (Lohmann, 2002a, 2002b).

L'effet indirect de givrage consiste en une diminution de l'efficacité du processus de givrage due à une diminution de la taille des gouttes d'eau surfondues. Une augmentation de la concentration en CCN pourrait donc diminuer le nombre de particules givrées, la masse des cristaux de glace et l'IWC (Borys et al., 2003).

Une réduction de la taille des gouttes d'eau surfondues causée par une augmentation de la quantité de CCN peut également engendrer une diminution de la concentration en nombre des cristaux de glace en réduisant le nombre de gouttes assez larges pour initier une production secondaire de cristaux de glace. Les mécanismes de cette production secondaire comprennent la nucléation par contact avec une goutte de bruine (i.e. une taille entre environ 0.2 et 0.5 mm), le brisement de particules gelées et la fragmentation des cristaux de glace par collision gouttes-cristaux ou cristaux-cristaux (Rangno et Hobbs, 1991, 2001).

A l'aide des données des campagnes combinées d'ISDAC et MPACE, les travaux de Jackson et al. (2012) ont tenté d'infirmer ou de confirmer ces hypothèses. Ainsi, la concentration de cristaux est corrélée à la concentration des aérosols du mode accumulation au-dessus du nuage mais pas en dessous de la couche liquide. La présence de courants turbulents expliquerait l'entraînement des IN dans le nuage et ainsi affecter la concentration en cristaux selon l'effet indirect de glaciation. Aucune corrélation entre la concentration des aérosols du mode accumulation et l'IWC n'a été trouvée, impliquant que l'effet indirect de givrage n'a pas eu d'impact sur les propriétés microphysiques des nuages pendant ces deux campagnes. Enfin, les valeurs moyennes des concentrations en cristaux et en gouttes, respectivement, croissent et diminuent lorsque la concentration en aérosols diminue. Ceci est en accord avec l'effet indirect thermodynamique mais d'autres facteurs tels que la nature de la surface, la taille des aérosols et les conditions météorologiques, ont également pu jouer un rôle important (Jackson et al., 2012).

La complexité des interactions et des rétroactions connues ou suspectées entre les différents processus (microphysiques, radiatifs, dynamiques...) associés aux MPC est schématisée par la figure III.21. Les trois cycles colorés correspondent aux rétroactions majeures induites par une augmentation de la concentration en gouttes surfondues, elle-même due à une augmentation de la concentration en aérosols. Ceci aurait pour conséquence un réchauffement de la surface, notamment à cause des émissions infrarouge des nuages et de l'effet de serre, qui entrainerait une augmentation de l'humidité disponible et des flux entre la surface et l'atmosphère (en rouge sur le graphique). Ceci renforcerait l'augmentation du LWC et de la concentration en gouttes et constituerait donc une rétroaction positive sur la quantité de gouttes.

Une augmentation de la formation de la glace serait initiée par effet Bergeron et augmenterait donc l'occurrence des nuages de glace au dépend des MPC. La quantité de gouttes surfondues diminuerait, ce qui forme une rétroaction négative sur la concentration en gouttes (cycle bleu).

L'augmentation du refroidissement radiatif au sommet du nuage, dû aux réflexions plus prononcées du rayonnement solaire et aux émissions infrarouge, provoque une augmentation de la turbulence à l'intérieur du nuage et donc un apport en humidité plus important (voir section II.2.b). Cette humidité supplémentaire favorise la condensation, il s'agit d'une rétroaction positive sur la concentration en gouttes (cycle orange). Ces modifications ont nécessairement une influence sur l'effet radiatif des MPC arctiques.

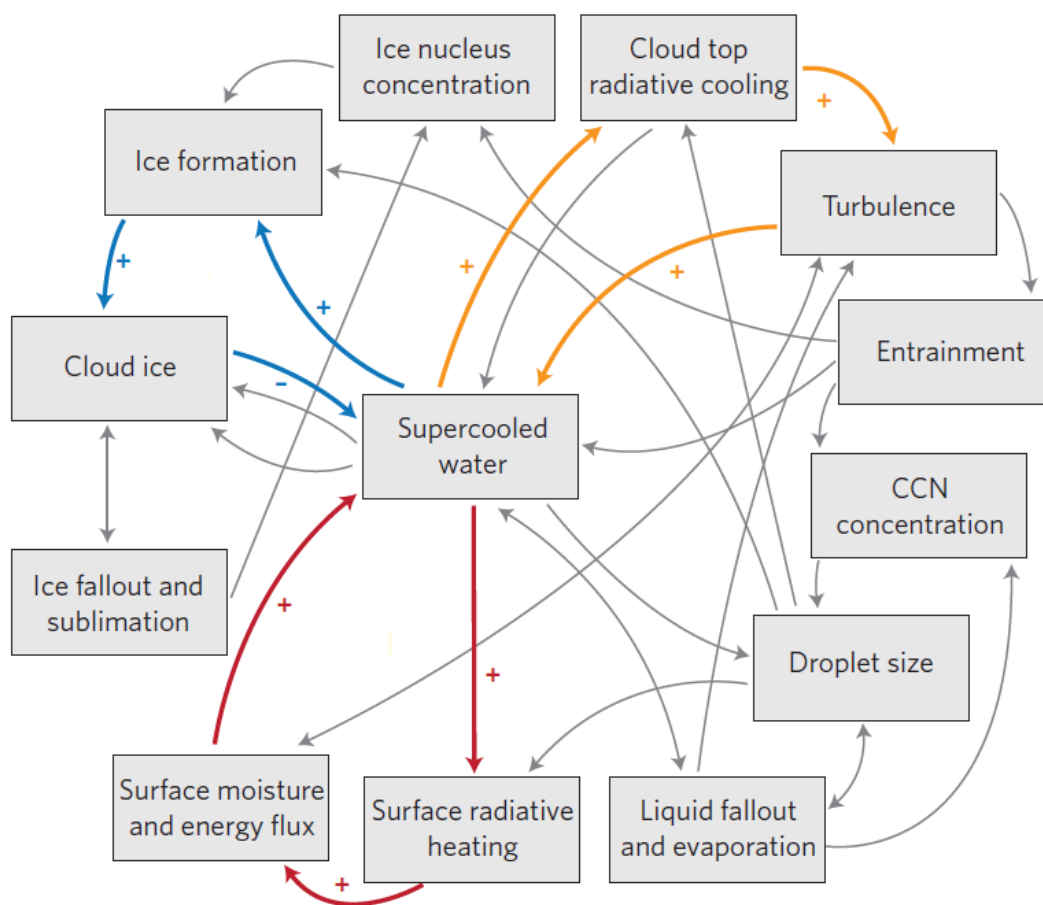


Figure III.21 : Schéma des processus associés aux MPC en Arctique révélant le réseau complexe des interactions et des rétroactions, d'après Morrison et al. (2012). Les flèches indiquent la direction de l'interaction entre les processus ou grandeurs physiques. Les trois cycles colorés constituent les rétroactions majeurs les plus connus, le signe + ou - désigne la réponse attendue (augmentation ou diminution) de l'élément ciblé.

III.2.e Conséquences anthropiques sur le bilan radiatif des MPC arctiques

En Arctique, les conséquences radiatives de l'effet indirect de la pollution sont différentes de celles aux latitudes plus basses. En effet, l'effet parasol des nuages est faible en Arctique car la surface, glacée durant une bonne partie de l'année, possède un albédo élevé. De plus, en été, lorsque l'insolation est la plus importante, les concentrations en aérosols transportés d'origine anthropique sont les plus faibles (voir section IV.1). L'effet de refroidissement est donc atténué en Arctique et est plus faible que les autres régions du globe. Les effets des aérosols sur l'émission thermique des nuages sont plus importants en Arctique que dans les autres régions du globe. En hiver, ces radiations thermiques constituent les seuls effets existants en absence de rayonnement solaire (Lubin et Vogelmann, 2006). Durant les saisons les plus polluées que sont le printemps et l'automne, les nuages arctiques à basses altitudes tendent à se comporter comme des corps gris, les émissions thermiques F_{LW} des nuages s'expriment alors selon la relation :

$$F_{LW} = \varepsilon k_{SB} T^4 \quad (\text{Équation III.4})$$

où ε est l'émissivité du nuage, k_{SB} la constante de Stephan-Boltzmann et T la température. En appliquant la loi du corps noir, la mesure du flux radiatif F_{LW} permet de remonter à une température, appelée température de brillance T_b , caractérisant la puissance de la source d'émission, mais pas nécessairement sa température physique.

Cette équation montre que dans un contexte de réchauffement, les émissions thermiques des nuages augmentent, constituant donc une rétroaction positive. De plus, les travaux de Garrett et al. (2002) et de Garrett et Zhao (2006) ont montré que ε dépend du LWP et de la concentration en CCN. La figure III.22 montre les distributions de l'émissivité ε dans la fenêtre atmosphérique de longueur d'onde $10.68 \mu\text{m}$ en fonction de W pour des nuages situés dans une masse d'air pollué ($\sigma_{sp} > 7.7 \text{ Mm}^{-1}$) ou propre ($\sigma_{sp} < 1.6 \text{ Mm}^{-1}$). Les résultats montrent que l'émissivité des nuages arctiques à basses altitudes est plus importante dans le cas pollué, excepté pour les nuages les plus optiquement épais ayant un LWP supérieur à 40 g m^{-2} . L'augmentation de la concentration, la diminution du rayon effectif des gouttes et l'augmentation de la durée de vie du nuage conduisent donc à une augmentation de l'émissivité du nuage jusqu'à un seuil pour lequel les émissions thermiques sont maximales. Garrett et Zhao (2006) proposent une relation entre l'émissivité et les propriétés du nuage à travers la relation :

$$\varepsilon = 1 - \exp(-k(r, \lambda)W) \quad (\text{Équation III.5})$$

$$\text{avec } W = \frac{4}{3} \pi \rho_w r^3 N \tau$$

où r est le rayon moyen des gouttes, N la concentration, τ l'épaisseur optique et k un coefficient dépendant de la longueur d'onde λ et de r .

Ces mesures conduisent à une augmentation du flux radiatif par temps nuageux atteignant la surface estimée entre 3.3 et 5.2 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, ce qui correspond à une augmentation de la température de surface comprise entre 1 et 1.6 $^{\circ}\text{C}$ (Garrett et Zhao, 2006). Ce réchauffement de la surface est confirmé par Lubin et Vogelmann (2006) qui ont montré qu'une diminution du rayon effectif des gouttelettes surfondues entraîne une augmentation de la température de brillance T_b et de l'émissivité ε du nuage, une augmentation du flux radiatif infrarouge descendant à LWP constant et un décalage de la température de brillance vers des longueurs d'onde plus petites ($dT_b/d\lambda$ décroissant).

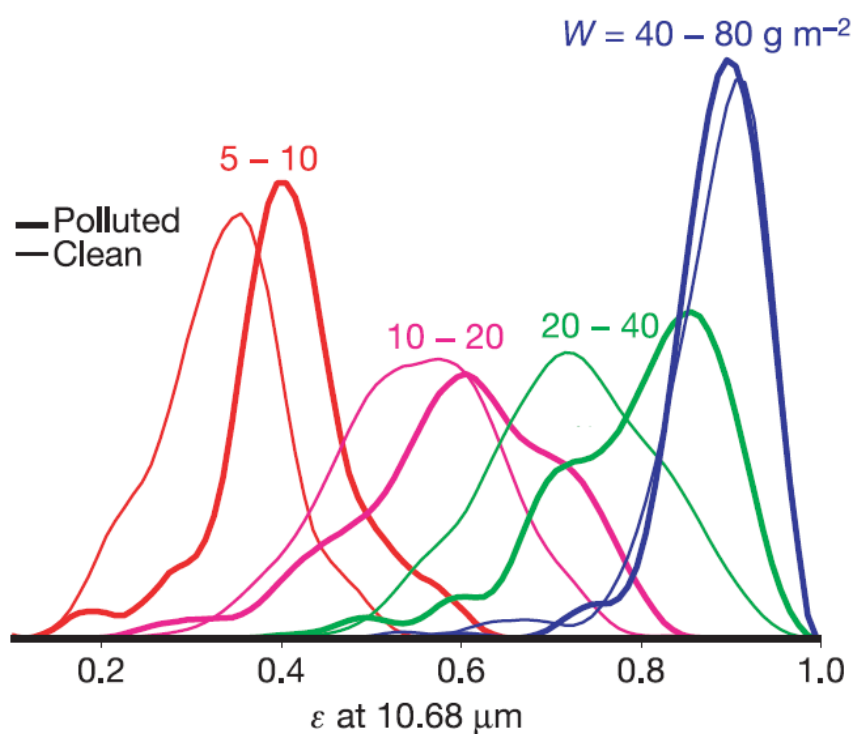


Figure III.22 : Distribution statistique de l'émissivité ε dans la fenêtre atmosphérique de longueur d'onde $10.68 \mu\text{m}$ en fonction du Liquid Water Path (noté ici W) sur des mesures au sol de nuages, dont le sommet est inférieur à 1.5 km, effectués à Barrow en Alaska, entre 2000 et 2003, d'après Garrett et Zhao (2006). Ces distributions sont triées selon quatre domaines de W allant de 5 à 80 g m^{-2} et selon l'extinction des aérosols σ_{sp} caractérisant une masse d'air pollué ($\sigma_{sp} > 7.7 \text{ Mm}^{-1}$) ou propre ($\sigma_{sp} < 1.6 \text{ Mm}^{-1}$).

III.2.f Limitations des connaissances

La première des limitations provient de la complexité des relations entre les paramètres et processus physiques qui interviennent pour décrire un MPC arctique. La figure III.21 montre la complexité des influences de ces grandeurs les unes sur les autres et des différentes rétroactions connues à ce jour qui sont en jeu pendant la vie d'un MPC arctique. La compréhension de l'évolution des MPC et du climat arctique est compliquée par un nombre

élevé de processus et de potentielles boucles de rétroaction difficiles à quantifier entre les conditions à grande échelle, la surface et les nuages. Par exemple, les changements sur la surface (comme la fonte de la banquise arctique) initiés par la modification des propriétés des nuages peuvent autant avoir une rétroaction positive que négative sur l'occurrence des nuages (Morrison et al., 2012). Les mesures in situ ou par télédétection ne permettent pas d'isoler un paramètre pour voir l'effet de ses variations sur les autres paramètres, il est donc difficile d'élaborer des relations de cause à effet, encore plus de les quantifier.

D'une façon générale, les MPC sont difficiles à simuler principalement parce que les processus mis en jeu (turbulence ...) possèdent des échelles de temps et d'espace typiquement inférieures aux grilles des modèles existants. La représentation de ces processus sous-grille nécessite une connaissance précise des divers phénomènes physiques rencontrés (Korolev et Field, 2008). Concernant les MPC arctiques, même si notre compréhension s'est considérablement améliorée ces dernières décennies, il reste un certain nombre de questions non résolues. La principale d'entre elles est la relation entre les propriétés des MPC avec les conditions météorologiques à grande échelle et la structure thermodynamique de l'atmosphère arctique. La connaissance des concentrations en IN ainsi que des mécanismes de condensation et de solidification mises en jeu dans les MPC constituent une source majeure d'incertitude. Des expériences en laboratoire, tel que la chambre AIDA (Aerosol Interactions and Dynamics in the Atmosphere), sont nécessaires afin de mieux comprendre ces phénomènes (Durant et Shaw, 2005, Cziczo et al., 2009).

La connaissance du partitionnement eau/glace sur la distribution verticale et horizontale et selon l'échelle spatiale reste un défi même si des progrès notables ont été enregistrés grâce aux mesures in situ et satellites de ces dernières années (Gayet et al., 2009, Mioche et al., 2016).

Conclusion

Ce chapitre s'est attaché à décrire les différentes interactions entre les aérosols et les nuages, le cycle des aérosols en Arctique ainsi que les propriétés particulières des nuages dans la région arctique.

Une augmentation de la concentration atmosphérique en aérosols, et donc en noyau de condensation (CCN) et noyau glacogène (IN), a pour conséquence une diminution du rayon moyen des gouttes et une augmentation de la concentration, pour une quantité d'eau identique. L'épaisseur optique et l'albédo du nuage augmente, le taux de précipitation diminue. Ainsi, la durée de vie augmente, contribuant à un effet de refroidissement par réflexion du rayonnement solaire incident. A l'inverse, les composés tels que le carbone suie absorbent une partie du rayonnement et participent donc au réchauffement de l'atmosphère s'ils sont volatiles et de la surface s'ils se sont déposés.

En Arctique, les propriétés des aérosols suivent un cycle annuel lié au cycle solaire, aux sources et aux processus lors du transport. En été, l'atmosphère instable et l'insolation favorise le renouvellement des aérosols dont la masse est relativement faible. En hiver, l'atmosphère devient stable et le rayonnement solaire est absent. Les aérosols transportés depuis des latitudes plus basses ne subissent pas de dégradation mais, au contraire, s'accumulent en Arctique et augmentent de taille par coagulation et coalescence. On obtient donc une masse maximale d'aérosols au printemps composée en majeure partie du mode accumulation. Ce phénomène est appelé brume arctique. Le retour du soleil crée une transition rapide entre l'atmosphère polluée au début du printemps à une atmosphère propre en été.

Les propriétés des nuages arctiques présentent des variations saisonnières et géographiques. La couverture nuageuse est plus importante au-dessus d'une surface liquide, telle que l'Océan Arctique. En hiver, l'atmosphère stable et froide est peu propice à la formation de nuage, seuls quelques nuages fins de glace sont observés. Les autres saisons montrent une couverture nuageuse relativement élevée avec une forte proportion de nuages à phase mixte (MPC) à basses altitudes, plutôt de type stratus, qui peuvent former plusieurs couches. En effet, malgré une instabilité microphysique, les MPC sont persistants en Arctique à cause de la turbulence et des sources d'humidité telles que la couche d'inversion et la surface. La pollution anthropique augmente la quantité de CCN et d'IN dans l'atmosphère. Ceci a pour conséquences de réduire la taille et d'augmenter la concentration des particules nuageuses. Si, pour des latitudes plus faibles, ceci conduit à un effet de refroidissement par réflexion du rayonnement solaire, la particularité du climat arctique fait que le bilan radiatif est dominé par le domaine infrarouge pendant une bonne partie de l'année. Or, il a été démontré que l'augmentation de la température et de la concentration des aérosols a tendance à augmenter les émissions infrarouge des nuages, donc à réchauffer la surface. Cette rétroaction positive des nuages explique en partie l'amplification arctique. Un résumé des processus (dynamique, microphysique, radiatif et interaction aérosol-nuage) discutés dans ce chapitre, est affiché sur le Tableau III.I.

dynamique	
<u>cause</u>	<u>effet</u>
turbulence	source d'humidité pour la couche liquide
verticaux à large échelle	source ou puits d'humidité
couplage à la surface	potentielle source d'humidité
microphysique / radiatif	
augmentation LWP	augmentation de l'émissivité
diminution taille des gouttes	augmentation du refroidissement radiatif au sommet du nuage
augmentation de la concentration en gouttes surfondus	diminution de la formation de la glace
interaction aérosol-nuage	
vieillessement de l'aérosol lors du transport	augmentation du mode accumulation
augmentation du nombre de CCN	augmentation de la concentration des gouttes
	diminution de la taille des gouttes
	diminution de la masse et de la concentration des cristaux
	augmentation de la durée de vie des nuages
augmentation du nombre d'IN	augmentation de la concentration des cristaux
augmentation de la concentration en aérosols	augmentation de la réflectivité et de l'émissivité du nuage
augmentation de la concentration en BC	diminution de la durée de vie des nuages

Tableau III.1 : Résumé des processus dynamiques et de l'interaction aérosol-nuage avec les effets sur les propriétés des nuages.

Les principaux verrous scientifiques liés à la compréhension des MPC reposent sur :

- La détermination et la compréhension des nombreuses relations et processus existants entre les différentes parties du système nuageux qui complexifient la quantification du rôle des aérosols sur les effets radiatifs des nuages
- L'évaluation des phénomènes à petite échelle, telle que la turbulence, qui jouent un grand rôle dans la dynamique des MPC et qui restent difficiles à modéliser
- Le partitionnement eau/glace sur les distributions verticales et horizontales, à petites et grandes échelles. L'étude de celui-ci repose avant tout sur la capacité du dispositif instrumental à bien mesurer la glace et l'eau. Cette instrumentation dédiée à la mesure des propriétés des nuages sera discutée au chapitre suivant.

Chapitre 4 : Instrumentation in situ nuage, méthodologie et campagne d'intercomparaison au Puy- de-Dôme

Nous avons vu dans les chapitres précédents le rôle des nuages sur le climat, les différents processus mis en jeu à l'intérieur d'un nuage ainsi que les interactions entre les particules nuageuses et le rayonnement solaire ou tellurique, avec une focalisation sur les MPC arctiques. Afin d'établir ces connaissances et d'en trouver de nouvelles, il est nécessaire de mesurer le plus précisément possible les propriétés microphysiques, morphologiques et optiques des nuages à l'aide d'une instrumentation. Les mesures satellite (notamment avec l'A-Train et les satellites météorologiques de la NOAA), les mesures au sol (lidar, radar) et les mesures in situ constituent les trois moyens d'échantillonnage des particules nuageuses. De nombreuses études ont examiné la comparaison de deux méthodes de mesure (Mioche et al., 2011, Schumacher and Houze, 2000). Cependant, pour une même méthode de mesure, il peut exister des différences entre les mesures des instruments. Ces différences doivent être appréhendées, comprises et si possible corrigées afin de pouvoir quantifier les propriétés nuageuses mesurées.

Concernant l'instrumentation in situ, plusieurs développements ont été effectués depuis la fin des années 1970 dans le but d'améliorer la quantification des propriétés microphysiques et optiques des nuages. Cependant, les propriétés nuageuses dérivées de ces instruments ont été relativement rarement comparées. Nous nous attacherons dans ce chapitre à définir les paramètres microphysiques et optiques avant de décrire et comparer l'instrumentation in situ nuage, d'après les résultats de la campagne d'intercomparaison au Puy-de-Dôme en Mai 2013.

I. Instrumentation

L'instrumentation in situ nuage est composée de quatre principales catégories : les spectromètres, les imageurs, les instruments effectuant des mesures intégrées et les néphélomètres. Les spectromètres utilisent la diffusion d'un faisceau laser par les particules nuageuses pour en déduire la distribution en taille des particules. Ces instruments échantillonnent des particules ayant un diamètre compris environ entre 2 et 50 μm . Les calculs se basent sur la théorie de Mie et ne sont donc valables que pour les particules sphériques. Les imageurs fournissent une image projetée en 2 dimensions des particules. Ces instruments échantillonnent des particules ayant un diamètre relativement élevé, c'est-à-dire les cristaux et les gouttes précipitantes. Comme les particules sont mesurées une à une, ces instruments fournissent la distribution en taille ainsi que les propriétés morphologiques des particules. Les instruments effectuant des mesures intégrées utilisent l'atténuation ou la diffusion d'un faisceau laser par une population de particules pour en déduire des paramètres optiques et microphysiques tel que l'extinction ou le contenu en eau liquide/glace. Enfin, les néphélomètres mesurent les propriétés optiques des particules par l'intermédiaire d'une mesure de la quantité de lumière diffusée par une population de particules en fonction de l'angle de diffusion (indicatrice de diffusion, fonction de phase ou section efficace de diffusion).

I.1. Les spectromètres

Les spectromètres utilisent généralement la diffusion avant d'un faisceau laser pour détecter des particules individuellement. La théorie de Mie est utilisée pour calculer la taille des particules. La théorie de Mie ou de Lorentz-Mie (Mie, 1908) est, en optique ondulatoire, une solution particulière des équations électromagnétiques de Maxwell dans le cas de la diffusion d'une onde électromagnétique par une particule sphérique transparente. Selon Mie, la quantité d'énergie diffusée vers l'avant est plus importante que dans n'importe quelle autre direction. Lorsque la taille de la particule augmente, la diffusion vers l'avant augmente également.

Les spectromètres fournissent le spectre dimensionnel en nombre, $n(D)$, sans unité, correspondant au comptage des particules mesurées pour chaque classe de taille centrée sur la valeur de diamètre D . D'après la définition donnée à l'équation II.6, N est calculé comme le nombre de particules comptées divisé par le volume d'échantillonnage :

$$N = \sum_D n_c(D) = \sum_D \frac{n(D)}{S*TA*AS*\Delta t} \quad (\text{Équation IV.1})$$

où S représente la surface d'échantillonnage et se calcule comme le produit de la profondeur de champ (DOF pour Depth Of Field) et de la largeur du faisceau laser, TAS (True Air Speed) la vitesse de l'air et Δt la durée d'échantillonnage.

D'après l'équation II.7, le contenu en eau liquide LWC devient :

$$LWC = \frac{\pi}{6} * \rho_w \sum_D n_c(D) D^3 \quad (\text{Équation IV.2})$$

avec ρ_w la masse volumique de l'eau liquide.

D'après les équations II.10 et II.11, le diamètre moyen D_m et le diamètre volumique moyen DVM se calculent respectivement par les relations suivantes :

$$D_m = \frac{\sum_D n_c(D) * D}{N} \quad (\text{Équation IV.3})$$

$$DVM = \frac{\sum_D m(D) * D}{m} \quad (\text{Équation IV.4})$$

où m est la masse totale et $m(D)$ la distribution dimensionnelle en masse.

Enfin, d'après l'équation II.13, le diamètre effectif D_{eff} , s'écrit donc :

$$D_{eff} = \frac{\sum_D n_c(D) D^3}{\sum_D n_c(D) D^2} \quad (\text{Équation IV.5})$$

D'après l'équation II.15, le coefficient d'extinction σ se calcule par la relation :

$$\sigma = \frac{\pi}{4} * \sum_D Q_{ext}(D, \lambda) * n(D) * D^2 \quad (\text{Équation IV.6})$$

avec $Q_{ext}(D, \lambda)$ l'efficacité d'extinction, qui a une valeur de 2 en première approximation pour des gouttes d'eau de taille suffisamment grande par rapport à λ , ce qui est le cas dans le domaine du visible et pour les gammes de taille considérées en physique du nuage (approximation des grandes particules, Van de Hulst, 1981). L'équation devient alors :

$$\sigma = \frac{\pi}{2} * \sum_D n(D) * D^2 \quad (\text{Équation IV.7})$$

D'après les équations IV.2, IV.5 et IV.7, on a :

$$\sigma = \frac{3LWC}{\rho_w D_{eff}} \quad (\text{Équation IV.8})$$

Comme le principe de mesure est similaire pour tous les spectromètres, les incertitudes sur la concentration et le LWC sont approximativement de 20 et 30 % respectivement (Baumgardner, 1983). La plupart des spectromètres sont calibrés en taille mais pas en nombre. Cependant, les oscillations de Mie limitent la résolution en taille car, pour une même énergie diffusée, il peut correspondre plusieurs tailles de particules. Le dimensionnement de la particule nuageuse possède une incertitude d'une classe de taille, soit une valeur entre 2 et 3 μm suivant le calibrage en taille. Concernant la concentration, plusieurs sources majeures d'incertitudes spécifiques aux spectromètres ont été identifiées (voir Baumgardner et al., 1985, Brenguier, 1998, Wendisch, 1998 et Lance et al., 2010 pour plus de détails) :

- Temps morts électroniques : le laps de temps nécessaire à l'électronique pour traiter les données doit être pris en compte pour certains spectromètres. La durée d'échantillonnage Δt est corrigée par un facteur inférieur à 1 (équation IV.1). Ce facteur, habituellement appelé « activité », quantifie les particules non mesurées dû aux temps morts de l'instrument. Les instruments les plus récents ont amélioré leur électronique et ne sont souvent pas concernés par ce type d'incertitude.
- Coïncidence : ceci apparaît lorsque plusieurs gouttes sont dans le volume d'échantillonnage au même moment. Ce phénomène est dépendant de la concentration et provoque des incertitudes importantes pour des concentrations élevées.
- « Splashing » (gouttes d'eau) et « shattering » (cristaux) : pour les mesures aéroportées, une particule peut se briser au contact de l'inlet et il en résulte des gouttes plus nombreuses et plus petites. Les effets de cette incertitudes sont considérés comme faibles, voire négligeable, dans le cas de mesures au sol ou de mesures en nuage avec des gouttes relativement petites (Rogers et al., 2006).
- Vitesse des particules : Le TAS (équation IV.1) est l'estimation de la vitesse des particules passant à travers le faisceau laser. Les incertitudes sur cette vitesse mènent à des erreurs sur le calcul du volume d'échantillonnage.
- Ratio d'acceptation de vitesse (VAR pour Velocity Acceptance Ratio) : il vient du fait qu'une partie seulement du faisceau laser est utilisé dans le calcul du volume d'échantillonnage. En effet, la taille des particules passant sur les bords du faisceau est

sous-estimée. Théoriquement, par une procédure électronique consistant à appliquer un seuil sur le temps de transit des particules, seul 62 % du faisceau laser est utilisé pour accepter une particule. Cette valeur doit être prise en compte dans le calcul de la surface d'échantillonnage et peut changer avec le temps. Le VAR doit être mesuré et la valeur obtenue doit être utilisée dans le traitement de données.

- Estimation du volume d'échantillonnage : cette estimation est affectée par les incertitudes sur la vitesse d'échantillonnage, la largeur du laser et la DOF. Généralement, toutes ces erreurs sont très difficiles à quantifier et les incertitudes peuvent être très élevées. Par exemple, Burnet et Brenguier (2002) ont signalé que la DOF d'un instrument pouvait présenter une différence avec la valeur donnée par le fabricant d'un facteur 2.

I.1.a Le Forward Scattering Spectrometer Probe

Le Forward Scattering Spectrometer Probe (FSSP), fabriqué initialement par Particle Measuring Systems (PMS, Boulder, Colorado), est le plus ancien type d'instrument encore utilisé pour mesurer la distribution en taille des gouttelettes d'eau. Le FSSP mesure le nombre de gouttes et le diamètre de chaque goutte individuelle qui passe dans le volume d'échantillonnage. Ceci est calculé à partir de la diffusion avant (entre 4° et 12°) d'un faisceau laser selon la théorie de Mie (Knollenberg, 1981).

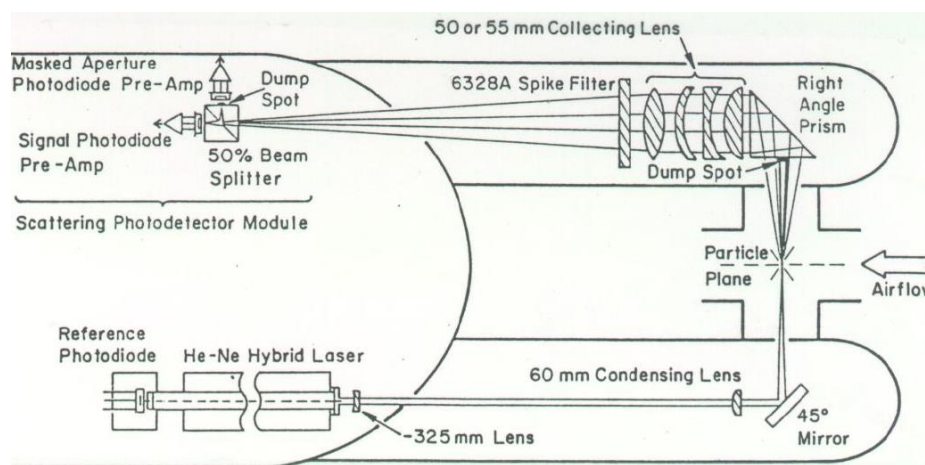


Fig IV.1 : Principe de fonctionnement du FSSP, d'après Dye et Baumgardner (1984).

La figure IV.1 montre le schéma de fonctionnement du FSSP. Un faisceau laser de longueur d'onde de 632.8 nm et de 0.2 mm de diamètre est focalisé sur le volume d'échantillonnage. Celui-ci est le produit de la profondeur de champ (DOF), de la largeur du faisceau laser et de

la vitesse de l'air traversant l'inlet. La lumière diffusée vers l'avant (de 4 à 12°) due aux particules passant dans le volume d'échantillonnage passe à travers un prisme et un système de lentilles avant d'être collectée par un photo-détecteur. A partir de la théorie de Mie qui nous oblige à faire l'hypothèse de particules sphériques avec un indice de réfraction de 1.33, l'énergie lumineuse diffusée puis mesurée permet de remonter à la taille de la particule à l'aide d'une courbe de calibration. Tant que le phénomène de coïncidence est négligeable, la connaissance du nombre de fois que la lumière a été diffusée conjuguée à la mesure du volume d'échantillonnage nous donne la concentration des particules et le contenu en eau. Les détails sur le fonctionnement du FSSP peuvent être trouvés dans Dye et Baumgardner (1984), Baumgardner et al. (1985) et Baumgardner et Spowart (1990).

Les mesures sont ensuite réparties dans 15 classes de taille réglable, allant au maximum de 3 à 47 μm . Deux corrections majeures sont appliquées durant les calculs. La première concerne l'activité et prend en compte le temps durant lequel l'électronique du FSSP est occupée à détecter et analyser les particules. Ces temps morts doivent donc être retirés du temps d'échantillonnage (Baumgardner et al., 1985). La deuxième vient du fait que les particules passant près du bord du faisceau laser sont considérablement sous-estimées en taille car une partie seulement de la particule est éclairée. Ces événements sont donc éliminés. Pour ce faire, le temps de transit des particules est calculé puis moyenné sur une seconde. Les événements avec un temps de transit inférieur à une valeur minimale ne sont pas pris en compte. De plus, ce seuillage conduit à une réduction du volume d'échantillonnage car seulement 62 % du diamètre du faisceau laser, en théorie, reste utilisé.

Pour les gouttelettes d'eau, la précision du diamètre effectif et du LWC a été estimée à 2 μm et 30 % respectivement (Febvre et al., 2012). Selon Gayet et al. (1996), les erreurs de la concentration en particules peuvent atteindre 20 à 30 %.

Le SPP est une variante du FSSP dont l'électronique a été modifiée (fast-response electronic components), réduisant notamment les temps morts. La correction de l'activité n'est donc pas nécessaire sur cet instrument. Brenguier et al. (2011) ont montré que le SPP améliore sensiblement la restitution de la distribution en taille, comparé à la version du FSSP.

I.1.b Le Fog Monitor

Le Fog Monitor (FM), fabriqué par Droplet Measurement Technologies (DMT), fonctionne sur le même principe que le FSSP avec un laser de longueur d'onde de 658 nm. Le FM a été conçu pour des mesures au sol et possède donc son propre système de ventilation active (Eugster et al., 2006). Cet instrument mesure, avec une résolution temporelle élevée, la distribution en taille des particules nuageuses comprises entre 2 et 50 μm avec une résolution en taille déterminée par l'utilisateur (10, 20 30 ou 40 classes de taille). L'optique et le traitement du signal sont similaires à ceux du FSSP, les détails peuvent être trouvés dans Spiegel et al. (2012) et Droplet Measurement Technologies (2011). Le FM utilise un tube de Pitot pour mesurer la vitesse de l'air aux alentours du volume d'échantillonnage. L'instrument

est relié à une pompe qui aspire l'air à travers le tube d'échantillonnage. Le FM possède un inlet de 10 cm précédant le laser et servant à éviter au maximum les écoulements turbulents dans la région du volume d'échantillonnage (ceci est absent sur le FSSP). D'après Spiegel et al. (2012), les incertitudes en conditions extrêmes sur la concentration provenant des pertes de particules, dues à l'inlet et au transport jusqu'au volume d'échantillonnage, peuvent atteindre 100 %.

I.1.c Le Cloud Droplet Probe

Le Cloud Droplet Probe (CDP), fabriqué par DMT, est également un spectromètre utilisant la diffusion avant d'un faisceau laser par les particules nuageuses pour calculer les paramètres microphysiques et la distribution en taille. La lumière diffusée est collectée entre les angles de 4 et 12° avant d'être séparée en deux quantités égales, une pour déterminer la taille et l'autre pour compter les particules. Selon Lance et al. (2010), des surestimations sur la taille et des sous-estimations en nombre peuvent atteindre respectivement 60 et 50 %, dues au phénomène de coïncidence. De plus, les oscillations de Mie sont plus prononcées sur le type de laser utilisé par le CDP (Knollenberg et al., 1976). Par conséquent, durant l'étude présentée ici, certaines classes de taille ont été regroupées pour un total de 24 classes, au lieu de 30 initialement, allant de 3 à 49 μm . Le CDP ne possède pas d'inlet à proprement parler et est, par conséquent, inutilisable en cas de mesures au sol.

I.1.d Le Cloud, Aerosol, and Precipitation Spectrometer

Le Cloud, Aerosol and Precipitation Spectrometer (CAPS) fait partie de la dernière génération de spectromètre. Il combine les mesures d'un Cloud and Aerosol Spectrometer (CAS), d'un Cloud Imaging Probe (CIP, voir la section sur les imageurs) et d'un capteur LWC. La technique de mesure du CAS est similaire à celle du FSSP avec un laser de longueur d'onde de 685 nm, mais utilise également la diffusion arrière (de 4 à 14°). Le CAS permet l'échantillonnage de particules de diamètre compris entre 0.35 à 50 μm . Grâce à la combinaison CAS-CIP, le CAPS permet un échantillonnage sur une large gamme de taille : de 0.35 μm à 1.55 mm. De plus, le capteur LWC fournit une mesure du contenu en eau sur une gamme de 0.01 à 3 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, il fonctionne sur le principe du fil chaud. Les détails sur cet instrument sont contenus dans Baumgardner et al. (2001).

I.2 Les imageurs

Les imageurs mesurent des images des particules échantillonnées et en restituent la PSD, comme les spectromètres mais pour des gammes de taille différentes. Le calcul du contenu en glace *IWC* se fait par division de la masse m des particules par le volume d'échantillonnage V . Pour chaque cristal échantillonné, sa masse m est déterminée grâce aux lois de masse-diamètre de la forme :

$$m = \alpha * L^\beta \quad (\text{Équation IV.9})$$

où L représente la longueur de la particule et les coefficients α et β dépendent du type de particule.

A partir des lois masse-diamètre, on peut définir le diamètre équivalent D_{eq} d'un cristal comme le diamètre d'une sphère liquide de même masse que ce cristal :

$$D_{eq} = \left(\frac{6\alpha L^\beta}{\pi} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (\text{Équation IV.10})$$

I.2.a Le 2D-Cloud et 2D-Precipitation

Le 2D-Cloud (2D-C) et le 2D-Precipitation (2D-P) font partie de la catégorie des sondes optiques à barrettes de diodes (OAP pour Optical Array Probe), fabriqués par Straton Park Engineering Company (SPEC). Le principe de fonctionnement est identique pour ces deux sondes mais la gamme de taille mesurée est différente : de 25 à 800 μm pour le 2D-C et de 200 à 6400 μm pour le 2D-P. Les particules échantillonnées traversent un faisceau laser de 632.8 nm de longueur d'onde. L'image de diffraction résultante est projetée sur une rangée de 32 photodiodes. Un système électronique mémorise ainsi le passage d'une particule à travers le faisceau laser à une fréquence d'échantillonnage d'environ 4 MHz. Le traitement des données recueillies, détaillé dans Gayet et al. (2006), fournit une reconstitution de l'image en noir et blanc de la particule échantillonnée et les paramètres microphysiques (*IWC*, *PSD*, *N*, *D_m*). La résolution en taille est définie comme la taille du pixel, c'est-à-dire 25 μm pour le 2D-C et 200 μm pour le 2D-P.

I.2.b Le Cloud Imaging Probe et le Precipitation Imaging Probe

Le Cloud Imaging Probe (CIP) et le Precipitation Imaging Probe (PIP) sont les versions améliorées du 2D-C et du 2D-P et font partie de la catégorie des sondes AOP. Le principe de

fonctionnement est identique mais certaines caractéristiques ont été perfectionnées. La rangée de photodiodes est composée de 64 éléments et permet donc un échantillonnage entre 12.5 μm et 1.55 mm avec une résolution de 25 μm pour le CIP et entre 100 μm et 6.2 mm avec une résolution de 200 μm pour le PIP. Le CIP et le PIP fournissent, en plus des images, la distribution en taille des particules échantillonnées répartie sur 62 classes de taille. Les détails peuvent être trouvés dans Fairall et al. (2009). L'imagerie du PIP permet trois niveaux de gris lors de l'enregistrement de l'ombre des particules sur la photodiode, améliorant ainsi la qualité de l'image reconstituée.

I.2.c Le Cloud Particle Imager

Le Cloud Particle Imager (CPI) est une sonde à haute résolution développée par Straton Park Engineering Company (SPEC). Le principe de mesure est schématisé sur la figure IV.2 : deux faisceaux lasers de détection (PDS pour Particle Detection System) se croisent pour former le volume de détection. Lorsqu'une particule se trouve dans ce volume de détection, les deux photodiodes (détecteurs PDS) mesurent simultanément une atténuation de la luminosité. Ceci déclenche un laser imageur dont le faisceau passe également par le volume de détection. L'image de diffraction est capturée par une caméra CCD (Charge Coupled Device) de résolution de 1024*1024 pixels, située en face du laser imageur. Les pixels ayant chacun une taille de 2.3 μm , on estime que le CPI mesure, en théorie, les particules nuageuses de 15 μm à 2.3mm (Korolev et al., 1999).

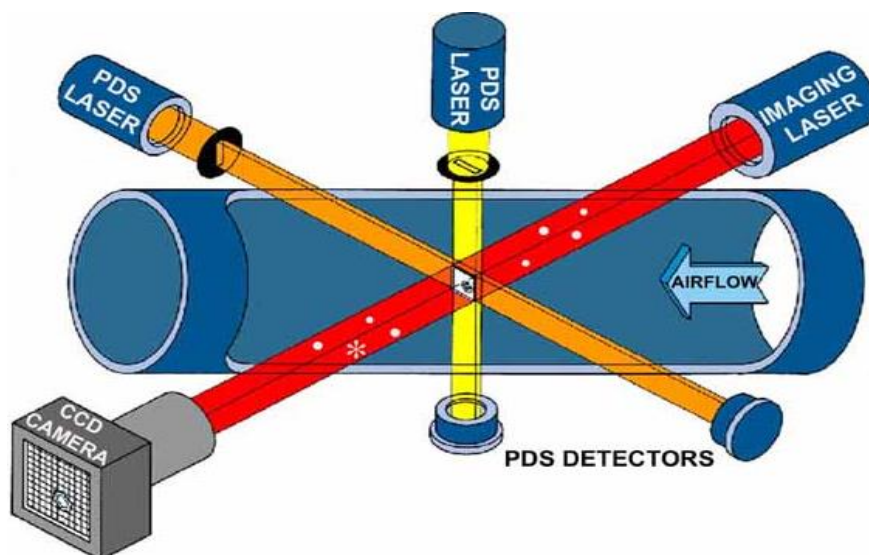


Figure IV.2 : Principe de mesure de la sonde CPI

A la différence des sondes 2D, le CPI permet une restitution des images avec 256 niveaux de gris, ce qui améliore la qualité de l'information recueillie sur les particules mesurées. Cette

mesure des particules combinée à la connaissance du volume d'échantillonnage donne la distribution en taille. Cependant, le traitement de ces images fournit également plusieurs paramètres morphologiques tels que la surface A , le périmètre P , le barycentre, la sphéricité, la largeur W , la longueur L , le degré de symétrie, la rugosité et le contraste qui permettent, grâce à un algorithme, de déterminer la forme des particules. Celle-ci est classée dans 10 catégories qui sont : sphéroïde (goutte), dendrite, colonne, rosettes, bullet, plaque, particule givrée, aiguille, complexe à faces planes (sideplanes) et irrégulier (Lefèvre, 2007). Si l'algorithme de détection de forme permet un traitement rapide et automatique, il est parfois nécessaire d'effectuer un traitement manuel pour classer la forme des particules.

La détermination de l'IWC est réalisée selon la méthode de Baker et Lawson (2006) et Lawson et Baker (2006). On définit le paramètre X par :

$$X = \frac{A \times W \times 2 \times (L + W)}{P} \quad (\text{Équation IV.11})$$

A partir d'un jeu de données de 630 particules classées en 17 formes distinguables, l'IWC est déterminé par la meilleure régression de l'équation de type masse-diamètre (équation IV.9) :

$$IWC = \frac{0.135 \sum_i X_i^{0.793}}{V} \quad (\text{équation IV.12})$$

où X_i est le paramètre X pour chaque image i .

D_m et DVM sont calculés selon les équations IV.3 et IV.4. Le coefficient d'extinction σ et le diamètre effectif D_{eff} sont déterminés selon les équations suivantes :

$$\sigma = 2 \times \frac{\sum_i A_i}{V} \quad (\text{Équation IV.13})$$

$$D_{eff} = a \times \frac{IWC}{\sigma} \quad (\text{Équation IV.14})$$

avec A_i la surface de chaque image i et $a=3000 \text{ mm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ d'après Gayet et al. (2002a).

Les incertitudes sur la concentration et le diamètre effectif des particules sont estimés respectivement à 50 et 80 %.

I.3 Le Néphélomètre Polaire

Le Néphélomètre Polaire (NP) est un instrument permettant la restitution des propriétés optiques d'un ensemble de particules nuageuses à partir de la mesure de la section efficace, ou indicatrice, de diffusion volumique de cet ensemble. Le principe de mesure est indiqué figure IV.3 : les particules nuageuses traversent un faisceau laser de 804 nm de longueur d'onde. Le volume d'échantillonnage se trouve au foyer d'un miroir parabolique qui réfléchit le rayonnement diffusé sur une couronne circulaire composée de 56 photodiodes. Celles-ci sont disposées entre les angles de diffusion θ de 3.5° et 172.5° . Dans la région de la diffusion avant (3.5 à 10.6°), les 10 détecteurs sont des fibres optiques qui conduisent l'énergie lumineuse captée vers des photodiodes placées derrière la couronne, ceci permet d'augmenter la résolution angulaire (0.8°) pour la diffusion vers l'avant. Le volume d'échantillonnage est déterminé à partir du diamètre du faisceau laser (5 mm) et du diamètre de l'inlet (10 mm), ce qui donne une valeur de 0.196 cm^{-3} , il ne dépend théoriquement pas du débit de particules traversant le faisceau laser, donc de la vitesse d'échantillonnage. La gamme de taille des particules mesurées par cet instrument va de 3 à 800 μm environ, et permet donc d'échantillonner aussi bien les gouttes d'eau que les cristaux de glace. Le Néphélomètre Polaire peut donc être utilisé quel que soit le type de nuage échantillonné, ce qui n'est pas le cas de la plupart des instruments mesurant les propriétés microphysiques.

Pour des longueurs d'onde où l'absorption est négligeable et d'après l'équation II.18, le coefficient d'extinction se calcule à partir de la section efficace de diffusion volumique $\psi(\theta)$, où θ est l'angle de diffusion, mesurée par le néphélomètre polaire :

$$\sigma = 2\pi * \sum_{\theta} \psi(\theta) * \sin(\theta) \quad (\text{Équation IV.15})$$

Les informations sur les composants de l'instrument sont dans Gayet et al. (1997) et sur le traitement des données dans Auriol (1998) et Gayet et al. (2002a). A cause de problèmes liés aux offsets électroniques de l'instrument, les mesures effectuées par le Néphélomètre Polaire pour les angles de diffusion avant ne sont pas réalistes, limitant la mesure des diffusions entre $\theta_1=15^\circ$ et $\theta_2=172.5^\circ$. Le calcul de l'extinction (équation IV.15) se fait à partir de l'indicatrice de diffusion de 0° à 180° , information que l'on n'obtient pas directement avec les mesures de néphélomètre. On émet alors l'hypothèse que l'extinction est proportionnelle à l'intégrale entre 15° et 172.5° , avec le coefficient déterminé par les comparaisons réalisées dans des nuages en phase liquide en comparant avec le FSSP. Le même problème se pose lors du calcul de g et celui-ci est alors déterminé par la méthode de Gerber et al. (2000), qui fait notamment l'hypothèse que les composantes de diffraction et de réfraction de la lumière diffusée aux petits angles ($\theta < 15^\circ$) peuvent être séparées, selon la relation :

$$g = \frac{\sum_{\theta_1}^{\pi/2} \cos(\theta) \psi(\theta) d\cos(\theta) + Diff - \sum_{\pi/2}^{\theta_2} |\cos(\theta)| \psi(\theta) d\cos(\theta)}{\sum_{\theta_1}^{\theta_2} \psi(\theta) d\cos(\theta) + Diff} \quad (\text{Équation IV.16})$$

où Diff est la somme de la lumière diffractée.

D'après Gayet et al. (2002a), les incertitudes sur le coefficient d'extinction et le paramètre d'asymétrie sont respectivement de 25 % et 4 %.

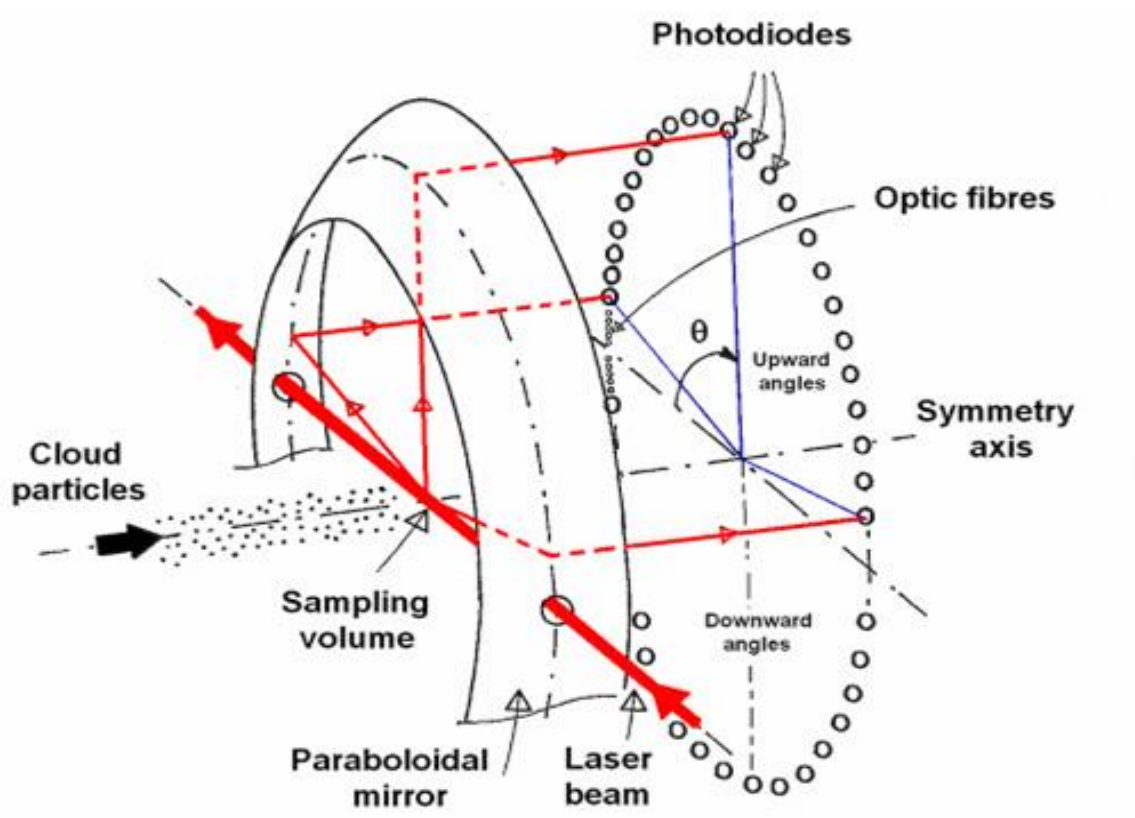


Figure IV.3 : Principe de mesure du Néphéломètre Polaire

I.4 Les mesures intégrées

Les instruments effectuant des mesures intégrées, EPP pour Ensemble of Particles Probe, échantillonnent simultanément un grand nombre de particules et mesurent donc des paramètres globaux moyennés. La distribution en taille ne peut pas être mesurée par ce type d'instrument.

I.4.a Le Particle Volume Monitor

Le Particle Volume Monitor (PVM, aussi appelé Gerber), fabriqué par Gerber Scientific, Reston, Virginie, fonctionne sur le principe de la diffusion avant d'un faisceau laser par un ensemble de particules et a été conçu à la base pour des mesures au sol (Gerber, 1984, 1991). Le PVM utilise un laser de longueur d'onde de 780 nm, dont la diffusion avant du faisceau (de 0.25° à 5.2°) est collectée par un système de lentilles qui dirige ce faisceau vers deux filtres (voir figure IV.4). Le premier filtre convertit le rayonnement diffusé en un signal électrique proportionnel à la densité volumique des gouttes, donc au LWC ; le second produit un signal proportionnel au PSA (Particle Surface Area). Du rapport de ces deux quantités, on obtient une estimation du rayon effectif comme le montre l'équation IV.8.

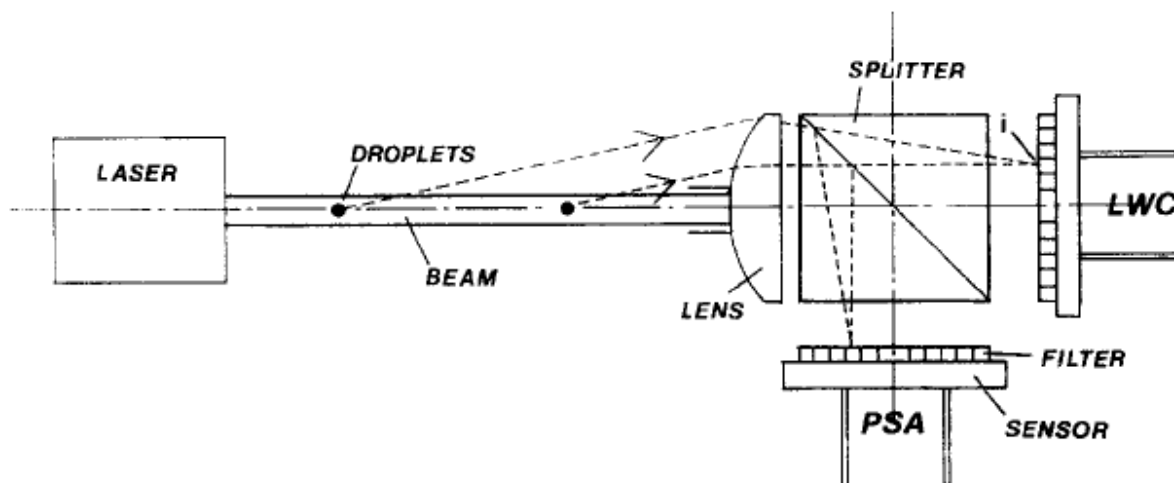


Figure IV.4 : Principe de mesure du PVM, d'après Gerber et al. (1994)

Ces deux relations de proportionnalité des filtres LWC et PSA sont valables pour des gouttes d'eau de diamètre compris entre 3 et 45 μm . Selon Gerber et al. (1994), la précision sur le LWC est de 10 % pour cette gamme de taille. Le coefficient d'extinction est directement proportionnel à la mesure du PSA. La version aéroportée du PVM, le PVM-100A, possède une paire de filtres modifiés permettant d'augmenter le volume d'échantillonnage et de

réduire la sensibilité aux particules de diamètre élevé. Gerber et al. (1994) et Wendish et al. (2002) ont montré que le PVM-100A peut sous-estimer le LWC et le MVD jusqu'à 18 % et 50 % respectivement.

I.4.b Le Present Weather Detector

Le Present Weather Detector (PWD) est un instrument utilisé pour des observations automatiques du temps. Il combine les fonctionnalités d'un visibilimètre et d'un senseur météorologique. Le PWD mesure l'intensité et la quantité des précipitations, aussi bien liquide que glace. Equipé d'un capteur de luminance de fond, il peut mesurer la luminosité ambiante. Il fournit également une mesure de la visibilité (ou Meteorological Optical Range : MOR) qui correspond à la distance à laquelle un objet peut être clairement discerné. Le coefficient d'extinction est calculé à partir de la mesure du MOR par la relation :

$$\sigma [km^{-1}] = \frac{3000}{MOR [m]} \quad (\text{Équation IV.17})$$

Selon Vaisala (2004), la précision sur le MOR et donc sur le coefficient d'extinction est de 10 %.

I.4.c La sonde Nevzorov

La sonde Nevzorov fonctionne sur le principe du fil chaud. Deux capteurs, un pour mesurer le LWC, l'autre pour le TWC, sont maintenus à une température constante à l'aide d'une résistance électrique. Chacun de ces capteurs est composé d'une partie étant à l'abri des impacts des hydrométéores et servant de référence et d'une autre permettant la collection et l'échantillonnage des particules (voir figure IV.5). Le capteur LWC est arrondi et limite ainsi l'échantillonnage des cristaux de glace qui vont préférentiellement se briser alors que les gouttes d'eau vont s'évaporer au contact du fil chaud. Le capteur TWC est de forme conique et permet donc l'échantillonnage de toutes les particules nuageuses.

La puissance électrique fournie au capteur (LWC ou TWC, référence ou collecteur) pour maintenir la température constante est calculé par la division entre le carré de la tension et la résistance. La partie de cette puissance électrique LWC ou TWC due uniquement à l'évaporation des particules nuageuses s'exprime en fonction des puissances fournies à la référence et au collecteur par la relation :

$$P = P_{collecteur} - k * P_{reference} \quad (\text{Équation IV.18})$$

avec le coefficient k déterminé en ciel clair où $P=0$.

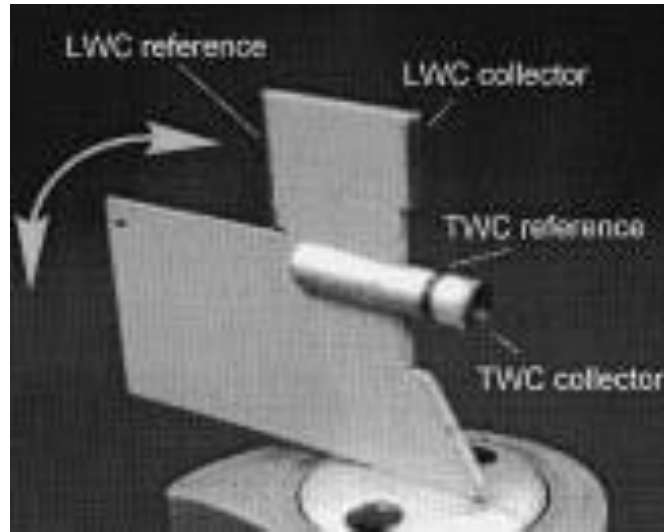


Figure IV.5 : La sonde Nevzorov

Connaissant ainsi les puissances électriques P_{LWC} et P_{TWC} des deux capteurs LWC et TWC, on en déduit les contenus en eau et en glace par les relations (Korolev et al., 1998) :

$$LWC = \frac{P_{LWC} - \frac{P_{TWC} \cdot \beta \cdot S_{LWC}}{\epsilon_{TI} \cdot S_{TWC}}}{L_W \cdot S_{LWC} \cdot U \cdot \left(\epsilon_{LW} - \frac{\beta \cdot \epsilon_{TW}}{\epsilon_{TI}} \right)} \quad (\text{Équation IV.19})$$

$$IWC = \frac{P_{TWC} - \frac{P_{LWC} \cdot \epsilon_{TW} \cdot S_{TWC}}{\epsilon_{LW} \cdot S_{LWC}}}{(L_i + L_W) \cdot S_{LWC} \cdot U \cdot \left(\epsilon_{TI} - \frac{\beta \cdot \epsilon_{TW}}{\epsilon_{LW}} \right)} \quad (\text{Équation IV.20})$$

où S_{LWC} et S_{TWC} sont respectivement les surfaces des capteurs LWC et TWC, U la vitesse de l'air, ϵ_{LW} et ϵ_{TW} les coefficients respectivement des capteurs LWC et TWC pour les particules liquides, ϵ_{TI} le coefficient d'efficacité du collecteur TWC pour les particules solides, β le coefficient d'efficacité de la glace sur le capteur LWC et L_i et L_W l'énergie nécessaire respectivement à la fusion de la glace et à l'évaporation de l'eau. Dans le cas d'un nuage en phase liquide, on obtient :

$$LWC = \frac{P_{LWC}}{L_W \cdot S_{LWC} \cdot U \cdot \epsilon_{LW}} \quad (\text{Équation IV.21})$$

$$LWC = TWC = \frac{P_{TWC}}{L_W \cdot S_{TWC} \cdot U \cdot \epsilon_{TW}} \quad (\text{Équation IV.22})$$

On peut en déduire ainsi les coefficients d'efficacité. Les valeurs de L_i et L_w sont données par les relations thermodynamiques suivantes :

$$L_w = C_w * (T_e - T_a) + L_l(T_e) \quad (\text{Équation IV.23})$$

$$L_i = C_i * (T_e - T_a) + L_c(T_e) \quad (\text{Équation IV.24})$$

avec C_w et C_i la chaleur spécifique respectivement de l'eau et de la glace, T_a la température de l'air, L_l et L_c la chaleur latente respectivement d'évaporation et de fusion de l'eau et T_e la température d'ébullition.

La sensibilité des deux capteurs est de 0.005 g.m^{-3} , les incertitudes sur le contenu en eau et en glace sont respectivement de 15 % et 20 % (Korolev et al., 1998). Schwarzenboeck et al. (2009) ont montré que les coefficients d'efficacité étaient dépendants de la taille des particules à partir d'un diamètre de 25 μm .

1.5 Couplage microphysique-optique

La synergie expérimentale rendu possible grâce à l'instrumentation présentée ci-dessus et qui consiste à coupler les mesures de l'indicatrice de diffusion des hydrométéores avec leurs propriétés morphologiques a mis en évidence la possibilité de lier des formes de cristaux de glace particuliers avec leurs propriétés optiques dans le visible (Gayet et al., 2002b). Dans le cadre de la campagne ASTAR (Arctic Study of Tropospheric Aerosol, Clouds and Radiation) où un nimbostratus en phase mixte fut échantillonné, Jourdan et al. (2010) ont produit une analyse statistique des indicatrices de diffusion qui a permis d'identifier des zones de nuages ou groupes présentant des propriétés optiques similaires. La figure III.17 montre les fonctions de phase moyennes et les propriétés morphologiques des hydrométéores de diamètre supérieur à 50 μm pour ces 7 zones.

Les fonctions de phase se caractérisent par une faible différence pour la diffusion avant et arrière ($\theta < 60^\circ$ et $\theta > 120^\circ$) et de fortes différences pour la diffusion latérale ($120^\circ > \theta > 60^\circ$). Elles présentent une forme plus plate en présence de cristaux et montrent qu'elles sont liées aux propriétés microphysiques des nuages. En effet, les trois premiers groupes qui possèdent les diffusions latérales les plus faibles sont composés en grande majorité de gouttes d'eau, les fonctions de phase associées correspondent à une diffusion par des particules sphériques. Les groupes 4 et 5 sont composés en nombre d'une majorité de gouttes mais la fonction de phase étant plus sensible à l'aire projetée des particules, la diffusion latérale est sensiblement augmentée par la dominance en surface de la grêle (groupe 4) et des irréguliers (groupe 5). Les groupes 6 et 7 se distinguent respectivement par une présence importante d'étoiles et de

colonnes ou aiguilles. Cette différence se retrouve sur les diffusions latérale et arrière des fonctions de phase (Jourdan et al., 2010). Ainsi, les signatures optiques sont associées à des propriétés morphologiques des cristaux de glace spécifiques. Ceci constitue une étape importante pour le développement de paramétrisations réalistes capable de coupler propriétés optiques et forme des cristaux et de simulations reconstituant les propriétés radiatives des MPC arctiques en fonctions de leurs propriétés microphysiques (Ehrlich et al., 2008).

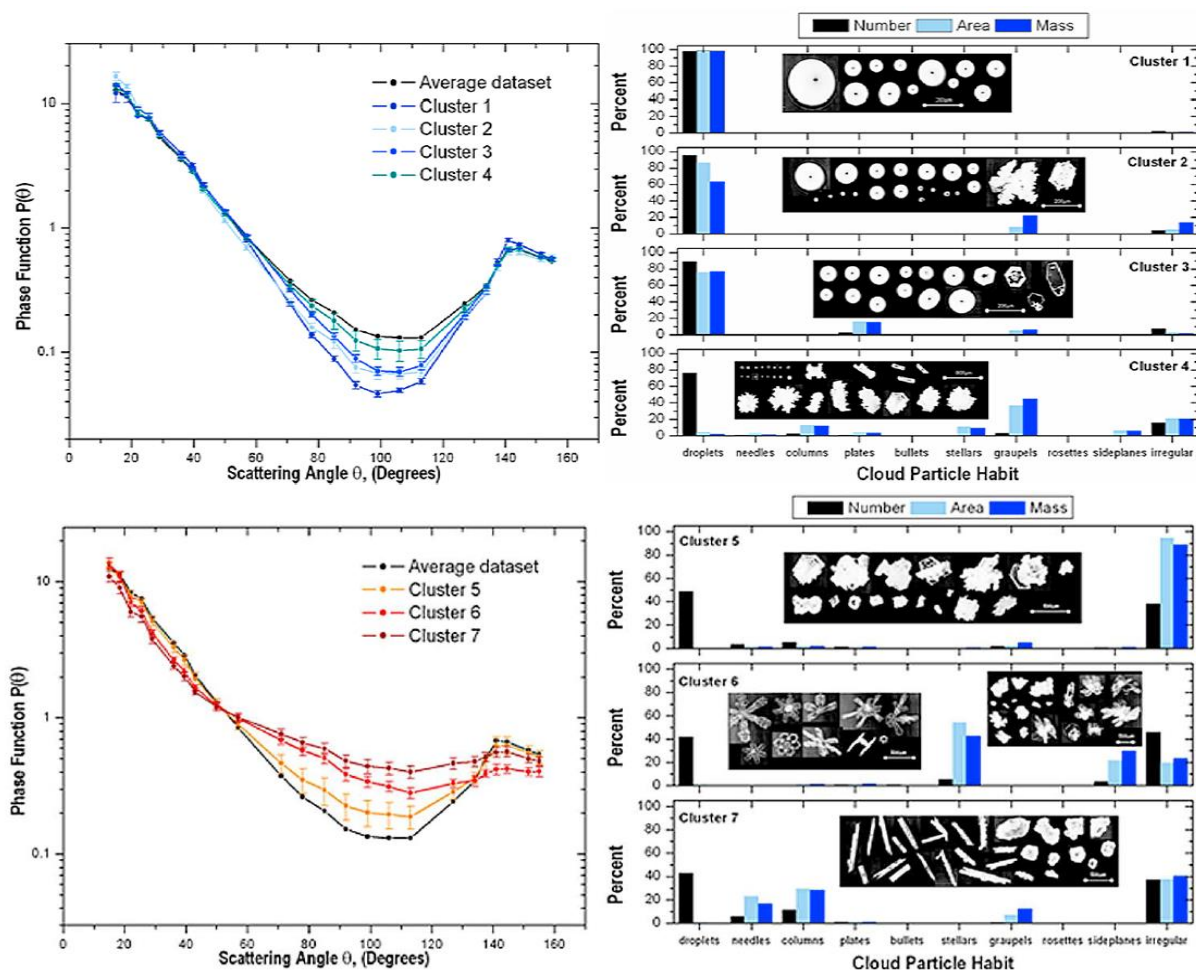


Figure III.17 : A gauche, fonctions de phase moyennes pour les 7 zones de nuage, les bars représentent la déviation standard de chaque angle de mesure. A droite, histogrammes de la forme des hydrométéores, les pourcentages en nombre (noir), surface (cyan) et masse (bleu) sont indiqués pour chaque catégorie de forme, d'après Jourdan et al. (2010) et lors de la campagne ASTAR 2004. Des images 2D des particules caractérisant chaque zone sont affichées.

I.6 Résumé

Le tableau IV.1 établit un résumé des quatre catégories constituant l'instrumentation nuage avec leurs caractéristiques et les noms des instruments qui ont été discutés dans ce chapitre. Cette gamme d'instruments permet donc de mesurer les propriétés microphysiques et optiques des nuages, en distinguant la phase liquide de la phase glace, de différentes façons même si le principe de mesure reposant sur l'interaction des particules avec un faisceau laser est commun aux quatre catégories.

Catégorie	Paramètres mesurés	Instruments
Spectromètre	distribution en taille (PSD)	- FSSP - FM - CDP - CAPS
Imageur	distribution en taille (PSD) images des particules classification en forme	- 2D-C et 2D-P - CIP et PIP - CPI
Néphélomètre	fonction de phase ou indicatrice de diffusion	- NP
EPP	paramètres globaux (contenu en eau, extinction, diamètre effectif)	- PWD - PVM - Sonde Nevzorov

Tableau IV.1 : Récapitulatif des différents types d'instruments existant pour mesurer les nuages avec les paramètres mesurés par chacun d'entre eux.

II. Intercomparaison de l'instrumentation nuage à l'observatoire du Puy-de-Dôme

Cette section présente les résultats de l'intercomparaison instrumentale effectuée du 15 au 29 mai 2013 à la station de mesure du Puy de Dôme (PUY). Ce travail a fait l'objet d'une publication dans Atmospheric Measurement Techniques (AMT) parue en 2015 et présentée à la fin de ce manuscrit.

II.1 Introduction

A l'aide des instruments décrits plus haut, deux stratégies existent pour mesurer in situ les propriétés des nuages. La première consiste à installer les instruments sous les ailes d'un avion et de voler ainsi à travers un système nuageux (Gayet et al., 2009; Baumgardner et al., 2011, Brenguier et al., 2013). L'autre méthode utilise ces instruments sur une plate-forme au sol, généralement sur un site de montagne, dont l'altitude permet un échantillonnage des nuages (Kamphus et al., 2010).

Cependant, les comparaisons entre ces divers dispositifs ont montré des divergences (Baumgardner, 1983, Burnet et Brenguier, 1999, 2002). Les principaux problèmes résident dans l'estimation du volume d'échantillonnage V et l'impact de la direction et de la vitesse du vent pour les mesures au sol. Des études antérieures ont, en effet, montrés que certains effets pouvaient avoir une influence sur les mesures, par exemple, Gerber et al. (1999) ont mis en évidence l'effet sur la concentration dû à l'inertie des particules et Wendisch et al. (1998) ont expliqué les corrections dues à l'activité, aux effets de bord du laser, à l'enfoncement des particules par le vent et les ajustements dus aux oscillations de Mie sur la mesure de la taille et de la concentration des particules. Lance et al. (2010) ont utilisé des billes de verre pour étudier la précision de calibration du CDP. Cette étude montre que la calibration était en accord avec la réponse théorique fournie par le fabricant. Cependant, des expériences en laboratoire effectuées avec un générateur de gouttes piézo-électrique ont mis en évidence un biais de 2 μm sur l'estimation du diamètre pour des gouttes générées de 12 à 23 μm de diamètre. Ce biais a été attribué à un mauvais alignement du système optique. Des comparaisons sur des mesures de LWC aéropartées suggèrent un biais sur le diamètre et la concentration des gouttes. Sa valeur s'est avérée être dépendante de la concentration et due à la coïncidence, terme qui désigne le fait que plusieurs gouttes passent à travers le faisceau laser pendant une très courte période de temps (Lance et al., 2010).

Des mesures in situ au sol effectuées à la station du Jungfraujoch, Suisse, par Spiegel et al. (2012), ont montré de potentiels biais dans la restitution des valeurs absolues des paramètres,

surtout lorsque qu'elles sont comparées au Fog Monitor. De plus, les formules de l'efficacité d'échantillonnage fournies par Hangal et Willeke (1990 a,b) ont été utilisées dans le cas du Fog Monitor. En régime sub-cinétique, les résultats ont révélé que l'efficacité diminuait rapidement avec la vitesse de vent pour des gouttes de diamètre supérieur à 10 μm environ et un angle supérieur à 30°. Par contre, l'efficacité semble être plutôt indépendante de l'angle d'échantillonnage en régime super-cinétique. Burnet et Brenguier (2002) ont également noté des différences notables entre des instruments nuage aéroportés lors de mesures en brouillard. Un biais maximum de 30 % a été trouvé sur le LWC en comparant le FSSP-100 et le PVM. En se basant sur des mesures au sol, Gerber et al. (1999) ont observé des désaccords entre le FSSP et le PVM causé par l'effet inertiel de la concentration. Cet effet correspond à une surestimation de la concentration, onction de la taille des gouttes, en cas de mesures non-isocinétiques. Choularton et al. (1986) ont mis en évidence l'effet d'enfoncement dû au vent qui peut ajouter une surestimation de la concentration en cas de vitesse de vent élevée. Pinnick et al. (1981) ont montré que les oscillations de Mie sont responsables d'erreurs sur l'estimation du diamètre.

Même si des études, comparant les propriétés nuageuses dérivées de ces diverses instrumentations, existent, il reste toujours nécessaire de mieux comprendre les différences entre les instruments et les conditions d'échantillonnage ainsi que d'élaborer de solides standardisations et de potentiels corrections des mesures. Par exemple, Brenguier et al. (2013) recommande de comparer systématiquement les contenus en eau des différents instruments.

Le site du Puy-de-Dôme est un lieu idéal pour effectuer une étude d'intercomparaison instrumentale nuage. En effet, la station se trouve en nuage environ 50 % sur temps sur une moyenne annuelle. Elle possède une plateforme sur le toit, sur laquelle des instruments au sol peuvent être installés, et la soufflerie qui fait face au vent dominant d'ouest et qui permet de reproduire des conditions aéroportées jusqu'à des vitesses de l'air de 55 m/s.

L'étude présentée ici porte sur l'intercomparaison de l'instrumentation nuage effectuée dans le cadre de ROSEA (Réseau d'Observatoires pour la Surveillance et l'Exploration de l'Atmosphère). L'objectif principal est de fournir un bilan d'éventuelle variabilité entre les différents instruments mesurant les propriétés microphysiques des nuages liquides. Le second objectif est d'évaluer les effets de l'orientation des instruments et de la vitesse du vent sur les mesures des distributions en taille des gouttelettes. En particulier, la réponse du FSSP aux conditions non iso axiales sera étudiée. En effet, comme cet instrument fut installé sur un mât, qui peut être orienté manuellement, ce système permet d'examiner les effets sur la distribution en taille du FSSP d'une augmentation graduelle de l'angle entre l'orientation des instruments et la direction du vent.

II.2 L'instrumentation et le site de mesure

II.2.a Le site de mesure

L'intercomparaison de l'instrumentation de mesure microphysique nuage a été effectuée à la station de mesure atmosphérique du Puy-de-Dôme (PUY, 45.46°N, 2.57°E, 1465 mètres d'altitude) dans le cadre du projet ROSEA. Cette station fait partie des réseaux EMEP (European Monitoring and Evaluation Program), GAW (Global Atmosphere Watch) et ACTRIS (Aerosol, Clouds and Trace gases Research InfraStructure Network), et constitue un lieu où les nuages, aérosols et gaz atmosphériques sont étudiés. Le projet ROSEA coordonne un ensemble d'observations de la dynamique, thermodynamique et de l'eau atmosphériques, à partir de 5 sites multi-instrumentés français (SIRTA, PUY, P2OA, OHP, OPAR). Il a pour objectifs d'étudier la contribution des nuages et flux surface-atmosphère dans les anomalies climatiques récentes, d'étudier l'impact des variabilités et évolutions de la vapeur d'eau et des cirrus sur l'évolution du rayonnement solaire, de faire progresser la connaissance des processus physico-chimiques dans les systèmes nuageux

La station PUY est située au sommet d'un volcan inactif dominant la région alentour où les champs et les forêts sont prédominants. Le principal avantage de ce site réside dans la haute fréquence de l'occurrence des nuages (50 % du temps sur l'année). Les vents dominants proviennent du nord et de l'ouest. Les paramètres météorologiques, comprenant la direction et la vitesse du vent, la température, la pression, l'humidité relative, les radiations (UV, globales et diffuses), les gaz atmosphériques (O₃, NO_x, SO₂, CO₂) et le carbone suie sont mesurés en continu sur toute l'année (voir Boulon et al., 2011, pour plus de détails). Des études sur le long terme ont déjà été entrepris sur ce site, en particulier concernant la distribution en taille des aérosols (Venzac et al., 2009), la composition chimique des aérosols (Freney et al., 2011, Bourcier et al., 2012), les propriétés optiques des aérosols (Hervo et al., 2014), les propriétés hygroscopiques des aérosols (Asmi et al., 2012, Holmgren et al., 2014), la chimie des nuages (Marinoni et al., 2004, Deguillaume et al., 2014) et la microphysique des nuages (Mertes et al., 2001).

La campagne d'intercomparaison a eu lieu du 16 au 28 Mai 2013. Onze épisodes nuageux ont été recensés, chacun d'une durée de plusieurs heures. Les températures ont toujours été positives, prévenant ainsi tout risque de givrage sur les instruments. La situation météorologique a été caractérisée par des vents venant d'ouest avec des vitesses allant de 1 à 22 m.s⁻¹. Les propriétés microphysiques des nuages ont mis en évidence des valeurs de diamètre effectif de gouttes et de LWC allant respectivement de 10 à 30 μm et de 0.1 à 1 g.m⁻³. Un résumé des données disponibles et exploitables est donné dans le tableau IV.1, une absence de données pour un instrument est due à un problème instrumental ou une absence d'expérience dans le cas des instruments en soufflerie.

II.2.b L'instrumentation nuage et la méthode d'échantillonnage

Pendant la campagne d'intercomparaison, un dispositif instrumental pour l'étude des propriétés des nuages a été installé sur la plateforme et la soufflerie de la station du Puy-de-Dôme. Cette combinaison d'instruments permet de mesurer les gouttelettes de diamètre compris entre quelques micromètres à 500 μm . Ces mesures comprennent la distribution en taille, le diamètre effectif, le coefficient d'extinction, le LWC et la concentration en nombre (voir partie IV.1). L'instrumentation sur la plateforme était composée d'un FSSP-100, un FM-100, deux PVM-100 (arbitrairement dénommés PVM1 et PVM2) et d'un PWD (voir photo IV.1.a). Le FM et le FSSP ont été installés sur un mât pouvant être orienté manuellement. Ces deux instruments possédaient leur propre pompe aspirant de manière continue et régulière l'air dans l'inlet à une vitesse de 9 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le FSSP et 10 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le FM. Le FM possède habituellement un tube de Pitot pour mesurer la vitesse de l'air à travers l'inlet. Cependant, comme celui-ci n'a pas fonctionné pendant la campagne, la vitesse d'échantillonnage a été fixée à la valeur constante théorique de 15 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Cette approximation ajoute des incertitudes au volume d'échantillonnage du FM.

En complément de ces mesures au sol continues durant la durée de la campagne, un SPP (équivalent au FSSP) et deux CDP ont été installés dans la soufflerie (voir photo IV.1.b). Deux types de CDP furent utilisés pendant la campagne : la première version (CDP1) avec un embout classique et la deuxième version (CDP2) avec un embout Korolev évitant un potentiel effet de fragmentation de cristaux (shattering). Pour ces deux versions, le « pin hole » servant à réduire les effets de la coïncidence n'a pas été utilisé.

La soufflerie consiste en une section d'échantillonnage de 2 mètres de long avec une vitesse de l'air réglable par l'utilisateur de 10 jusqu'à 55 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, ce qui correspond à un débit d'air maximal de 17 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Pour plus de détails, consulter Bain et Gayet (1983) ou Wobrock et al. (2001). La méthode de la « grille glacée » (voir Irvine et al., 2001) a été utilisée pour mesurer l'homogénéité du flux d'air aspiré. Les tests ont été effectués à la vitesse de l'air maximal (55 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Les résultats préliminaires ont montré que les variations de l'épaisseur des bandes de glace étaient inférieures à 5%, c'est-à-dire de l'ordre de grandeur de l'incertitude de la méthode. On peut donc rejeter l'hypothèse que l'hétérogénéité des flux d'air peut causer des différences sur les mesures microphysiques des instruments de la soufflerie. Pendant la campagne, quatre expériences ont été menées dans la soufflerie, chacune d'une durée d'environ 2 heures. Un résumé des caractéristiques de l'instrumentation utilisée, avec les incertitudes en conditions de fonctionnement normal et extrême, est présenté dans le tableau IV.2.

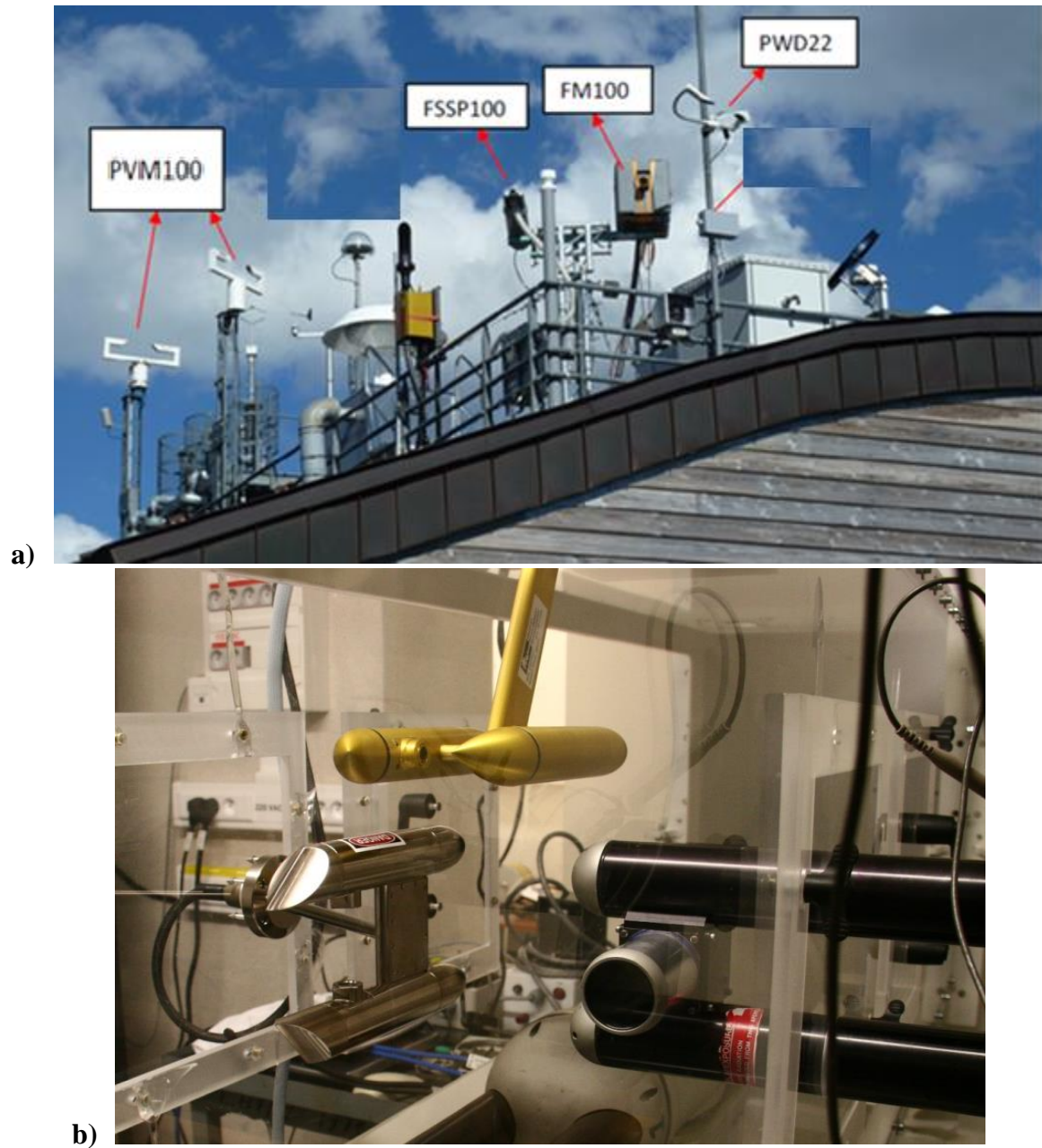


Photo IV.1 : a) Instrumentation installé sur la plateforme située sur le toit de la station du PUY. Le FSSP et le FM ont été placés sur un mât qui peut être orienté manuellement et b) instrumentation dans la soufflerie : le SPP à droite, le CDP2 en haut et le CDP1 à gauche.

Date	Wind tunnel			Roof					meteo
	SPP	CDP 1	CDP 2	FSSP	PVM 1	PVM 2	PWD	FM 100	
16/05/2013	√	√	√	√	×	√	√	√	cloudy
17/05/2013	×	×	×	√	√	×	√	√	cloudy
19/05/2013	×	×	×	√	√	×	√	√	cloudy
20/05/2013	×	×	×	√	√	×	√	√	cloudy
21/05/2013	×	×	×	√	×	×	√	√	cloudy
22/05/2013	√	√	×	√	×	×	√	√	cloudy
23/05/2013	×	×	×	×	~	~	√	√	cloudy
24/05/2013	√	√	×	×	×	√	√	√	cloudy
25/05/2013	×	×	×	×	√	√	√	√	cloudy
26/05/2013	×	×	×	×	√	√	√	√	cloudy
27/05/2013	×	×	×	√	√	√	√	√	clear
28/05/2013	√	√	×	√	√	√	√	√	cloudy
√ = data available									
~ = data available during a part of the day									
× = data not available									

Tableau IV.1 : Disponibilité des données pour chaque instrument utilisé pendant la campagne d'intercomparaison.

Instrument	Measured parameter(s)	Measurement range	Accuracy normal conditions	Accuracy extrem conditions	Time resolution
Scattering Spectrometer Probe (FSSP & SPP)	size distribution	2 - 47 μm	D : $\pm 3\mu\text{m}$ Number conc : $\pm 20\%$	/	1 sec
Fog Monitor (FM)	size distribution	2 - 50 μm	D : $\pm 3\mu\text{m}$ Number conc : $\pm 20\%$	Number conc : $\pm 100\%$ [Spiegel et al, 2012]	1 sec
Cloud Droplet Probe (CDP)	size distribution	2 - 50 μm	D : $\pm 3\mu\text{m}$ Number conc : $\pm 20\%$	Number conc : $\pm 50\%$ [Lance et al., 2010]	1 sec
Particle Volume Monitor (PVM)	extinction, LWC, Reff	3 - 45 μm	LWC : $\pm 10\%$	LWC : $\pm 50\%$ [Wendish et al., 2002]	5 min
Present Weather Detector (PWD 22)	extinction	all	$\pm 10\%$	/	1 min

Tableau IV.2 : Caractéristiques de l'instrumentation de la campagne d'intercomparaison. Les incertitudes de mesures sont précisées pour des conditions normales et extrêmes.

Les instruments ont fonctionné à une fréquence d'acquisition de 1 Hertz. Les données ont ensuite été moyennées sur 10 secondes ou 1 minute, en fonction de la durée de l'expérience, de l'hétérogénéité du nuage échantillonné et de potentielles différences de synchronisation temporelle entre les instruments. Le PVM1 fonctionne à l'aide d'un protocole automatique de

traitement des données qui fournit les paramètres mesurés moyennés sur 5 minutes. Par conséquent, toute comparaison avec le PVM1 se fera avec de données à 5 minutes. Le FSSP a montré des résultats incohérents du 23 au 26 Mars, probablement dus à des interférences électriques.

Les spectromètres ont été calibrés à l'aide de billes de verre, entre le 22 Avril et le 29 Avril 2013 avant la campagne, et entre le 8 Novembre et le 30 Novembre 2013 après la campagne. Les EPP (PVM et PWD) ont été calibrés à l'aide d'un disque opaque quelques jours avant le début de la campagne.

II.3 Résultats

II.3.a Stratégie de l'analyse de données à partir d'un cas d'étude

Le sujet de cette section est de montrer un aperçu de la stratégie d'analyses des mesures microphysiques adoptée lors de la campagne d'intercomparaison. Une attention particulière est portée sur la variabilité inter-instruments. Pendant la journée du 16 Mai, un nombre élevé d'instruments ont fonctionné, à la fois sur la plateforme et dans la soufflerie (voir le Tableau IV.1). Seul le PVM1 n'a pas fonctionné ce jour-là.

La figure IV.6 fournit un exemple de l'évolution temporelle des paramètres mesurés le 16 Mai. Sur cette figure, les séries temporelles des propriétés des nuages ont été représentées lorsque la soufflerie était en marche. Les données ont été moyennées sur 10 secondes. La vitesse de l'air est indiquée sur la figure IV.6.a : la vitesse du vent est comprise entre 2 et 7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et la vitesse dans la soufflerie entre 25 et 55 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

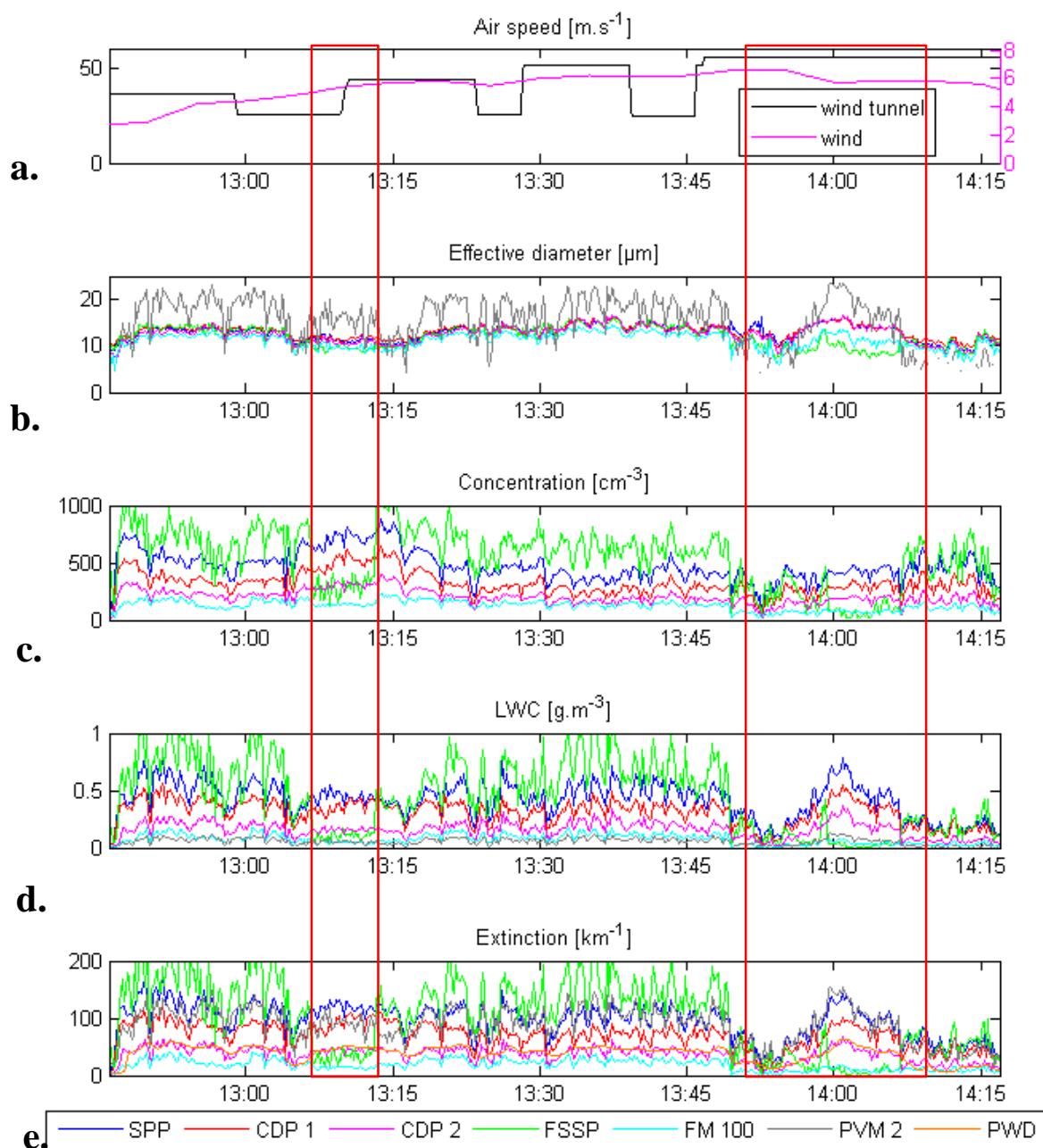


Figure IV.6 : Séries temporelles pour l'expérience du 16 Mai des principaux paramètres microphysiques mesurés : a. la vitesse du vent extérieur (violet) et la vitesse de l'air dans la soufflerie (noir) ; b. le diamètre effectif ; c. la concentration ; d. le LWC et e. le coefficient d'extinction. Les données ont été moyennées sur 10 secondes, sauf pour les mesures du PWD qui sont fournies à une résolution temporelle de 1 minute. La partie encadrée en rouge correspond à des expériences additionnelles où l'orientation des instruments sur le mât a été changée (c'est-à-dire le FSSP et le FM).

Les paramètres nuageux mesurés sont tracés de la figure IV.6.b à IV.6.d, représentant respectivement le diamètre effectif, la concentration en nombre et le LWC mesurés par le FSSP, le PVM2 (mise à part la concentration) et le FM pour les instruments sur le toit ainsi que par les deux CDP et le SPP pour les instruments dans la soufflerie. Les séries temporelles du coefficient d'extinction calculé à partir des mesures microphysiques et mesuré par le PWD sont tracées sur la figure IV.6.e. On notera que les couches nuageuses observées étaient au-dessus du point de givrage avec des températures à peu près constantes autour de 1 °C. Pendant l'échantillonnage, le vent venait d'ouest et les instruments installés sur le mât étaient orientés en fonction.

A la fois les valeurs absolues et la variabilité du diamètre effectif mesuré par les différents instruments sont en accord avec un coefficient de corrélation proche de 0.9 (voir figure IV.6.b). Seul le PVM2 constitue une exception, d'importantes différences sont en effet observées entre le diamètre effectif du PVM2 et des autres instruments. Le PVM2 fournit donc un bon exemple de mesures non cohérentes dues à un dysfonctionnement de l'instrument, potentiellement lié à des interférences électriques soupçonnées d'avoir eu lieu lors de la campagne.

L'évolution temporelle de la concentration en nombre montre des différences systématiques entre les instruments (figure IV.6.c) bien que la variabilité de ces propriétés microphysiques soit bien reproduite par tous les instruments (le coefficient de corrélation étant proche de 0.9). La concentration mesurée par le FM est systématiquement inférieure à celle des autres instruments tandis que les FSSPs (SPP et FSSP-100) montrent les valeurs les plus élevées. Le rapport des concentrations (typiquement la concentration de FSSP sur le FM) atteint une valeur maximale de 5. Les concentrations mesurées pour les CDPs installés dans la soufflerie sont comprises entre les valeurs obtenues par les FSSPs et le FM. Il y a un facteur 2 entre les concentrations en gouttelettes mesurées par les deux CDPs et un facteur de 1.3 (CDP1) et 2.2 (CDP2) avec le FSSP. De même, les LWC et les coefficients d'extinction montrent des écarts importants avec des biais entre les instruments potentiellement très élevés (là aussi avec un maximum de 5 en comparant les FSSP au FM). Cependant, les variations temporelles de ces données restent corrélées avec un R^2 proche de 0.9.

La partie encadrée en rouge sur la figure IV.6 correspond à des expériences additionnelles portant sur les modifications dues au changement d'orientation des instruments du FSSP et du FM installés sur le mât orientable. Ces changements d'orientation mènent à de fortes baisses pour tous les paramètres microphysiques, et de manière un peu plus prononcée sur le FSSP. Les données correspondant à ces changements d'orientation ont été retirées de l'analyse jusqu'à la partie II.3.d. Sur cet exemple du 16 Mai, on observe que les différences en concentration mesurée semblent varier en fonction de la vitesse et de la direction du vent. L'étude des effets de la direction est présentée dans la partie II.3.e.

Cet exemple illustre bien le fait que le diamètre est correctement déterminé par l'ensemble des instruments. En revanche, le comptage des particules est constamment sujet à des biais entre les instruments. Ceci est clairement montré sur la figure IV.7 où les distributions en

taille des particules (PSD pour Particle Size Distribution) moyennes mesurées par les sondes sont tracées. Ces PSD ont été calculées lorsque l'orientation des sondes était coaxiale avec la direction du vent. Les PSD en nombre sont des bons indicateurs des concentrations des petites gouttes tandis que les PSD en surface et volume sont plutôt représentatives des gouttes de taille respectivement intermédiaire et élevée.

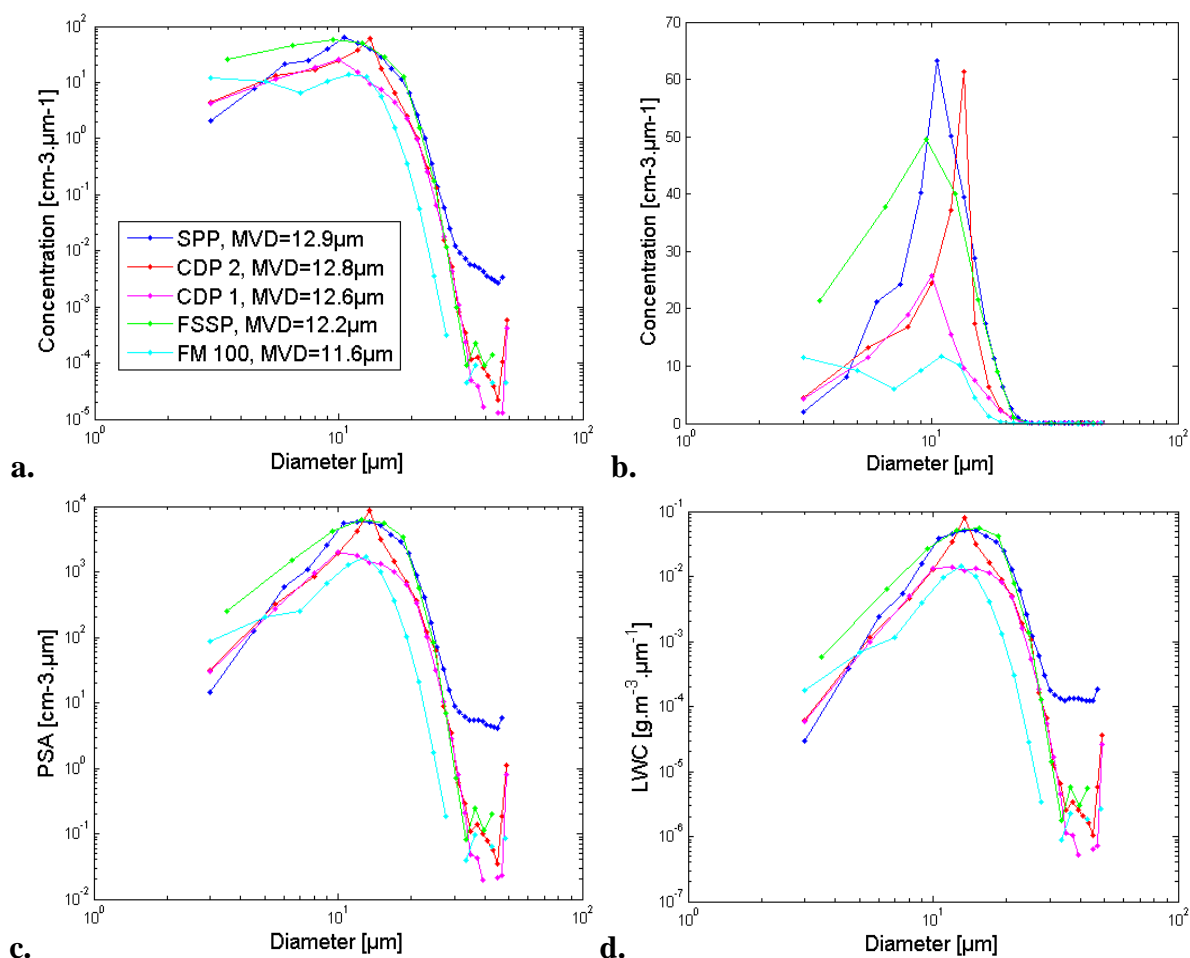


Figure IV.7 : Distributions en taille en concentration, en échelle (a) logarithmique et (b) linéaire, (c) en surface et (d) en LWC pour le 16 Mai moyennées sur la période de temps présente sur la figure IV.6 (c.-à-d. de 12:46 à 14:46). Seules les mesures coaxiales ont été sélectionnées. La couleur représente l'instrument affiché en légende. Le MVD moyen est également indiqué.

Les PSD montrent des tendances et des formes similaires, avec des modes centrés entre 10 et 14 μm, ce qui explique les accords sur les valeurs de diamètre effectif. Néanmoins, la PSD du FSSP montre une nette surestimation pour les particules plus petites que 10 μm comparé aux autres instruments. Ceci pourrait en partie être attribué à une augmentation du nombre de gouttes fines dans le volume d'échantillonnage du FSSP en régime super cinétique. Le MVD

calculé (voir équation II.11), dont le poids des petites particules est minime, montre des valeurs cohérentes entre les instruments, avec une déviation maximale de $1.3 \mu\text{m}$ ce qui est en deçà des erreurs instrumentales. Ceci confirme le bon accord observé entre les instruments des paramètres liés à la taille.

Cependant, les écarts observés sur la magnitude des PSD sont significatifs et reliés aux biais sur la concentration mis en évidence sur la figure IV.6. Ceci signifie que la répartition dans les différentes classes de taille se fait correctement et que les différences sur les concentrations proviennent d'une évaluation erronée du volume d'échantillonnage. De plus, le SPP tend à surestimer la concentration pour les plus grosses particules (supérieures à $30 \mu\text{m}$) comparé aux autres spectromètres, et en particulier avec les CDPs présents également dans la soufflerie. Une explication possible pourrait être un effet de splashing qui créé un artefact dans l'inlet du SPP, comme montré dans les travaux de Rogers et al. (2006). Ces résultats soulignent les difficultés rencontrées lors des mesures de concentration en gouttelette.

Concernant la soufflerie, les expérimentations mettent en évidence les effets de la vitesse de l'air appliquée sur les mesures. La figure IV.8 montre l'évolution temporelle de la distribution en taille moyennée sur 10 secondes des deux CDPs et du SPP présents dans la soufflerie, pour la journée du 16 Mai. Pendant cette expérience, la vitesse de l'air dans la soufflerie variait de 25 à $55 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Les variations brusques de la vitesse de l'air ont un impact sur la distribution en taille du SPP mais pas sur celles mesurées par les CDPs. En effet, la distribution en taille du SPP (voir figure IV.8.c) présente un régime transitoire lors du passage d'une vitesse de l'air à une autre plus élevée où la concentration des classes de taille élevées (supérieure à $30 \mu\text{m}$) augmente. Ceci explique la surestimation en concentration du SPP pour les grosses gouttes observée à la figure IV.8. Néanmoins, des expériences additionnelles sont nécessaires afin de mieux comprendre ce phénomène. Cependant, pour les CDPs, aucune modification n'entre en jeu lors du changement de la vitesse de l'air à partir du moment où celle-ci est prise en compte lors du calcul du volume d'échantillonnage et de la concentration. Ceci est généralisable sur toute la campagne. Mis à part les problèmes propres à l'échantillonnage du SPP, les comparaisons des distributions des gouttes mesurées sur le toit et dans la soufflerie ont montré que l'échantillonnage dans la soufflerie ne modifie pas les propriétés microphysiques des gouttes.

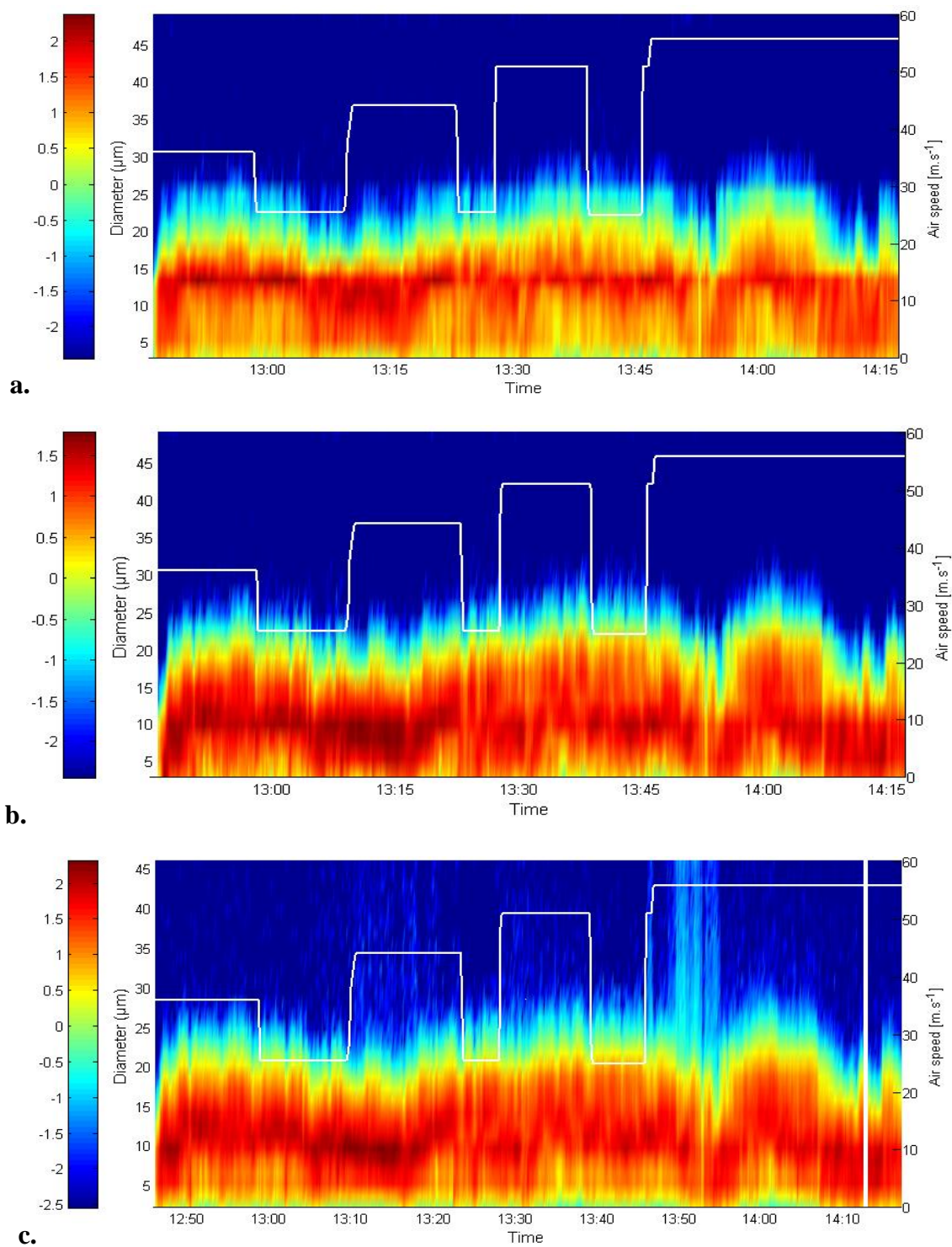


Figure IV.8 : Séries temporelles des PSD moyennées sur 10 secondes pour le CDP1 (a), le CDP2 (b) et le SPP (c). Les valeurs logarithmiques de la concentration en $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ sur chaque classe de taille sont indiquées par le code couleur. La vitesse de l'air est tracée en blanc.

II.3.b Intercomparaison instrumentale en conditions isoaxiales

Dans cette section, nous étudierons les mesures sur toute la campagne lorsque le vent était isoaxial avec les inlets des instruments. Les changements microphysiques, dus à l'orientation des instruments et observés sur la figure IV.6, ne seront pas analysés ici. Les données ont été moyennées sur 10 secondes pour les mesures en soufflerie et sur 1 minute pour les mesures sur le toit.

La figure IV.9 montre la comparaison des D_{eff} , LWC et extinction entre les deux PVM. On remarque que le LWC et l'extinction montrent une dispersion assez élevée qui entraîne une mauvaise restitution du D_{eff} , caractérisée par un coefficient de corrélation faible (0.42) et un facteur 0.66 entre les deux PVM. Ceci est en accord avec la figure IV.6 où le PVM2 mesure des D_{eff} plus élevés. Etant donné que le PVM1 est en accord avec les autres instruments (figure IV.12), le PVM2 est considéré comme défectueux, ses mesures ne seront plus discutées et le PVM1 est dorénavant nommé PVM.

La figure IV.10 montre la comparaison des D_{eff} pour les instruments déployés sur la plateforme. La droite de régression linéaire est indiquée et les lignes pointillées en gras révèlent les incertitudes appliquées à l'ajustement linéaire, les erreurs considérées pour chaque instrument sont données par le Tableau IV.2 pour les conditions normales. Même si la pente de la régression linéaire est supérieure à 1, les points de mesure sont proches de la ligne 1:1 et la dispersion de ces points est comprise dans les incertitudes de mesure. On observe un accord entre le FM et le FSSP, confirmé par une valeur élevée du coefficient de corrélation ($R^2=0.94$). De plus, les biais observés entre ces deux instruments sont compris dans les incertitudes instrumentales théoriques. La comparaison du PVM avec le FSSP et le FM montre que les variations générales sont cohérentes (R^2 proche de 0.9).

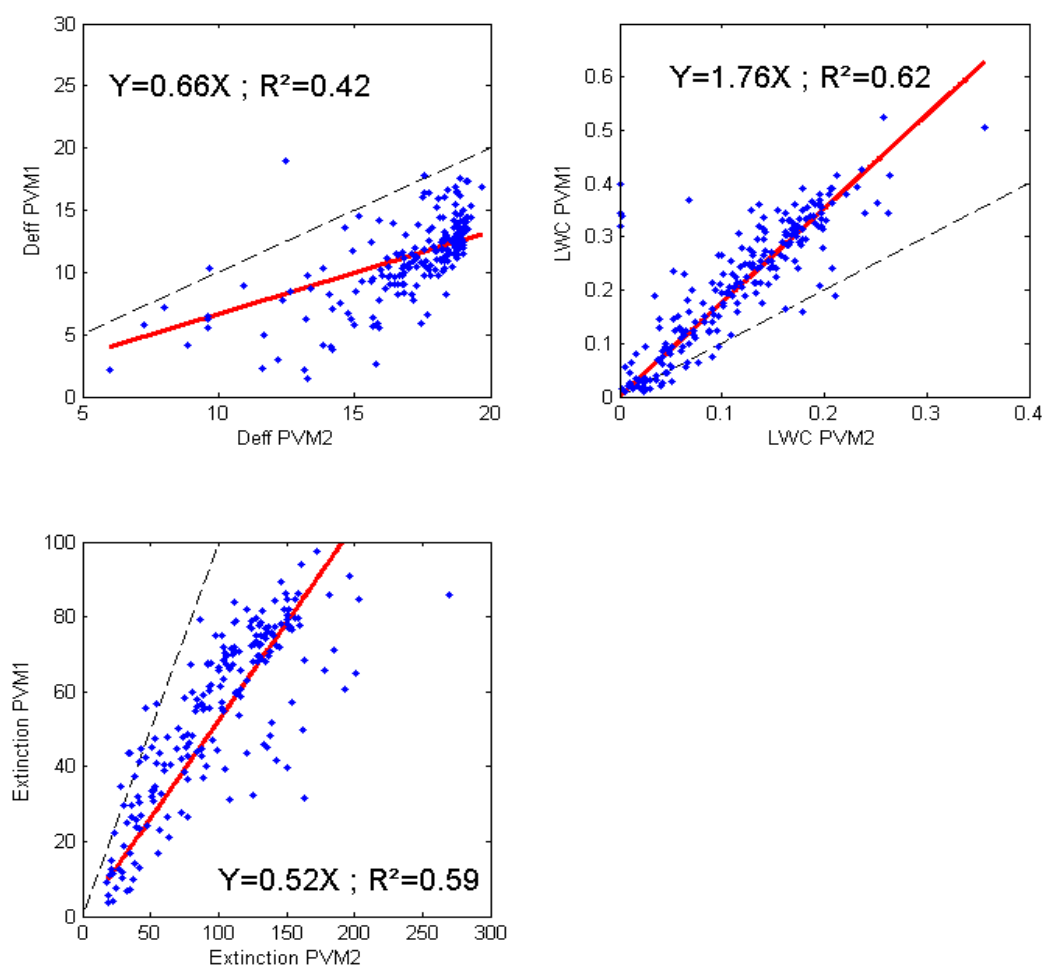


Figure IV.9 : Comparaison du Deff, LWC et extinction entre les deux PVM.

De tels écarts entre un FM un PVM ont déjà été observés par Burnet et Brenguier (2002). Les comparaisons (non montrées ici) entre le PVM et le FM donne respectivement pour l'extinction et le LWC une pente a de 2.1 avec $R^2=0.72$ et $a=2.6$ avec $R^2=0.78$. La comparaison du PVM avec le FSSP donne $a=0.35$ avec $R^2=0.65$ et $a=0.4$ avec $R^2=0.8$ respectivement pour l'extinction et le LWC. Les bonnes corrélations obtenues entre les instruments de même que les pentes similaires observées en comparant l'extinction et le LWC s'expliquent par l'accord entre les diamètres effectifs mesurés par les sondes. Les biais entre les instruments (pentes différentes de 1) résultent d'une erreur systématique et constante provenant d'une mauvaise évaluation du volume d'échantillonnage et/ou des différentes corrections de la restitution de la concentration.

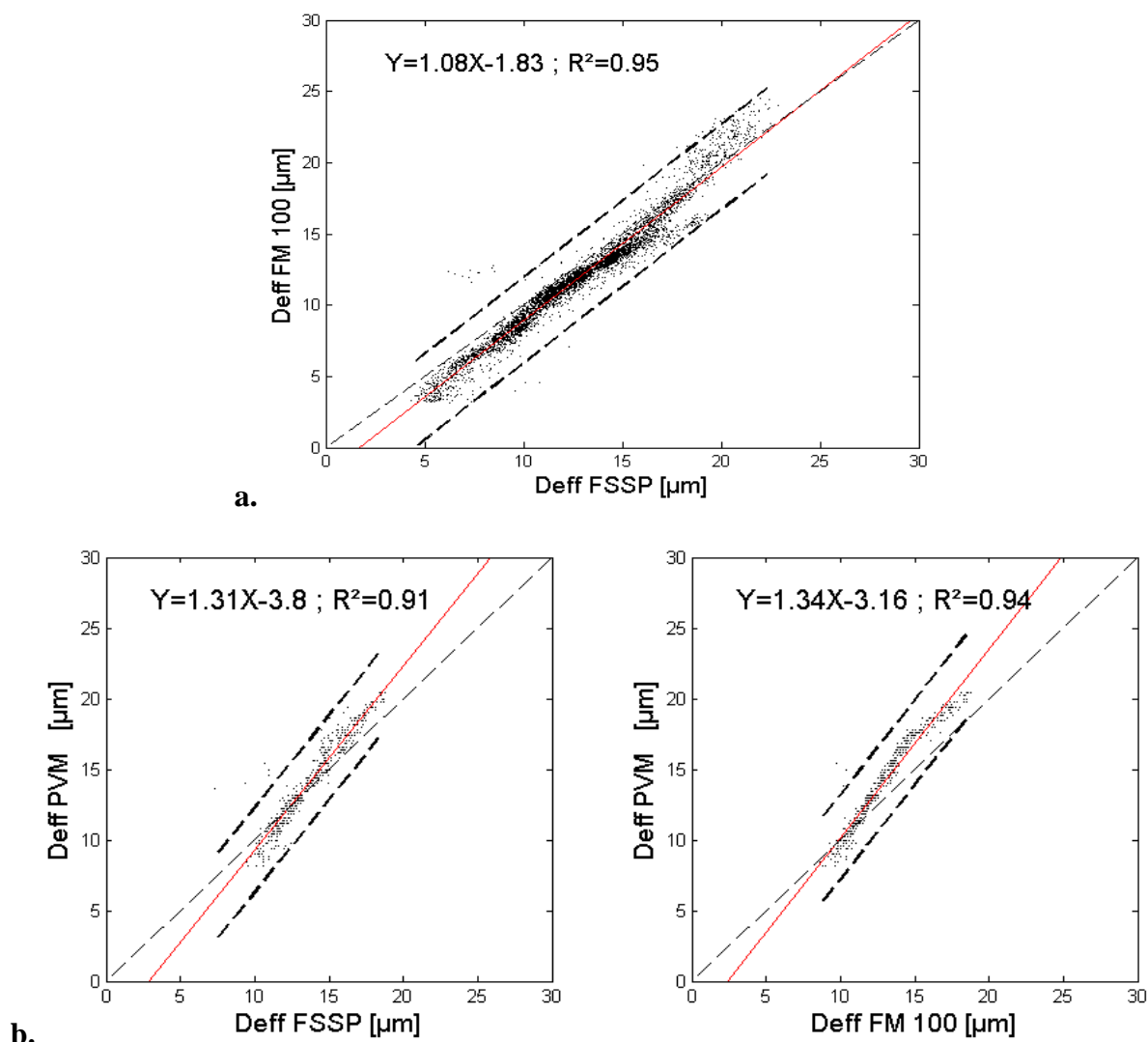


Figure IV.10 : a) Comparaison entre le diamètre effectif mesuré par le FM et le FSSP, moyenné à 1 minute et b) comparaison entre le diamètre effectif mesuré par le PVM1 et FSSP (gauche) et le FM (droite). Les données ont été moyennées à 5 minutes. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées à l'ajustement linéaire.

La comparaison entre les concentrations en nombre du FSSP et du FM, lors des mesures coaxiales avec la direction du vent, est donnée sur la figure IV.11. Les mesures de concentration sont sensiblement moins bien corrélées que le diamètre effectif mais la corrélation reste acceptable ($R^2=0.8$) et la plupart des points restent à l'intérieur de l'aire d'incertitude formée par les lignes en pointillées gras. Cependant, un biais significatif (une pente de 0.18 qui correspond à un facteur 5.5) entre les instruments est clairement mis en évidence. Ce rapport est identique que celui obtenu lors de la comparaison des différents LWC et donc confirme le fait que les mesures de taille soient cohérentes entre les instruments. Ce biais constant calculé pour la concentration affecte de la même manière le LWC et l'extinction. On rappelle que le FSSP semble surestimer les petites particules et que la vitesse

d'échantillonnage du FM-100 a été fixée à $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ à cause du dysfonctionnement du tube de Pitot. Une discussion sur les problèmes du FSSP est présentée dans la section II.3.c.

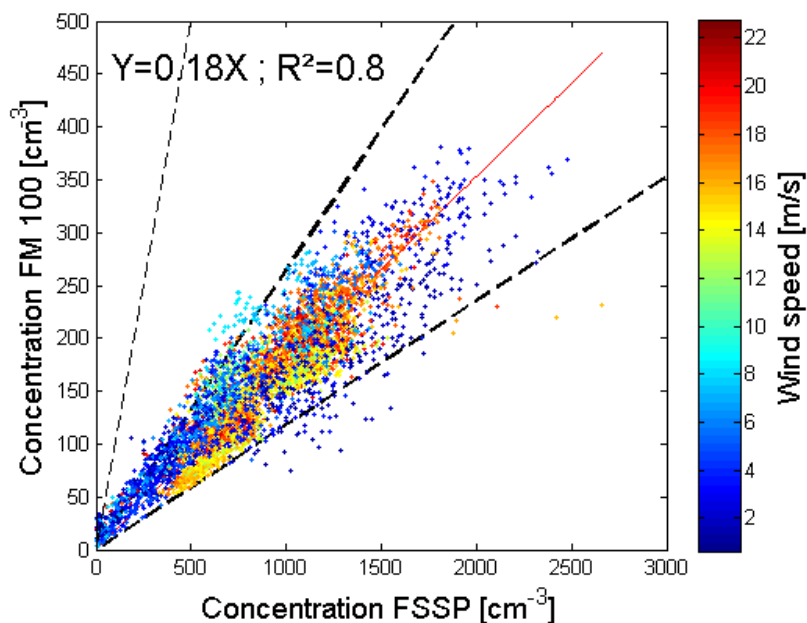


Figure IV.11 : Comparaison de la concentration en cm^{-3} moyennée à 1 minute mesurée par le FM et le FSSP. La vitesse de vent extérieur est indiquée par la couleur des points. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées à l'ajustement linéaire. L'intervalle de confiance à 99 % de la pente a été évalué à $[0.177, 0.183]$.

On observe sur la figure IV.11 que les mesures effectuées sous des conditions de vent faible (environ inférieur à $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont plus dispersées que les autres. L'effet de la vitesse du vent sur les mesures, particulièrement sur le FSSP, sera discuté dans la section II.3.c.

La figure IV.12 montre la comparaison entre les mesures à 5 minutes des coefficients d'extinction mesurés par le PVM1 et le PWD, deux instruments qui ne possèdent pas de ventilation active. On observe un bon accord entre ces deux instruments avec un coefficient de corrélation $R^2=0.86$ et une pente proche de 1. Le léger écart observé peut être attribué à l'hétérogénéité des propriétés du nuage et aux incertitudes instrumentales. Les points représentant des valeurs faibles d'extinction montrent des variations relativement fortes, ce qui correspond aux mesures aux bords du nuage où les propriétés sont les plus hétérogènes.

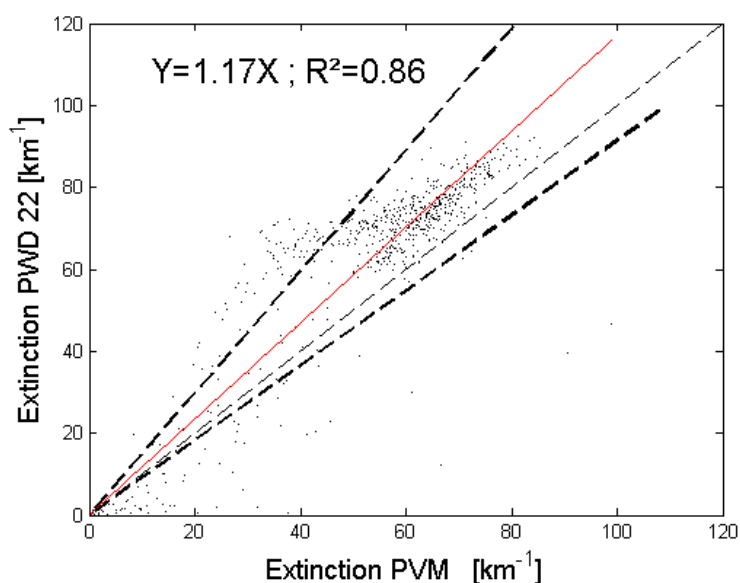


Figure IV.12 : Comparaison des coefficients d'extinction mesurés par le PWD et le PVM à 5 minutes de résolution. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées au fit linéaire. L'intervalle de confiance à 99 % de la pente a été évalué à [0.156, 0.184].

Le biais systématique (tel que la pente d'un facteur 6 sur la figure IV.11) observé dans les comparaisons des concentrations et des LWCs mesurés par les différentes sondes serait symptomatique d'une mauvaise évaluation du volume d'échantillonnage directement lié à la précision du débit d'air traversant l'inlet. Dans le but de s'en rendre compte, les mesures sous conditions ambiantes peuvent être comparées aux mesures de la soufflerie où la vitesse d'échantillonnage est mieux connue qu'à l'extérieur.

La figure IV.13.a présente les résultats du diamètre effectif sous la forme des comparaisons entre les trois instruments dans la soufflerie. De bons accords sont observés sur toutes les sondes avec des coefficients de corrélation toujours supérieurs à 0.9. La pente de la régression linéaire est très proche de 1, signifiant que la restitution de la taille des gouttes est cohérente entre les instruments et confirme donc la bonne adéquation en diamètre.

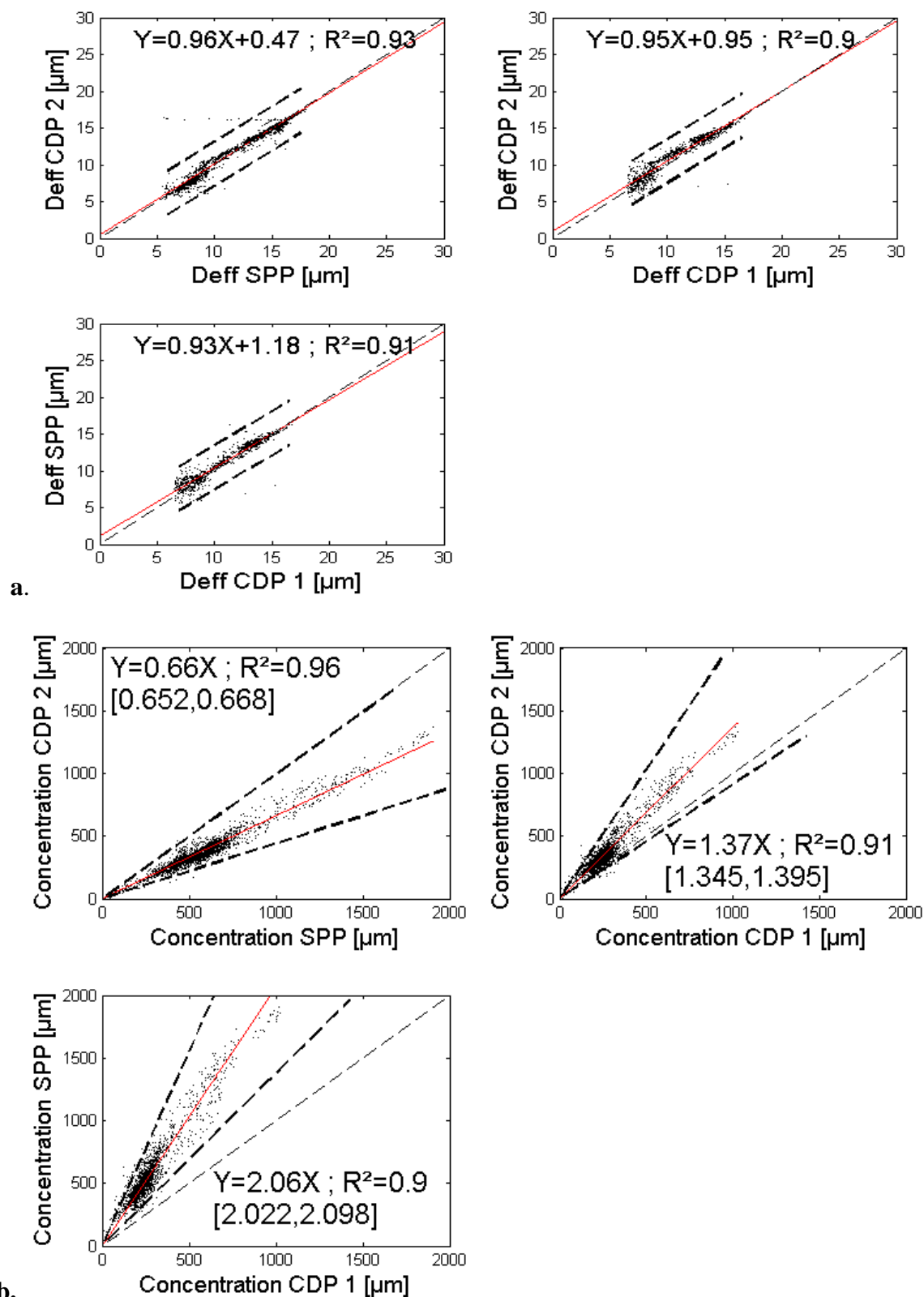


Figure IV.13 : Comparaison à 10 secondes des diamètres effectifs (a) et des concentrations (b) mesurés par les instruments de la soufflerie, c.-à-d. le CDP1, le CDP2 et le SPP. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées au fit linéaire. Les valeurs de l'intervalle de confiance à 99% sont indiquées entre crochets.

La comparaison des concentrations des gouttes (figure IV.13.b) montre également un coefficient de corrélation élevé ($R^2=0.9$), comparable aux mesures de diamètre effectif. Cependant, le calcul de la régression linéaire montre que les concentrations peuvent varier d'un facteur 2 selon les instruments. On note que ces pentes sont indépendantes de la vitesse de l'air dans la soufflerie. Bien que ces écarts soient moins importants que pour les instruments sur la plateforme, ces biais restent significatifs (supérieur à un facteur 2). Ceux-ci peuvent être attribués au calcul de la surface d'échantillonnage, que l'on rappelle difficile à estimer (voir partie I.1 de ce chapitre). Cependant, hormis les biais constants, au moins 90 % des points sont compris dans l'aire d'incertitude.

Les biais entre les instruments proviennent des erreurs systématiques de l'évaluation du volume d'échantillonnage. Les spectromètres possèdent en effet des incertitudes dans le système optique comme la DOF et les différentes corrections tel que l'activité. De plus, les données au sol du FSSP et du FM sont affectées par des erreurs portant sur la valeur de la vitesse d'échantillonnage. Dans le but d'évaluer la cohérence des mesures effectuées sous influence de l'air extérieur avec ceux dans un environnement de vent contrôlé, la sensibilité des mesures en concentration doit être caractérisée selon la vitesse de l'air. Comme il a déjà été mentionné, toutes les mesures des instruments dans la soufflerie sont corrélées entre elles. Comme seule la pente de la régression linéaire varie d'un instrument à l'autre, nous avons choisi de comparer le FSSP et le FM uniquement avec le SPP car les principes de mesures sont similaires. Les résultats avec les autres instruments de la soufflerie seront identiques.

La figure IV.14 montre la comparaison des concentrations en nombre à 10 secondes mesurées par les instruments du mât avec celle mesurée par le SPP, pour les quatre journées où il y a eu des expérimentations dans la soufflerie (c.-à-d. le 16, 22, 24 et 28 Mai). Les concentrations mesurées par le FM sont plutôt bien corrélées aux observations du SPP malgré des vitesses d'air très variables, allant de 2 à 21 $m.s^{-1}$ pour le vent extérieur et de 10 à 55 $m.s^{-1}$ pour la soufflerie. De plus, il n'y a pas de dépendance claire entre les mesures et la vitesse du vent. Le FM, le SPP et les CDP, en conditions de mesures coaxiales, ne semblent pas à priori dépendre de la vitesse de l'air (le vent pour les instruments en extérieur ; ou la vitesse appliquée dans la soufflerie). Cependant, un facteur 4 existe entre les concentrations mesurées par le FM et le SPP (facteur 3 avec le CDP1). Ces écarts peuvent être expliqués par les incertitudes sur le volume d'échantillonnage (comprenant les erreurs sur la DOF et la vitesse d'échantillonnage), les incertitudes instrumentales (qui se situent aux alentours de 20 à 30 % sur la concentration selon les instruments), de potentiels flux turbulents ou anisocinétiques et l'inhomogénéité du nuage.

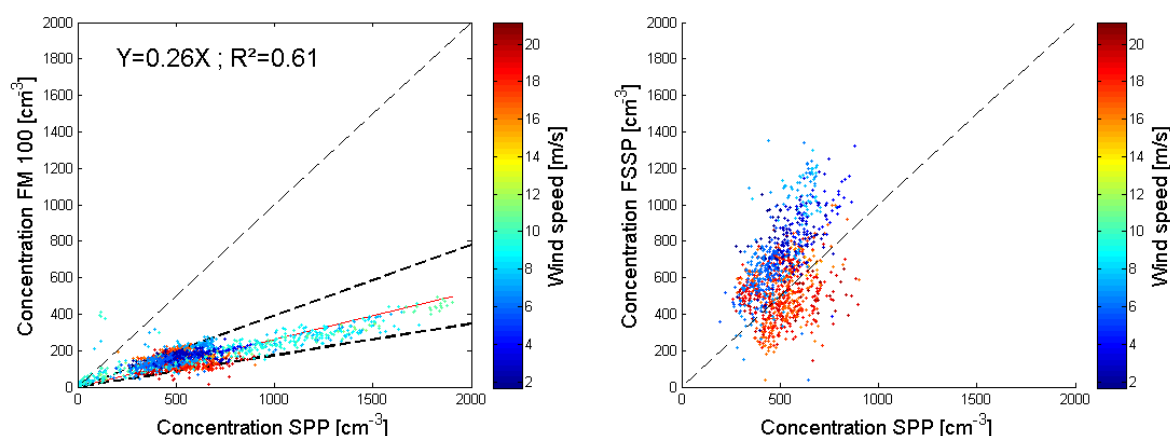


Figure IV.14 : Concentrations à 10 secondes mesurées par les instruments sur le mât, le FM (gauche) et le FSSP (droite), comparées avec les mesures du SPP situé dans la soufflerie. La couleur des points indique la vitesse du vent extérieur. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées à l'ajustement linéaire. L'intervalle de confiance à 99 % de la pente a été évalué à [0.251, 0.269].

Au contraire, les mesures à 10 secondes du FSSP mettent en évidence une variabilité élevée et ne montrent aucune corrélation avec les observations du SPP. De plus, à cause de la disponibilité des données (voir Tableau IV.1), les graphiques de corrélation du FSSP et du FM ne sont pas directement comparables. En effet, les données du FSSP ne sont pas disponibles pour la journée du 24 Mai, mais montrent une large gamme de valeur en terme de concentration pour le FM et le SPP, ce qui augmente la valeur de la corrélation. Cependant, comme le FM a été conçu pour fonctionner en conditions au sol, il n'est pas surprenant que les mesures du FM soient mieux corrélées avec les autres instruments, que le FSSP. A l'inverse, l'échantillonnage anisocinétique du FSSP mène à de forts désaccords avec les autres instruments.

Les comparaisons du diamètre effectif et de la concentration montrent que les incertitudes liées à la calibration et au calcul du volume d'échantillonnage mènent à des biais systématiques, similaires en termes de concentration, extinction et LWC. Ces biais sont attribués à l'évaluation du volume d'échantillonnage, ceci comprend les erreurs sur la vitesse d'échantillonnage, la largeur du laser et la DOF. L'accord obtenu entre le FM, le SPP et le CDP indique que les données de ces instruments peuvent facilement être normalisées à partir d'un instrument de référence et grâce à une simple relation de proportionnalité valable sur la totalité de la campagne. Cependant, une attention particulière doit être portée aux mesures du FSSP qui se sont révélées dépendantes des conditions météorologiques. Le FSSP montre un biais variable et une concentration non corrélée aux mesures en soufflerie, ce qui laisse penser la présence de flux turbulents et d'une distorsion dans la distribution en taille reconstituée.

Par conséquent, la suite de cette étude se concentrera sur la normalisation des résultats, sur la correction des biais ainsi que sur les effets de la vitesse de l'air (vent extérieur ou aspiration

dans la soufflerie) sur les mesures. Auparavant, l'étude des effets l'anisocinétisme sur les mesures du FSSP et le lien entre les mesures en concentration avec la vitesse de l'air et de la taille des gouttes sera étudié dans la prochaine section.

II.3.c L'échantillonnage anisocinétique du FSSP

Dans le but d'étudier l'influence de la vitesse du vent sur les mesures du FSSP, trois expériences additionnelles, comprenant le SPP installé sur le mât à côté du FSSP, ont été effectuées du 13 au 15 Novembre 2013. L'objectif de cet étude est d'utiliser la vitesse de transit fournie par le SPP pour quantifier le volume d'échantillonnage du FSSP en fonction de la vitesse du vent et la vitesse d'aspiration de la pompe, afin d'obtenir une meilleure compréhension des processus d'échantillonnage dans les inlets.

Le SPP fournit une estimation de la vitesse d'une gouttelette passant dans le volume d'échantillonnage. Idéalement, cette vitesse de transit à travers le faisceau laser est identique à la vitesse d'échantillonnage du SPP. Ceci nous permet donc d'estimer les valeurs et les variations du volume d'échantillonnage, nécessaires au calcul de la concentration, en supposant que la vitesse de l'air soit très proche de la vitesse de la particule. Le SPP a été installé à la place du FSSP, sa vitesse d'échantillonnage théorique est de 9 m.s^{-1} . Les instruments sur le mât ont toujours été utilisés coaxialement avec le vent.

Du 13 au 15 Novembre, les vitesses de vent furent comprises entre 0 et 15 m.s^{-1} et le LWC entre 0 et 1 g.m^{-3} . Le temps de transit montre des variations relativement élevées allant de 7 à $12 \mu\text{s}$. Le temps de transit est théoriquement inversement proportionnel à la vitesse de transit. Ces valeurs correspondent à des vitesses de transit du SPP comprises entre 15 et 25 m.s^{-1} . Ces vitesses sont donc plus élevées que la vitesse théorique de 9 m.s^{-1} qui a été prise en compte dans le traitement des données du SPP et du FSSP. Même si la vitesse de transit dépend de la distribution en taille des particules, ces différences pourraient expliquer la surestimation de la concentration et du LWC obtenue à partir des données des FSSPs. Une erreur sur la détermination de la DOF ou de la vitesse de l'air, combiné avec l'absence de calibration en nombre, mène donc à de potentiels biais importants même si les instruments sont toujours capables de reproduire correctement les variations des propriétés nuageuses.

L'étape suivante consiste à étudier les variations du temps de transit du SPP avec la vitesse du vent et à la vitesse d'aspiration de la pompe. La figure IV.16 présente ces comparaisons avec les données moyennées à 1 minute. Le diamètre effectif mesuré par le SPP est représenté par la couleur des points. Cette expérience ne permet pas de mettre en évidence une relation entre la vitesse du vent et le temps de transit du SPP. Il faut souligner que les valeurs de diamètre effectif supérieur à $20 \mu\text{m}$ ont été observées pendant une relative courte période de temps durant laquelle la vitesse du vent était inférieure à 7 m.s^{-1} . Les gouttes plus petites que $20 \mu\text{m}$ ont un temps de transit entre 6 et $14 \mu\text{s}$ alors que, pour les gouttes supérieures à $20 \mu\text{m}$, il est compris entre 7 et $10 \mu\text{s}$. Les petites particules ont tendance à suivre les lignes de courant et montrent donc une dispersion élevée sur le temps de transit. Ceci démontre l'anisotropie de

l'aspiration et la présence de turbulence. En effet, dans ces conditions non-isocinétiques et pour les nombres de Reynolds considérés ici (aux alentours de $2 \cdot 10^4$), des flux turbulents sont attendus à l'intérieur et dans la zone très proche des inlets. La figure IV.16 montre également que le temps de transit fluctue indépendamment de la vitesse d'aspiration de la pompe, qui est très stable en comparaison. Par conséquent, il n'existe pas d'explication simple pour décrire les valeurs absolues et les variations observées du temps de transit du SPP.

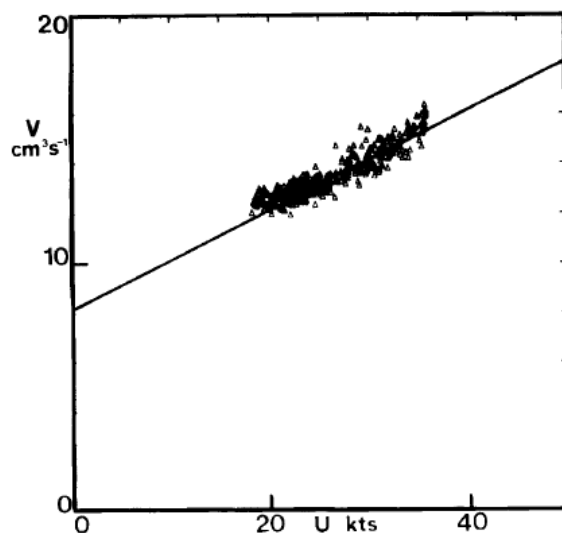


Figure IV.15 : Comparaison entre le débit du volume d'échantillonnage du FSSP en $\text{cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et la vitesse du vent en kts, d'après Choularton et al. (1986). Les données ont été moyennées sur 10 secondes.

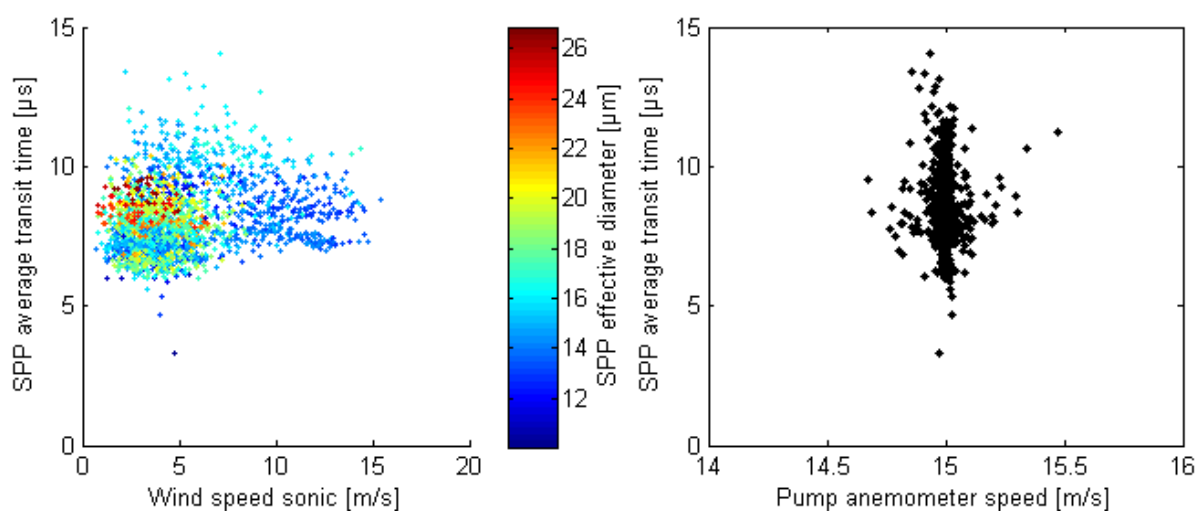


Figure IV.16 : Temps de transit du SPP en fonction de la vitesse du vent extérieur (gauche) et de la vitesse d'aspiration de la pompe (droite). La couleur des points indique le diamètre effectif mesuré par le SPP. Les données ont été moyennées sur 1 minute.

Sur la figure IV.15, Choularton et al. (1986) compara le débit du volume d'échantillonnage V du FSSP aux valeurs de vitesse du vent. Dans cette expérience, un FSSP au sol était relié à un ventilateur d'une vitesse d'échantillonnage de 26 m.s^{-1} , ce qui correspond à une valeur de V de $8.14 \text{ cm}^3.\text{s}^{-1}$ sans vent extérieur. La vitesse du vent oscillait entre 10 et 20 m.s^{-1} . Le débit du volume d'échantillonnage V du FSSP augmenta de 12 à $16 \text{ cm}^3.\text{s}^{-1}$ avec la vitesse du vent, ce qui correspond à une vitesse d'échantillonnage augmentant de 28 à 51 m.s^{-1} . Choularton et al. (1986) en conclut que la vitesse d'aspiration et donc le débit du volume d'échantillonnage sont modifiés par la pression de l'air exercée par le vent dans le tube d'échantillonnage, ceci s'appelle l'effet d'enfoncement (ramming effect).

Cet effet d'enfoncement n'a pas été observé durant les expériences de Novembre 2013, comme le montre la figure IV.16. Tout d'abord, la vitesse d'échantillonnage était plus élevée que ce qui était attendu (15 ou plus au lieu de 9 m.s^{-1}). Les résultats de la figure IV.15 montrent que l'effet d'enfoncement n'explique ni la variabilité élevée du temps de transit du SPP, ni la surestimation de la concentration, à la fois pour le SPP et le FSSP. D'un autre côté, les variations du temps de transit mesurées par le SPP vont dans le sens des variations de la concentration en nombre lorsque l'on compare au PWD, observées sur les figures IV.19 et IV.20. En supposant que le SPP et le FSSP ait le même comportement lors d'une utilisation au sol, la variabilité élevée de la vitesse d'échantillonnage mène à des incertitudes relativement élevées sur les concentrations, les extinctions et les LWC mesurés par les FSSPs. C'est pourquoi la concentration et l'extinction du FSSP montrent de fortes incohérences avec les instruments de la soufflerie (SPP et CDPs) et le PWD.

Sur la figure IV.17, Gerber et al. (1999) compara les mesures de LWC du FSSP et du PVM-100 lors d'une campagne au sol. Cette étude montre l'importance de quantifier précisément la vitesse et la direction du vent extérieur et l'orientation des instruments. Cette étude suggère que le FSSP surestime la concentration à cause des trajectoires des gouttes à l'intérieur de l'inlet lorsque la vitesse de l'air ambiant est inférieure à la vitesse dans la région du volume d'échantillonnage. Un modèle de trajectoire a été utilisé pour comprendre si l'aspiration utilisée pour porter les gouttes à travers le tube d'échantillonnage du FSSP peut causer des fluctuations de la concentration au point où le faisceau laser interagit avec les gouttes. Ce modèle a donc été utilisé pour une vitesse d'échantillonnage de 25 m.s^{-1} et des vitesses de vent de 0 et 2 m.s^{-1} . L'écoulement de l'air converge et donc s'accélère dans l'inlet. Dans le même temps, les gouttes sont incapables de suivre les lignes de courant incurvées et, à cause de l'inertie des gouttes, montre une tendance à s'accumuler dans la région centrale de l'inlet où est localisé le volume d'échantillonnage.

La surestimation induite peut être déterminée par le facteur d'augmentation F défini comme le rapport entre la concentration de la région centrale de l'inlet du FSSP et la concentration ambiante. Ce facteur d'augmentation décroît lorsque la vitesse du vent augmente (de 0 à 2 m.s^{-1}) et augmente avec le rayon effectif des gouttes (de 0 à $25 \mu\text{m}$). Pour un rayon effectif de $25 \mu\text{m}$, l'augmentation de la concentration est comprise entre un facteur 3.5 et 30 , selon la vitesse du vent. Pour des gouttes de rayon effectif inférieur à $5 \mu\text{m}$, l'augmentation ne dépasse

pas 10%. Le FSSP concentre les gouttes par inertie qui crée un artefact produisant de fausses concentrations, plus élevées que les valeurs de l'air ambiant (Gerber et al., 1999).

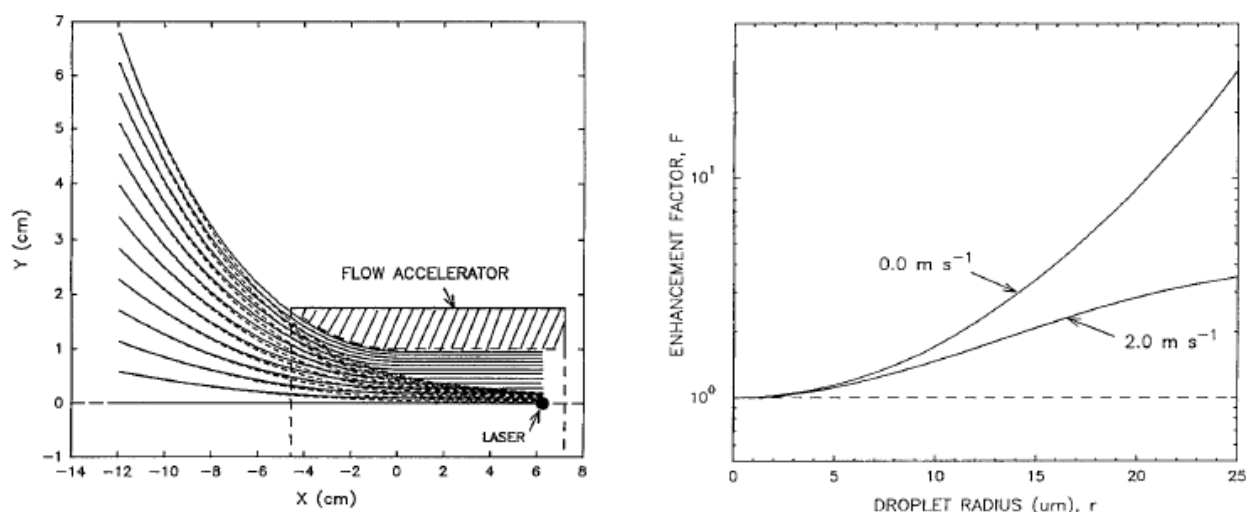


Figure IV.17 : A gauche, lignes de courant (trait plein) et trajectoires des gouttes (trait hachuré) associées à une accélération du débit d'air dans l'inlet du FSSP. La vitesse extérieure du vent est nulle, le diamètre des gouttes est de 15 µm et l'aspiration produit une vitesse de l'air de 25 m.s⁻¹ près du laser. A droite, rapport F entre les concentrations du FSSP et du PVM en fonction du rayon des gouttes r en µm et de la vitesse du vent, d'après Gerber et al. (1999).

Pour comparer nos résultats avec ceux de Gerber et al. (1999), la figure IV.18 représente le rapport d'extinction entre le FSSP et le PWD, en fonction du rayon effectif fourni par le FSSP et de la vitesse du vent, pour toutes les mesures de la campagne. Le PWD a été choisi pour cette comparaison car il est le seul EPP à avoir fonctionné sur l'ensemble de la campagne. Les valeurs les plus faibles d'extinction du PWD ont été retirées des calculs afin d'éviter des valeurs non réalistes sur les rapports. Les rapports d'extinction ou de LWC (utilisé dans Gerber et al. (1999)) sont similaires en supposant que les différences sont dues à une quantification erronée du volume d'échantillonnage. Même si le PWD a été choisi comme instrument de référence, le rapport sur l'extinction est similaire au facteur d'augmentation F de l'étude de Gerber et al. (1999). Les résultats de la figures IV.18 montrent des valeurs absolues et une variabilité du rapport élevées dès lors que les valeurs de vitesse de vent sont faibles. Ce rapport converge vers une valeur constante d'environ 2.5 lorsque la vitesse du vent est supérieure à 5-6 m.s⁻¹. Cependant, pour des vitesses de vent faibles, une augmentation de ce rapport en fonction de la taille de la particule peut être observée à partir de 6 µm de diamètre, ce qui s'accorde avec les conclusions de Gerber et al. (1999). Pour des diamètres inférieurs à 6 µm, l'importante dispersion des points peut révéler l'existence de potentiels flux turbulents dans l'inlet qui entraîneraient les plus petites particules et altéreraient ainsi la qualité des mesures.

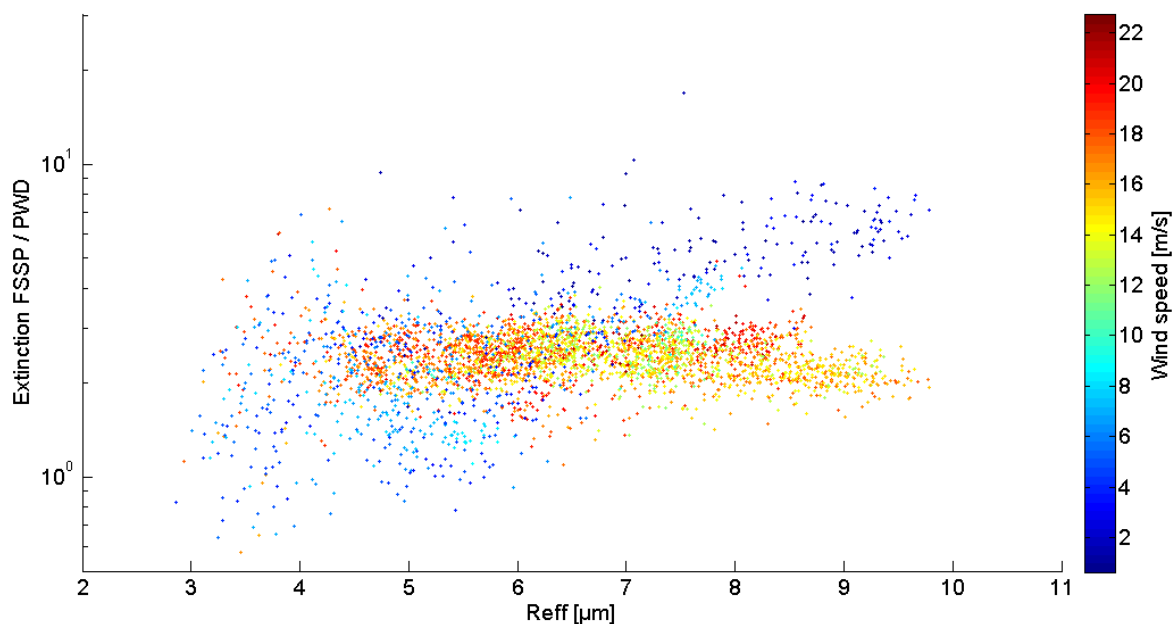


Figure IV.18 : Rapport entre les extinctions du FSSP et du PWD en fonction du rayon effectif des gouttes nuageuses et de la vitesse du vent extérieur, sur toute la durée de la campagne.

Ainsi, un accord relativement bon entre l'effet de l'inertie sur la mesure de la concentration démontré par Gerber et al. (1999) et les résultats de la campagne d'intercomparaison a été observé. Par conséquent, des preuves ont été trouvées qui tendent à montrer que les mesures du FSSP en cas de vent à faible vitesse doivent être retirées du jeu de données si les variations ne sont pas corrélées avec les autres instruments.

II.3.d Amélioration du traitement de données

Les biais entre les instruments proviennent d'une erreur, constante sur toute la campagne, sur le volume d'échantillonnage, excepté pour le FSSP qui montre des problèmes d'anisotropie lors de l'échantillonnage. Une normalisation des données est donc possible. Pour ce faire, l'instrument de référence ne doit pas avoir un principe de mesure basé sur le comptage individuel de particules mais, au contraire, basé sur des mesures d'un ensemble de particules (c.-à-d. des mesures intégrées). De telles mesures sont possibles grâce au PVM et au PWD.

La figure IV.12 met en évidence un bon accord entre les coefficients d'extinction du PVM et du PWD. Ces deux instruments peuvent être utilisés comme référence des valeurs absolues de l'extinction des particules nuageuses. Comme le PWD a été le seul instrument ayant fonctionné pendant toute la campagne, toutes les données ont été normalisées selon cet instrument. Ceci a été fait sur les données moyennées à 1 minute, en accord avec la résolution temporelle du PWD.

La figure IV.19 présente la comparaison à 1 minute entre les coefficients d'extinction obtenus, d'une part, par le PWD et, d'autre part, par les instruments de la soufflerie, pour les quatre expériences de la campagne, en fonction de la vitesse de l'air appliquée. Les résultats montrent de bonnes corrélations (R^2 supérieur à 0.7). Les pentes des courbes de régression correspondent au coefficient de correction à appliquer au volume d'échantillonnage des sondes. La dispersion des points peut être attribuée à la différence d'échantillonnage dans des zones différentes du nuage, l'hétérogénéité des propriétés optiques du nuage ainsi que les incertitudes instrumentales. Des facteurs de 0.44, 0.65 et 1.04 ont été trouvés respectivement pour le SPP, le CDP2 et le CDP1. Le coefficient de corrélation du CDP 1 est inférieur à celui des autres instruments de la soufflerie. En effet, les données du 22 Mai ne sont pas disponibles (voir Tableau IV.1) engendrant un nombre de points et une gamme d'extinction plus faibles. Puisque ces coefficients sont liés à la modification du volume d'échantillonnage, ils peuvent s'appliquer à la fois à la concentration, au coefficient d'extinction et au LWC grâce à une simple relation de proportionnalité. D'autre part, nous avons montré lors de la discussion de la section II.3.a que la vitesse de l'air dans la soufflerie n'a pas d'influence sur les mesures à partir du moment où celle-ci était prise en compte dans le calcul du volume d'échantillonnage. Ceci est en accord avec les résultats obtenus pour la journée du 16 Mai (figure IV.6) où les variations de la vitesse de l'air dans la soufflerie n'engendrent pas de modifications des mesures. Cependant, les mesures effectuées avec une vitesse d'air de 10 m.s^{-1} ont été retirées de la base de données à cause des forts désaccords avec les observations du PWD ($R^2 = 0$ comparé avec le SPP et 0.4 avec le CDP1). Ceci signifie que l'échantillonnage est inadéquat à cette vitesse dans la soufflerie. Dans le cas de mesures de nuages, nous recommandons donc d'utiliser la soufflerie avec une vitesse d'aspiration supérieure à 10 m/s .

La figure IV.20 présente la comparaison du coefficient d'extinction du PWD avec les instruments placés sur le mât durant toute la campagne, en fonction de la vitesse du vent extérieur. Le FM et le PWD sont corrélés malgré le fait que l'extinction du FM soit sous-estimée d'un facteur 2 comparé aux mesures références du PWD. La figure IV.20 montre une très faible corrélation entre les extinctions du FSSP et du PWD. De plus, cette figure confirme que la vitesse du vent semble avoir une influence sur les mesures du FSSP. Plusieurs points correspondant à des vitesses de vent faibles montrent une forte surestimation de l'extinction du FSSP. Si on enlève les données correspondant à des vitesses de vent inférieures à 5 m.s^{-1} , on obtient une meilleure corrélation avec $R^2 = 0.55$ et une pente de 0.4. Cette dernière valeur rejoint les résultats de la figure IV.18. Par contre, la régression linéaire du FM reste presque inchangée lorsqu'on enlève ces mêmes points de vent faible. Ceci confirme que le FSSP est très sensible aux conditions météorologiques et en particulier aux conditions de vent tandis que le système d'inlet du FM-100 permet une aspiration laminaire et minimise donc autant que possible ces effets d'échantillonnage anisotropique. Une fois de plus, ceci reflète le fait que des vitesses de vent faibles contribuent fortement à l'apparition de certains phénomènes physiques, comme la turbulence, qui affectent la détection des gouttelettes (voir la section II.3.c).

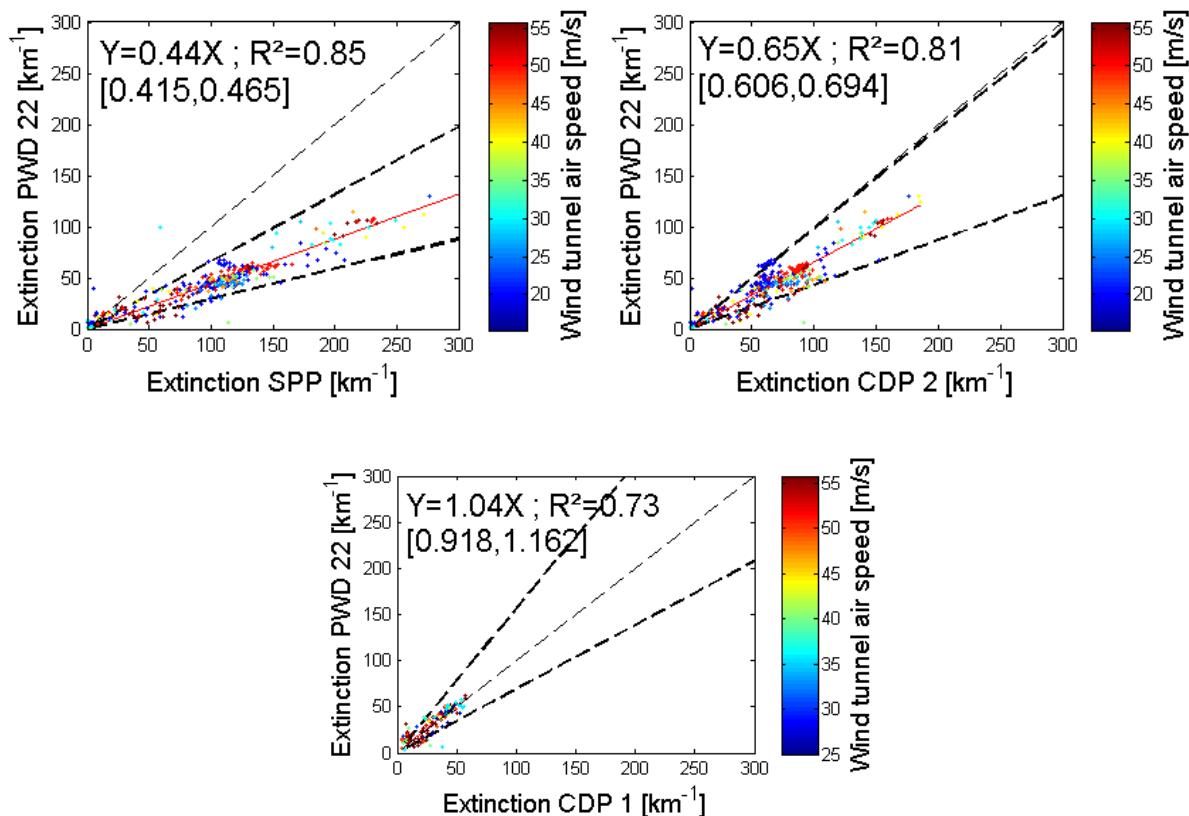


Figure IV.19 : Coefficients d'extinction du SPP, CDP2 et du CDP1 moyennés à 1 minute comparés avec les mesures du PWD, pour les quatre expériences en soufflerie. La vitesse d'aspiration appliquée dans la soufflerie est indiquée par le code couleur. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées au fit linéaire. Les valeurs de l'intervalle de confiance à 99% sont indiquées entre crochets.

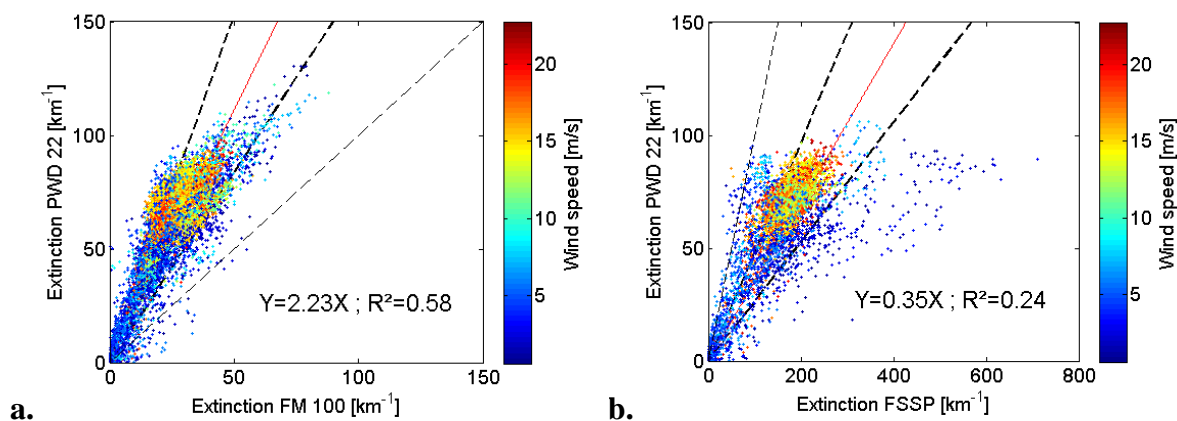


Figure IV.20 : Coefficients d'extinction du (a) FM-100 et (b) FSSP moyennés à 1 minute comparés avec les mesures du PWD, sur toute la durée de la campagne. Les mesures ont été sélectionnées sur des épisodes nuageux. La couleur des points révèle la vitesse du vent extérieur. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées au fit linéaire. L'intervalle de confiance à 99 % de la pente du FM a été évalué à $[2.197, 2.263]$.

Le résumé des comparaisons instrumentales de la campagne est présenté sur le tableau IV.3. Les biais (caractérisé par la pente a) et les corrélations R^2 sont indiqués pour chaque instrument. Sur ce tableau, la corrélation est calculée lorsque les données de deux instruments sont disponibles aux mêmes moments (voir le Tableau 2), pour des mesures coaxiales avec la direction du vent et lorsque les propriétés nuageuses étaient relativement stables. Les données à 1 minute furent utilisées pour comparer les instruments de la plateforme mais ce sont les données à 10 secondes qui furent utilisées dès lors qu'un instrument de la soufflerie est impliqué. Cependant, à cause des résolutions temporelles des instruments décrites sur le Tableau IV.1, les comparaisons avec les PWD et le PVM1 furent respectivement effectuées à 1 et 5 minutes.

	Roof			Wind tunnel		
	FM 100	PVM	FSSP	SPP	CDP2	CDP1
PWD	$a=2,23$; $R^2=0,58$	$a=1,17$; $R^2=0,86$	$a=0,35$; $R^2=0,24$	$a=0,44$; $R^2=0,86$	$a=0,66$; $R^2=0,82$	$a=1,04$; $R^2=0,73$
FM 100		$a=0,45$; $R^2=0,74$	$a=0,15$; $R^2=0,79$	$a=0,26$; $R^2=0,61$	$a=0,39$; $R^2=0,61$	$a=0,45$; $R^2=0,66$
PVM			$a=0,34$; $R^2=0,64$	/	/	/
FSSP				no correlation	no correlation	no correlation
SPP					$a=0,69$; $R^2=0,95$	$a=2,06$; $R^2=0,9$
CDP2						$a=1,37$; $R^2=0,91$
CDP1						

Tableau IV.3 : Résumé des comparaisons des coefficients d'extinction nuageux durant la campagne au PUY. Le coefficient a est la pente de la régression linéaire, le coefficient de corrélation R^2 est également indiqué. La partie surlignée en gras correspond à la comparaison, pour chaque instrument, avec l'instrument de référence, le PWD, les valeurs de a donnent donc les facteurs de normalisation.

Les comparaisons entre le PVM et les instruments dans la soufflerie ne sont pas représentatives du fait du faible nombre de points. Les régressions linéaires des comparaisons avec le PWD, surlignées en orange, fournissent les coefficients à appliquer aux données pour normaliser les mesures de chaque instrument. Tous les instruments, sauf le FSSP, montrent une corrélation au minimum acceptable ($R^2 \geq 0.6$) avec le PWD sur toute la campagne, indépendamment des conditions météorologiques. Les corrélations avec le PWD ne montrent pas de saturation pour des concentrations élevées, les phénomènes de coïncidences ont donc été supposés négligeables.

Cependant, ces corrections et notamment les valeurs des différentes pentes a n'est pas forcément valables pour d'autres campagnes de mesure. En effet, les différents paramètres optiques des instruments, tel que la DOF (voir équation IV.1), sont susceptibles d'être modifiés lors des manipulations (calibration, nettoyage ...). Il ne sera donc pas possible d'utiliser les corrections tel quel le facteur proportionnel du tableau IV.3 lors de la campagne

CLIMSLIP. En revanche, la méthode de traitement de données fournis dans ce chapitre permettra une meilleure analyse de campagnes futures.

Jusqu'à présent, seules les mesures effectuées de manière isoaxiale avec la direction du vent ont été analysées. Dans la section suivante, nous allons nous intéresser aux effets d'un échantillonnage non-isoaxial sur les mesures.

II.3.e Effets de la direction du vent

Dans cette section, nous présentons les résultats des expériences où le mât a été orienté selon différentes directions par rapport au champ de vent dominant. Chaque position a été maintenue pendant 5 minutes et le mât a été régulièrement réorienté dans la position isoaxiale afin de vérifier l'invariance des propriétés nuageuses. Ainsi, seul l'effet de l'orientation est pris en compte. Quatre séries de mesures ont été effectuées le 22 Mai. Le vent soufflait d'ouest en est et les propriétés des nuages furent stables durant toute la journée. Malgré son échantillonnage anisotropique, le FSSP fournit des expériences d'orientation fiables pour une vitesse de vent qui ne varie pas trop fortement.

La figure IV.21 présente l'évolution temporelle des distributions en taille du FSSP et du FM, la vitesse du vent et l'angle entre l'orientation des instruments et la direction du vent sont indiqués. Tout d'abord, lors des mesures isoaxiales (angle égal à 0°), les distributions en taille restent presque inchangées pendant toute l'expérience. Le LWC et la concentration en nombre du FSSP sont approximativement de 1 g.m^{-3} et 1000 cm^{-3} respectivement. Des changements importants se produisent pour un angle de déviation supérieur à 30° pour le FSSP. La concentration décroît lorsque l'angle croît, avec un impact plus important sur les grosses gouttes (de diamètre supérieur à environ $15 \mu\text{m}$). L'effet sur les petites gouttes est également observé mais pour des angles plus importants. Il semble être plus important pour des vitesses de vent élevées. En effet, en comparant la troisième avec la quatrième manipulation ayant des vitesses de vent moyennes de respectivement 7 et 3 m.s^{-1} , la distribution en taille montre une chute plus importante des concentrations lorsque le vent est fort. Le FM montre le même comportement bien que la sensibilité soit plus faible ce qui en fait un instrument mieux adapter aux conditions au sol que le FSSP.

L'impact de la direction et de la vitesse du vent sur l'efficacité des sondes à échantillonnage les particules nuageuses est clairement illustré sur la figure IV.22. Celle-ci montre la distribution en taille des gouttes moyennée sur chaque position, la vitesse de vent moyenne est indiquée pour chaque manipulation. Le pourcentage de perte en concentration du FSSP pour chaque angle par rapport aux mesures isoaxiales est présenté sur le Tableau IV.4. Ce pourcentage a été calculé pour la gamme entière de diamètre, pour les petites et les grosses gouttes, arbitrairement définies comme les gouttes de diamètre inférieur et supérieur à $14 \mu\text{m}$. En moyenne, plus l'angle est élevé, plus la distribution en taille est réduite, avec une exception pour une vitesse de vent de 3 m.s^{-1} . Pour des vitesses de vent moyennes de 5 , 6 et 7 m.s^{-1} , le pourcentage total de perte calculé sur le Tableau IV.4 passe de 74 , 75 et 28% à 95 ,

96 et 98 % respectivement. Les résultats montrent aussi que pour un angle donné, le pourcentage augmente avec la vitesse du vent ; sauf uniquement pour le cas à 30° et 7 m.s⁻¹ de vent. L'augmentation de la vitesse du vent de 3 à 7 m.s⁻¹ induit une augmentation du pourcentage total de perte de 88 à 93 % pour un angle de 60° et de 95 à 98 % pour 90°.

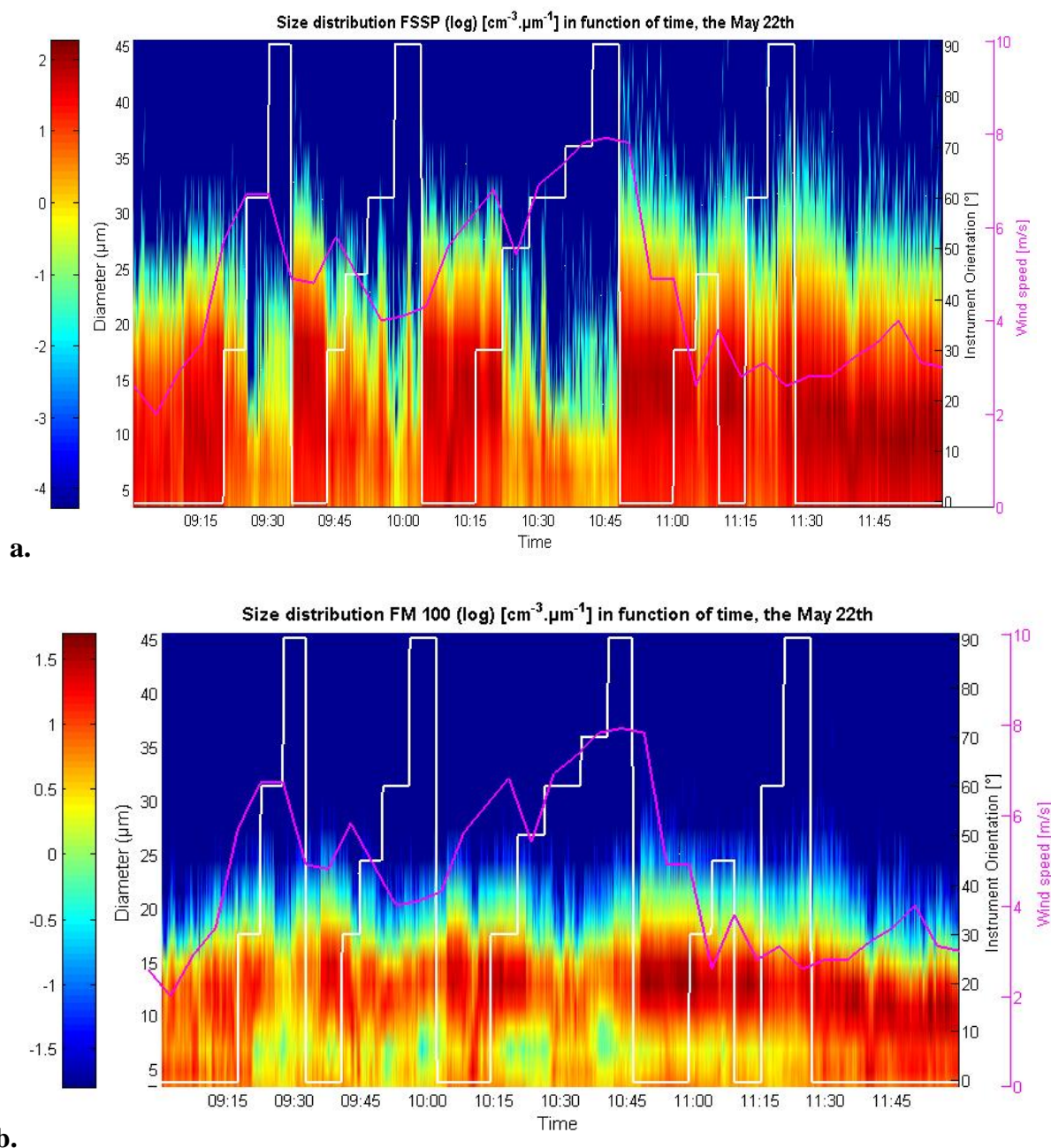


Figure IV.21 : Séries temporelles de la distribution en taille en $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ du FSSP (a) et du FM (b) pour la journée du 22 Mai. L'angle entre la direction du vent et l'orientation du mât est tracé en blanc est la vitesse du vent en violet.

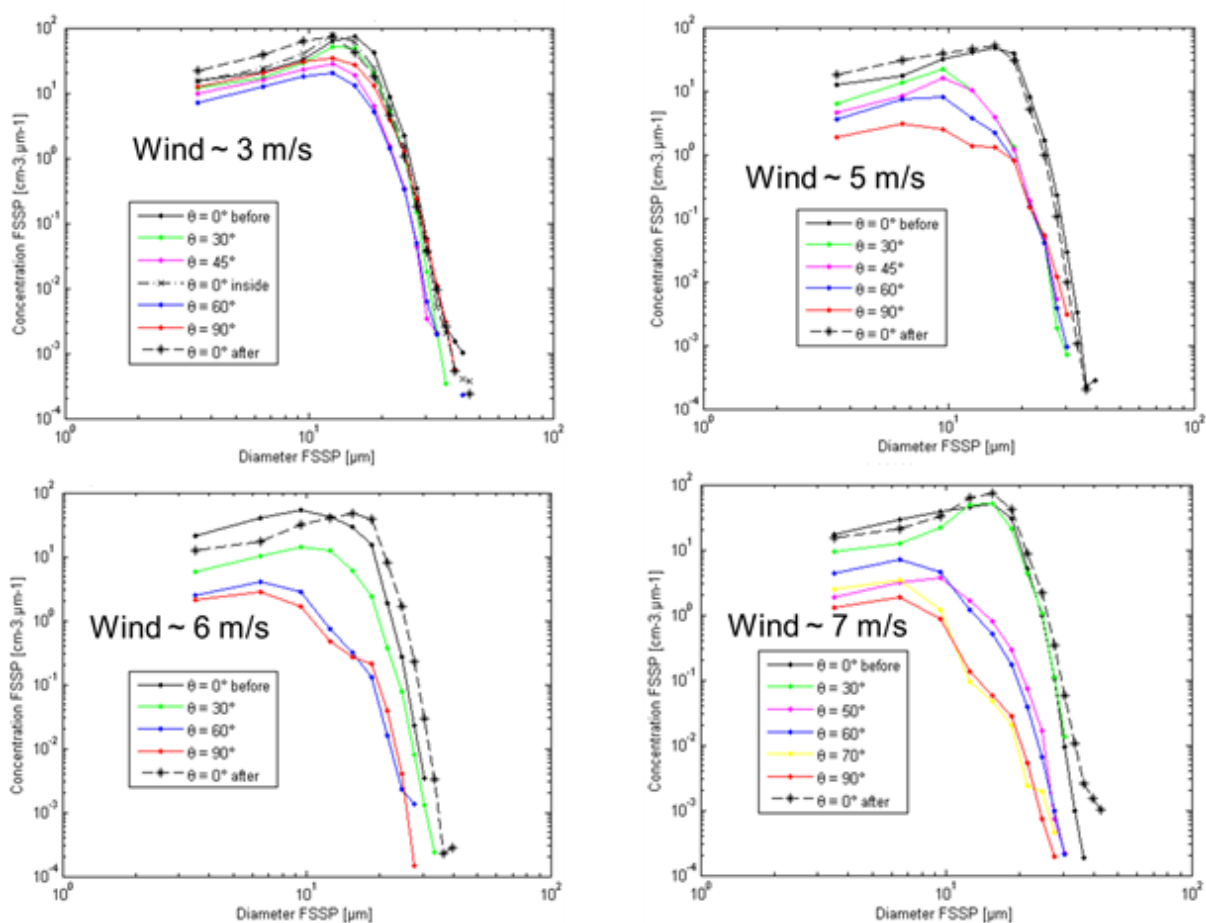


Figure IV.22 : Distribution en taille du FSSP moyennée pour chaque angle entre la direction du vent et l'orientation des instruments, pour les quatre manipulations du 22 Mai. La vitesse de vent moyenne pour chaque manipulation est indiquée.

Cependant, pour une vitesse de vent moyenne de l'ordre de 3 m.s^{-1} , la distribution en taille montre un très faible changement par rapport aux mesures isoaxiales. Malgré un rapport d'environ 4 entre un angle de 0° et de 60° , la distribution en taille possède la même forme quel que soit l'angle. En effet, les pourcentages de perte des particules présentés au Tableau IV.4 montrent de faibles différences entre les petites et les grosses particules. La distribution en taille pourrait donc être corrigée en appliquant un facteur de proportionnalité. Par contre, pour des vitesses de vent supérieures ou égales à 5 m.s^{-1} , la forme de la distribution en taille change, son diamètre effectif diminuant, si l'instrument n'est pas face au vent. Le Tableau IV.4 montre que, dans ces cas, le pourcentage de perte des particules est presque toujours plus faible pour les petites particules à cause de leur inertie. Ceci signifie que la réduction des concentrations mesurées due à un changement de l'orientation de l'instrument est plus importante pour les grosses particules. Une mauvaise orientation du mât amène donc à une sous-estimation du diamètre effectif. Une simple correction de la distribution en taille n'est donc pas possible si la vitesse du vent est supérieure ou environ égale à 5 m.s^{-1} et l'angle plus grand que 30° .

	wind	3m/s	5m/s	6 m/s	7 m/s
30°	total	29	74	75	28
	2 to 14 µm	31	58	68	30
	14 to 29 µm	25	94	86	26
60°	total	71	88	95	93
	2 to 14 µm	65	82	93	87
	14 to 29 µm	80	96	99	99
90°	total	46	95	96	98
	2 to 14 µm	41	93	95	97
	14 to 29 µm	55	97	99	100

Tableau IV.4 : Pourcentage de perte en concentration du FSSP comparé aux mesures isoaxiales, en fonction de la vitesse du vent et de l'angle entre la direction du vent et l'orientation des instruments. Pour chaque valeur de la vitesse de vent et de l'angle, ce pourcentage est calculé pour la gamme complète de diamètre (de 3 à 45 µm), les petites particules (de 2 à 14 µm) et les grosses particules (de 14 à 29 µm).

	wind	3m/s	5m/s	6 m/s	7 m/s
30°	total	15	43	34	21
	2 to 14 µm	16	32	34	21
	14 to 29 µm	18	74	35	31
60°	total	45	55	68	62
	2 to 14 µm	41	44	67	50
	14 to 29 µm	62	84	71	90
90°	total	37	58	47	54
	2 to 14 µm	33	59	52	52
	14 to 29 µm	49	67	16	52

Tableau IV.5 : Identique au Tableau IV.4, mais pour le FM-100.

Le tableau IV.5 montre les résultats pour le FM. Pour les mêmes valeurs de vitesse et direction de vent, le FM montre des pertes en concentration constamment plus faible que pour le FSSP. Ceci signifie que le FM subit une perte en particules mesurées plus faible lorsque l'instrument n'est pas face au vent. Les variations des pertes en concentration du FM en fonction de l'angle et de la vitesse du vent sont moins évidentes que pour le FSSP. De plus, l'amplitude de ces variations est plus faible que pour le FSSP, avec un minimum à 15 % et un maximum à 68 %. Ceci confirme que le FM est moins sensible aux conditions de vent que le

FSSP. Les données expérimentales présentées sur le tableau IV.5 corroborent les résultats de modélisation effectués par Spiegel et al. (2012) qui étudièrent les pertes en particules échantillonnées causées par des mesures non isoaxiales pour des vitesses de vent entre 0.5 et 6.2 m/s et une vitesse d'échantillonnage de 5.25 m/s.

Notre étude a montré que la perte en particules du FM décroît lorsque la vitesse du vent augmente pour des angles inférieurs à 30° et croît avec l'angle pour des vitesses de vent supérieures à 5 m/s et pour des angles supérieurs à 60° . De plus, pour une vitesse de vent fixée, le taux de perte augmente avec la taille des particules et l'angle d'échantillonnage, sauf par temps calme.

Conclusions

La mesure précise des propriétés microphysiques des nuages reste cruciale pour pouvoir améliorer les connaissances des processus nuageux mis en jeu et leur impact sur le climat. Une large variété d'instruments, basée sur divers principes de mesure, a été développée depuis la fin des années 1970. Cependant, des comparaisons entre ces instruments sont, aujourd'hui encore, nécessaires, en particulier pour comparer des mesures au sol avec des mesures aéroportées. Dans ce contexte, nous avons traité les données de mesures au sol et en soufflerie de différents instruments, effectuées pendant la campagne d'intercomparaison à la station du Puy-de-Dôme (1465 mètres d'altitude) en Mai 2013. Cette intercomparaison instrumentale s'est basée sur un FSSP, un FM, un PWD et un PVM installés sur le toit, et deux CDPs et un SPP dans la soufflerie.

Les résultats ont montré de très bonnes corrélations entre les différents instruments, concernant la mesure du diamètre effectif et la forme de la distribution en taille. Tandis que les valeurs absolues du diamètre effectif sont cohérentes dans les 10 % des incertitudes instrumentales, les valeurs de concentration totale en nombre des gouttes peuvent diverger jusqu'à un facteur 5. Ces résultats étaient attendus dans cette étude compte tenu des erreurs existantes sur le volume et la vitesse d'échantillonnage des spectromètres. Cependant, les comparaisons entre les mesures au sol ou sous atmosphère contrôlée montrent de bons accords. Elles restent toutefois sujettes au même problème de biais sur les valeurs absolues des concentrations. Une méthode consistant à normaliser les données par rapport à un instrument fiable, qui n'utilise pas le calcul du volume d'échantillonnage dans la restitution des paramètres microphysiques (EPP), a été proposée. Les données ont donc été normalisées par rapport aux mesures du coefficient d'extinction mesuré par le PWD. Lors des comparaisons de ces extinctions, les résultats ont montré que les mesures ne dépendaient pas de la vitesse de l'air, que les instruments soient sur la plateforme ou dans la soufflerie. De plus, les mesures peuvent être normalisées grâce à une simple relation de proportionnalité, dont le coefficient est compris entre 0.43 et 2.2, valable pour toute la campagne. Les valeurs de ces coefficients peuvent changer d'une campagne à une autre. Cependant, le FSSP fait exception et s'est révélé être très sensible à la vitesse et à la direction du vent. En effet, les mesures du FSSP ont montré une variabilité élevée lorsque la vitesse du vent était inférieure à la vitesse théorique de l'air passant à travers l'inlet. La surestimation de l'extinction mesurée par le FSSP, comparé au PWD, montre un comportement similaire aux résultats de Gerber et al. (1999) qui a mis en évidence l'effet de l'inertie sur la mesure de la concentration.

D'autre part, des expériences de changement d'orientation des instruments ont été effectuées grâce au mât orientable de la plateforme. L'orientation du FSSP et du FM a été modifiée au cours du temps et formant un angle avec la direction du vent allant de 30° à 90° accompagné de vent dont la vitesse fut comprise entre 3 et 7 m.s⁻¹. Ces changements d'orientation ont produit une perte sur la concentration des particules nuageuses échantillonnées allant de 29 à 98 % pour le FSSP et de 15 à 68 % pour le FM. Cette étude révèle donc qu'il est nécessaire

d'être très critique sur les mesures nuage lorsque la vitesse du vent est supérieure ou égale à 5 m.s^{-1} et que l'angle entre la direction du vent et l'orientation des instruments est supérieur à 30° .

La cause de la dispersion importante des mesures du FSSP a fait l'objet d'une attention particulière. La vitesse de transit des gouttes dans le volume d'échantillonnage a été étudiée en utilisant les mesures du SPP qui fut installé sur le mât pour l'occasion. Les observations du SPP ont montré une forte variabilité de la vitesse de transit des gouttes. Cette variabilité ne dépend pas des variations de l'aspiration de la pompe ou de la vitesse du vent mais elle s'est révélée être plus prononcée pour les petites particules. La présence de flux turbulents à l'intérieur de l'inlet de l'instrument pourrait être une explication plausible des écarts observés sur les mesures des spectromètres. Les conclusions énoncées dans ce chapitre ont été utilisées dans le traitement des données du FSSP lors de la campagne CLIMSLIP.

Chapitre 5 : Etude des nuages arctiques lors de la campagne CLIMSLIP-NyA

Le changement climatique rapide couplé avec une potentielle augmentation des activités humaines dans la région de l'Arctique liées à l'extraction de ressources (pétrole, gaz, ...), l'industrialisation et le commerce maritime fait de l'amélioration de la compréhension des phénomènes arctiques une priorité. De récentes études (par exemple Wendish et al, 2012, Law et al., 2014) mettent en évidence deux enjeux scientifiques majeurs participant à l'amplification arctique. Un premier enjeu concerne l'effet direct des aérosols anthropiques émis aux latitudes tempérées puis transportés en Arctique. En effet, les tendances à la diminution des sources de sulfates des moyennes latitudes (ayant un effet de refroidissement par effet parasol) combinées à l'augmentation des quantités transportés d'aérosols absorbants comme le BC, et l'ozone, important gaz à effet de serre, provenant en majeure partie d'Asie, contribueraient à environ deux tiers du réchauffement arctique observé (par exemple, Shindell et Faluvegi, 2009). Un deuxième enjeu correspond à l'effet indirect des aérosols, à travers la modification des propriétés des nuages. En effet, l'augmentation du nombre de CCN provoque un accroissement de la concentration des gouttes, une diminution de la taille moyenne des gouttes et conduit donc à une augmentation de la persistance des nuages (Albrecht, 1989). Les diverses simulations et observations effectuées jusqu'à présent ont montré que l'interaction aérosol-nuage en Arctique aboutirait à une augmentation des émissions dans l'infrarouge qui participerait donc au réchauffement de la surface (Garrett et Zhao, 2006, Lubin et Volgemann, 2006). Cependant, les interactions complexes qui existent entre les aérosols, les particules nuageuses et la surface induisent des incertitudes importantes sur le bilan radiatif en Arctique.

C'est dans ce cadre que s'inscrit le projet ANR CLIMSLIP (CLimate IMpacts of Short-Lived Pollutants in the polar region) où la contribution du LaMP porte sur l'étude des propriétés des nuages et l'interaction aérosol-nuage. Ce projet a donc pour ambition de réduire les incertitudes sur les estimations du forçage radiatif dû aux émissions anthropiques de l'ozone troposphérique, du méthane et des aérosols (et plus particulièrement le BC). Les résultats nourriront les réflexions relatives aux politiques environnementales.

I. La campagne CLIMSLIP-NyA : Méthodes et moyens de mesures

I.1 Présentation et objectifs scientifiques

CLIMSLIP est un projet européen ANR de l'ESF (European Science Foundation) qui fait suite au succès du précédent projet POLARCAT (POLar study using Aircraft, Remote sensing, surface measurements and models of Climate, chemistry, Aerosols and Transport). L'objectif du projet POLARCAT était de caractériser les sources, le transport longue distance et les transformations de la pollution arrivant en Arctique. Les principaux résultats ont montré que les sources les plus importantes restaient confinées dans le dôme polaire. Cependant, dans la troposphère libre, les feux et la pollution anthropique venue d'Asie constituent la source principale d'aérosols transportés en Arctique. Des mesures in situ ont permis de restituer la distribution verticale du BC arctique et d'estimer le dépôt sec et le réchauffement local induit. Les émissions anthropiques d'Asie, d'Europe et dans une moindre mesure d'Amérique du Nord ainsi que les feux boréaux ont été identifiées comme étant les principales sources de précurseurs d'ozone dans la basse et moyenne troposphère pendant le printemps et l'été 2008 (Law et al., 2014).

L'objectif général de CLIMSLIP est d'améliorer les connaissances des impacts des polluants à courte durée de vie (Short Lived Pollutants SLP), ozone, aérosols et méthane sur le climat arctique. Les SLP, surtout le carbone suie BC et l'ozone, font l'objet d'une attention particulière depuis qu'ils ont été estimés avoir une contribution significative au changement climatique en Arctique. A cause de leur durée de vie dans l'atmosphère, qui est courte comparée au CO₂, la réduction des concentrations atmosphériques en SLP pourrait offrir une rapide solution au réchauffement en Arctique où une augmentation des températures de surface et une diminution significative de la banquise ont déjà été observées. Une meilleure connaissance du forçage radiatif causé par les SLP et le méthane permettrait de guider plus efficacement les politiques de lutte contre le changement climatique. De telles décisions doivent être appuyées par de solides bases scientifiques.

La contribution française à ce projet, CLIMSLIP-France, est le fruit de la collaboration de cinq laboratoires nationaux :

- LATMOS, Laboratoire ATmosphères, Milieux et Observations Spatiales
- LaMP, Laboratoire de Météorologie Physique
- LGGE, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement
- LMD, Laboratoire de Météorologie Dynamique
- LSCE, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

Notre étude s'inscrit dans le cadre de la tâche numéro 3 qui porte sur l'interaction aérosol-nuage. L'objectif principal de cette tâche est d'évaluer les relations existant entre les propriétés des aérosols de la couche limite, les caractéristiques thermodynamiques et les mesures microphysiques et optiques des particules nuageuses. La partie principale de cette tâche s'articule autour de la mise en œuvre d'une campagne de mesures au sol à la station du Mont-Zeppelin, Ny-Alesund, Svalbard, Norvège (CLIMSLIP-NyA). Cette campagne a pour but de caractériser les propriétés petites échelles des nuages à partir d'une instrumentation in situ (habituellement déployée sur avion) installée sur un mât de mesure. Ces mesures combinées aux mesures déjà en place en continu des propriétés des aérosols nous permettront d'étudier l'interaction aérosol-nuage dans cette région de l'arctique. Les mesures nuages pourront également être mises à profit afin d'améliorer ou de développer des paramétrisations et des modèles de diffusion de la lumière par les différentes formes de cristaux de glace, ce qui est primordial pour l'interprétation des observations satellitaires (A-Train) des propriétés des nuages.

I.2 La station du Mont-Zeppelin

La campagne de mesures CLIMSLIP-NyA s'est déroulée du 26 février au 2 mai 2012 à la station du Mont-Zeppelin (78°54'29"N 11°52'53"E) située au sud-ouest du village de Ny-Alesund, sur le flanc du Mont-Zeppelin à une altitude de 474 mètres au-dessus du niveau de la mer. La figure V.1 situe le village de Ny-Alesund sur l'île du Spitzberg de l'archipel du Svalbard, la station du Mont-Zeppelin est entourée en rouge. La station a été construite et est entretenue par le Norwegian Polar Institute et le Norwegian Institute for Air Research (NILU). Cette station, photographiée sur la figure V.2, permet des mesures en continu des gaz à effet de serre, de l'ozone, des polluants organiques et des aérosols. Des inlets sont disposés sur le toit et permettent un échantillonnage des aérosols. L'accès se faisant par un téléphérique et au vue des conditions météorologiques dominantes, les interférences avec la pollution locale sont minimales. La localisation de ce site fait de l'observatoire du Mont-Zeppelin un endroit idéal afin de suivre l'évolution des propriétés des gaz atmosphériques et des divers polluants transportés sur de longues distances en Arctique. Cette station fait partie du réseau d'observation européen ACTRIS (Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure network).



Figure V.1 : Localisation de Ny-Alesund et de la station du Mont-Zeppelin (cercle rouge) sur Google map.



Figure V.2 : Photo de la station du Mont-Zeppelin (www.npolar.no)

I.3 L'instrumentation

L'instrumentation déployée lors de la campagne sur le site du Mont-Zeppelin vise à répondre aux objectifs décrits dans la partie I.1. Les instruments dédiés à la caractérisation des propriétés microphysiques et optiques des nuages sont installés sur un mât spécifiquement développé pour la campagne. Ces sondes « microphysiques » sont habituellement utilisées dans le cadre de mesures avions. Leur utilisation sur une plateforme au sol relève donc des particularités que nous avons décrites lors du chapitre 4. Depuis 2000, des mesures continues des propriétés physiques et optiques des aérosols sont réalisées par l'institut ITM (Department of Applied Environmental Science) de Stockholm. Elles seront combinées aux mesures de microphysique des nuages afin d'étudier l'interaction aérosol-nuage à la station.

La station est également équipée d'un thermomètre, de deux anémomètres (mécanique et sonique) et d'un capteur d'humidité. D'autre part, un ballon sonde était lancé tous les jours à 6h00 et 18h00 depuis la base de l'AWI (Alfred-Wegener-Institut) située au village de Ny-Alesund. Il embarquait à bord des capteurs de pression, température et humidité ainsi qu'un anémomètre. Ces mesures nous permettent donc de connaître la situation atmosphérique dans laquelle se sont développés les nuages échantillonnés.

Afin de répondre aux objectifs et questions scientifiques, nous avons mis en place une instrumentation spécifique nuage en combinaison avec des mesures aérosol en continu déjà existantes sur le site du Mont-Zeppelin.

I.3.a L'instrumentation nuage

- Les sondes microphysiques « in situ »

L'instrumentation nuage utilisée lors de la campagne CLIMSLIP-NyA est présentée figure V.3. La mesure de la partition eau/glace s'effectue grâce à la combinaison du FSSP qui échantillonne les particules de diamètre inférieur à 50 μm , et du CPI qui fournit les propriétés microphysiques et morphologiques des cristaux et gouttes précipitantes. Ces deux instruments permettent la restitution de la distribution en taille des particules de quelques micromètres à quelques millimètres. La mesure des propriétés optiques des particules nuageuses est possible grâce au NP. Celui-ci fournit d'importants paramètres comme la fonction de phase, l'extinction et le facteur d'asymétrie g qui donne une indication sur la phase dominante. Les mesures combinées des propriétés microphysiques et optiques sont indispensables pour tenter de paramétrer les relations entre elles (voir le couplage microphysique-optique au chapitre 4). Enfin, la sonde Nevzorov permet une mesure non optique du LWC, IWC et TWC à l'aide d'une autre méthode de mesure : le système du fil chaud. L'utilisation de deux méthodes de mesure indépendantes pour estimer les propriétés microphysiques permet a priori de valider la qualité des données. Les détails concernant les principes de mesures, le traitement des données et les incertitudes sont décrits dans le chapitre 4.

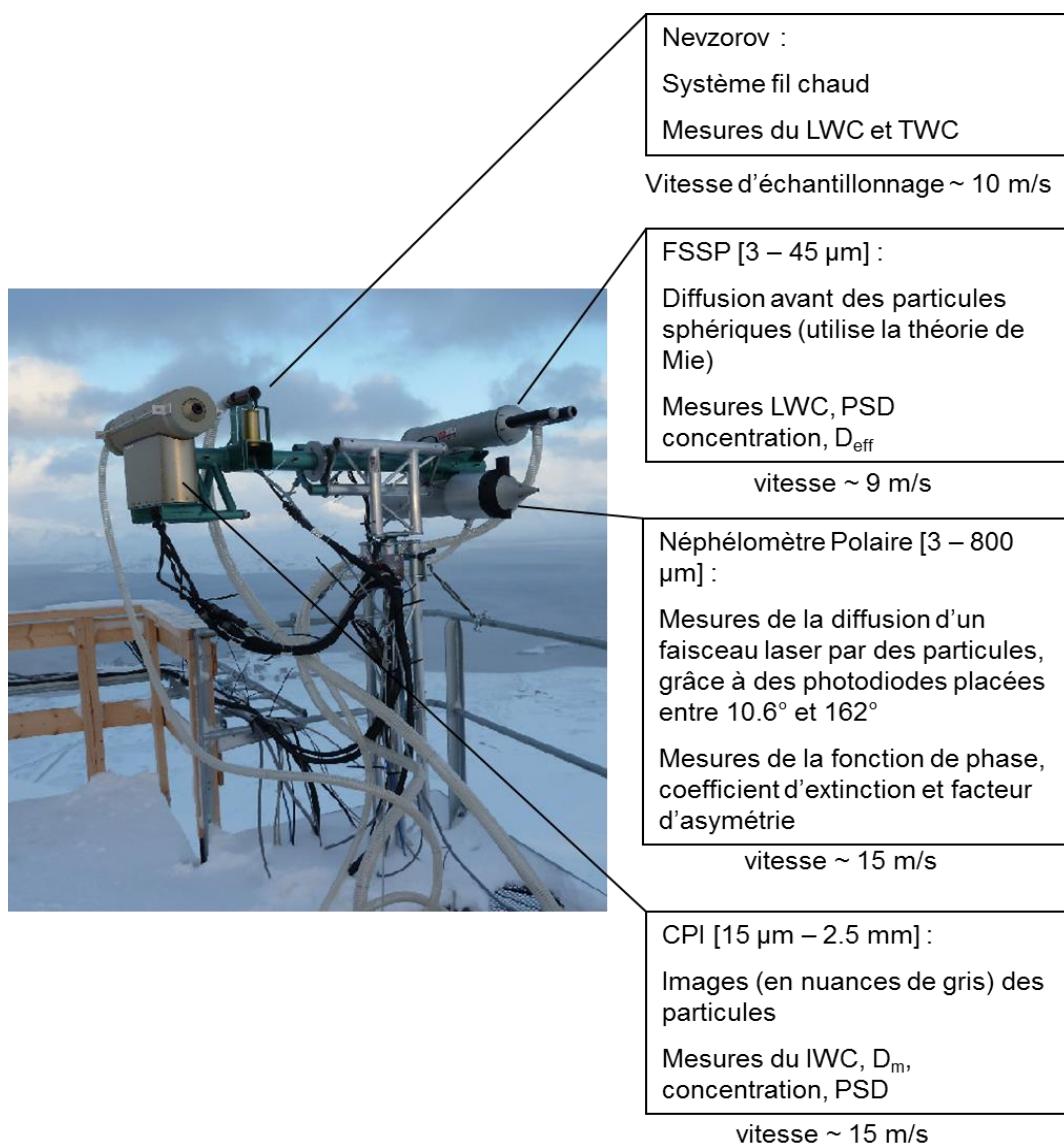


Figure V.3 : Instrumentation nuage installé à la station du Mont-Zeppelin lors de la campagne CLIMSLIP-NyA. Un rappel de la gamme de taille, du principe de fonctionnement et des paramètres mesurés, ainsi que la vitesse d'échantillonnage théorique pour chaque instrument sont indiqués.

Le NP, le FSSP, le CPI ainsi que la sonde Nevzorov étaient positionnés sur le mât de mesures présenté lors du chapitre précédent. Dans la mesure du possible, le mât était orienté face au vent. Les quatre instruments étaient reliés par des tubes en plastique à la même pompe. Les vitesses théoriques correspondantes pour chaque sonde sont indiquées sur la figure V.3.

L'acquisition des mesures s'est effectuée avec une résolution temporelle de 1 seconde. Le traitement des données du FSSP prend en compte les conclusions de l'intercomparaison au PUY (voir chapitre 4, Guyot et al, 2015). En revanche, l'absence d'instruments de type PVM ou visibilimètre nous empêche de normaliser les mesures. Cependant, il est courant avec ce type d'instrumentation de comparer, voire de corriger, les mesures du FSSP pendant les

épisodes liquides avec le NP qui ne fait pas appel à un volume d'échantillonnage et qui fait donc partie de la catégorie des instruments EPP (Gayet et al., 2009). On précise toutefois que la campagne CLIMSLIP s'est déroulée avant l'intercomparaison au PUY du chapitre précédent, les conclusions concernant le traitement de données ont été appliquées mais les recommandations instrumentales n'ont pu être suivies car établies a posteriori.

Il convient également de noter que, lors de mesures aéroportées, la vitesse élevée de l'avion provoque un brisement des particules sur le bord des inlets ou sur les ailes de l'avion, ce phénomène est communément appelé shattering. L'échantillonnage s'en trouve donc faussé avec une surestimation des petites particules et une sous-estimation des grosses particules (voir Gayet et al., 1996, Korolev et al., 2013). Les mesures au sol possèdent l'avantage d'éviter le shattering compte tenu de la faible vitesse d'échantillonnage. Ainsi dans la suite du manuscrit, le phénomène de fragmentation artificielle des cristaux ne sera pas envisagé. Par contre, elles ont l'inconvénient de ne pas pouvoir « naviguer » à l'intérieur du nuage selon un plan de vol établi. L'observateur est donc totalement dépendant de l'altitude du nuage (couche liquide, couche mixte). Un profil vertical du nuage n'est pas possible même si des instruments comme le ceilomètre permettent de localiser la base de la couche liquide du nuage et ainsi d'avoir une estimation de la zone du nuage échantillonné par les instruments in situ.

- Le ceilomètre (télémètre)

Le ceilomètre, modèle CL51, fabriqué par Vaisala, est conçu pour mesurer des nuages sur une gamme d'altitude de 0 à 15 km ou la visibilité en cas de conditions difficiles. Il utilise la technologie d'un laser à diode pulsé d'un lidar à une longueur d'onde de 910 nm. Les pulsations laser sont envoyés verticalement dans l'atmosphère et la quantité de lumière rétrodiffusée causée par les nuages, les précipitations ou d'autres obscurcissements est analysée et permet de déduire le profil de rétrodiffusion et l'altitude de la base du nuage. Lors de la campagne CLIMSLIP-NyA, le ceilomètre était installé dans le village de Ny-Alesund au niveau de la mer.

I.3.b L'instrumentation aérosol

La veine de prélèvement installée à la station du Mont-Zeppelin permettant d'échantillonner les aérosols est du type Whole Air Inlet. Ce type d'inlet est chauffé ce qui permet d'éviter d'être bouché par le givre ou la glace et d'évaporer l'eau ou la glace condensée sur un CCN ou un IN. Ainsi, tous les aérosols, interstitiels ou résiduels, sont échantillonnés et mesurés à l'aide de l'instrumentation présentée ci-après (CPC, aethalomètre, DMPS et néphélomètre). Les diamètres de coupure, i.e. les diamètres pour lesquels l'efficacité d'échantillonnage est à 50%, sont de 10 et 790 nm pour le Whole Air Inlet du Mont-Zeppelin (Tunved et al., 2013).

- Le CPC 3015A

Le Condensation Particle Counter (CPC), prototype CPC 3015A commercialisé par TSI, est un compteur de particules d'un diamètre supérieur à 3 nm. L'air échantillonné passe dans une cavité poreuse, chauffée à 40° et saturée en butanol. L'air passe ensuite dans un refroidisseur ou condenseur à une température de 10°. Le butanol se condense alors sur les particules qui augmentent donc de taille, jusqu'à atteindre un diamètre environ entre 10 et 12 µm. Cette étape est cruciale pour la détection des particules de petite taille car les systèmes optiques conventionnels ne mesurent que des particules environ supérieures à 50 nm de diamètre. La différence de température détermine la sursaturation et donc la taille minimale de détection. Les gouttelettes de butanol traversent ensuite un volume éclairé par un laser où elles dispersent la lumière. Ces pulsations de lumière diffusée sont collectées par un photodétecteur puis converties en pulsations électriques qui permettent de compter le nombre de particules et de calculer leur concentration. Le CPC 3015A permet de mesurer des concentrations d'aérosols jusqu'à 10⁵ particules/cm³ avec une précision de 10 % (TSI, 2002).

- Le DMPS

Le DMPS (Differential Mobility Particle Sizer) est composé d'un DMA (Differential Mobility Analyser) en série avec un CPC. Un DMA est constitué de deux cylindres concentriques entre lesquels est établi un champ électrique radial. Les particules chargées (naturellement ou artificiellement) sont introduites dans le DMA par un gaz porteur et se déplacent dans le DMA grâce à la tension appliquée. La sélection des particules est ensuite déterminée par la distance qu'elles parcourent dans le DMA. Cette distance est liée à la fois au débit d'air introduit dans le DMA, à la géométrie du DMA (les rayons des cylindres intérieur et extérieur), à la haute tension appliquée et à la mobilité des particules, cette mobilité étant dépendante de la taille et de la charge des particules. Une correction est appliquée pour prendre en compte la probabilité de charge d'une particule en fonction de sa taille lorsque la population de particules est à l'équilibre de charge. La mobilité électrique devient donc dépendante uniquement de la taille des particules. La tension appliquée varie en fonction du temps pour permettre l'échantillonnage successif de différentes mobilités électriques, donc de différentes gammes de taille. Les particules ainsi sélectionnées sont ensuite comptées par le CPC qui fournit donc la concentration pour une gamme de taille donnée. En faisant varier la tension, on reconstruit ainsi la distribution en taille des particules d'aérosols. Le DMPS utilisé à la station du Mont-Zeppelin possède 22 classes de taille allant de 25 à 809 nm.

- L'aethalomètre

L'aethalomètre est un instrument permettant de mesurer la concentration en BC. L'air échantillonné passe à travers un filtre qui collecte la quantité d'aérosols qu'il contient. Cet échantillonnage est effectué sur un certain intervalle de temps régulier. Le filtre est ensuite éclairé par un laser et l'atténuation du faisceau laser par ce filtre est mesurée. En utilisant les

valeurs du coefficient d'extinction du filtre et des différents composés chimiques, on peut déterminer la quantité de BC du dépôt d'aérosol pour chaque mesure de temps. L'aethalomètre n'est donc pas très quantitatif du fait des hypothèses faites sur la composition chimique et des variations de l'extinction des aérosols déposés sur le filtre. Cependant, une augmentation de l'atténuation optique d'une période de temps à une autre est due à un accroissement du BC collecté. Le rapport entre la quantité de BC et le volume de l'air aspiré ayant passé à travers le filtre permet de remonter à la concentration moyenne de BC pendant la période de temps (se référer à Hansen, 2003, pour les détails). Les mesures de BC à la station du Mont-Zeppelin ont été effectuées par l'Institute of Nuclear and Radiological Science & Technology, Energy & Safety d'Athènes (Eleftheriadis et al., 2009), les données ont été moyennées sur 30 minutes.

- Le néphélomètre

Le néphélomètre, modèle 3563, fabriqué par TSI, a été conçu pour le contrôle à long terme de la visibilité et de la qualité de l'air lors d'études au sol ou aéroportées. Il mesure en continu le coefficient de diffusion des particules d'aérosols pour trois longueurs d'onde du domaine visible : 450 nm (bleu), 550 nm (vert) et 700 nm (rouge). Les aérosols sont échantillonnés à travers un inlet puis sont illuminés selon un angle entre 7 et 170° par une lampe à halogène. Le volume d'échantillonnage est vu par trois tubes photomultiplicateurs à travers une série d'ouvertures le long de l'axe principal. Un piège à lumière absorbe la lumière non diffusée. La lumière diffusée est redirigée par des miroirs et des lentilles puis passe à travers trois filtres, bleu, vert et rouge avant d'être mesurée (TSI, 2005). Pendant la campagne CLIMSLIP, le néphélomètre a été utilisé avec une résolution temporelle de 5 minutes.

I.4 Identification des cas d'études : vue d'ensemble

Les mesures in situ des propriétés des nuages se sont déroulées du 6 Mars au 2 Mai 2012. La figure V.4 montre les séries temporelles de la température et de l'humidité mesurées au Mont-Zeppelin pendant cette période de temps ainsi que les épisodes de nuages en phase mixte, précipitation et neige soufflée. On dénombre ainsi :

- 5 cas de mesures en présence de nuages en phase mixte, les 11 et 29 Mars et les 27, 28 Avril et le 1 Mai,

-3 cas de précipitations, le 28 Mars et les 14 et 20 Avril,

-2 cas de neige soufflée, les 23 et 31 Mars.

Durant la campagne, la température a varié de -20°C à -1°C , donc toujours en dessous du seuil de solidification, et l'humidité relative de 55 % à 100 % (un effet de seuillage se produit aux alentours de 95 %). On remarque que les épisodes en présence de nuages correspondent aux périodes d'humidité relative maximale, ce qui montre une certaine cohérence entre l'identification des nuages par les instruments microphysiques et les sondes météorologiques.

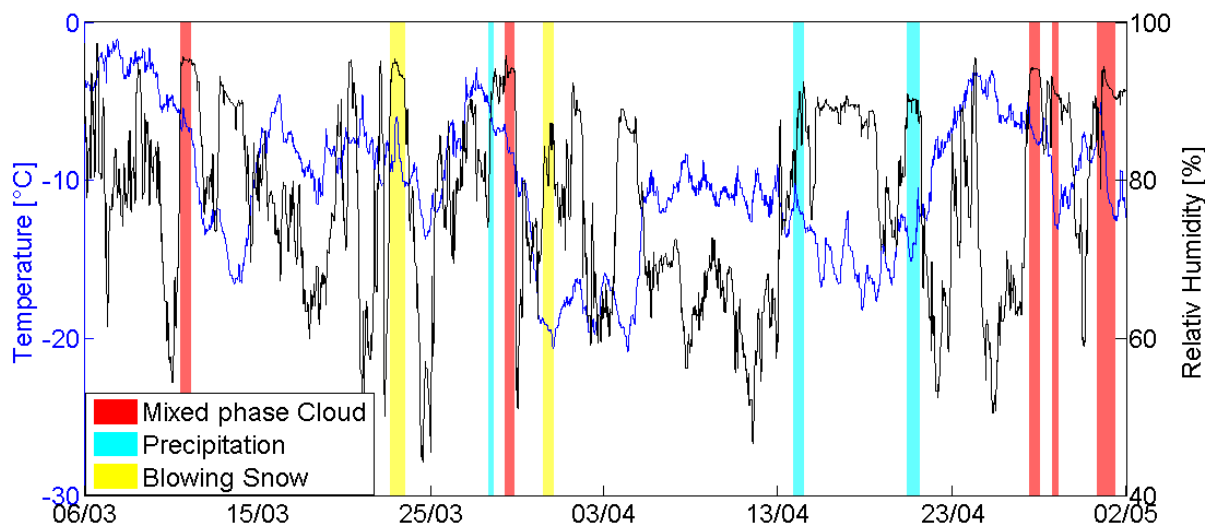


Figure V.4 : Séries temporelles de la température et de l'humidité mesurées au Mont-Zeppelin pendant la campagne CLIMSLIP-NyA. Les épisodes de nuages en phase mixte, précipitation et neige soufflée sont colorés respectivement en rouge, bleu et jaune.

La présence de nuage lors des épisodes au cours desquelles les instruments in situ ont détecté des précipitations de neige ou un nuage en phase mixte est également confirmée par les mesures du ceilomètre présentées sur la figure V.5. Les histogrammes représentent le nombre de minutes journalières pour lesquelles la base du nuage dérivée par le ceilomètre était à une altitude inférieure à 500m, 1000m, 2000m ou supérieure à 2000m. Ainsi, une base du nuage inférieure à 500m signifie théoriquement que la station du Mont-Zeppelin se trouve effectivement dans le nuage. On obtient au total près de 60 heures de mesure en nuage.

A l'exception des journées du 17 et 21 Avril où le ceilomètre mesure une base du nuage en dessous de 500 m alors que les instruments in situ ne montrent qu'un signal très faible, la localisation des épisodes de nuages en phase mixte ou de précipitation correspond aux estimations du ceilomètre.

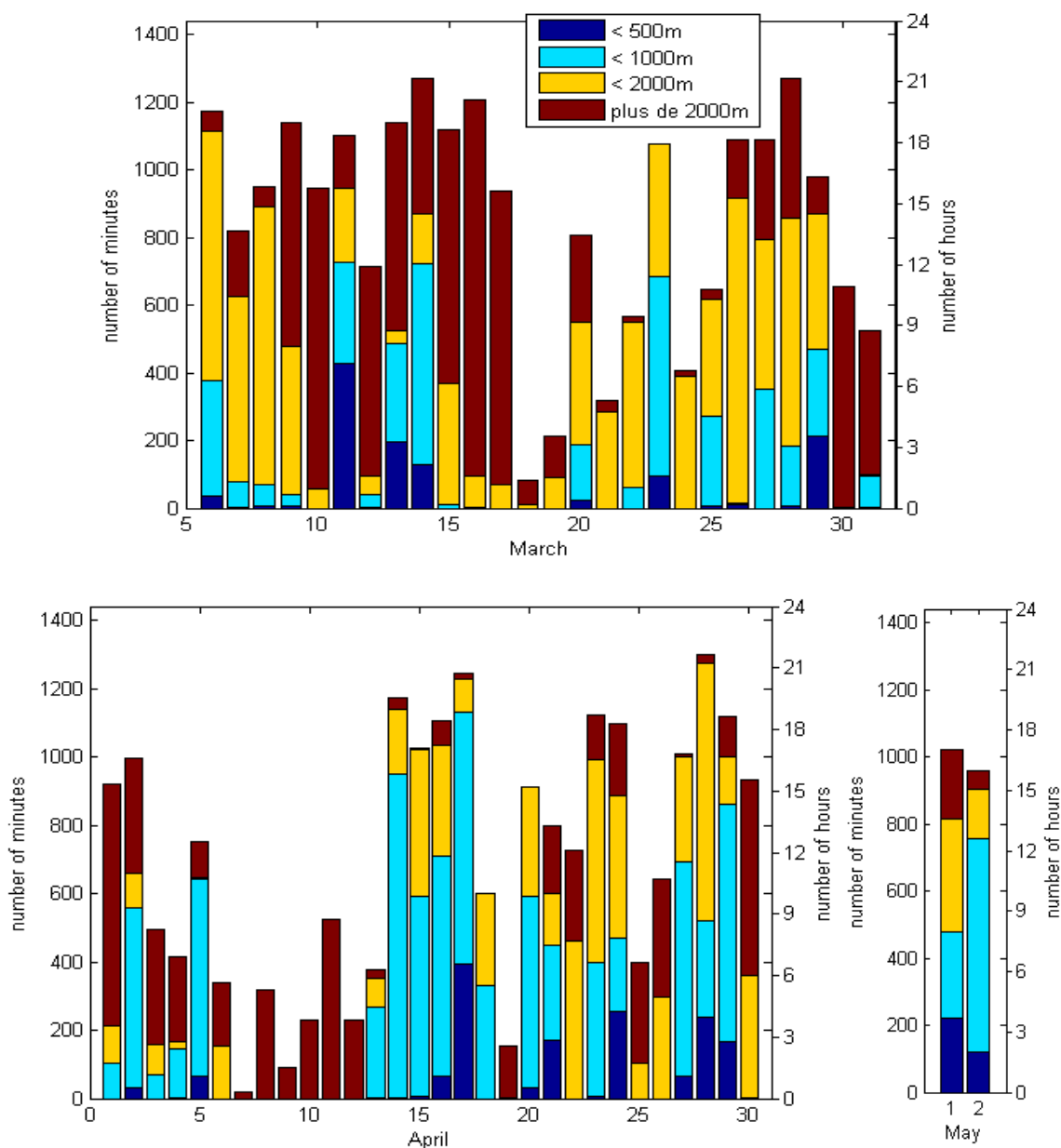


Figure V.5 : Mesures de la base du nuage par le ceilomètre installé dans le village de Ny-Alesund. Un nuage à une altitude inférieure à 500 m englobe théoriquement la station de mesure. Les histogrammes représentent le nombre de minutes ou d'heures pour lesquelles la base du nuage était à une altitude inférieure à la valeur indiquée en légende.

I.5 La situation dynamique

Afin de caractériser la situation dynamique à proximité de la station de mesure, le modèle numérique de Clark (Clark, 1977) a été utilisé. Il s'agit d'un modèle méso-échelle tridimensionnel à l'échelle du nuage qui est couplé avec un module de microphysique détaillée DESCAM (DEtailed SCAvening Model) dont la version actuelle est décrite dans Flossmann et Wobrock (2010). Ce modèle, appelé DESCAM-3D, a été spécialement conçu pour l'étude des interactions aérosol-nuage car 3 distributions sur les 5 utilisées sont vouées à la description des particules d'aérosol interstitielles et résiduelles. Les 2 autres distributions permettent de décrire les gouttes et les cristaux de glace. A partir de radiosondages ou de données météorologiques comme celles fournies par le centre européen ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecast) et d'une distribution en taille des aérosols, ce modèle, qui utilise une représentation détaillée des processus microphysiques mis en jeu, permet de déterminer la formation et le développement d'un système nuageux. La version DESCAM 3D permet donc de restituer la situation dynamique d'une parcelle. Les simulations ont été effectuées par le Professeur Wobrock.

Dans ce paragraphe, nous allons décrire la situation dynamique des vents dans la région de Ny-Alesund obtenue grâce aux simulations de DESCAM-3D. L'initialisation du modèle a été effectuée à l'aide de radiosondages effectués par l'AWI. Différentes simulations ont été effectuées mais seuls les résultats obtenus pour la situation du 11 Mars seront détaillés car ceux-ci peuvent être généralisés puisque les vents dominants ont peu variés en direction et en intensité et les variations à faible échelle sont principalement dues à la topographie. Les résultats obtenus pour la microphysique des nuages seront discutés dans la partie perspective du chapitre VI.

Les figures V.6 et V.7 montrent la dynamique atmosphérique, c'est-à-dire les 3 composantes du vent, dans la région de Ny-Alesund, d'après les simulations de DESCAM 3D et pour le 11 Mars. Les effets orographiques sont clairement visibles sur les simulations. Le vent dominant venant du sud rencontre le Mont Zeppelin et le contourne des deux côtés. La figure V.7 montre que ces masses d'air provenant du sud sont poussées vers le haut lorsqu'elles rencontrent une pente du terrain ascendante et vers le bas pour une pente descendante. Ceci forme des mouvements dont les effets sont ressentis jusqu'à des altitudes supérieures à 2 km. Concernant la station de mesures, le vent horizontal est préférentiellement du sud et le vent vertical ne semble pas trop important.

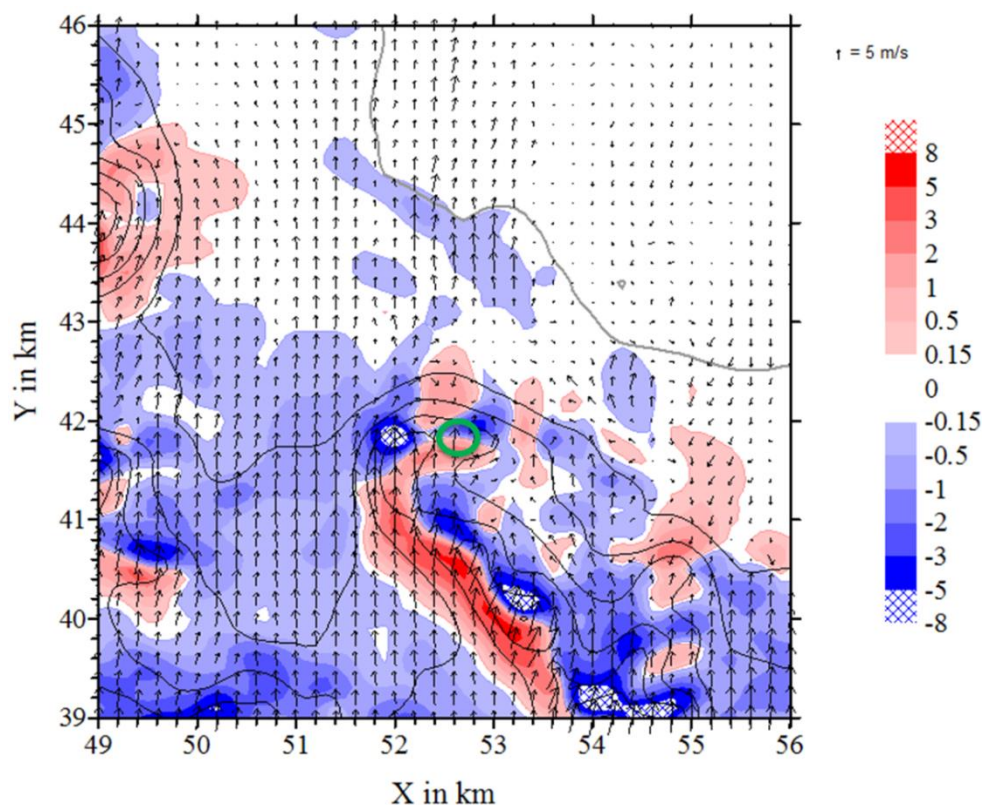


Figure V.6 : Cartographie du vent vertical (couleurs, en m/s) et horizontal (flèches) au niveau du sol calculée par DESCAM 3D pour le cas du 11 Mars. Le vent vertical dont les valeurs sont positives est ascendant. Le cercle vert indique la position de la station de mesure.

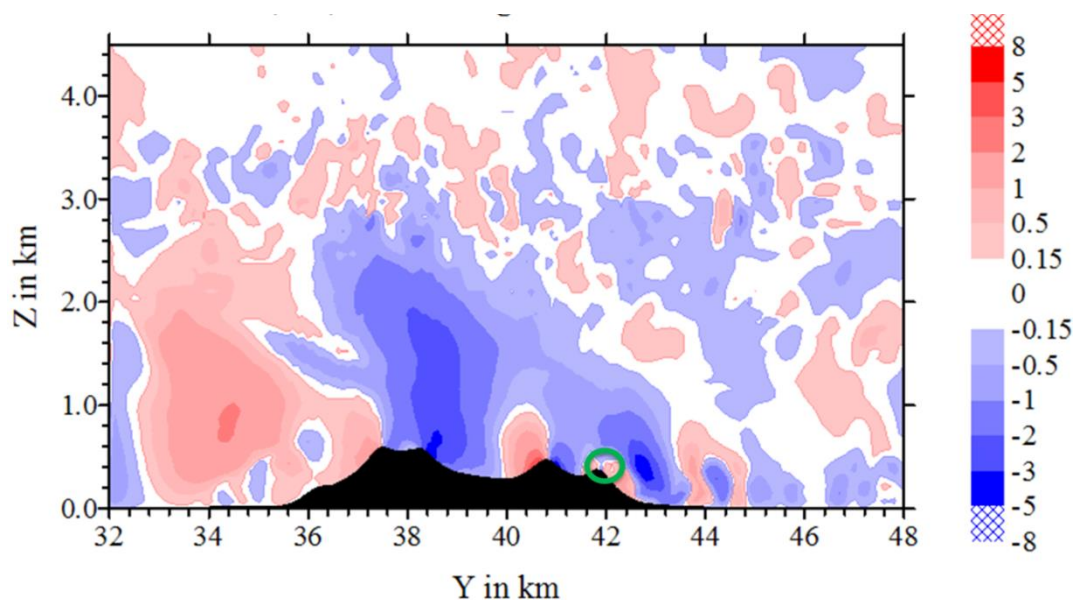


Figure V.7 : Profil du vent vertical en m/s en fonction de l'altitude et selon une coupe Nord-Sud pour le cas du 11 Mars. Le vent vertical dont les valeurs sont positives est ascendant. Le cercle vert indique la position de la station de mesure.

II. Caractérisation in situ des propriétés microphysiques et optiques des hydrométéores

Dans ce sous chapitre, nous allons présenter les principales propriétés microphysiques et optiques mesurées par les instruments nuages déployés sur le mât. Nous avons identifié précédemment (figure V.4) trois types de situations particulières : Les cas de nuages en phase mixte (MPC), les épisodes dominés par des précipitations solides et des cas de neige soufflée. Ces épisodes seront présentés de façon indépendante. Néanmoins, la distinction entre épisodes dit de nuages en phase mixte et de précipitations peut paraître parfois arbitraire. En effet, les précipitations observées correspondent la plupart du temps à la partie précipitantes d'un MPC. Elles font donc partie stricto sensu du MPC.

La distinction porte essentiellement sur les mesures du ceilomètre ainsi que les propriétés microphysiques et optiques des hydrométéores. Dans les cas « MPC », les instruments ont mesuré les particules nuageuses des couches liquide et mixte. Dans les cas « précipitation », les mesures ceilomètre montrent qu'une couche liquide est présente mais se situe vers 1000 m d'altitude ou plus et la station de mesure est bien en dessous de la couche mixte. Ces deux cas ont été traités séparément car leurs propriétés sont différentes mais ils correspondent tous les deux à des mesures en présence de MPC. L'interprétation des mesures nuage est compliquée par le fait que les mesures au sol ne permettent pas d'évaluer le profil vertical du nuage. Il est donc très difficile de connaître précisément la position des instruments dans le système nuageux, même si le ceilomètre peut parfois aider. Dans cette section, deux exemples de MPC, le cas du 11 et du 29 Mars, seront détaillés afin d'expliquer le traitement des données puis seront réutilisés dans l'étude sur l'interaction aérosol nuage.

- Partitionnement eau/glace des nuages :

La détermination de la phase thermodynamique d'un nuage peut être basée sur des critères liés à ses propriétés microphysiques ou à ses propriétés optiques. Afin de mettre en évidence ces différences de discrimination, nous avons représenté la fraction d'eau liquide ainsi que le facteur d'asymétrie pour des nuages considérés par la suite comme MPC. La figure V.8 montre le nombre d'occurrences de valeurs de la fraction liquide (LWC/TWC), dérivée des mesures du CPI et du FSSP, pour les mesures à 1 minute des MPC, ce qui correspond à une résolution spatiale d'environ 800 m. Les mesures en présence de précipitations uniquement n'ont pas été prises en compte sur ce graphique. Ces résultats montrent une fréquence d'observation plus importante des MPC pour des fractions liquides extrémales (proche de 0% ou 100%). Le minimum de la fréquence se situe entre 20 et 70 %. Ceci signifie que les MPC arctiques de basse altitude sont préférentiellement à dominance liquide ou glace à cette échelle d'observation. Ceci corrobore les conclusions de la littérature scientifique (par exemple, avec la même instrumentation, Gayet et al., 2009 ; Korolev et Isaac, 2006). D'autre part, les MPC arctiques étant généralement organisés avec une couche liquide et une couche

mixte à dominance glace en dessous (Morrison et al., 2012), il est logique de constater cette discrimination entre les deux phases sur les mesures in situ.

D'autre part, les valeurs moyennes du facteur d'asymétrie g montrent une relation quasi-linéaire avec la fraction liquide. Ceci souligne la cohérence entre les caractérisations microphysiques et optiques de la partition eau/glace.

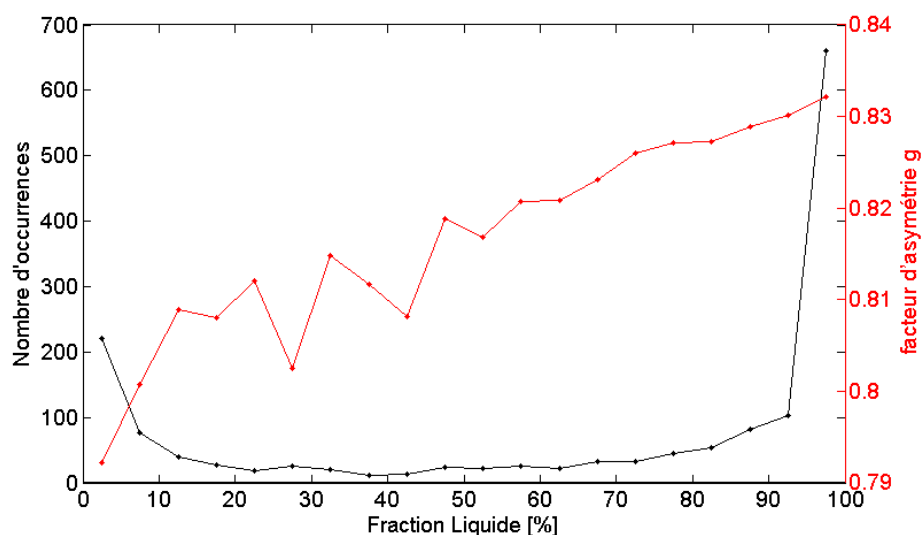


Figure V.8 : nombre d'occurrences (ou de minutes) et valeurs moyennes de g pour différentes valeurs de la fraction liquide pour les quatre cas de MPC.

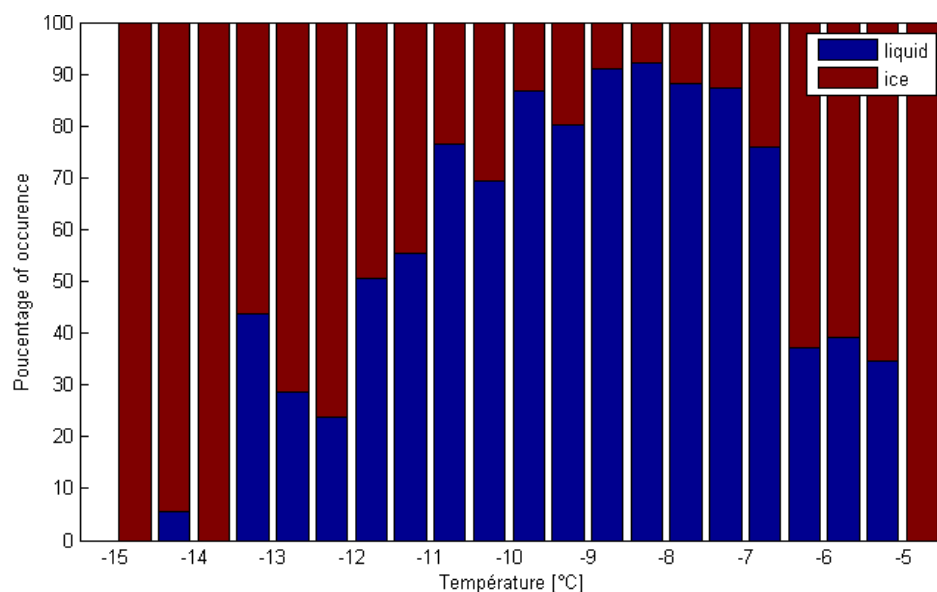


Figure V.9 : Histogramme de la phase dominante (liquide/mixte ou glace pure) en fonction de la température, pour les cas de nuage en phase mixte. La détermination de la phase dominante a été effectuée grâce au facteur d'asymétrie g mesuré par le NP, la valeur palier étant fixée à 0.8.

La figure V.9 montre la phase dominante en fonction de la température pour les cas de MPC et de précipitations. Les phases liquide et glace ont été discriminées selon le facteur d'asymétrie g , les gouttes d'eau liquide ont des valeurs typiques de g supérieures à 0.8 alors que les cristaux de glace ont des valeurs inférieures (Gayet et al., 2002b). Les valeurs les plus basses en température correspondent aux expériences de précipitation du 14 et 20 Avril (voir figure V.4). De -9° à -15° , on observe une baisse de la phase liquide lorsque la température baisse, ceci s'explique par le fait que des processus comme la solidification et le givrage sont favorisés. Aux alentours de -9° à -7° , la phase liquide atteint son maximum, environ 90 %, ce qui correspond donc à la partie liquide du MPC. Lorsque la température augmente au-dessus de -7° , la proportion en phase glace augmente, cet intervalle de température appartient donc à la couche mixte du MPC. Celle-ci a donc une température plus élevée que la couche liquide qui se trouve au-dessus du fait de la chaleur latente dégagée par la solidification et la condensation. Cette différence de température est en accord avec la présence de turbulence et de mouvements convectifs observés au sein des MPC arctiques et nécessaire à la persistance de ceux-ci (Morrison et al., 2012).

II.1 Les couches liquides et mixtes

Dans cette section nous présentons les principales propriétés microphysiques et optiques obtenues lors des quatre épisodes nuageux où des mesures ont été effectuées dans la couche liquide et/ou mixte des nuages (Tableau V.1). Il convient toutefois de noter que les mesures effectuées lors de ces épisodes nuageux sont dépendantes de la position du nuage par rapport à la station de mesure. (couche liquide, couche mixte ou précipitation). Même si nous avons vu que les valeurs absolues des mesures du FSSP et du CPI doivent être nuancées à cause de l'échantillonnage, les concentrations en gouttelettes mesurées par le FSSP sont faibles comparé à d'autres latitudes. Ces résultats sont corroborés par les mesures également faibles de l'extinction du NP et sont expliqués par une capacité plus faible de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau combinée à des concentrations plus faibles d'aérosols que dans d'autres régions du globe (Morrison et al., 2012). Les valeurs médianes de g confirment la coexistence des deux phases de l'eau, avec des valeurs comprises entre 0.8 et 0.82 typiques des MPC (Mioche et al., 2016 ; Jourdan et al., 2010, Gayet et al., 2009).

La journée du 1er mai ne sera pas discutée. En effet, durant cette expérience, les tubes reliant les instruments à la pompe se sont progressivement remplis de neige et de glace jusqu'à être bouchés, l'échantillonnage devenant nul. Nous allons nous focaliser dans un premier temps sur deux cas particuliers : les journées du 11 mars et du 29 mars qui seront plus spécifiquement utilisés dans l'étude de l'interaction aérosol-nuage

jour	Evolution de la situation nuageuse	Concentration FSSP (cm-3)	concentration CPI (L-1)	extinction néphélomètre (km-1)	g
11-mars	Nuage phase mixte (8->12) puis couche mixte (12->18) puis nuage phase mixte (18->23)	2 [0,1;9]	0,9 [0,2;1,7]	0,9 [0,2;2]	0,80 [0,77;0,82]
29-mars	Couche mixte (5->10) puis nuage phase mixte (10->18) puis couche liquide (18->21)	2 [0,3;63]	0,6 [0,2;1,5]	0,5 [0,2;5]	0,82 [0,80;0,83]
27-avril	Nuage phase mixte(14->18) puis couche mixte (18->3h)	0,4 [0,1;35]	0 [0;0,2]	0,2 [0,1;5]	0,80 [0,78;0,83]
28-avril	Graduellement de nuage phase mixte vers précipitation (19->6)	20 [0,6;40]	0,6 [0,2;1,1]	4 [1;13]	0,81 [0,81;0,82]

Tableau V.1 : Résumé des quatre épisodes de MPC. L'évolution des conditions météorologiques ainsi que les valeurs médianes des différentes mesures des propriétés microphysiques et optiques sont indiquées. Les valeurs entre crochets correspondent aux percentiles 25 et 75 des mesures à 1 minute.

II.1.a Le cas du 11 Mars

La figure V.10 montre les profils de température et vent mesurés par un ballon sonde, sur un émagramme. La tropopause est repérée par l'inversion de température s'opérant vers 450 mb, soit environ 6 km. Le gradient vertical de température est plus élevé que le gradient de l'adiabatique sèche (trait vert plein). Ceci signifie qu'une masse d'air ascendante, humide ou non, aura une température inférieure à la masse d'air déjà présente : l'atmosphère est stable. De plus, le gradient vertical de température est également plus élevé que le gradient de l'adiabatique humide (trait vert pointillé). Ceci veut dire qu'une masse d'air saturé ne pourra pas se déplacer verticalement malgré la chaleur latente : le nuage formé est donc de type stratus. Une température potentielle proche de la température de rosée signifie que les conditions de la condensation sont réunies. L'émagramme montre donc la présence d'un nuage dont le sommet se situe vers 800 mb (1500 m) et une humidité élevée jusqu'à environ 600 mb (3500 m). On notera que plus l'altitude est élevée, plus le ballon s'est éloigné de la position de départ vers le nord, s'écartant ainsi de la situation au niveau du mont Zeppelin.

L'évolution temporelle de la situation nuageuse échantillonnée lors de la journée du 11 mars ainsi que ses propriétés microphysiques et optiques sont représentées sur la figure V.11. Les mesures du ceilomètre montrent que le signal est fortement atténué et rétrodiffusé en présence d'une couche d'eau liquide. Il y a donc des zones où la situation à 500 m d'altitude est inconnue car le faisceau ne traverse pas la couche inférieure. Lorsque le faisceau a pu traverser, le ceilomètre est assez cohérent avec le radiosondage puisqu'il situe le sommet du nuage à au moins 1500 m. La situation a évolué selon trois phases.

La première phase correspond à la présence d'une couche d'eau liquide d'un brouillard. Le signal du ceilomètre est rapidement atténué par une couche nuageuse optiquement épaisse. Les mesures FSSP révèle la présence d'eau liquide par des pics de LWC (jusqu'à 0.1 g/m³) qui montrent que la station de mesure se trouve a priori dans la couche liquide du MPC

hétérogène. Ceci est confirmé par l'extinction mesurée par le NP (jusqu'à 30 km^{-1}) fortement corrélée avec les mesures du FSSP. Le CPI observe également la présence de cristaux de glace de concentration de l'ordre de 3 L^{-1} . Enfin, les valeurs du facteur d'asymétrie dans cette région du nuage sont, en moyenne, supérieures à 0.83 typiques d'un signal dominé par les gouttelettes.

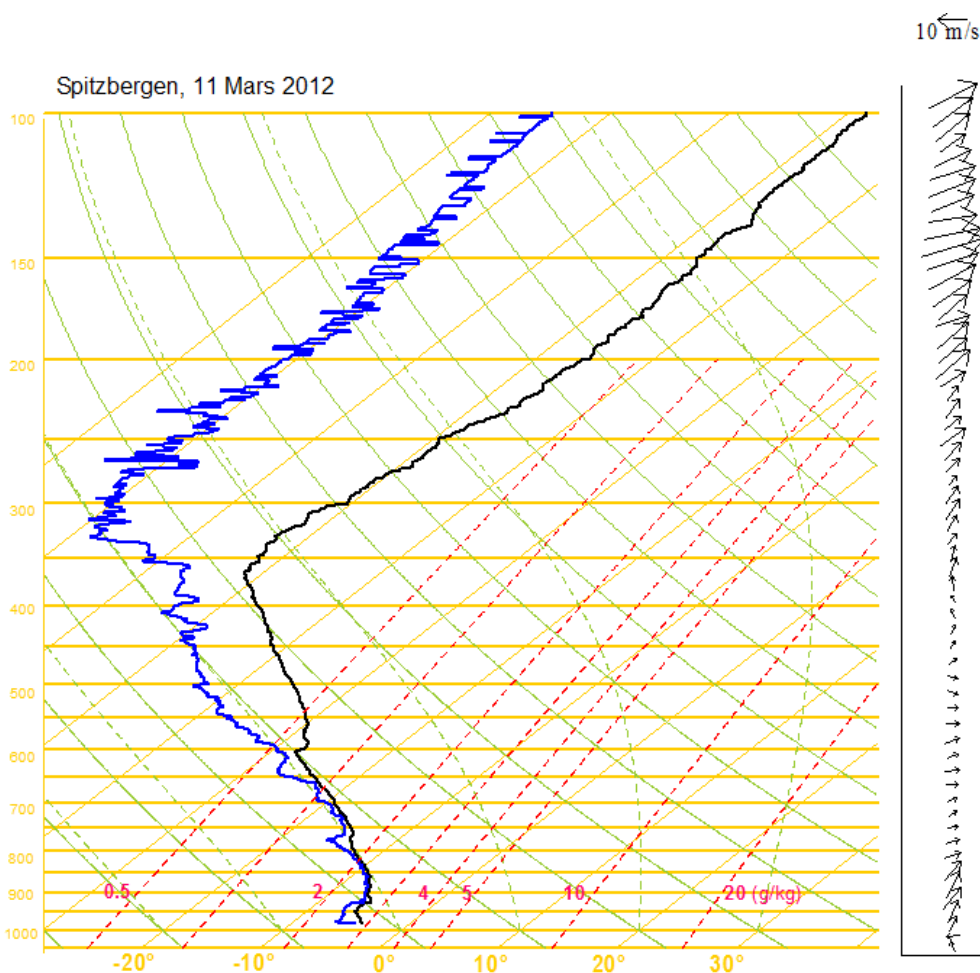


Figure V.10 : Profil vertical de la température de rosée (trait bleu), de la température potentielle (trait noir) et du vent horizontal (flèche), pour le cas du 11 Mars. Ce radiosondage a été effectué à l'aide d'un ballon-sonde lancé à 18h00 UTC au village de Ny-Alesund.

La deuxième phase correspond à la couche mixte du nuage. Les mesures du ceilomètre semblent indiquer que la couche liquide se situe vers 700 mètres d'altitude (atténuation du signal au-delà de cette altitude). En effet, la présence de précipitations de cristaux de glace est confirmée par des valeurs du LWC quasi nulle ainsi que par de très faibles de valeurs de l'extinction mesurée par le NP. Les valeurs de g sont globalement inférieures à 0.8 ce qui traduit la dominance de la phase glace. Ceci est confirmé par le CPI qui échantillonne uniquement des cristaux de glace de type colonnes ayant une taille moyenne d'environ $250 \mu\text{m}$.

Enfin, la troisième phase correspond à une couche de coexistence entre cristaux de glace et gouttelettes d'eau. Le LWC présente des fluctuations fortement hétérogènes mais qui restent en accord avec la variabilité de l'extinction mesurée par le NP. Bien que les valeurs d'IWC et de concentration mesurées par le CPI restent faibles, l'évolution du nombre de particules mesurées par le CPI, tracée à la figure V.12, montre que la proportion de particules sphériques est plus faible dans cette zone du nuage que lors du premier épisode.

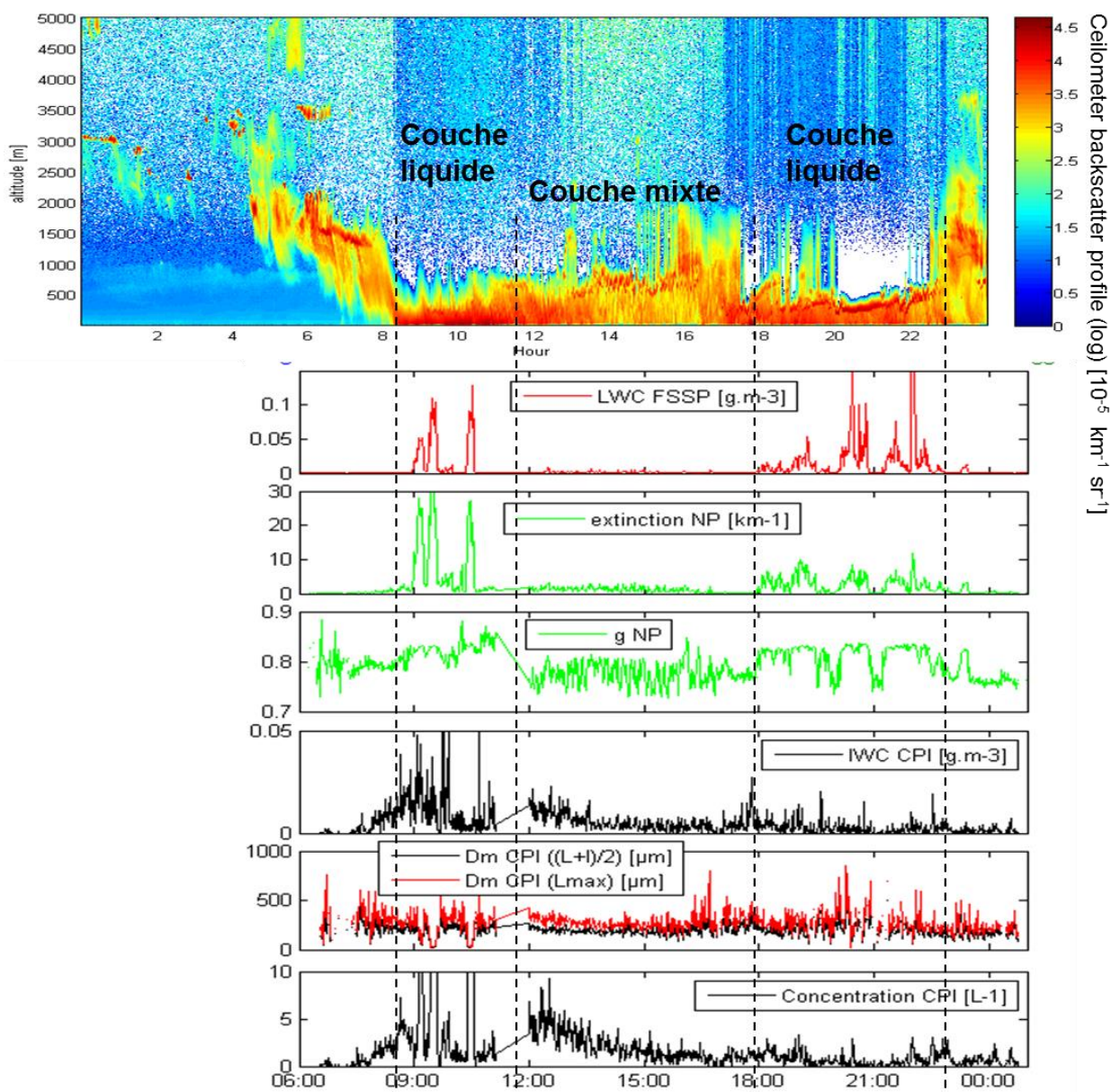


Figure V.11 : Evolution du profil du coefficient de rétrodiffusion atténuée du ceilomètre et des propriétés microphysiques et optiques moyennées à 1 minute mesurées par le FSSP, le CPI et le NP, pour l'expérience du 11 Mars. Le diamètre moyen du CPI a été calculé selon deux méthodes : la moyenne de la longueur et de la largeur et la longueur maximale. La station se trouve sur la ligne des 500 m d'altitude.

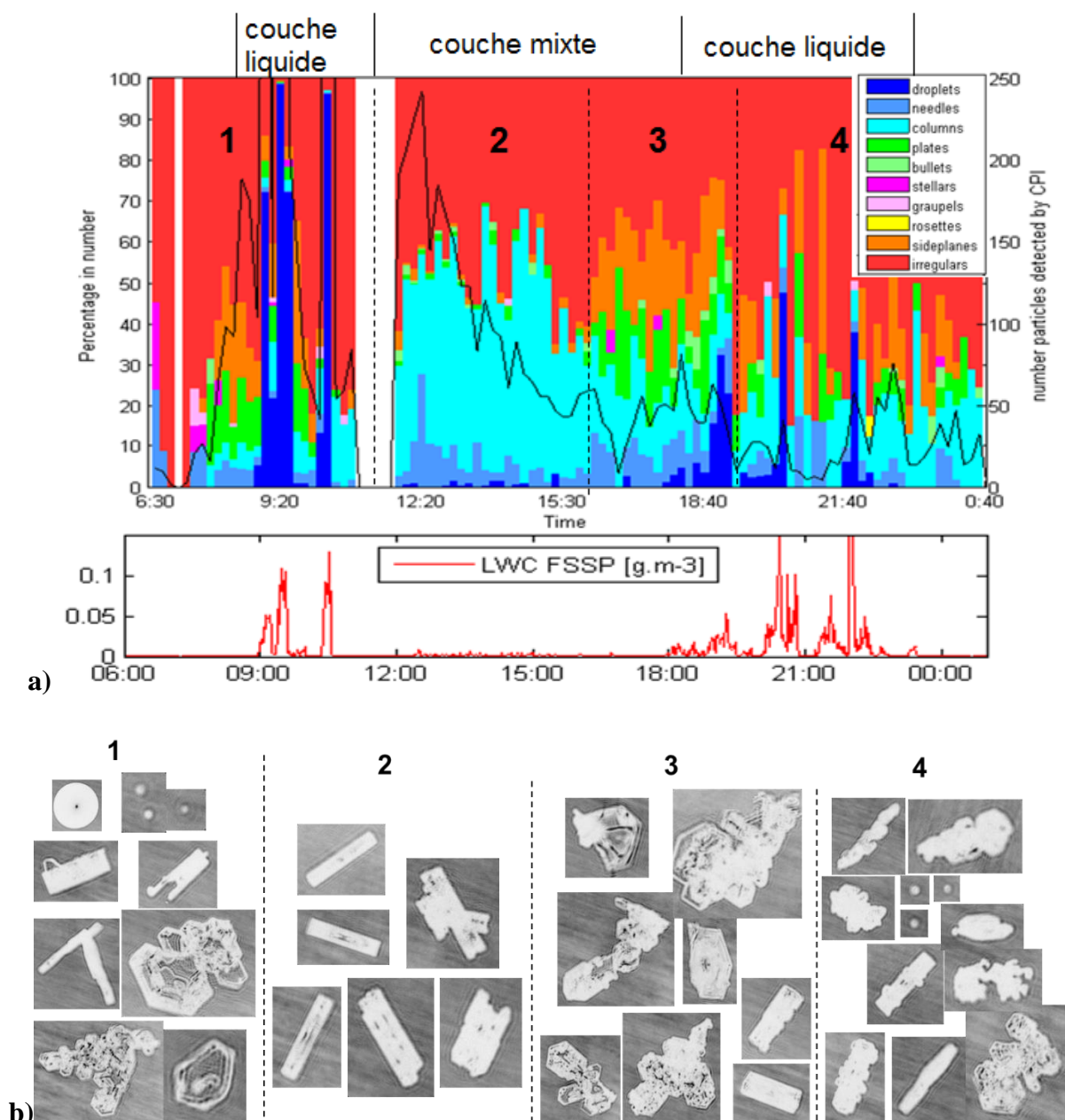


Figure V.12 : (a) Série temporelle de la classification de forme des particules échantillonnées par le CPI le 11 Mars. Chaque barre de couleur représente le pourcentage en nombre du type de cristal indiqué en légende. Les données ont été moyennées sur 10 minutes. Le nombre total de particules échantillonnées pendant ces 10 minutes est tracé par la courbe noire. Quatre zones différenciées par la forme de cristaux dominante sont délimitées. (b) Des exemples d'images CPI sont affichés pour les quatre zones.

L'évolution de la classification en forme des cristaux du CPI ainsi que le LWC du FSSP, affichés sur la figure V.12.a permet de mettre en évidence quatre zones distinctes. La première correspond au premier épisode liquide avec un nombre de gouttes élevé mesuré par le CPI et une dominance des irréguliers concernant les cristaux. Les images CPI révèlent la présence de quelques gouttes précipitantes. La deuxième zone est caractérisée par une

concentration relativement élevée en cristaux avec une dominance de colonnes. Une partie de la troisième et la quatrième zone correspondent au deuxième épisode liquide, les concentrations en cristaux sont relativement faibles avec une dominance respectivement des plaques et sideplanes, et des irréguliers. D'après les mesures du CPI, le deuxième épisode liquide est caractérisé par un nombre plus faible de gouttes échantillonnées et une absence de gouttes précipitantes. Cependant, la détection de particules sphériques sur le CPI est en accord avec le LWC du FSSP. Les changements de dominance de forme délimités par les traits en pointillés indiquent plusieurs zones caractérisées par différents modes de croissance distincts de cristaux. Ceux-ci montrent que plusieurs conditions thermodynamiques ont existés au sein de la couche mixte.

Nous avons vu que les mesures issues des différents instruments étaient cohérentes lors de l'identification des différentes zones nuageuses. Nous allons maintenant nous attacher à effectuer une comparaison plus quantitative afin de soulever quelques difficultés instrumentales auxquelles nous avons été confrontés au cours de cette campagne.

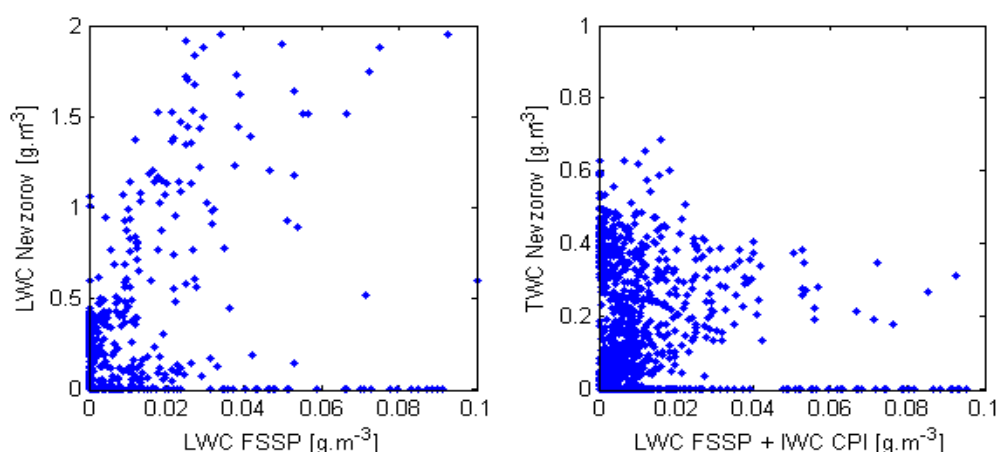


Figure V.13 : Intercomparaison du LWC Nevzorov et FSSP (gauche) et du TWC Nevzorov calculé par la somme entre le LWC FSSP et l'IWC CPI (droite), pour la journée du 11 mars. Les résultats d'un fit linéaire sont indiqués, les données ont été moyennées sur 1 minute.

A titre d'exemple, la figure V.13 montre la comparaison entre les LWC et TWC mesurés lors du 11 mars par la sonde Nevzorov avec ceux mesurés par le FSSP ou obtenus à partir de la combinaison du FSSP et du CPI. Les données sont moyennées sur 1 min. On peut noter l'absence de corrélation entre les données Nevzorov et les données du FSSP ou du CPI. La sonde Nevzorov surestime largement le LWC qui atteint des valeurs trop élevées de l'ordre de 2 g.m^{-3} pour ce type de nuage. Ainsi ni l'ordre de grandeur, ni la variabilité du LWC ou TWC ne sont correctement restitués par la sonde Nevzorov. Ces résultats incohérents et non fiables peuvent être expliqués par un dysfonctionnement de l'appareil lorsque la vitesse d'échantillonnage est trop faible (pour des vitesses de l'ordre de 10 m/s). En effet, cet instrument destiné à des mesures aéroportées montre de fortes limites d'utilisation dans des

conditions au sol. A l'exception de certains épisodes nuageux où le signal de la sonde Nevzorov était relativement bien corrélé aux mesures FSSP et/ou CPI, les conclusions sont similaires pour la plupart des autres cas d'étude. Ainsi, cet instrument ne sera plus discuté par la suite.

Nous avons vu que le LWC FSSP et l'extinction NP montraient des variations similaires (voir figure V.11). En revanche, la comparaison quantitative de ces paramètres doit être effectuée en prenant en compte l'orientation des instruments ainsi que la vitesse du vent extérieur. La figure V.14 montre les effets de la direction du vent sur les mesures. Sur la figure V.14.a, on remarque que le vent passe de sud à nord en l'espace de deux heures. La vitesse du vent reste relativement faible entre 1 et 7 m/s. Le mât ne pouvant être orienté que manuellement, la direction des instruments n'a pas changé. On passe donc d'un vent de face à un vent arrière, ce qui a des conséquences sur les mesures. La figure V.14.b montre l'évolution du rapport des extinctions avec l'angle de déviation de l'orientation des instruments par rapport à la direction du vent. On observe que lorsque l'angle de déviation est inférieur à 90° , l'extinction du NP est supérieure à celle du FSSP avec un rapport compris entre 0.5 et 1. Lorsque l'angle devient supérieur à 90° , l'extinction du NP devient inférieure à celle du FSSP avec un rapport plus variable allant de 1 à 2. Malgré une vitesse de vent faible (~ 1 m/s), le changement de la direction du vent et donc de l'angle a des conséquences importantes sur les mesures. Ceci diffère légèrement des résultats de l'étude instrumentale menée au PUY (chapitre 4), avec notamment, ici, des répercussions sur les mesures pour des vitesses inférieures à 3 m/s lorsque le mât n'est pas orienté face au vent.

La comparaison des extinctions sur la figure V.14.c met en évidence la différence des comportements du FSSP et du NP en cas de vent de face et de vent arrière. La droite de corrélation appliquée aux mesures précédant le changement de direction du vent montre une bonne corrélation avec un R^2 élevé de 0.9 et une pente de 1.28. Après le changement de direction du vent, la corrélation devient $Y=0.35X$ avec $R^2=0.46$, ces deux instruments perdent donc en cohérence.

La campagne d'intercomparaison instrumentale au PUY a montré que les biais sur les mesures du FSSP sont essentiellement liés à l'estimation du volume d'échantillonnage et qu'ils sont donc identiques pour l'extinction, la concentration et le LWC. En prenant le NP comme référence, on aurait donc pour la journée du 11 Mars, a priori, un coefficient de 1.28 à appliquer aux mesures du FSSP. D'autre part, les données correspondant à des angles de déviation importants (changement de direction) ne seront pas prises en compte par la suite lors de la présentation des résultats généraux.

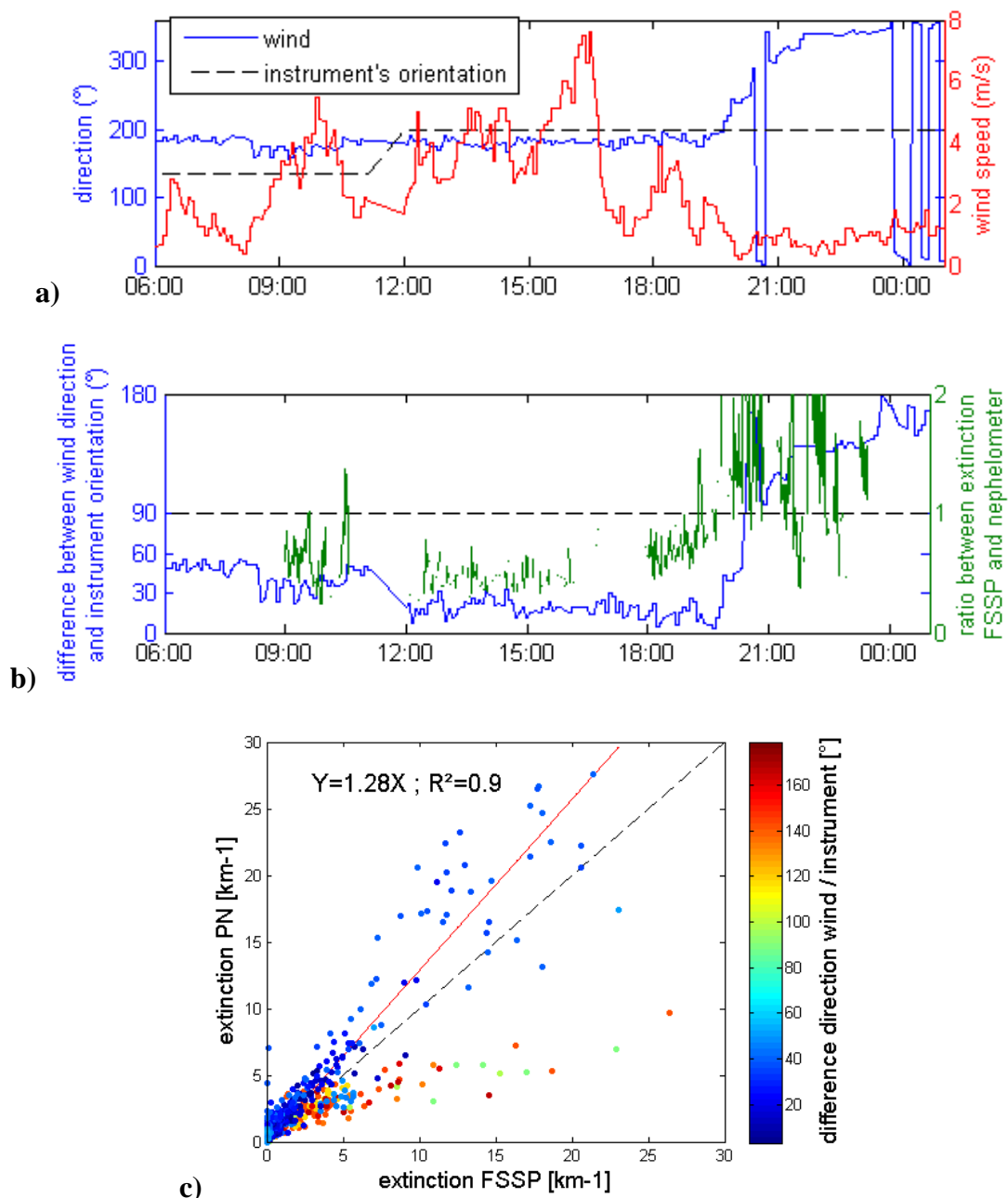


Figure V.14 : (a) Evolution de la direction du vent et de l'orientation des instruments (°), un angle de 0° correspondant à la direction nord. (b) Série temporelle de l'angle entre la direction du vent et l'orientation des instruments comparé au ratio entre l'extinction du NP et du FSSP. (c) Comparaison des extinctions FSSP et NP en fonction de l'angle, un fit linéaire a été appliqué aux mesures dont l'angle est environ égal ou inférieur à 30°. Les données ont été moyennées sur 1 minute.

II.1.b Le cas de 29 Mars

La figure V.15 montre les profils de températures et vent mesurés par un ballon sonde, sur un émagramme. Comme pour le cas du 11 Mars, la tropopause se situe vers 6 km, l'atmosphère est stable et un nuage formé dans ces conditions est de type stratus. La température de rosée ne se confondant à aucun moment avec la température potentielle, le ballon sonde n'a pas traversé l'intérieur du nuage. Cependant, les mesures mettent en évidence une forte humidité jusqu'à 700 mb (3000 m) environ.

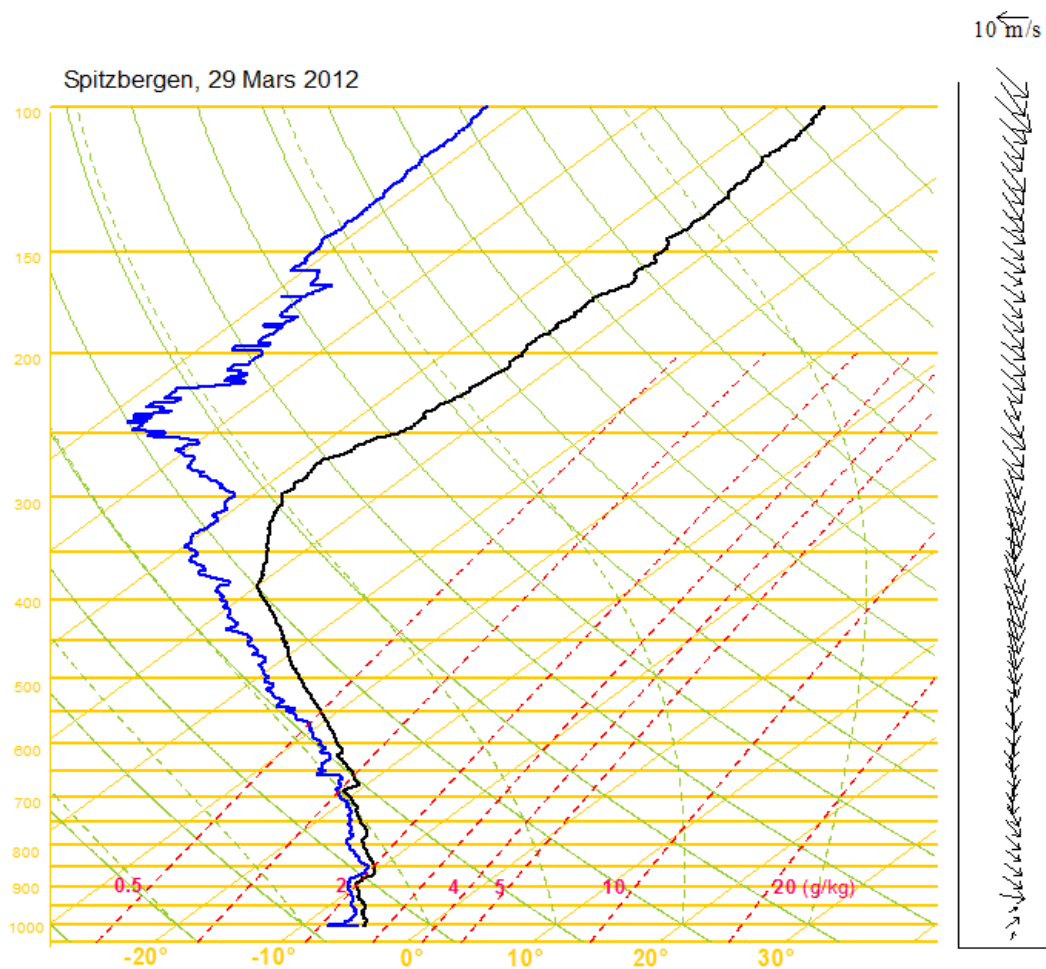


Figure V.15 : Profil vertical de la température de rosée (trait bleu), de la température potentielle (trait noir) et du vent horizontal (flèche), pour le cas du 29 Mars. Ce radiosondage a été effectué à l'aide d'un ballon-sonde lancé à 18h00 UTC au village de Ny-Alesund.

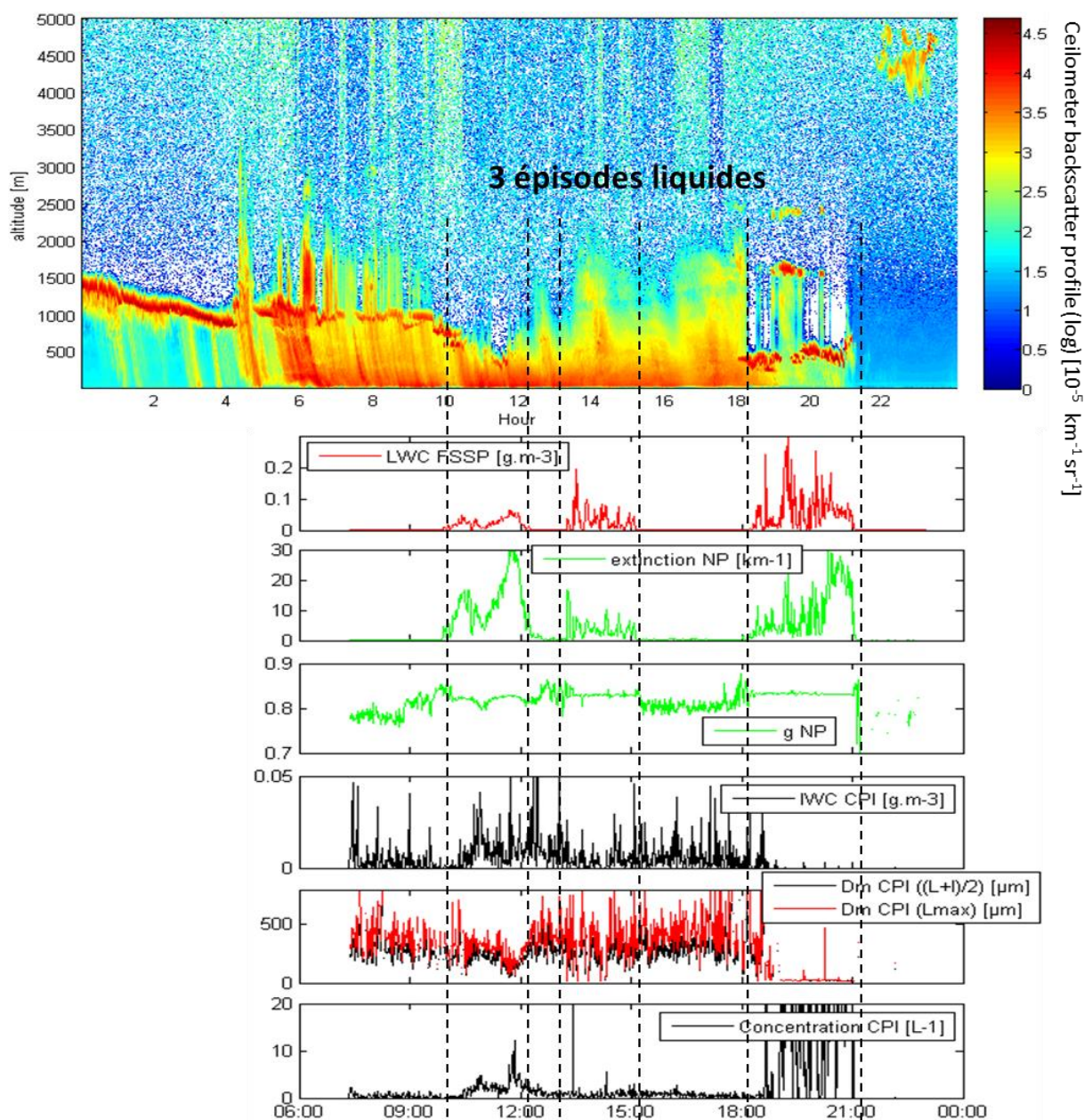


Figure V.16 : Evolution du profil du coefficient de rétrodiffusion atténué du ceilomètre et des propriétés microphysiques et optiques moyennées à 1 minute mesurées par le FSSP, le CPI et le NP, pour l'expérience du 29 Mars. Le diamètre moyen du CPI a été calculé selon deux méthodes : la moyenne de la longueur et de la largeur et la longueur maximale. La station se trouve sur la ligne des 500 m.

Les mesures du ceilomètre et des instruments in situ, tracées sur la figure V.16, montrent une première partie (avant 10 h) composée de précipitations de cristaux de glace sous une couche liquide située au-dessus de 1000 m. La deuxième partie est constituée de trois épisodes dominés par la phase liquide où la station semble avoir pénétré la couche liquide du MPC. Excepté pour le troisième épisode à dominance liquide, le ceilomètre montre une forte

extinction entre 0 et 500 m qui peut être due à la présence d'un brouillard. Ceci nous empêche d'observer la zone du nuage où se trouve la station de mesure.

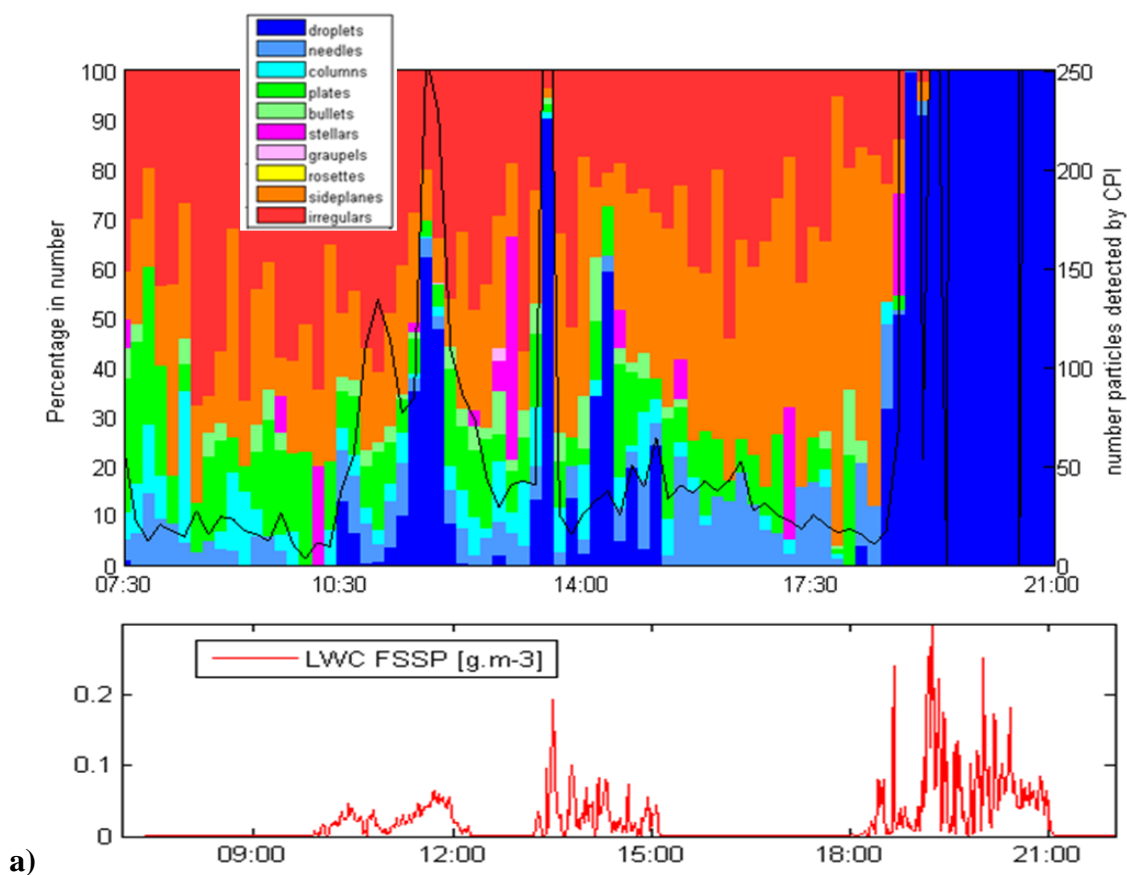
Les trois épisodes à dominance liquides sont caractérisés par des valeurs de g aux alentours de 0.83 et un signal sur le FSSP allant jusqu'à un LWC d'environ 0.2 g.m^{-3} . On distingue la couche liquide vers 500 m d'altitude uniquement sur le troisième épisode. Ces trois épisodes montrent un signal sur le FSSP synchronisé avec une extinction et un g mesurés par le NP allant respectivement jusqu'à 30 km^{-1} et 0.82. Le CPI montre un signal faible ($\text{IWC} < 0.05 \text{ g.m}^{-3}$) et variable, le troisième épisode à dominance liquide se distingue par un D_m très faible et une concentration élevée qui pourrait être attribué à la présence exclusive de gouttes dans la limite de détection de l'instrument.

La figure V.17.a représente l'évolution en nombre de la forme des cristaux par pas de 10 minutes ainsi que la série temporelle du LWC du FSSP. Comme pour le cas du 11 Mars, les épisodes à dominance liquides sont caractérisés par une mesure de particules sphériques sur le CPI dont le nombre détecté correspond à la variabilité du LWC FSSP. Le troisième épisode révèle une zone exclusivement liquide de la couche liquide du MPC, avec une forte concentration CPI, un diamètre D_m faible, des particules de forme sphérique et un IWC quasi nul. Les images CPI de la figure V.17.b montrent une absence de gouttes précipitantes et une dominance de plaques et de sideplanes en nombre et masse. Ces images indiquent une majorité de croissance par dépôt de vapeur avec par endroit un givrage partiel des cristaux.

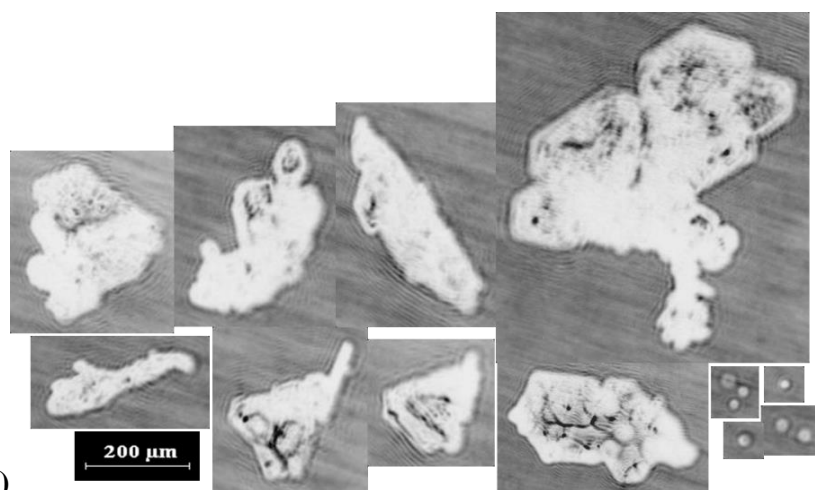
La figure V.18 montre les directions du vent et des instruments ainsi que les répercussions sur les mesures. Les instruments sont restés orientés vers le sud (180°) pendant toute la durée de l'expérience. Malgré quelques potentiels dysfonctionnements de l'anémomètre dus à la solidification de l'eau sur le gyromètre et caractérisés par des plateaux, on observe, comme pour le cas du 11 Mars, une brusque augmentation dans les valeurs et la variabilité prises par le ratio entre les extinctions lorsque l'échantillonnage n'est plus isoaxial. La figure V.18.c compare les extinctions en fonction de l'angle, un fit linéaire a été appliqué sur le premier épisode liquide. On trouve une pente de 1.29 et un R^2 de 0.89 très proche des valeurs obtenues pour l'expérience du 11 Mars. Les deux derniers épisodes liquides montrent un comportement totalement différent avec une pente de 0.42 et un R^2 de 0.39 (non montré), valeurs assez similaires au 11 Mars. Malgré une vitesse de vent faible de l'ordre de 1 m/s, les mesures effectuées avec un angle supérieur à 30° ne montrent pas d'accord entre le FSSP et le NP. Ceux-ci ont donc été écartés de l'étude et nous ne gardons pour la suite que les mesures du premier épisode liquide.

D'autre part, la méthode consistant à corriger les mesures du FSSP grâce au NP semble concluante avec un coefficient d'environ 1.3 pouvant être appliqué au LWC, concentration et extinction. Cependant, le même traitement donne des coefficients plus élevés de l'ordre de 3 pour les cas du 27 et 28 Avril, un changement important dans les calibrations des instruments s'est donc opéré entre le 29 Mars et 27 Avril. Cette méthode aboutit à des concentrations en gouttes trop élevées menant à des fractions d'activation significativement supérieures à 100 % pour les cas du 29 Mars, 27 et 28 Avril. Les valeurs absolues de ces mesures ne sont donc pas fiables. Cependant, les bonnes corrélations trouvées entre les extinctions en cas isoaxial

montrent que les variations sont fiables au moins pour le 11 et 29 Mars. Un travail en relatif reste donc tout à fait crédible.



a)



b)

Figure V.17 : (a) Série temporelle de la classification de forme des particules échantillonnées par le CPI le 29 Mars. Chaque barre de couleur représente le pourcentage en nombre du type de cristal indiqué en légende. Les données ont été moyennées sur 10 minutes. Le nombre total de particules échantillonnées pendant ces 10 minutes est tracé par la courbe noire. (b) Des exemples d'images CPI sont affichés.

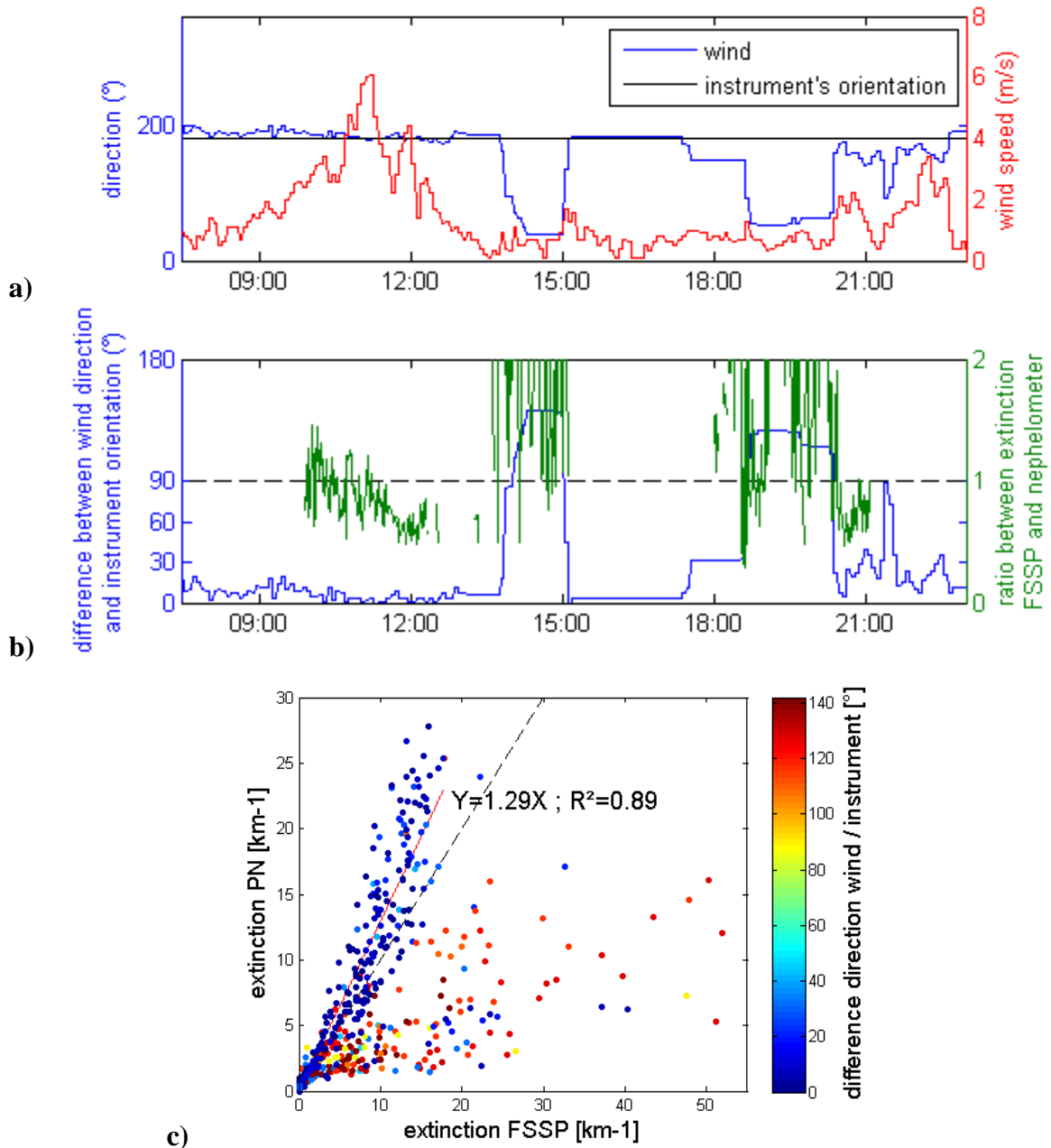


Figure V.18 : (a) Evolution de la direction du vent et de l'orientation des instruments ($^\circ$), un angle de 0° correspondant à la direction nord. (b) Série temporelle de l'angle entre la direction du vent et l'orientation des instruments comparé au ratio entre l'extinction du NP et du FSSP. (c) Comparaison des extinctions FSSP et NP en fonction de l'angle, un fit linéaire a été appliqué aux mesures dont l'angle est environ égal ou inférieur à 30° . Les données ont été moyennées sur 1 minute.

II.1.c Analyse des propriétés microphysiques moyennes des MPC

Nous avons vu précédemment que les propriétés des MPC pouvaient être caractérisées par une succession de couches à dominance liquide ou glacée. Ces hétérogénéités de phase sont à la fois verticales et horizontales. De par la position fixe de notre plateforme de mesure, nous ne maîtrisons pas la localisation de nos mesures au sein des MPC. En revanche, nous disposons d'un jeu de données conséquent qui nous permet d'étudier les propriétés moyennes des MPC à la station du Mont-Zeppelin.

La figure V.19 montre les distributions en taille mesurées par le FSSP et le CPI pour les quatre cas d'étude en présence de MPC. Les distributions obtenues grâce à ces deux instruments recouvrent une large gamme de taille de particules allant de $3 \mu\text{m}$ à 2.3 mm . Nous avons également indiqué la fraction liquide moyenne calculée à partir du FSSP et du CPI. On rappelle que les valeurs absolues de ces grandeurs ne sont pas très fiables mais un raisonnement en relatif est tout de même possible. Comme il a été suggéré dans les deux cas d'étude du 11 et 29 Mars, les mesures dont l'angle est supérieur à 30° n'ont pas été prises en compte dans la moyenne.

Les distributions du FSSP montrent une tendance similaire pour les quatre cas, c'est-à-dire un mode vers $10 \mu\text{m}$. L'expérience du 11 Mars se distingue par des valeurs plus faibles par rapport aux autres journées d'un facteur 10 environ ce qui concorde avec la valeur la plus faible de la fraction liquide. Ceci peut s'expliquer par une différence dans le contenu en eau des couches mixtes et liquides et/ou la durée où la station de mesure est restée dans la couche liquide. Les mesures du CPI montrent une distribution de cristaux de glace centrée sur $250 \mu\text{m}$ environ.

Les mesures du 11 et 29 Mars montrent la présence de gouttes précipitantes dont le diamètre est compris entre 15 et $50 \mu\text{m}$ environ. Les journées du 27 et 28 Avril montrent au contraire une nette distinction entre les gouttes et les cristaux avec deux modes clairement séparés. L'expérience du 28 Avril qui a également échantillonné des particules de précipitation de neige (voir tableau V.1) montre une distribution plus étalée vers les tailles importantes. La journée du 27 Avril constitue l'expérience où la distribution en goutte est la plus élevée, la distribution en cristaux la plus faible et la fraction liquide la plus importante. Les séries temporelles des propriétés microphysiques indiquent que ceci est très probablement dû au fait que la station de mesure était dans la couche liquide durant la quasi-totalité de l'expérience.

Ces résultats peuvent être comparés aux dernières campagnes de mesures effectuées en Arctique. En s'appuyant sur les données des campagnes VERDI (Study on the VERTICAL Distribution of Ice in Arctic, 2012) et RACEPAC (Radiation-Aerosol-Cloud ExPeriment in the Arctic Circle, 2014), les travaux de Costa et al. (2014) différencient les MPC en « régime de coexistence » (Coex) caractérisés par une coexistence stable des gouttelettes d'eau et des cristaux où RH_w et $RH_i > 100\%$, des MPC en « régime de Bergeron » (WBF) où le processus de Wegener-Bergeron-Findeisen est dominant, i.e $RH_w < 100\%$ et $RH_i > 100\%$. Les nuages WBF deviennent rapidement à dominance glace où les cristaux croissent rapidement au détriment des gouttelettes d'eau. La PSD forme alors un plateau pour des

tailles comprises entre environ 10 et 100 μm accompagné de cristaux de glace de taille relativement élevée supérieure à la centaine de μm (élargissement de la queue de la distribution). De plus on peut également s'attendre à ce que les cristaux de tailles importantes soient de forme plutôt pristine due au mode de croissance par dépôt de vapeur d'eau. Les PSD obtenues pour CLIMSLIP sont majoritairement similaires à celles observées pour des nuages en régime Coex où la distribution des gouttes est bien marquée et plus élevée d'un facteur 10^6 par rapport à la distribution en cristaux. Les mesures CLIMSLIP montrent donc que le processus de Wegener-Bergeron-Findeisen n'explique pas à lui seul la formation et la croissance des cristaux même dans le cas du 28 Avril où des précipitations de neige sont observées.

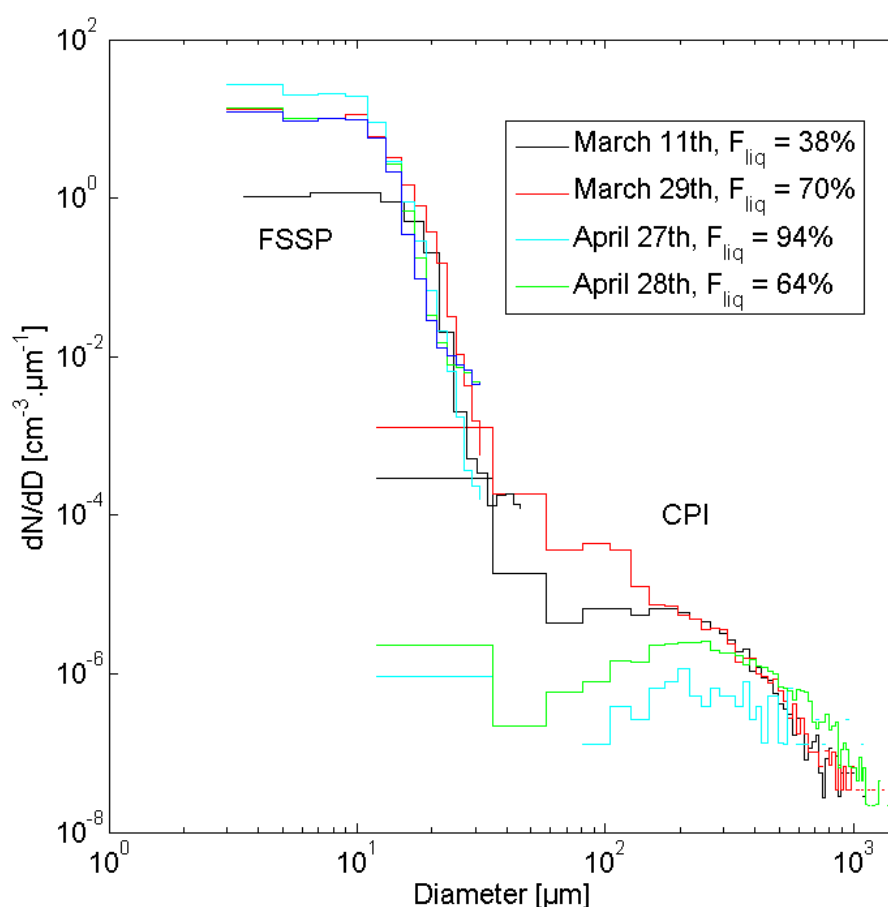
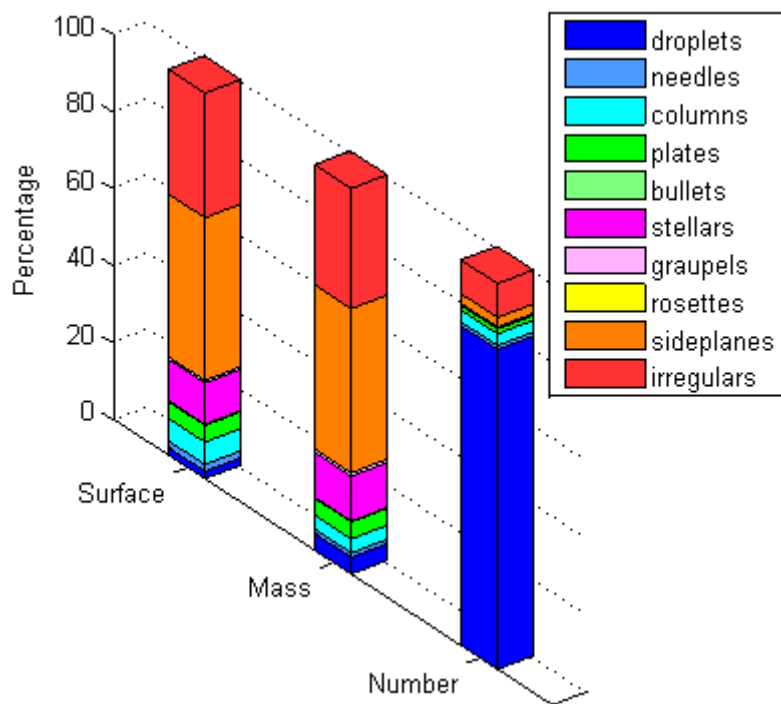


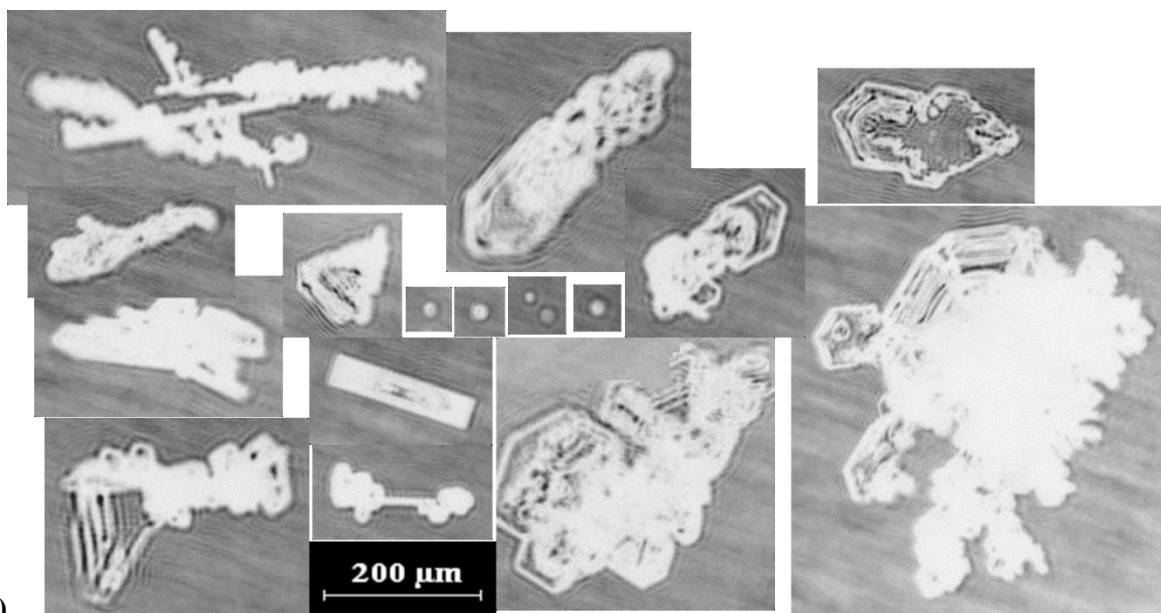
Figure V.19 : Distributions en taille des particules nuageuses en $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ mesurées par le FSSP [3-50 μm] et le CPI [15-2300 μm] et moyennées sur la durée totale de l'expérience, pour les quatre cas de MPC. Les valeurs moyennes de la fraction liquide sont indiquées en légende.

Ces PSD mesurées sont similaires en variations et en valeurs absolues aux résultats d'Uchiyama et al. (2013) qui ont également effectué des mesures in situ au sol des nuages à la station du Mont-Zeppelin de Mai à Juin 2011. Cette publication conclut que la répartition

entre les gouttes d'eau et les cristaux de glace est dépendante de l'étape d'évolution du nuage. Nous soulignons ici l'importance de la position de la station dans le nuage pour l'interprétation.



a)



b)

Figure V.20 : (a) Classification de forme du CPI en surface, masse et nombre pour les quatre cas de MPC. La couleur représente le pourcentage d'occurrence du type de cristal indiqué en légende. (b) Exemples d'images prises par le CPI au cours des expériences de MPC.

Les mesures du CPI comprenant la classification des particules sont présentées sur la figure V.20. Les concentrations élevées des premières classes (environ un facteur 100 comparé aux classes de diamètres supérieurs), observées pour les cas du 11 et 29 Mars et principalement constituées de gouttes, sont responsables de la forte dominance des gouttes en nombre avec une valeur de 85%. Cependant, on se rend compte que ces gouttes ne représentent qu'une faible proportion de la masse de l'eau condensée et de la surface des particules. Pour ces deux grandeurs, les particules de formes irrégulières et de type plaque dominent. Ceci confirme la différence qu'il existe entre le mode des gouttes ($\sim 10\mu\text{m}$) et le mode des cristaux ($\sim 200\mu\text{m}$).

L'estimation du mode de croissance des cristaux par la mesure de l'évolution de la PSD est confrontée à l'inconvénient du fait que la station de mesure peut changer de position dans le nuage (voir figure V.11 sur l'exemple du 11 Mars). Un changement sur la PSD n'est donc pas forcément lié à la croissance des cristaux. En revanche, les images de bonne qualité fournies par le CPI peuvent donner une idée sur le mode de croissance. En effet, les particules givrées sont synonyme de givrage, les particules régulières de croissance par dépôt de vapeur et l'aggrégation est révélé par des particules irrégulières montrant un assemblage entre plusieurs cristaux. Les images CPI, dont un échantillon est affiché sur la figure V.20.b, montrent que le processus d'aggrégation est négligeable, que le givrage reste faible et que la croissance par dépôt de vapeur est dominante pour tous les cas. Des mesures aéroportées de stratocumulus en phase mixte dans la région du Svalbard et dans le cadre de la campagne ASTAR 2007 (Arctic Study of Tropospheric Aerosol, clouds and Radiation) ont mis en évidence la forte présence de cristaux de formes irrégulières et de sideplanes pour une altitude d'environ 500 mètres et des températures avoisinant les -12°C (Gayet et al., 2009). Ces résultats sont en accord avec nos mesures et confirment la classification du CPI.

II.1.d Analyse des propriétés optiques moyennes des MPC

Les mesures des propriétés de diffusions réalisées par le NP nous permettent également d'étudier la signature optique des principales propriétés microphysiques observées des MPC. La figure V.21 montre les fonctions de phase ainsi que les facteurs d'asymétrie moyens pour les quatre cas de MPC. Les différences entre les expériences sont essentiellement perceptibles dans le domaine de diffusion latérale $[60^\circ, 130^\circ]$. Celle-ci augmente lorsque g diminue. Les valeurs de g sont comprises entre 0.74 et 0.85, ce qui est cohérent avec les résultats obtenus par Garrett et al. (2001). Cette figure montre également que la diffusion latérale et g sont reliés aux propriétés microphysiques. En effet, on remarque avec la figure V.19 que la diffusion latérale augmente lorsque la fraction liquide diminue. Ainsi, la journée du 11 Mars montre la fraction liquide la plus faible (38 %), la diffusion latérale la plus élevée et le g moyen le plus bas (0.819). A l'inverse, l'expérience du 27 Avril montre la fraction liquide la plus élevée (94%), la diffusion latérale la plus faible et le g moyen le plus élevé (0.828). Ceci concorde avec les connaissances scientifiques (Gayet et al., 2009 ; Jourdan et al., 2010) et prouve également la bonne cohérence entre les mesures du FSSP et du NP, au moins en comparant les expériences les unes aux autres. Une analyse en composante principale (voir

chapitre 2, Jourdan et al., 2010) n'a pas pu mettre en relation la fonction de phase avec la morphologie des cristaux, limitant ainsi l'analyse sur le couplage microphysique optique.

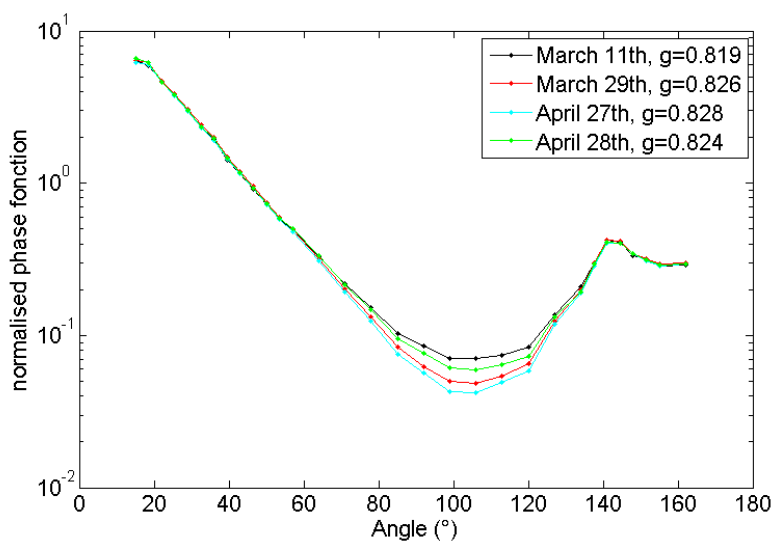


Figure V.21 : fonctions de phase normalisées moyennes mesurées par le néphélomètre polaire pour les deux cas de neige soufflée. La valeur moyenne de g est indiquée en légende.

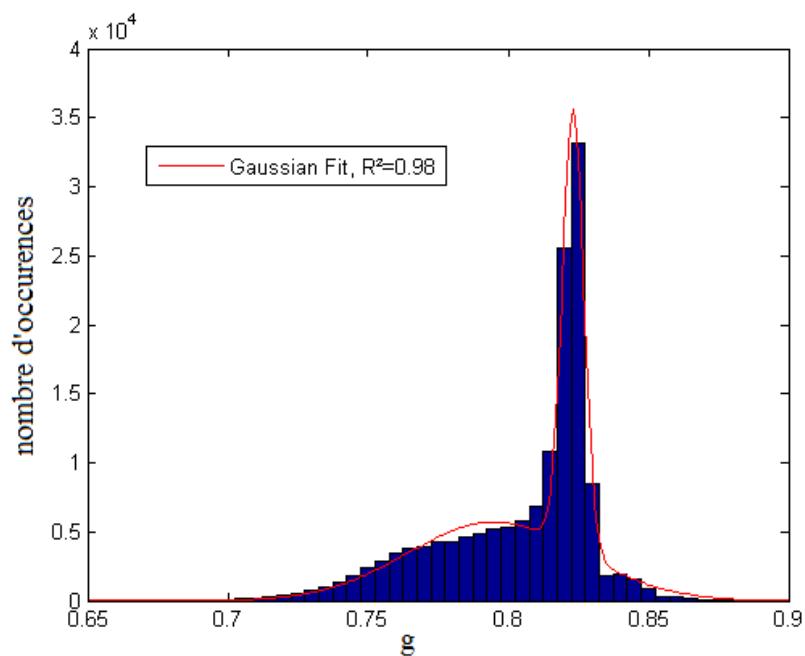


Figure V.22 : histogramme du facteur d'asymétrie mesuré par le néphélomètre polaire pour les quatre cas de mesure des couches liquides et mixtes. Un fit de type gaussien avec deux modes a été appliqué, le coefficient de corrélation est indiqué en légende.

L'histogramme des valeurs de g (figure V.22) met en évidence une distribution selon deux gaussiennes centrées vers 0.77 qui correspondraient aux mesures dans la couche mixte et dominée par les particules glacées et vers 0.83 pour les mesures dans la couche liquide. On remarque que la dispersion de la gaussienne de la couche à dominance liquide ($g > 0.83$) est beaucoup plus faible que celle dominée par les cristaux de glace ($g < 0.8$), celle-ci possède donc une large variété de particules aux propriétés optiques différentes.

II.2 Etude des cas de précipitations

II.2.a Exemple de cas caractéristique : Mesures du 14 Avril

Lors de la journée du 14 Avril, le profil de rétrodiffusion du ceilomètre, présenté à la figure V.23, montre nettement une couche d'eau liquide vers 1000 m d'altitude opaque au faisceau laser du ceilomètre. Ceci confirme que nous sommes en présence d'un MPC mais aucune mesure d'eau liquide n'est possible car la couche liquide est et reste très au-dessus de la station. En dessous de la couche liquide, on observe des « trainées » qui correspondent à la précipitation de neige qui a donc duré 24 heures. La figure V.24 montre les résultats de la classification de forme des cristaux par le CPI ainsi que le nombre de particules échantillonnées pendant un intervalle de temps de mesure de 10 minutes. On remarque que le maximum de particules échantillonnées atteint seulement une valeur de 16 particules en 10 minutes. Cette faible proportion montre le faible échantillonnage des instruments in situ pour les cas de précipitation principalement dû au fait que les précipitations de neige sont composées de cristaux de grandes dimensions en faible concentration et sont donc peu enclins à suivre les lignes de courant à l'intérieur de l'inlet. Cependant, pour les mesures avec une représentativité acceptable, le CPI montre une quantité importante en nombre des cristaux sous forme d'étoiles. On notera que les mesures après 4 heures le 15 Avril montrent une signature morphologique différente avec une large dominance de cristaux irréguliers et une taille des particules plus petite (non montré), il s'agit de la neige soufflée (voir paragraphe II.3).

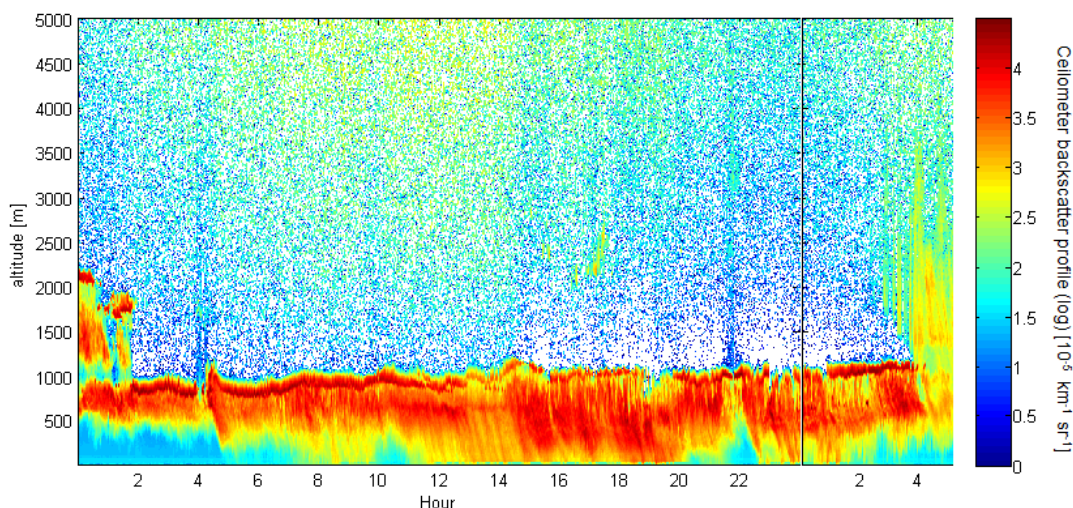


Figure V.23 : Profil du coefficient de rétrodiffusion atténuée du ceilomètre en $\text{km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ pour les journées du 14 et 15 Avril. La station de mesure du Mont-Zeppelin se trouve approximativement sur la ligne d'altitude 500 m.

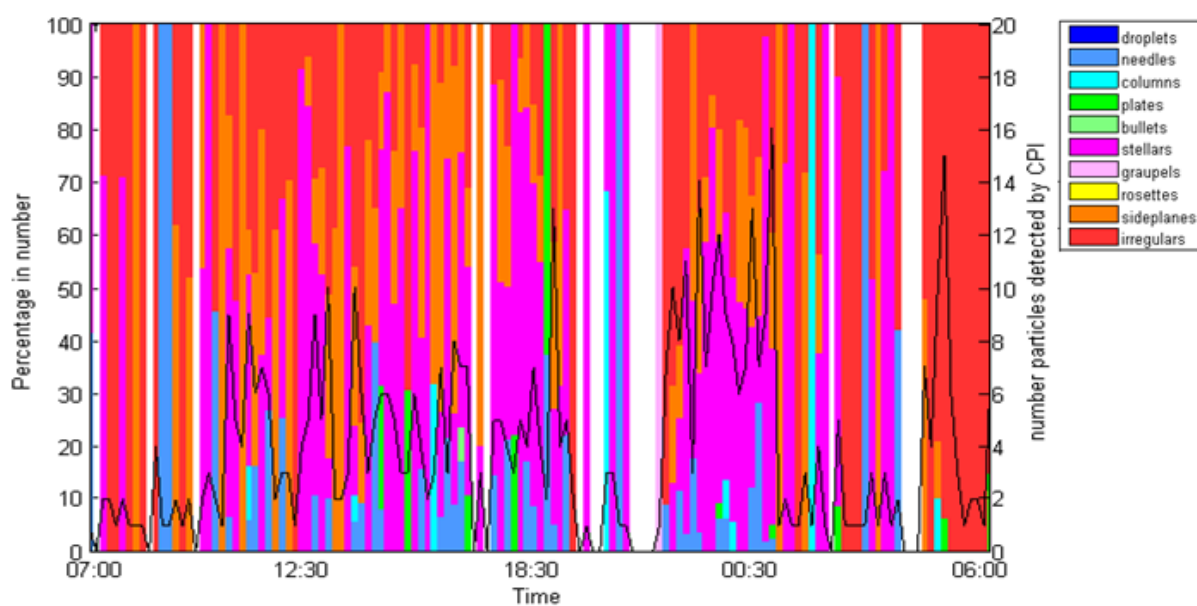


Figure V.24 : Série temporelle de la classification de forme des particules échantillonnées par le CPI le 14 et 15 Avril. Chaque barre de couleur représente le pourcentage en nombre du type de cristal indiqué en légende. Les données ont été moyennées sur 10 minutes. Le nombre total de particules échantillonnées pendant ces 10 minutes est tracé par la courbe noire, une valeur faible de ce nombre indique une faible représentativité des mesures.

II.2.b Caractérisation microphysique

La figure V.25 montre les distributions en taille moyennes mesurées par le CPI pour les trois cas de précipitation. On notera que le FSSP est aveugle pour les particules de cette taille. Compte tenu du faible échantillonnage du CPI mis en évidence sur la figure V.24, les valeurs absolues de la concentration pour chaque classe de taille ne seront pas discutées, cependant la forme des courbes et les variations relatives d'une journée à l'autre restent fiables. Les expériences du 14 et 20 Avril montrent des températures relativement froides ($< -10^{\circ}$) et une PSD dont le mode est centré sur $350 \mu\text{m}$ environ. L'expérience du 28 Mars a un comportement différent : la température est plus élevée, aux alentours de -5° (voir figure V.4), la concentration en cristaux est plus élevée et le mode de la PSD se situe vers un diamètre plus faible, vers $200 \mu\text{m}$, que les deux autres journées. Par contre, la base du nuage est à une altitude similaire pour les trois expériences, la position des instruments à l'intérieur du nuage ne semble donc pas expliquer les différences observées sur les distributions en taille. Différents processus de croissance dépendant de la température pourraient donc expliquer ces différences. Même si la température mesurée à la station est potentiellement différente que la température à laquelle se sont formés et développés les cristaux et que la sursaturation par rapport à la glace n'est pas évaluée, ces mesures montrent que des températures inférieures à -10° sont plutôt favorables à la formation de cristaux de grande dimension de type étoile alors qu'à des températures plus élevées, ce sont des cristaux plus petits de type plaque, colonne ou aiguille qui dominent. Ceci est cohérent avec les travaux de Bailey and Hallet (2009) affichés à la figure II.5.

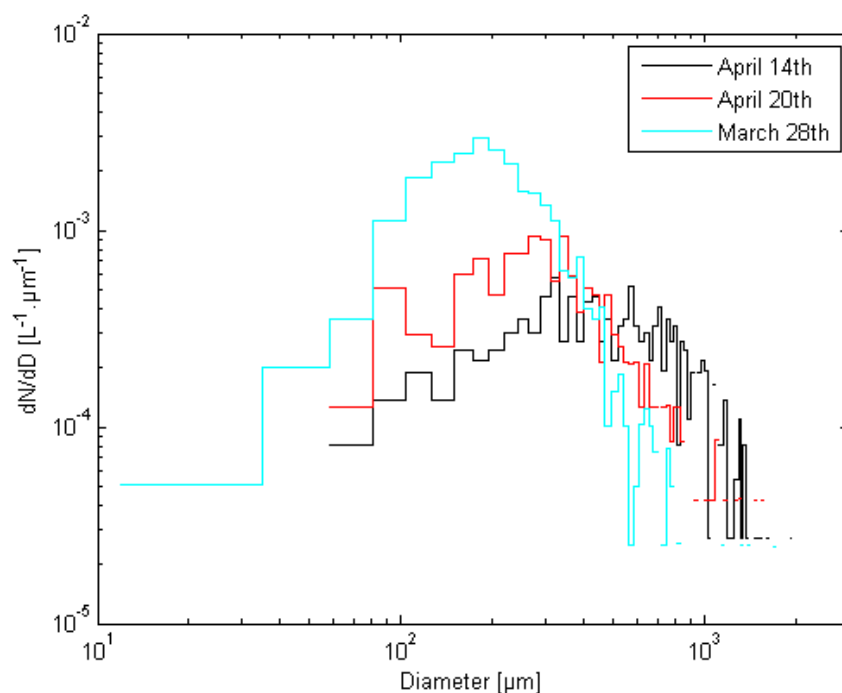
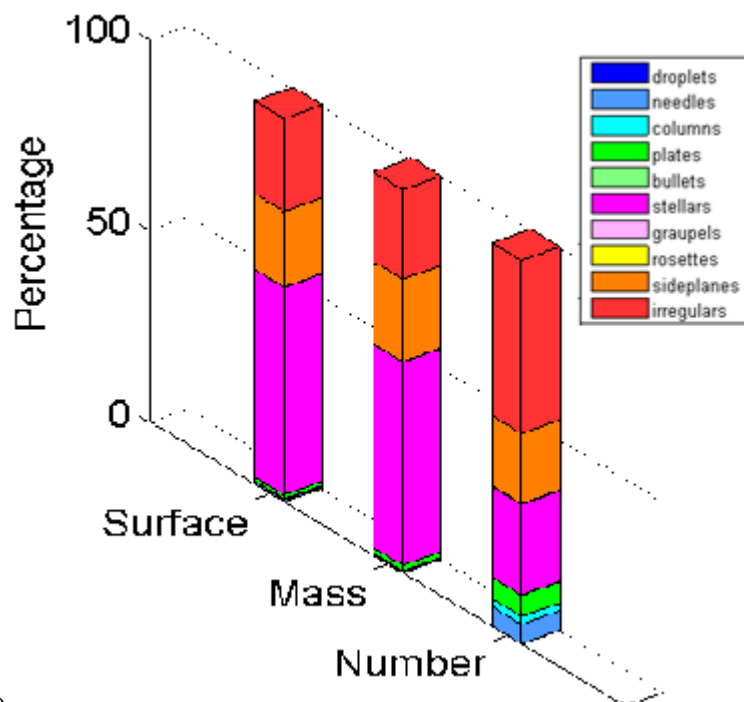
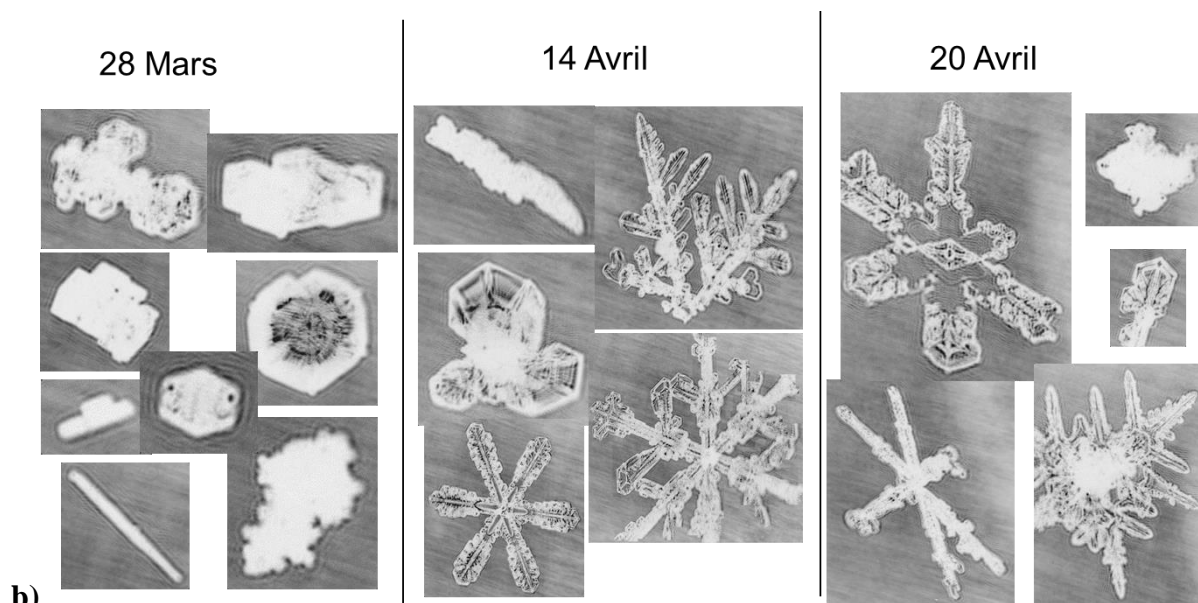


Figure V.25 : Distributions en taille des particules nuageuses en $L^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ mesurées par le CPI et moyennées sur la durée totale de l'expérience, pour les trois cas de précipitation.



a)



b)

Figure V.26 : (a) Classification de forme du CPI en surface, masse et nombre pour les trois cas de précipitation. La couleur représente le pourcentage d'occurrence du type de cristal indiqué en légende. (b) Exemples d'images prises par le CPI au cours des expériences de précipitation.

La quantité importante d'étoiles est confirmée par la classification des images fournies par le CPI et présentée sur la figure V.26.a. Si ces mesures montrent que les étoiles ne sont pas majoritaires en nombre, elles représentent plus de la moitié de la surface et de la masse totale des cristaux. Cependant, les images de cristaux montrées sur la figure V.26.b révèlent que la

forme dominante n'est pas identique pour toutes les journées. Les expériences du 14 et 20 Avril sont dominées par les étoiles alors que la journée du 28 Mars montre une majorité de cristaux irréguliers ou de type plaque. La concentration est plus élevée d'environ un facteur 5 pour le 28 Mars. D'autre part, les images CPI montrent principalement des cristaux individuels non givrés. Le mode de croissance est donc presque exclusivement caractérisé par un processus de diffusion de vapeur d'eau.

La caractérisation microphysique des épisodes de précipitation met donc en avant un diamètre de particules plus important que pour les couches liquides et mixtes. Malgré le cas du 28 Mars, la morphologie des cristaux semble être dominée par la forme en étoile. Cette caractérisation, combinée aux mesures du ceilomètre, nous permet également de mieux identifier les différents épisodes d'une expérience. Par exemple, elle a été utilisée pour détecter le passage progressif de la station de mesure de la couche mixte vers la couche de précipitation pour le cas du 28 Avril (voir tableau V.1).

II.2.c Caractérisation optique

La figure V.27 montre les fonctions de phase moyenne des cas de précipitations. Celles-ci présentent une diffusion latérale plus importante que pour les mesures de la couche mixte et liquide. Le facteur d'asymétrie est inférieur à 0.79 typique des particules glacées (voir chapitre 3). Cependant, des différences non négligeables sont observées selon les cas. Celles-ci sont probablement dues à la variabilité de la morphologie des cristaux. Cependant, l'analyse en composante principale n'a pas permis de discriminer les caractéristiques de la fonction de phase en fonction de la forme. Ceci peut s'expliquer par le faible taux d'échantillonnage pour les cas de précipitation.

L'histogramme des mesures du facteur d'asymétrie pour les trois expériences, tracé à la figure V.28, montre un comportement gaussien centré sur une valeur 0.78 avec un coefficient de corrélation très élevé. Les propriétés optiques des cas de précipitation sont donc très similaires et les mesures de g sont cohérentes avec les valeurs classiques des particules de glace.

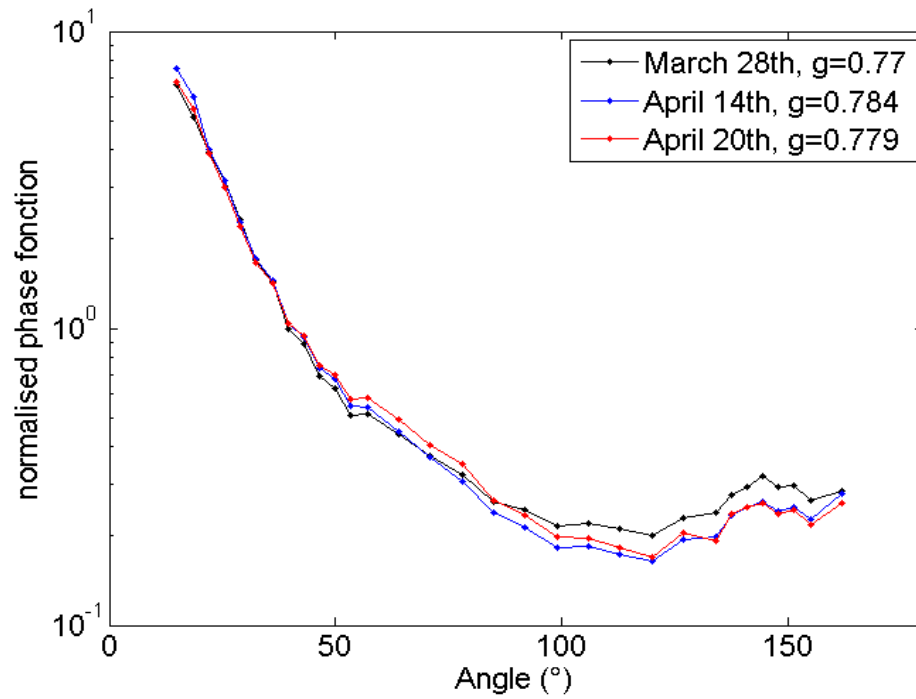


Figure V.27 : fonctions de phase normalisées moyennes mesurées par le néphélomètre polaire pour les trois cas de précipitation. La valeur moyenne de g est indiquée en légende.

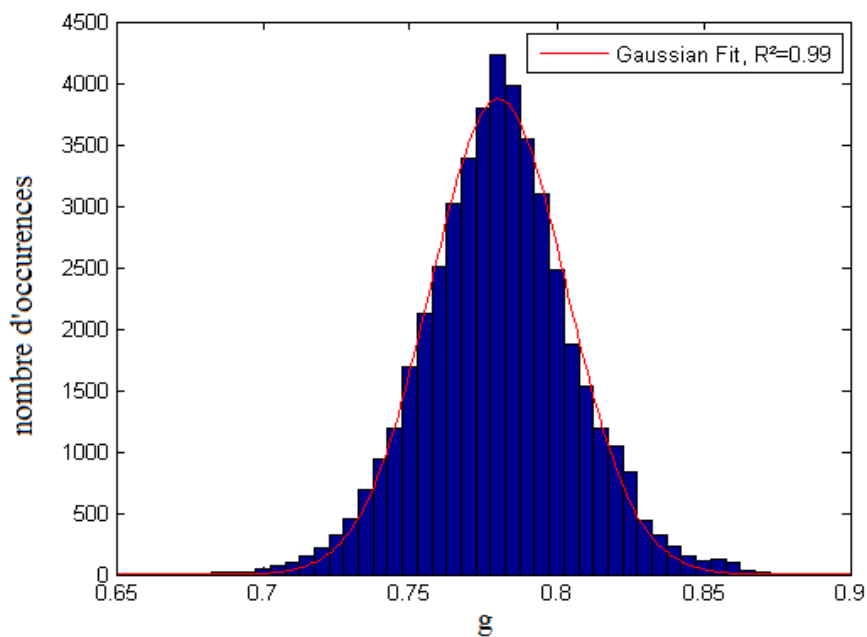


Figure V.28 : Histogramme du facteur d'asymétrie mesuré par le néphélomètre polaire pour les trois cas de précipitation. Un fit de type gaussien a été appliqué, le coefficient de corrélation est indiqué en légende.

II.3 Neige soufflée

Les mesures au sol ont également permis de collecter de la neige remise en suspension dans l'atmosphère par le vent, appelée neige soufflée. Outre la caractérisation microphysique permettant de reconnaître ce type d'épisode, la mesure de la fonction de phase peut être utilisée comme référence pour développer des paramétrisations des propriétés de diffusion simple de la neige.

II.3.a Exemple de cas d'étude : Le cas du 31 Mars

Le profil de rétrodiffusion du ceilomètre et la série temporelle de la forme des particules mesurées par le CPI lors de l'expérience du 31 Mars sont respectivement tracés sur les figures V.29 et V.30. Le ceilomètre indique nettement un ciel clair alors que le CPI échantillonne de nombreuses particules, allant jusqu'à un taux de 35 particules par minute. Celles-ci ne peuvent donc provenir que de la neige soufflée. Les mesures CPI montrent une large dominance des cristaux irréguliers, près de 90 % des cristaux et un nombre de cristaux détectés très élevé comparé aux cas de précipitation. La représentativité des mesures CPI est donc plus élevée.

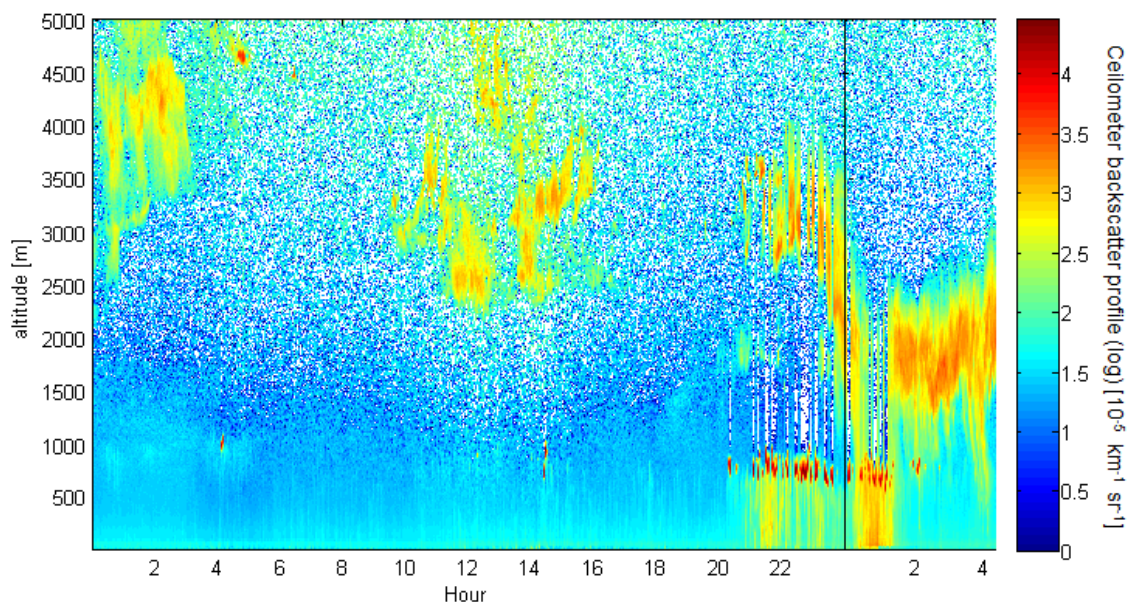


Figure V.29 : Profil du coefficient de rétrodiffusion atténué du ceilomètre en $\text{km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ pour l'expérience du 31 Mars. La station de mesure du Mont-Zeppelin se trouve approximativement sur la ligne d'altitude 500 m.

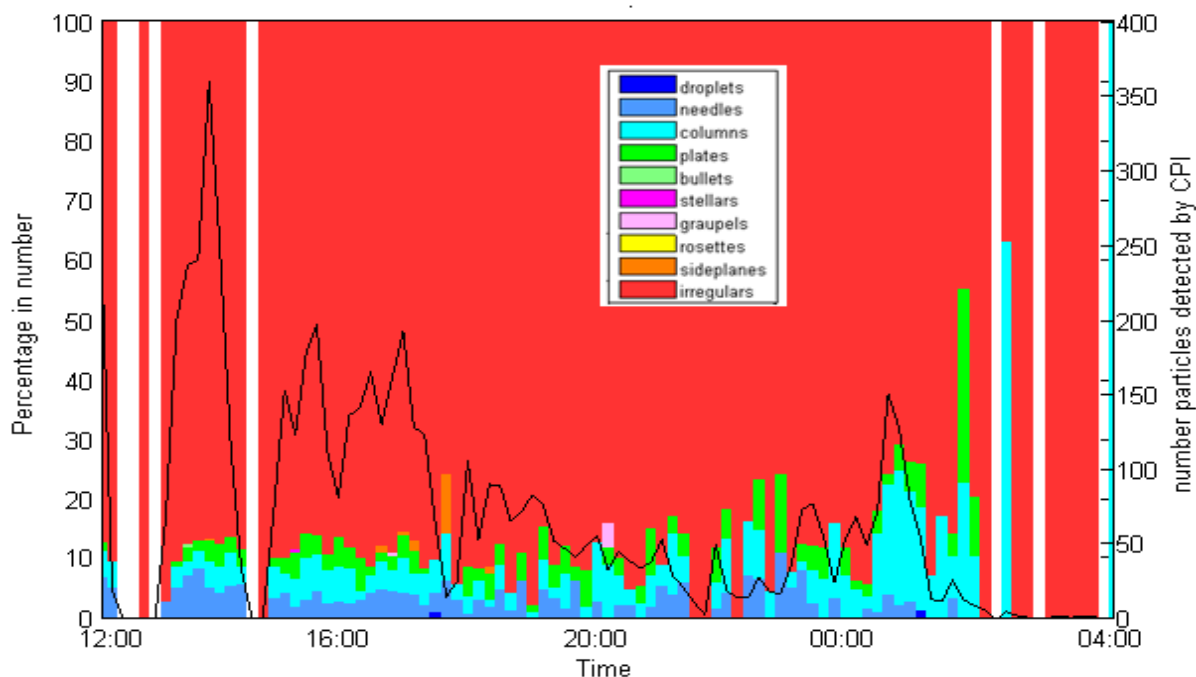


Figure V.30 : Série temporelle de la classification de forme des particules échantillonnées par le CPI le 31 Mars et 1 Avril. Chaque barre de couleur représente le pourcentage en nombre du type de cristal indiqué en légende. Les données ont été moyennées sur 10 minutes. Le nombre total de particules échantillonnées pendant ces 10 minutes est tracé par la courbe noire, une valeur faible de ce nombre indique une faible représentativité des mesures.

II.3.b Propriétés microphysiques des épisodes de neige soufflée

La figure V.31 montre les distributions en taille moyennes mesurées par le CPI pour les deux cas de neige soufflée. Le FSSP observe un signal mais, comme le traitement utilise l'hypothèse que les particules sont sphériques, les mesures ne sont pas fiables (Fevbre et al., 2012) et ne seront pas discutées. La forme et l'amplitude des distributions en taille sont similaires pour les deux expériences, avec un diamètre moyen de 150-200 μm pour une concentration maximale d'environ $10^{-2} \text{ L}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$. La classification en forme, affichée sur la figure V.32, montre une très large dominance des cristaux irréguliers tant en nombre, en surface ou en masse, avec un pourcentage d'environ 90% des cristaux. Ces deux caractéristiques forment la signature microphysique de la neige soufflée. Même si la remise en suspension dans l'air des cristaux peut en modifier la forme par des chocs, on considère que les cristaux échantillonnés reflètent les précipitations déposées et vieillies depuis plusieurs jours. Ainsi, les expériences de neige soufflée sont une excellente occasion de mesurer les propriétés de la neige arctique. L'expérience du 23 Mars s'est déroulée en nuage (voir figure V.5) mais a pu être catégorisée dans les cas de neige soufflée grâce à cette caractérisation.

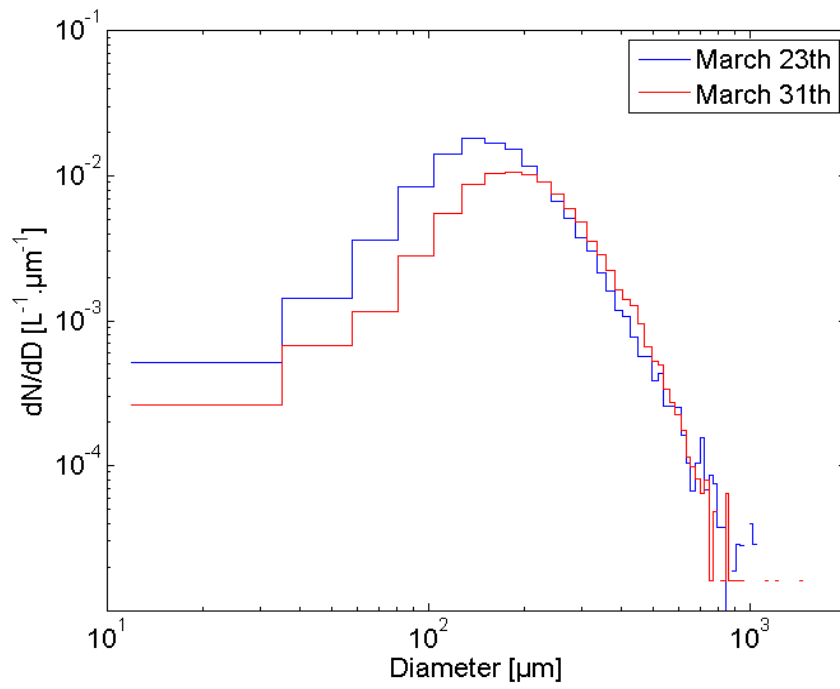


Figure V.31 : Distributions en taille des particules nuageuses en $L^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ mesurées par le CPI et moyennées sur la durée totale de l'expérience, pour les deux cas de neige soufflée.

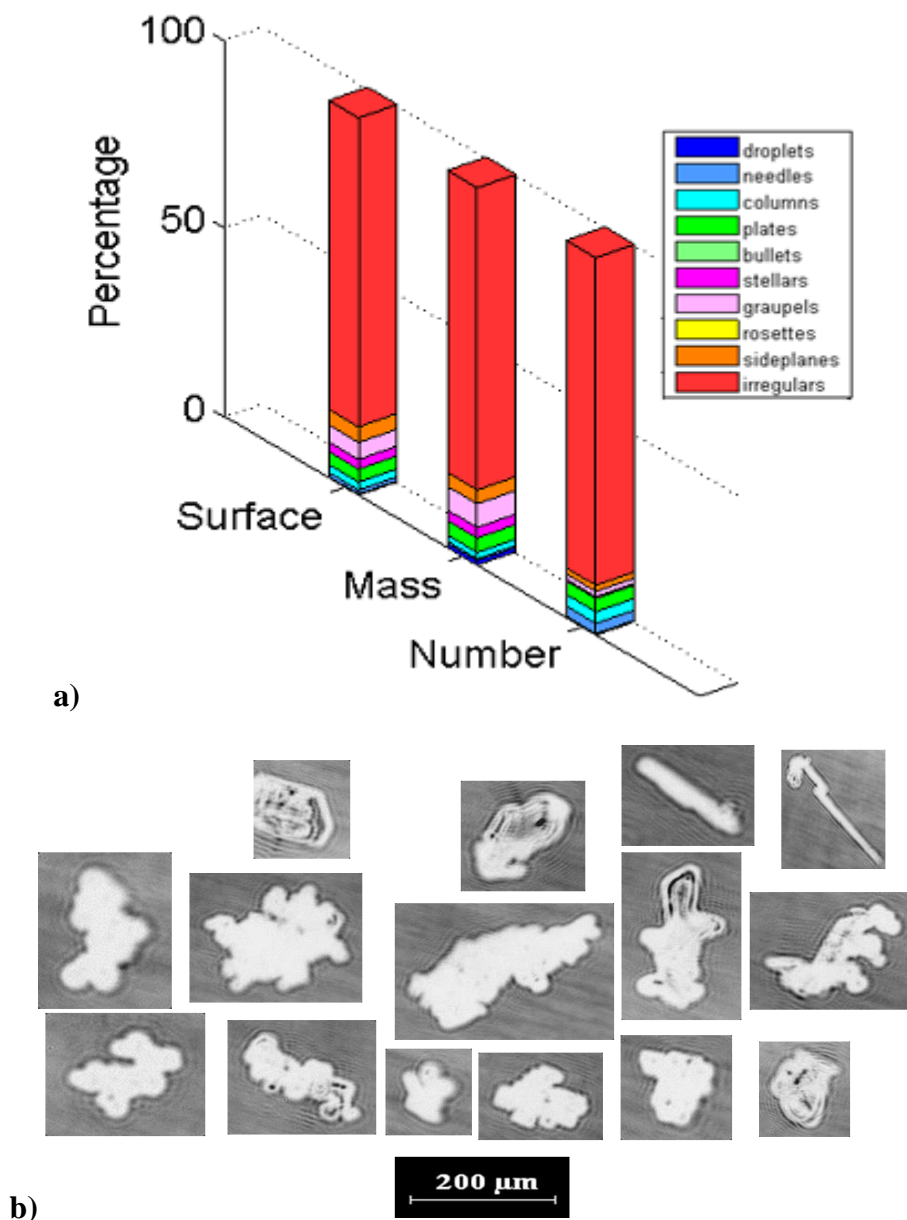


Figure V.32 : (a) Classification de forme du CPI en surface, masse et nombre pour les deux cas de neige soufflée. La couleur représente le pourcentage d'occurrence du type de cristal indiqué en légende. (b) Exemples d'images prises par le CPI au cours des expériences de neige soufflée.

II.3.c Propriétés optiques des épisodes de neige soufflée

La figure V.33 montre les fonctions de phase moyennes des cas de neige soufflée. La forme des courbes est semblable aux cas de précipitation, typique de la glace, mais avec des valeurs de g légèrement plus faibles. L'histogramme des valeurs de g , tracé à la figure V.34, montre une forme gaussienne, mais, comparé aux cas de précipitations, la dispersion est plus faible, le nombre d'occurrences est plus élevé malgré le fait que le nombre d'expériences et d'heures de mesures soient plus faibles, et la courbe est centrée sur une valeur plus faible proche de 0.77.

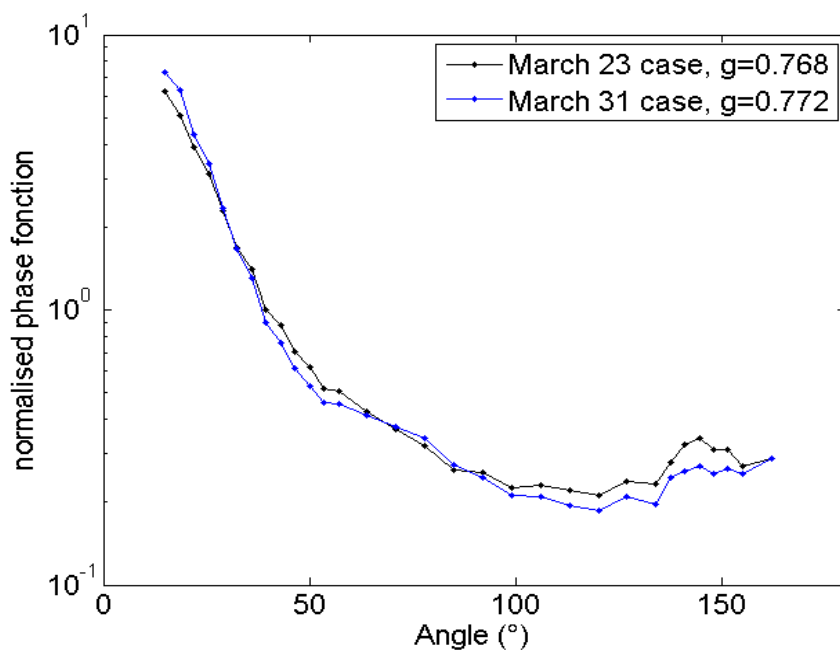


Figure V.33 : fonctions de phase normalisées moyennes mesurées par le néphélogramme polaire pour les deux cas de neige soufflée. La valeur moyenne de g est indiquée en légende.

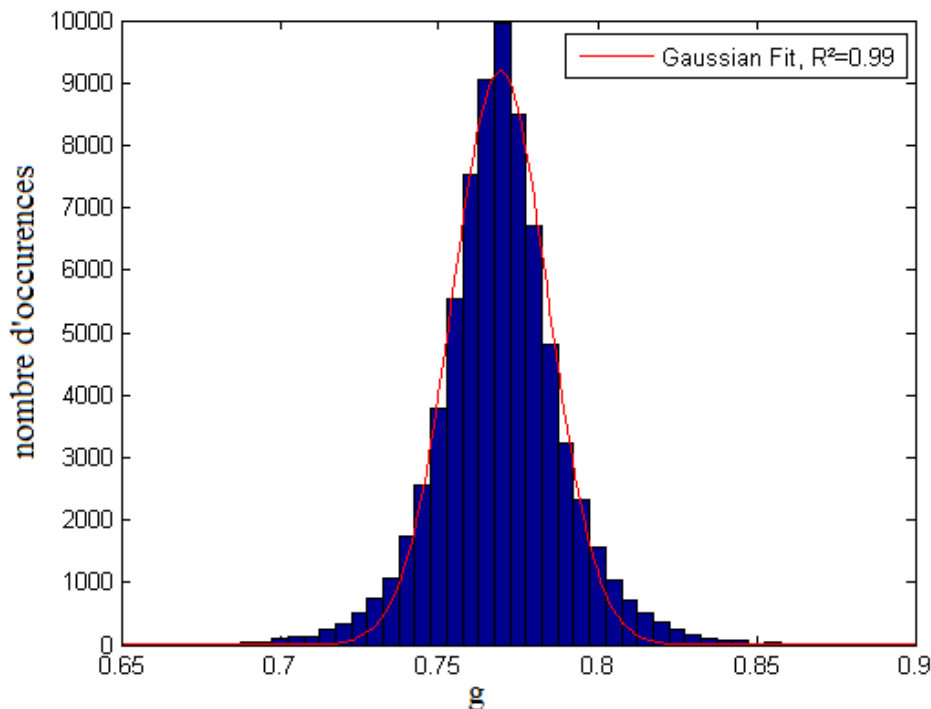


Figure V.34 : histogramme du facteur d'asymétrie mesuré par le néphélogramme polaire pour les deux cas de neige soufflée. Un fit de type gaussien a été appliqué, le coefficient de corrélation est indiqué en légende.

- Application des mesures optiques de neige soufflée

Dans les modèles de climat et de prédiction numérique du temps, les paramétrisations de l'albédo de la neige sont souvent semi-empiriques et ne spécifient pas la forme des grains de neige (Wang et Zeng, 2010). Dans beaucoup d'études, l'approximation des grains de neige sphériques est encore utilisée dans les calculs de l'albédo et du transfert radiatif du fait de la commodité de la théorie de Mie. Cependant, les propriétés de diffusion simple des particules non sphériques, comprenant l'albédo de diffusion simple ω et la fonction de phase, peuvent être notablement différentes de celles des sphères (Aoki et al., 2011).

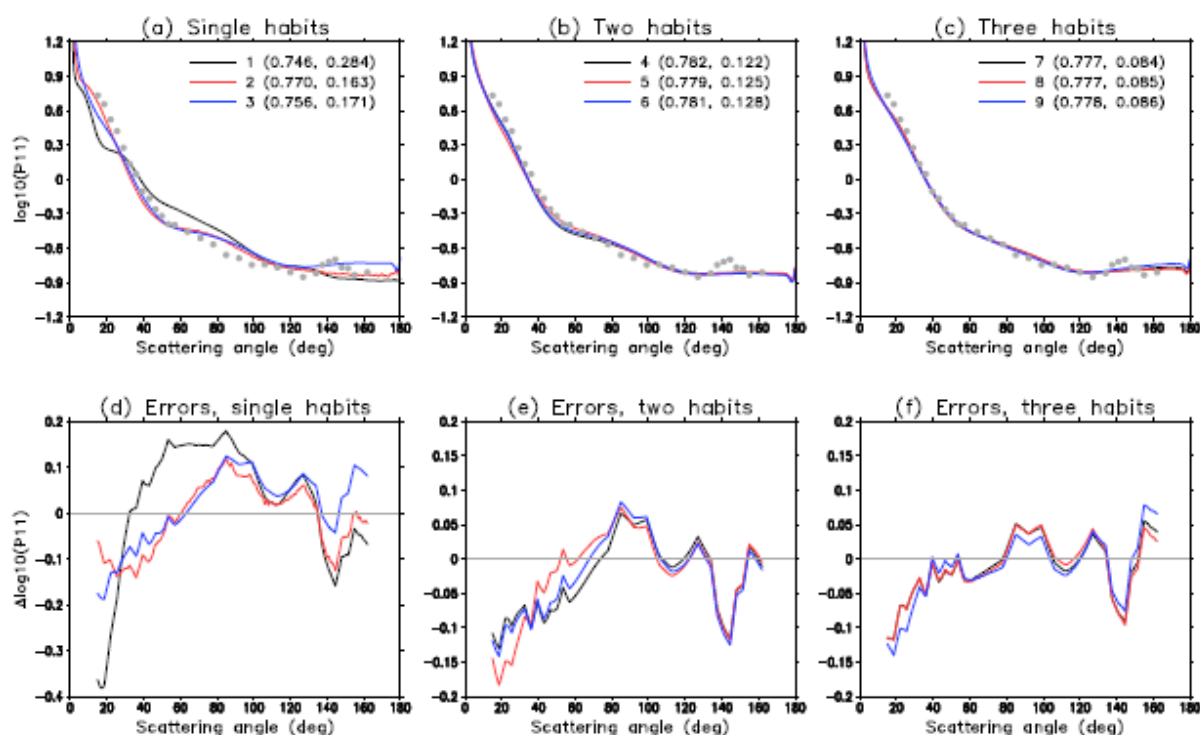


Figure V.35 : Comparaison fonctions de phase modélisées et la référence (en gris) pour (a) les fractals de Koch déformés (1), les sphères gaussiennes (2) et les agrégats de colonnes (3), (b) les trois meilleures combinaisons de deux formes et (c) les trois meilleures combinaisons de trois formes. Les nombres entre parenthèses indiquent la valeur de g et de la fonction coût ($cost$). Les figures d à f montrent les différences correspondantes par rapport à la référence, d'après Räisänen et al. (2015).

Les travaux de Räisänen et al. (2015) proposent de nouvelles paramétrisations de modélisation des SSP (Single Scattering Properties) de la neige basées sur des particules non sphériques. Les formes utilisées dans ces calculs ont été déterminées par les mesures in situ de fonction de phase de la neige soufflée de la campagne CLIMSLIP. Ainsi, les figures V.35.a, b et c montrent les meilleurs ajustements obtenus par différentes fonctions de phase modélisées à partir de plusieurs formes ou combinaisons de formes par rapport à la moyenne des

fonctions de phase du 23 et 31 Mars, servant de référence. Les formes comprennent des fractales de Koch déformées (Macke et al., 1996), des sphères gaussiennes (Nousiainen et Muinonen, 1999) et des agrégats de plaques, de colonnes, des droxals ou des bullet rosettes. Les nombres entre parenthèses donnent la valeur de g et de la fonction de coût qui quantifie l'écart entre fonctions de phase de référence et modélisées. Les figures V.35.d, e et f montrent les différences entre fonctions de phase modélisées et la référence pour les différentes combinaisons. La fonction de phase simulée correspondant à la fonction de coût la plus faible donne la combinaison de forme optimale (OHC pour Optimized Habit Combination) qui reproduit le mieux les propriétés optiques mesurées. La OHC obtenue est constituée de droxals (32 %), d'agrégats de plaques (30 %) et de fractales de Koch (38 %) et est représentée par la courbe 7 sur la figure V.35.

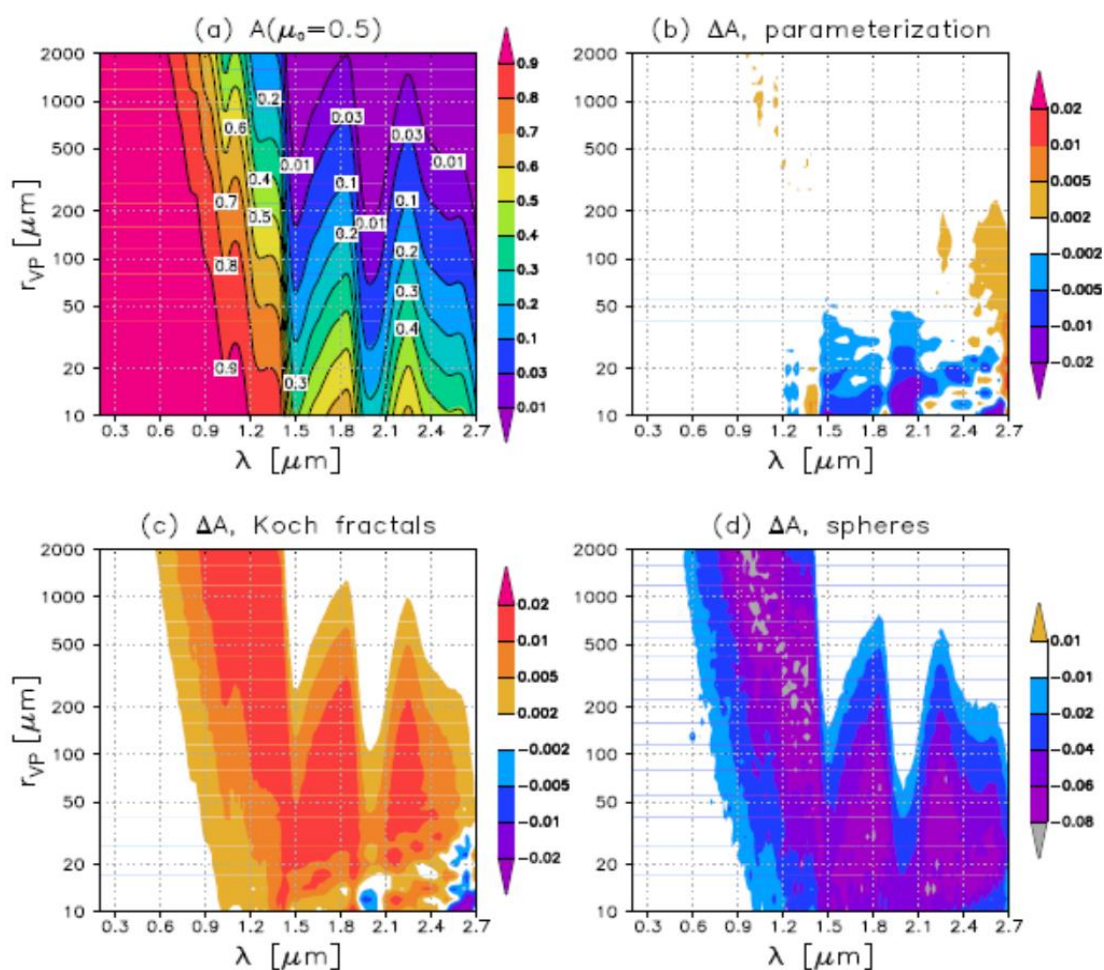


Figure V.36 : Albédo d'une couche de neige semi-infinie pour un rayonnement incident dont le cosinus de l'angle zénithal $\mu_0=0.5$, en fonction de la longueur d'onde λ et de la taille des grains de neige r_{vp} , pour (a) les valeurs de référence calculées pour la OHC (couleurs) et les valeurs de la paramétrisation optique de la neige (contours). Différences entre (b) la paramétrisation et la référence, (c) les fractals de Koch déformées et la référence et (d) les sphères et la référence, d'après Räisänen et al. (2015). A noter que les échelles de couleur varient d'un graphique à l'autre, d'après Räisänen et al. (2015).

Afin de comparer les SSP (Single-Scattering Properties) issues de paramétrisations avec celles issues de mesures in situ, les SSP de la OHC ont été calculées grâce au code de transfert radiatif DISORT (DIScrete Ordinate Radiative Transfer program for a multi-layered plane-parallel medium) (Stamnes et al., 1988). Les résultats ainsi obtenus serviront de référence. En parallèle, les SSP ont été calculées à partir d'une paramétrisation développée pour des longueurs d'onde λ allant de 0.2 à 2.7 μm et des rayons de grains de neige r_{vp} allant de 10 à 2000 μm . Les équations de cette paramétrisation proviennent des travaux de Van Diedenhoven et al. (2014). Celles-ci possèdent des coefficients qui sont modulables selon la forme des cristaux et qui ont été déterminés en fittant la OHC. Les figures V.36.a et b montrent la comparaison entre les albédos calculés selon ces deux méthodes en fonction de λ et de r_{vp} . Les résultats montrent un très bon accord entre la référence et la paramétrisation, les différences entre les deux sont inférieures à 0.005 et sont concentrées dans la zone des grandes longueurs d'onde et des petits rayons. Les autres SPP calculées que sont l'efficacité d'extinction Q_{ext} , le facteur d'asymétrie g et la fonction de phase montrent des comparaisons similaires. En comparaison, les figures V.36.c et d présentent les différences entre les albédos calculées pour des fractals de Koch déformés et des sphères avec l'albédo de référence. Ces différences atteignent des valeurs maximales de 0.01 et 0.08 respectivement pour les fractals et les sphères et sont étendus sur un domaine de longueur d'onde et de rayon beaucoup plus large. Ceci met en évidence la précision gagnée en prenant mieux en compte la morphologie des grains de neige (Räisänen et al., 2015).

III. L'interaction aérosols nuage

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, l'augmentation de la quantité d'aérosols conduit à une diminution de la taille et une augmentation de la concentration des particules nuageuses. En Arctique, ceci engendrerait une rétroaction positive qui alimenterait le réchauffement de la surface. D'autre part, trois nouvelles conséquences de cette augmentation ont été postulées : l'effet de glaciation qui augmenterait la quantité de cristaux, l'effet indirect de givrage qui abaisserait l'efficacité de givrage et l'effet thermodynamique qui réduirait la production secondaire de cristaux.

L'objectif de cette partie est de discuter ou quantifier ces effets de l'interaction aérosols nuage dans le cadre de la campagne CLIMSLIP. Pour cela, nous allons dans un premier temps comparer les deux cas d'étude dont nous avons déjà présenté les propriétés nuageuses : l'expérience du 11 Mars et du 29 Mars, qui seront respectivement les cas « propre », avec des sources d'aérosols locales, et « pollué » avec des sources d'aérosols transportées depuis des régions à fortes émissions anthropiques. L'analyse sera appuyée par les mesures nuages, aérosols et BC ainsi que sur les résultats combinés des modèles FLEXPART (FLEXible PARTicle dispersion model) et WRF (Weather Research and Forecasting). Dans un second

temps, l'effet indirect des aérosols sera quantifié notamment grâce à l'aide des mesures in situ nuage et du néphélomètre aérosol, afin d'être comparé à la littérature.

III.1 Le modèle FLEXPART

FLEXPART est un modèle lagrangien de dispersion qui simule le transport longue distance et à méso-échelle, la diffusion, la déposition sèche et humide et la décroissance radioactive de différents traceurs à partir des sources d'émission. FLEXPART calcule les trajectoires d'un grand nombre de parcelles d'air infiniment petites ou particules pour décrire le transport et la diffusion des traceurs atmosphériques. Ce modèle permet donc d'estimer l'origine des masses d'air arrivant en un point donné, en remontant jusqu'à 12 jours. Ce modèle est décrit en détails dans Stohl et al. (1998), Stohl et Thomson (1999) et Stohl et al. (2005). Pour ces calculs de rétrotrajectoires, FLEXPART a besoin d'un modèle de météorologie générale qui décrit la circulation atmosphérique. Les modèles d'ECMWF (European Center for Meso-scale Weather Forecast) sont généralement employés pour FLEXPART. Nous avons choisi ici d'utiliser les résultats du modèle de météorologie à méso-échelle WRF qui sont plus précis pour la région du Svalbard. En plus des rétrotrajectoires des masses d'air, FLEXPART peut estimer l'origine du monoxyde de carbone CO, ce qui donne une indication sur l'origine de la pollution anthropique transportée jusqu'au Svalbard.

La sortie du modèle FLEXPART est une distribution en trois dimensions de la sensibilité d'émission potentielle (PES pour Potential Emission Sensitivity), sur une grille avec des cellules de résolution 1° longitude * 1° latitude. La grandeur de la PES est exprimée en s/kg, ce qui correspond au temps de résidence de la particule d'air dans une cellule donnée. C'est une mesure, pour le rapport de mélange simulé au récepteur, de ce qu'une source d'une cellule donnée émettant 1 kg/s produirait. La PES peut être intégrée par colonne entière d'atmosphère. Si cela ne donne aucune information sur la distribution verticale de la PES, elle révèle le parcours géographique que la particule d'air a emprunté jusqu'au récepteur. Généralement, les PES sont tracées pour les couches les plus basses de l'atmosphère, ici le premier kilomètre, qui sont alors appelées « Footprint PES » (FPES). En effet, les résultats ne sont pas très sensibles à la hauteur du FPES tant que celle-ci englobe la couche limite. De plus, combiné aux cadastres d'émissions des polluants anthropiques, exprimées en kg/s, FLEXPART reconstitue la contribution géographique potentielle des sources anthropiques pour les traceurs tel le CO, NO₂, SO₂ et BC, appelée PSC pour Potential Source Contribution. Le résultat obtenu donne la contribution de la masse en kg du traceur par kg d'air, pour chaque cellule, ayant atteint le récepteur.

III.2 Le cas « propre » du 11 Mars

III.2.a Caractérisation des propriétés physiques des aérosols

Nous étudierons dans cette partie la capacité des aérosols à se comporter en CCN à l'aide des mesures aérosols de la station. Les propriétés des nuages pour le 11 Mars sont décrites dans la partie II.1.a.

La figure V.37 représente l'évolution des concentrations mesurées par le DMPS, le CPC et le FSSP. La fraction d'activation F_a , définie comme le pourcentage d'aérosols ayant servi de CCN (Abdul-Razzak et al., 1998), est calculée par le rapport entre la concentration du FSSP et du CPC :

$$F_a = \frac{N_{drop}}{N_{aerosol}} = \frac{N_{FSSP}}{N_{CPC}} \quad (\text{Équation V.1})$$

Une F_a égale à 1 signifie que tous les aérosols dans la gamme de détection du CPC ont été activés en gouttelettes. On définit également le diamètre d'activation D_a comme le diamètre à partir duquel tous les aérosols sont activés, en supposant que l'effet de la chimie de l'aérosol soit négligeable. D_a est calculé ici comme le diamètre du DMPS pour lequel la concentration totale du DMPS est égale à la concentration totale du FSSP :

$$\sum_{D_{max}}^{D_a} n_{DMPS}(D) = N_{FSSP} \quad (\text{Équation V.2})$$

La concentration moyenne en BC mesurée par l'aethalomètre, donnant une indication de la pollution anthropique de la masse d'air, est également affichée. Le DMPS a cessé de fonctionner à partir de 7h30 jusqu'au lendemain. Cependant, les grandeurs mesurées par l'aethalomètre, le néphélomètre aérosol et le CPC sont quasi-constantes durant toute la matinée du 11 Mars. On peut raisonnablement émettre l'hypothèse que les propriétés des aérosols sont constantes pendant cette période. On suppose donc que la distribution taille du DMPS moyennée sur la période précédant l'épisode liquide représente correctement les propriétés microphysiques des aérosols pour la matinée. Cette distribution est tracée sur la figure V.38. A partir de midi, les aérosols sont lessivés par les précipitations, la concentration du CPC chute et reste faible pour le reste de la journée du 11 Mars. Avec la mauvaise orientation des instruments nuage, ceci constitue la deuxième raison pour laquelle le deuxième épisode liquide ne sera pas discuté.

On rappelle que le FSSP fournit des valeurs absolues peu fiables, donc les valeurs de la concentration en gouttes, de F_a et de D_a sont discutables, mais un travail en relatif est possible

(chapitre 4). C'est pour cette raison que le raisonnement de cette section s'articule sur une comparaison de deux cas d'études.

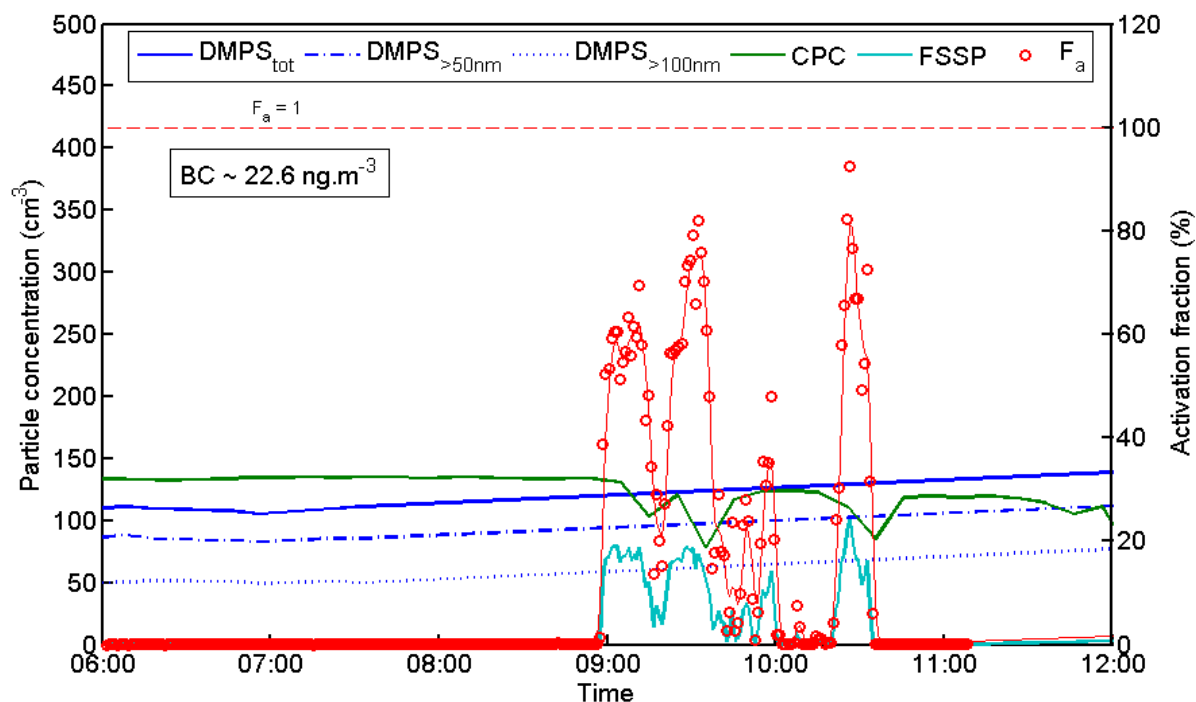


Figure V.37 : Séries temporelles des concentrations en aérosols mesurées par le DMPS et le CPC, et en gouttes par le FSSP, et de la fraction d'activation, pour le 11 Mars. Les mesures du DMPS ont été divisées en trois : la concentration totale [25 - 809 nm], supérieure à 50 nm [50 - 809 nm] et supérieure à 100 nm [100 - 809 nm]. La courbe rouge correspond à la fraction d'activation avec une moyenne glissante de 5 minutes. La concentration en BC mesurée par l'aéthalomètre moyennée sur l'épisode liquide est indiquée dans l'encadré.

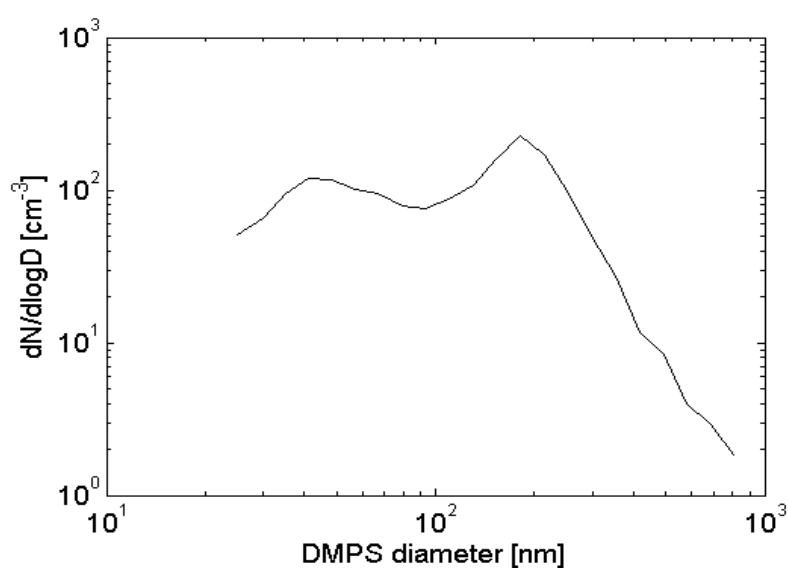


Figure V.38 : Distribution en taille du DMPS moyennée sur la matinée du 11 Mars

Les mesures du DMPS montrent une distribution en taille bimodale avec un mode Aitken prononcé. Ces particules de taille inférieure à 100 nm représentent environ la moitié du nombre total d'aérosols, qui atteint 110 particules par cm^3 , ce qui représente le même ordre de grandeur que le mode accumulation (particules de taille > 100 nm). Compte tenu des processus de transport qui provoquent préférentiellement un élargissement des particules transportées (voir chapitre 3), ces petites particules proviennent majoritairement de sources locales. Le CPC affiche une concentration relativement faible et peu variable entre 100 et 130 particules par cm^3 pendant l'épisode liquide. La concentration massique de BC atteint une moyenne durant l'épisode liquide de 22.6 ng.m^{-3} , les variations semblent faibles malgré une résolution temporelle de 30 minutes environ. Le FSSP montre une concentration en gouttes inférieure ou égale à 100 cm^{-3} , ce qui aboutit à une fraction d'activation environ comprise entre 60 et 80 % et un diamètre d'activation moyen vers 150 nm, pour les portions où les instruments sont clairement dans la partie liquide du MPC. En comparaison, les D_a mesurés au PUY par Asmi et al. (2012) sont comprises entre 60 et 70 nm selon le type d'aérosol. Cependant, cette publication précise que ces valeurs sont dépendantes des variations de température.

Cette journée semble faire partie dans les cas « propres » où la masse d'air a été peu influencée par la pollution anthropique transportée jusqu'en arctique, comme le montre la concentration importante des particules du mode Aitken. Cette conclusion provenant des mesures doit cependant être corroborée par les simulations FLEXPART de rétrotrajectoires des masses d'air.

III.2.b Les rétrotrajectoires FLEXPART-WRF

Les figures V.39 et V.40 représentent respectivement la FPES sur 12 jours et la PSC du CO pour la masse d'air arrivant sur la station de mesure le 11 Mars entre 9h et 12h. Les rétrotrajectoires montrent que les sources d'aérosols sont majoritairement locales, le transport longue distance d'aérosols anthropiques semble limité. La carte de la PSC en CO montre une origine anthropique largement dominée par l'Europe du Nord : Scandinavie, Danemark, nord de l'Allemagne, Pays-Bas, Belgique, Angleterre et nord de la France. L'expérience du 11 Mars constitue notre cas « propre » avec une faible influence de la pollution anthropique de l'Europe du Nord. Ceci est compatible avec les résultats des mesures nuage et aérosol et, puisqu'il nous faut travailler en relatif, doit être comparé à un cas « pollué ».

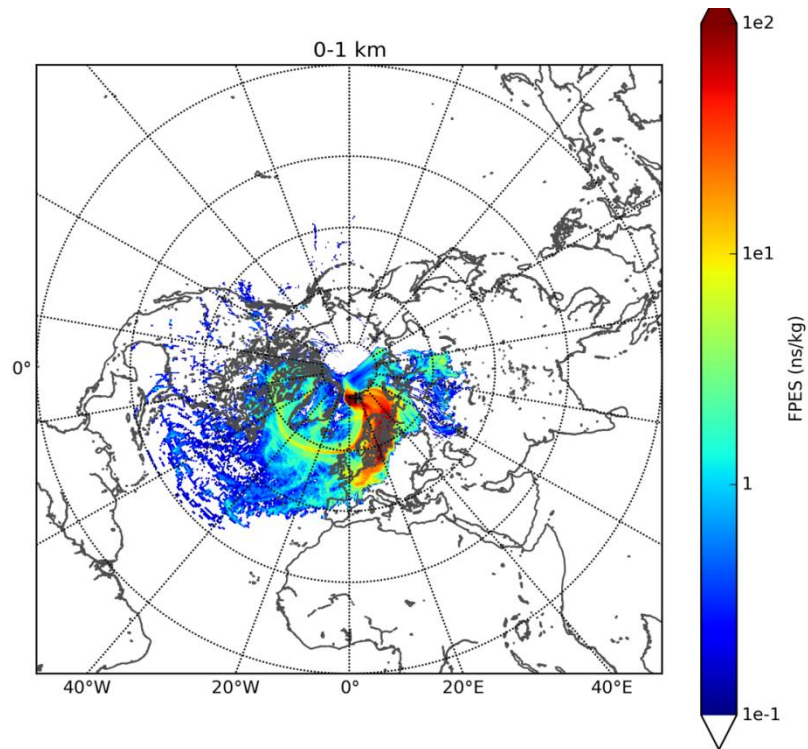


Figure V.39 : Rétrotrajectoire FPES en ns/kg de FLEXPART-WRF sur 12 jours de la masse d'air arrivant sur la station du Mont-Zeppelin le 11 Mars entre 9h et 12h et à une altitude comprise entre 0 et 1 km.

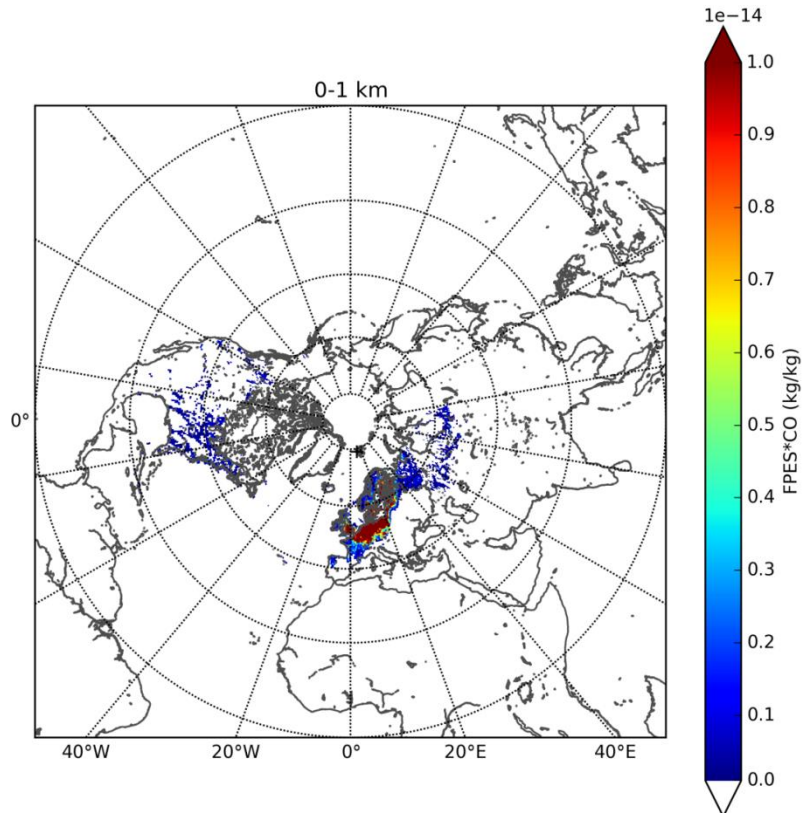


Figure V.40 : PSC calculée par FLEXPART à partir de la FPES de la figure V.39 pour le CO, en kg de CO par kg d'air.

III.3 Le cas « pollué » du 29 mars

III.3.a Caractérisation des propriétés physiques des aérosols

La figure V.41 présente les séries temporelles des mesures en concentration du DMPS, CPC et FSSP pour le premier épisode liquide de la journée du 29 Mars. La concentration totale mesurée par CPC est légèrement au-dessus de 200 particules.cm⁻³ puis baisse jusqu'à 120 particules.cm⁻³ probablement à cause du lessivage. La concentration en gouttes de la couche liquide atteint environ 150 particules.cm⁻³ et la concentration massique en BC moyennée sur toute la durée de l'épisode est de 65.8 ng.m⁻³. La fraction d'activation reste globalement aux alentours de 80 % mais monte jusqu'à 100 % à la fin de l'épisode et le diamètre d'activation varie autour d'une valeur de 150 nm. Les mesures du DMPS montrent que 90% des aérosols font partie du mode accumulation. La distribution en taille des aérosols mesurée par le DMPS, moyennée sur cette expérience et tracée sur la figure V.42, confirme la présence des deux modes mais révèle que le mode accumulation est dix fois plus élevé que le mode Aitken.

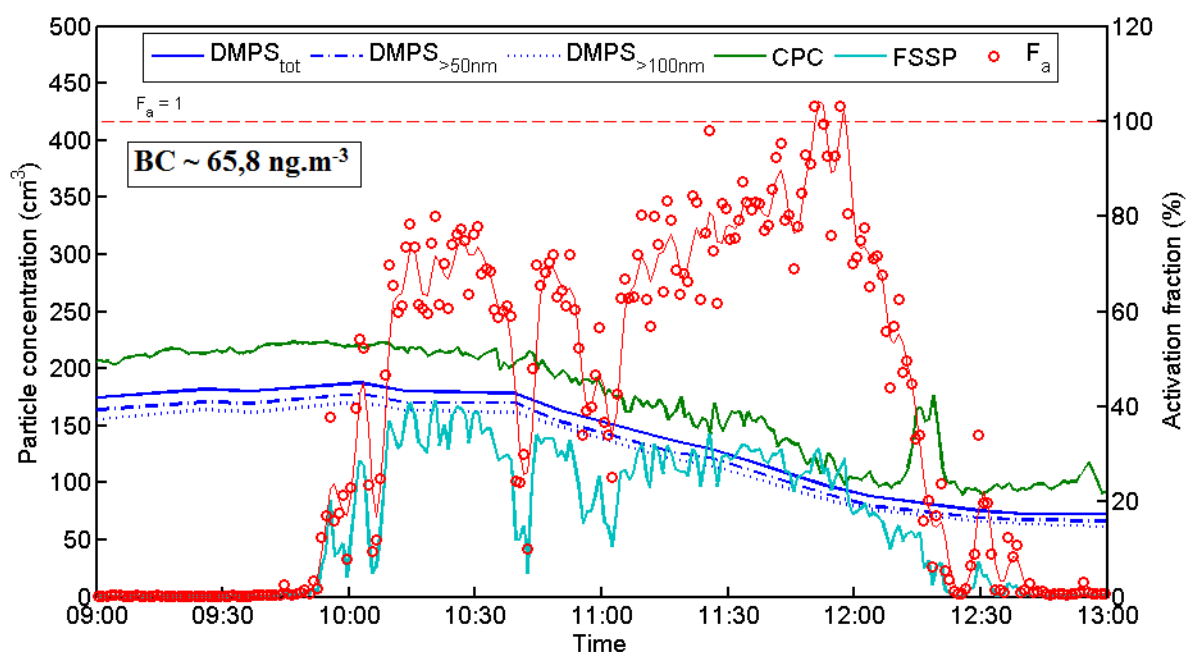


Figure V.41 : Séries temporelles des concentrations en aérosols mesurées par le DMPS et le CPC, et en gouttes par le FSSP, et de la fraction d'activation, pour le 29 Mars. Les mesures du DMPS ont été divisées en trois : la concentration totale [25 - 809 nm], supérieure à 50 nm [50 - 809 nm] et supérieure à 100 nm [100 - 809 nm]. La courbe rouge correspond à la fraction d'activation avec une moyenne glissante de 5 minutes. La concentration en BC mesurée par l'aethalomètre et moyennée sur l'épisode liquide est indiquée dans l'encadré.

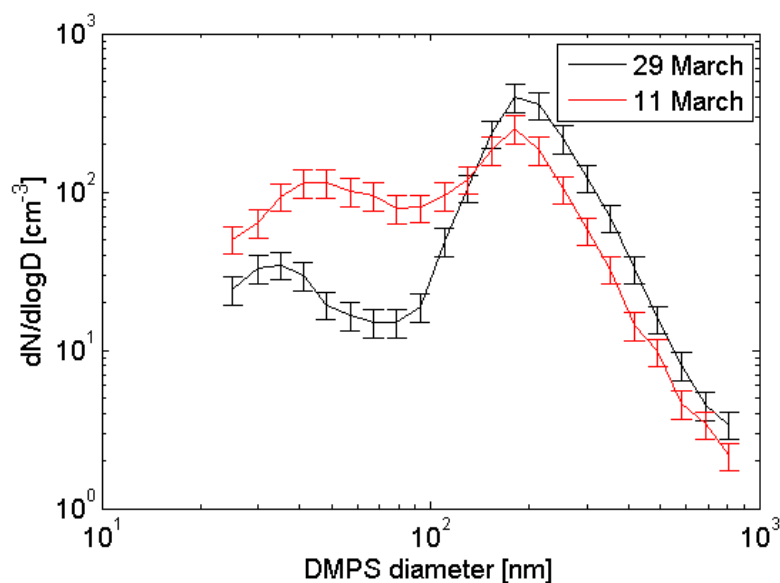


Figure V.42 : Distribution en taille du DMPS moyennée sur le premier épisode liquide du 29 Mars. Les bars représentent les incertitudes du DMPS.

En comparant avec le cas du 11 Mars, les concentrations en aérosols et en gouttes sont plus élevées et la concentration massique en BC est environ trois fois plus importante pour le cas du 29 Mars. De plus, le mode accumulation est également plus important, ce qui signifie que la masse totale des aérosols est largement supérieure pour le cas du 29 Mars. D'après les travaux de Quennehen et al., 2012, ceci montre que le transport d'aérosol émis à des latitudes plus basses est important. Le mode Aitken est environ cinq fois plus faible pour le 29 Mars et caractérise donc une masse d'air peu influencée par les émissions locales. On constate donc que le cas du 29 Mars peut être considéré comme le cas « pollué » et la journée du 11 Mars comme le cas « propre ». Les conséquences de ces différences sur les propriétés des aérosols sont visibles sur les figures V.37 et V.41. En effet, le cas « pollué » montre une concentration en gouttes et une fraction d'activation plus élevées que le cas propre. Le diamètre d'activation présente des valeurs similaires pour les deux cas, probablement lié au fait que les températures soient proches. Ceci est en accord avec la littérature scientifique (voir chapitre 2). Notamment, des mesures in situ effectuées à Barrow, Alaska, par McFarquhar et al. (2011) dans le cadre de la campagne ISDAC montrent que les aérosols de plus grande taille agissent préférentiellement comme CCN, cette étude propose donc que la taille constitue une explication simple pour les différences observées dans les activations de CCN. Les effets sur la taille des gouttes seront étudiés plus en détail dans le paragraphe III.3.

III.3.b Les rétrotrajectoires FLEXPART-WRF

La figure V.43 montre les rétrotrajectoires des masses d'air arrivant au Svalbard pour l'expérience du 29 Mars. Deux régions d'origine se distinguent nettement. La première est composée de l'Europe de l'Ouest, de l'Atlantique Nord et de la région du Maghreb. La deuxième masse d'air provient du nord-est asiatique : nord-est de la Chine et est de la Russie. La particularité du cas du 29 Mars comparé au cas précédent du 11 Mars est donc cette masse d'air venant d'Asie qui est la région généralement admise pour émettre les concentrations en aérosols les plus élevées par rapport aux autres régions du globe (Boucher et al., 2013).

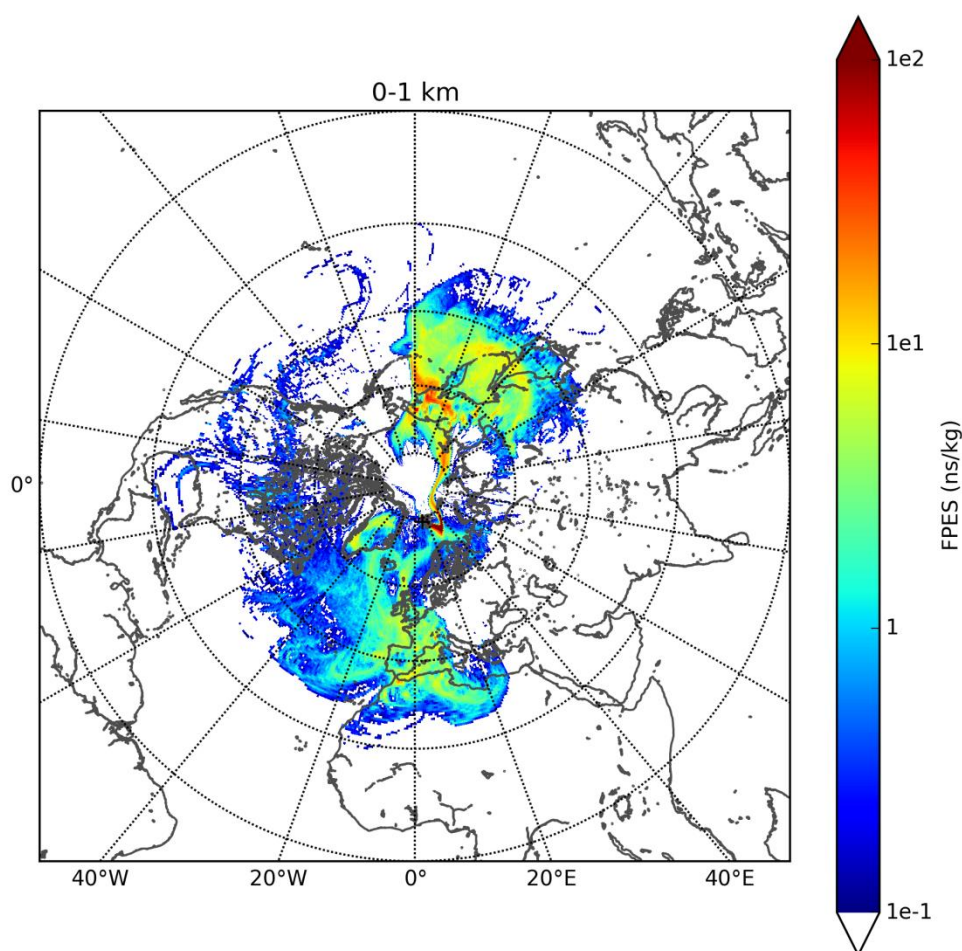


Figure V.43 : Rétrotrajectoire FPES en ns/kg de FLEXPART-WRF sur 12 jours de la masse d'air arrivant sur la station du Mont-Zeppelin le 29 Mars entre 10h et 13h et à une altitude comprise entre 0 et 1 km.

La figure V.44 représente la PSC du CO pour la masse d'air arrivant sur la station de mesure le 29 Mars. La PSC montre des sources de pollution anthropique provenant de France et du Benelux mais la part la plus importante possède une origine du nord-est de la Chine. Le transport de ces émissions asiatiques explique les concentrations élevées mesurées par le CPC

et le DMPS. Ceci confirme que cette expérience peut être considérée comme notre cas « pollué ». La comparaison avec le cas « propre » du 11 Mars, visible sur la figure V.42, prouve donc que les aérosols anthropiques transportés depuis les latitudes tempérées provoquent une modification des propriétés des aérosols et des nuages en Arctique. On observe notamment une augmentation de la concentration du mode accumulation et une augmentation de la fraction d'activation.

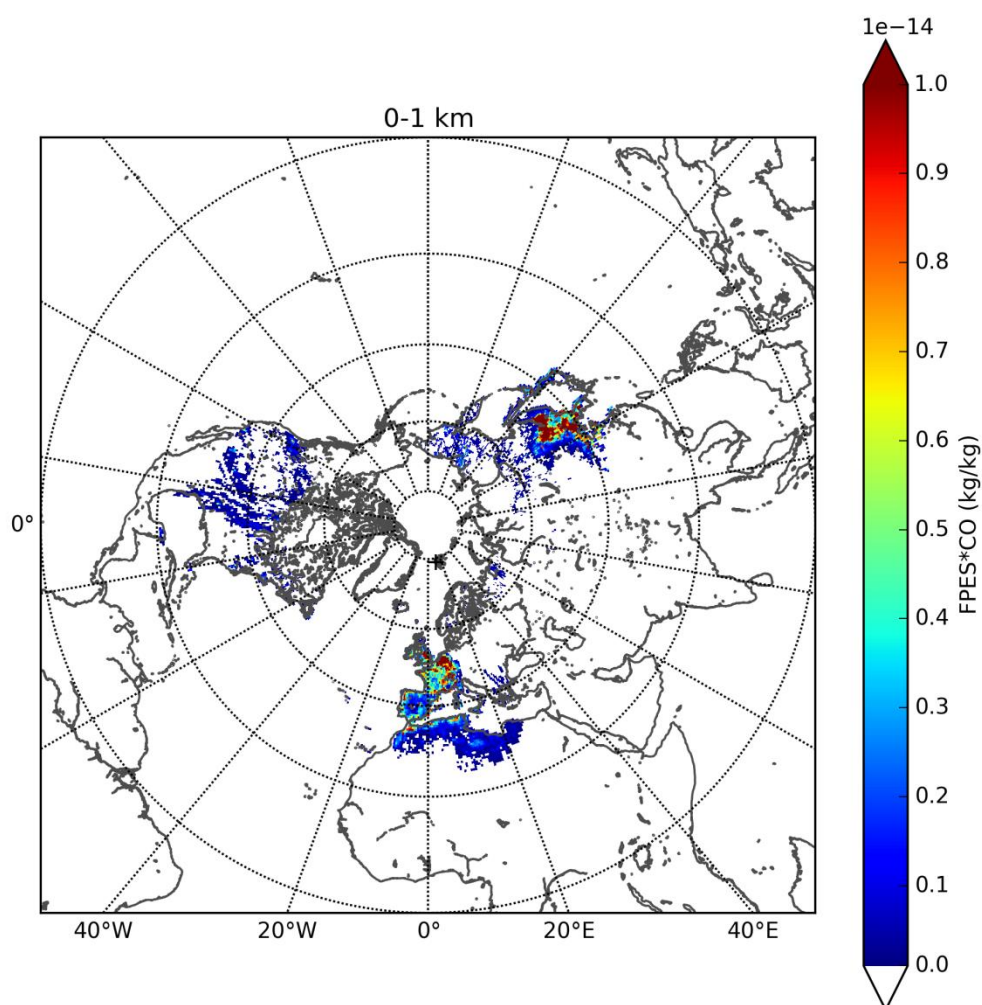


Figure V.44 : PSC calculée par FLEXPART à partir de la FPES de la figure V.43 pour le CO, en kg de CO par kg d'air.

III.4 Mise en évidence de l'impact de propriétés des aérosols sur les propriétés microphysiques des nuages

Dans ce paragraphe, les mesures FSSP du diamètre et de la concentration des gouttes ainsi que la concentration et de l'IWC du CPI sont comparées aux extinctions du néphélomètre TSI aérosol afin de quantifier l'effet indirect des aérosols en Arctique. La résolution temporelle du néphélomètre étant de 5 minutes, les corrélations ont été effectuées sur cet intervalle de temps. Un seuil sur le LWC d'une valeur de $5 \cdot 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ a été appliqué pour sélectionner les mesures en nuage. Les coefficients IE et NE (voir équations III.2 et III.3) sont calculés et pourront être comparés aux résultats de Garrett et al. (2004). Les résultats sont montrés pour $\lambda=550 \text{ nm}$, mais les résultats sont très similaires pour les trois longueurs d'onde du néphélomètre.

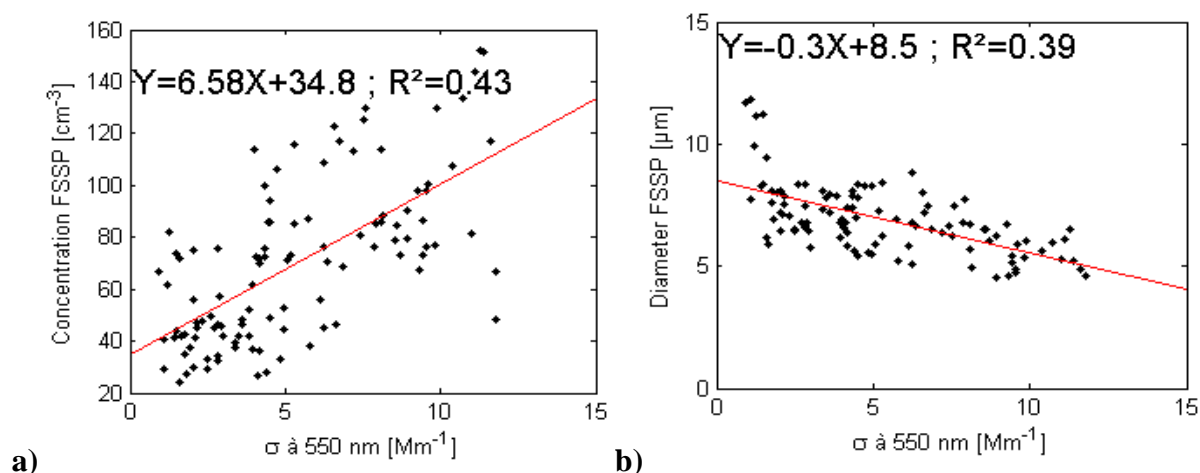


Figure V.45 : Comparaison à 5 minutes de l'extinction aérosol à $\lambda=550 \text{ nm}$ du néphélomètre avec (a) la concentration et (b) le diamètre effectif des gouttes mesurées par le FSSP, pour les quatre cas de MPC.

La figure V.45 montre les comparaisons de la concentration et du diamètre des gouttes avec l'extinction du néphélomètre. On rappelle que l'extinction est dominée par les aérosols du mode accumulation qui sont également les particules les plus enclines à servir de support à la condensation. Les résultats confirment donc la théorie selon laquelle une augmentation de la concentration en CCN favorise une augmentation de la concentration et une diminution du diamètre des gouttes. Les coefficients de corrélation sont de 0.43 pour la concentration et de 0.39 pour le diamètre. Ces valeurs relativement faibles s'expliquent par le fait que la concentration et la taille des gouttes dépendent aussi du LWP, de la température et de la position de la mesure dans le nuage.

En comparaison des mesures à Barrow, Alaska, effectuées par Garrett et al., (2004) et pour une longueur d'onde de 550 nm, les coefficients de corrélation sont similaires pour la taille mais supérieures concernant la concentration. A 550 nm, nos mesures aboutissent à des valeurs de IE et de NE respectivement de 0.2 et 0.43, ce qui est très proche des valeurs obtenues par Garrett et al. (2004).

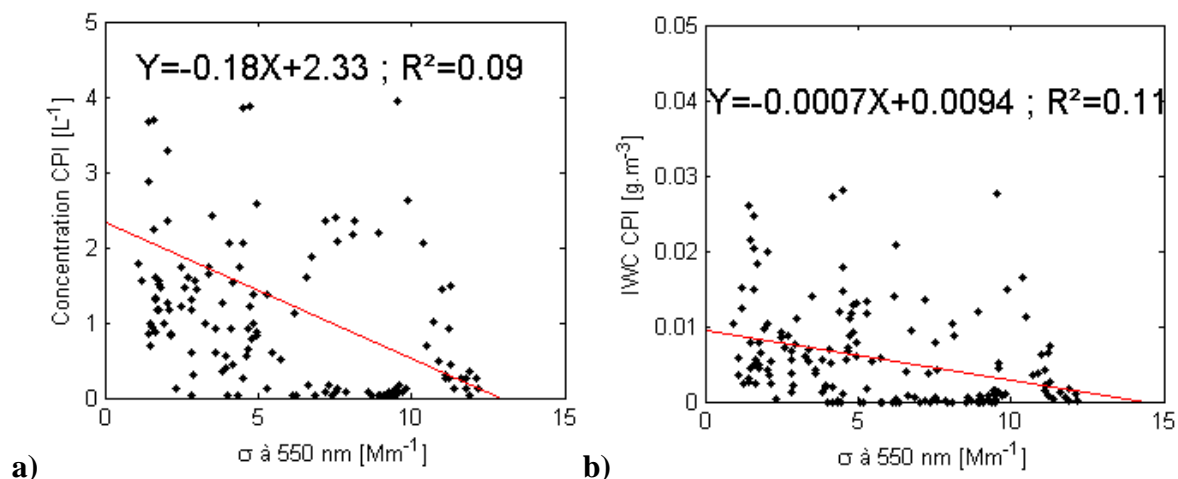


Figure V.46 : Comparaison à 5 minutes de l'extinction à $\lambda=550$ nm du néphélomètre avec (a) la concentration et (b) l'IWC des cristaux mesurés par le CPI, pour les quatre cas de MPC.

La figure V.46 montre les comparaisons de la concentration et de l'IWC des cristaux avec l'extinction du néphélomètre. Un seuil de $50 \mu m$ a été appliqué sur le diamètre des particules pour ne pas prendre en compte les gouttes échantillonnées par le CPI. Les résultats ne montrent aucune corrélation ni pour la concentration, ni pour l'IWC. L'effet de glaciation et de givrage n'est donc pas visible sur la campagne CLIMSLIP. Cependant, ceci n'invalide pas pour autant ces deux hypothèses car les absences de corrélation peuvent s'expliquer par un mauvais échantillonnage et une quantification imprécise du CPI ainsi qu'un faible nombre de particules givrées présentes lors des expériences. En comparaison, les travaux de Jackson et al. (2012), lors de la campagne ISDAC, confirme que l'effet indirect de givrage n'a pas impacté les propriétés nuageuses. Cependant, une corrélation ($R=0.69$) entre la concentration en cristaux et la concentration des aérosols au-dessus du sommet du nuage a été trouvée, renforçant l'hypothèse de l'effet indirect de glaciation.

Conclusions

Le projet ANR CLIMSLIP (CLimate IMpacts of Short-Lived Pollutants in the polar region) a permis de mener une étude combinant mesures nuage et aérosol dans la région arctique du Svalbard. L'instrumentation nuage était composée d'un FSSP, un CPI, une sonde Nevzorov et un NP installés sur un mât orientable manuellement à la station du Mont-Zeppelin, Ny-Alesund. Le traitement des données a été effectué selon les conclusions de l'étude au PdD (voir chapitre 3, Guyot et al., 2015), malheureusement, aucune normalisation des mesures n'a été possible ici et il nous a donc fallu travailler uniquement en relatif. La station du Mont-Zeppelin héberge des mesures aérosol en continu sur l'année incluant un CPC, un DMPS, un aethalomètre et un néphélomètre. Les données d'un ceilomètre basé au village de Ny-Alesund ont également pu être utilisées.

Au cours du printemps 2012, 4 cas de MPC (Mix-Phase Clouds), 3 cas de précipitation de neige et 2 cas de neige soufflée ont pu être étudiés. Les cas de précipitations correspondent en fait à la partie précipitation du MPC. Une caractérisation microphysique et optique a été effectuée pour ces trois types d'épisodes. Tout d'abord, les épisodes de neige soufflée sont composés de petits cristaux ($D_m \sim 150\text{-}200 \mu\text{m}$) de forme irrégulières à 90 %. La mesure de la fonction de phase de la neige soufflée a notamment été utilisée dans le but de développer des paramétrisations des propriétés optiques de la neige (Räisänen et al., 2015). Les épisodes de précipitation sont constitués de cristaux plus larges ($D_m \sim 350 \mu\text{m}$) avec une présence importante de particules de forme dendritique. Enfin, les épisodes de MPC se caractérisent par la présence importante de gouttelettes en nombre. Le mode des gouttes se situe vers $10 \mu\text{m}$ et celui des cristaux vers $250 \mu\text{m}$. Les mesures du NP ont permis de montrer l'augmentation de la diffusion latérale lorsque la fraction liquide diminue. Les images du CPI révèlent une majorité de cristaux croissant par dépôt de vapeur.

Cependant, l'interprétation est limitée par un taux d'échantillonnage faible comparé à une campagne aéroportée, une sélection isoaxiale des mesures qui a supprimé une partie non négligeable des données et une forte incertitude sur la position de la station de mesure dans le nuage avec un ceilomètre parfois atténué en quasi-totalité dans les 500 premiers mètres.

Malgré ces inconvénients, une étude par comparaison des effets des aérosols anthropiques transportés jusqu'en Arctique a été menée. Le cas « pollué » du 29 Mars a montré des masses d'air provenant d'Asie de l'Est et d'Europe alors que les sources du cas « propre » du 11 Mars sont majoritairement locales et ne dépassent pas l'Europe du Nord. Ainsi, le cas pollué possède des concentrations en BC, aérosols et gouttes plus élevées, un mode accumulation plus important, un diamètre de gouttes plus faible et une fraction d'activation plus élevée alors que les diamètres d'activation sont similaires pour les deux cas. Ceci confirme le premier et le second effet indirect des aérosols avec des coefficients IE et NE respectivement de 0.2 et 0.43 ce qui est similaire aux mesures de Garrett et al. (2004). D'autre part, la concentration des cristaux et l'IWC ne montrent aucune corrélation, ce qui indiquerait que les effets indirects de glaciation et de givrage n'ont pas pu être mis en évidence lors de la campagne CLIMSLIP.

Chapitre 6 : Conclusions et perspectives

I. Conclusions

Dans un contexte de réchauffement climatique à l'échelle globale, la prévision du temps et du climat futur est devenue un enjeu majeur. Malgré un développement important ces dernières années, les modèles de circulation générale (MCG) souffrent encore de beaucoup d'incertitudes et conduisent à des résultats différents selon les schémas numériques et les paramétrisations qu'ils utilisent pour représenter les diverses composantes et interactions du système Terre-Atmosphère-Océan-Biosphère. Parmi ces composantes, les nuages ont un rôle clé et sont une des causes majeures de ces incertitudes car ils sont encore mal représentés dans les MCG. Ceci traduit une connaissance incomplète de la physique du nuage et de l'aérosol. D'autre part, la région arctique est fortement soupçonnée de se réchauffer plus rapidement que les autres régions du globe. L'interaction entre les aérosols de pollution et les nuages et leurs impacts radiatifs directs et indirects restent une source d'incertitude importante dans les modèles de climat (AMAP, 2015). Néanmoins jusqu'à récemment peu d'études se sont focalisées sur la compréhension de ces interactions en Arctique.

L'objectif principal de cette thèse est d'apporter une contribution à la caractérisation de l'interaction aérosol-nuage dans la région du Svalbard à partir d'une instrumentation in situ déployée à la station du Mont-Zeppelin à Ny-Alesund (Svalbard). Cette instrumentation repose sur des mesures in situ nuages constituées d'un FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe), un CPI (Cloud Particle Imager), un NP (Néphélomètre Polaire) et une sonde Nevzorov installés sur un mât orientable manuellement, combinés aux mesures aérosol de la station composées d'un DMPS (Differential Mobility Particle Probe), un aethalomètre, un CPC (Condensation Particle Counter) et un néphélomètre aérosol. Les données d'un ceilomètre ont également pu être utilisées afin d'estimer la localisation des instruments in situ dans les diverses couches nuageuses. Cependant, l'exploitation de ce jeu de données a nécessité de faire au préalable une étude sur la physique de la mesure des sondes microphysiques.

La première partie des résultats, présentée dans le chapitre 4, concerne la campagne d'intercomparaison instrumentale ROSEA effectuée à la station du Puy-de-Dôme en Mai 2013. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans Atmospheric Measurement Techniques

(AMT) en 2015 (Guyot et al., 2015). Cette intercomparaison instrumentale s'est basée sur les mesures au sol d'un FSSP, un FM (Fog Monitor), un PWD (Present Weather Detector) et un PVM (Particle Volume Monitor) installés sur le toit du chalet, et de deux CDPs (Cloud Particle Probe) et un SPP (Fast-FSSP) dans la soufflerie. Ces mesures ont montré une bonne corrélation entre les diamètres effectifs et des distributions en taille des gouttelettes d'eau obtenus par les différents instruments. Le FSSP mis à part, les instruments montrent également une bonne corrélation au niveau des concentrations totales en nombre de gouttes bien que les valeurs puissent diverger jusqu'à un facteur 5. Ces biais semblent majoritairement être liés à l'estimation du volume d'échantillonnage des sondes et demeurent constants sur l'ensemble de la campagne. Une méthode consistant à normaliser les données par rapport à un instrument, le PWD, qui réalise des mesures intégrées (sans hypothèse sur le volume d'échantillonnage) a été appliquée afin de pallier à ce problème critique. Les mesures ont donc été normalisées par des mesures de l'extinction du PWD grâce à une simple relation de proportionnalité, dont le coefficient est compris entre 0.43 et 2.2, valable pour toute la campagne.

Nous nous sommes également concentrés sur les sources d'incertitudes supplémentaires liées à l'utilisation d'un FSSP au sol. Les mesures ont montré une sensibilité de l'instrument à la vitesse et à la direction du vent extérieur. Le problème critique des mesures du FSSP est la mauvaise quantification de la vitesse des particules dans le volume d'échantillonnage du FSSP liée au non-isocinétisme des mesures et au phénomène de turbulence. La surestimation systématique de l'extinction dérivée des mesures du FSSP par rapport au PWD montre une dépendance à la vitesse du vent et la taille des particules. Ce comportement est en accord avec les résultats de Gerber et al. (1999) qui ont mis en évidence l'effet de l'inertie sur la mesure de la concentration. Les expériences de changement d'orientation du FSSP et du FM par rapport à la direction du vent extérieur, ont révélé une sous-estimation de la concentration des particules nuageuses échantillonnées allant d'environ 30 à 100 % pour le FSSP et de 15 à 70 % pour le FM. Nos principales conclusions recommandent d'être critique sur les mesures du FSSP dans des conditions de vitesses de vent très faibles ($< 3\text{m/s}$) ou lorsque la vitesse du vent est supérieure ou égale à $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et que l'angle de déviation par rapport au vent extérieur est supérieur à 30° .

La seconde partie des résultats, présentés dans le chapitre 5, a pour objet la campagne de mesure qui s'est déroulée à la station du Mont-Zeppelin, Ny-Alesund, Svalbard, de Mars à Mai 2012 dans le cadre du projet CLIMSLIP. Lors de cette campagne, 4 cas de nuages en phase mixte (MPC), 3 cas de précipitation de neige et 2 cas de neige soufflée ont pu être étudiés. Une caractérisation microphysique et optique a été effectuée pour ces trois types d'épisodes. Pour cela, nous avons suivi les recommandations sur le traitement des données des sondes microphysiques établies lors de la campagne au puy de Dôme. En revanche, la normalisation optique des données n'a pas été possible à cause de la variabilité du facteur de correction lors de la campagne.

Les épisodes de neige soufflée étaient composés de petits cristaux ($D_m \sim 150\text{-}200 \mu\text{m}$) de formes irrégulières à 90 % associé à un facteur d'asymétrie g autour de 0.77. Ces mesures ont fait l'objet d'une publication (Raïsanen et al., 2015) dans laquelle elles ont été utilisées pour valider de nouvelles paramétrisations des propriétés optiques de la neige.

Les épisodes de précipitation étaient constitués de cristaux de glace de dimension plus importante ($D_m \sim 350 \mu\text{m}$) dont la forme majoritaire était dendritique ($g \sim 0.78$).

Les épisodes de MPC étaient caractérisés par une distribution dimensionnelle bimodale avec le mode des gouttes se situant vers $10 \mu\text{m}$ et celui des cristaux vers $250 \mu\text{m}$. La structure des MPC arctiques composée d'une couche d'eau liquide au sommet du nuage, d'une couche mixte et d'une partie précipitante a pu être mise en évidence. Les propriétés de diffusion latérale des MPC ainsi que le facteur d'asymétrie g (0.77 pour les cristaux et 0.83 pour les gouttes) des particules échantillonnées se sont révélés être cohérents avec les mesures microphysiques, notamment la fraction liquide. En effet, une augmentation de la diffusion latérale et une diminution de g ont été observées lorsque la fraction liquide au sein du nuage diminuait. Le CPI indique une large majorité de cristaux de formes colonne, plaque ou irrégulières, avec une croissance se faisant majoritairement par dépôt de vapeur.

Les problèmes d'échantillonnage et d'isocinétisme évoqués dans le chapitre 4 se reflètent lors de la campagne CLISMLIP à travers des biais non constants entre les extinctions mesurées par le FSSP et le NP lors des épisodes liquides. Les valeurs absolues des mesures ne se sont donc pas révélées fiables et un travail en relatif a donc dû être mis en place. Ainsi, la comparaison de deux cas combinés aux rétrotrajectoires du modèle lagrangien FLEXPART a pu décrire les effets des aérosols anthropiques transportés jusqu'en Arctique. Le cas « pollué » du 29 Mars a montré des masses d'air provenant d'Asie de l'Est et d'Europe alors que les sources du cas « propre » du 11 Mars sont majoritairement locales et ne dépassent pas l'Europe du Nord. Ainsi, le cas pollué possède des concentrations en BC, aérosols et gouttes plus élevées, un mode accumulation plus important, un diamètre de gouttes plus faible et une fraction d'activation plus élevée. Le diamètre d'activation s'est révélé être similaire dans les deux cas. Le premier et le second effet indirect des aérosols ont été observés par comparaison des mesures du FSSP et du néphélomètre aérosol. Nous avons obtenu des coefficients IE (Indirect Effect) et NE (Nucleation Efficiency) respectivement de 0.2 et 0.43 qui sont très proches de ceux trouvés par Garrett et al. (2004). Les effets indirects de glaciation et de givrage n'ont pas été observés lors de cette campagne.

II Perspectives

Une limitation importante de cette étude est liée au faible échantillonnage des particules comparé à des mesures aéroportées qui se font généralement à des vitesses de l'ordre de grandeur de 100 m/s ou à des mesures en continu dans des stations qui présentent l'avantage d'avoir un bon suivi temporel.

Bien que contrairement aux mesures aéroportées, les mesures in situ au sol soient affranchies des problèmes de fractionnement des cristaux de glace sur les inlets des instruments (shattering), elles ne nous ont pas permis d'obtenir une statistique élevée des particules échantillonnées à un point précis. La faible vitesse d'échantillonnage est également responsable des problèmes liés à la sonde Nevzorov et nous a donc empêché de pouvoir comparer et normaliser les mesures microphysiques du FSSP et du CPI avec une méthode de mesure indépendante. De plus, notre dispositif instrumental in situ était installé pendant seulement deux mois en arctique à une localisation fixe de faible altitude. Nos mesures étaient donc tributaires de la situation météorologique et en particulier de l'altitude des nuages par rapport à la station.

D'autre part, le faisceau laser du ceilomètre étant par moment entièrement ou partiellement atténué dans les premiers 500 m de l'atmosphère, l'interprétation des mesures est confrontée à la méconnaissance de la position de la station à l'intérieur du système nuageux. De plus, les mesures de CALIOP/CALIPSO n'ont pas montré de synchronisation suffisante pour fournir des informations supplémentaires sur le profil vertical des nuages échantillonnés.

Ces problèmes devraient en partie être pris en compte lors de l'élaboration de la nouvelle campagne de mesures prévue dans le cadre du projet PARCS (Pollution in the ARctic System) du chantier arctique français. L'objectif principal de ce projet est d'étudier les sources et l'évolution de la pollution en Arctique et de ses conséquences sur le climat, les écosystèmes et les sociétés humaines. Dans le cadre d'un workpackage dédié à l'étude des interactions aérosols-nuages, des mesures in situ nuages au sol sont prévues à la station du Mont Zeppelin à Ny-Alesund. Les mesures d'un radar portatif BASTA (Bistatic rAdar SysTem for Atmospheric studies, voir Delanoe et al., 2016) seront ajoutées afin de compléter les sondages atmosphériques des ballon-sondes et du ceilomètre. Un PVM sera également prévu afin de normaliser les données par des mesures intégrées. De plus, une nouvelle veine d'accélération sera installée au niveau des instruments du mât pour assurer un flux laminaire et une aspiration mieux contrôlée. Un CDP et un 2DS compléteront la caractérisation microphysique. Enfin, un SPP remplacera le FSSP, ce qui permettra une mesure estimée de la vitesse de transit et donc une meilleure détection des mauvaises conditions d'échantillonnage.

Même si cette étude a montré une cohérence entre les mesures microphysiques et optiques du partitionnement eau/glace, celui-ci peut être amélioré grâce à une synergie entre radar, ceilomètre et instruments in situ. Ceci permettrait une meilleure visibilité de la position de la

station dans le nuage et une meilleure quantification des quantités d'eau et de glace dans chacune des couches nuageuses. De plus, les algorithmes et paramétrisations utilisés pour la combinaison radar/lidar (par exemple DARDAR) pourraient être contraints par une instrumentation in situ plus quantitative.

Concernant les mesures de la campagne CLIMSLIP, une analyse d'échelle de la variation de la distribution eau/glace est envisagée. En effet, la résolution temporelle des instruments étant d'une seconde, l'étude de la variabilité de la phase peut être effectuée à partir des mesures de g et de la microphysique pour différentes échelles de temps de mesure. Celles-ci correspondent à différentes échelles d'espace. Cette analyse sera susceptible de fournir des informations sur la répartition des poches d'eau liquide et de glace à l'intérieur des MPC mais sera probablement affectée par le faible taux échantillonnage pour les faibles échelles de temps.

L'étude de l'analyse aérosol-nuage pourra être développée à l'aide de la chambre IN en cours de développement au LaMP dans le cadre du projet ANR CHAIN (Caractérisation des nuclei de glace atmosphérique). Cette étude prévoit entre autres une caractérisation des processus de nucléation hétérogène des cristaux en fonction des conditions thermodynamiques et du type d'aérosols en atmosphère contrôlée.

D'autre part, lors de la campagne ROSEA, les mesures en continu de l'instrumentation aérosol installée au PUY (un DMPS, un CPC, une chambre CCN, un AMS et un néphélomètre) sont disponibles. La station possède également deux inlets, un Whole Air inlet et un interstitiel, qui permettent une distinction entre les aérosols activés et interstitiels. Ces mesures pourraient être exploitées avec les mesures de l'intercomparaison de l'instrumentation nuage afin d'étudier l'interaction aérosol-nuage lors de la campagne ROSEA et la comparer avec les mesures CLIMSLIP.

Le modèle microphysique nuage DESCAM (voir chapitre 5) a été utilisé dans cette étude afin de comparer les simulations avec les mesures in situ. Les profils de l'IWC et du contenu en eau liquide ont été simulés pour le cas du 11 Mars. Les études préliminaires montrent que trois heures après le début de la formation de ce nuage simulé, les résultats placent la couche glace au-dessus de la couche liquide. Ceci est en contradiction avec nos mesures en Arctique. Une étude modèle/mesures plus approfondie des processus microphysiques responsables de la formation de la glace et du partitionnement eau/glace doit donc être poursuivie.

Références

- Abdul-Razzak, H., Ghan, S. and Rivera-Carpio, C.: A parametrization of aerosol activation; 1. Single aerosol type, *J. Geophys. Res.*, 103, 6123-6131, 1998.
- Ackerman, A.S. and Toon, O.B.: Unrealistic desiccation of marine stratocumulus clouds by enhanced solar absorption, *Nature*, 380, 512-515, 1996.
- Ackerman, A.S., Toon, O.B., Stevens, D.E., Heymfield, A.J., Ramanathan, V. and Welton, E.J.: Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288, 1042-1046, 2000.
- Albrecht, B.A.: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230, 1989.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme), Assessment Report: Arctic Pollution Issues, <http://www.amap.no/>, 2015.
- Ancellet, G., Pelon, J., Blanchard, Y., Quennehen, B., Bazureau, A., Law, K. S. and Schwarzenboeck, A.: Transport of aerosol to the Arctic: analysis of CALIOP and French aircraft data during the spring 2008 POLARCAT campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 8235-8254, doi:10.5194/acp-14-8235-2014, 2014.
- Aoki, T., Kuchiki, K., Niwano, M., Kodama, Y., Hosaka, M., and Tanaka, T.: Physically based snow albedo model for calculating broadband albedos and the solar heating profile in snowpack for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 116, D11114, doi:10.1029/2010JD015507, 2011.
- Asmi, E., Freney, E., Hervo, M., Picard, D., Rose, C., Colomb, A., and Sellegri, K.: Aerosol cloud activation in summer and winter at puy-de-Dôme high altitude site in France, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 11589-11607, doi:10.5194/acp-12-11589-2012, 2012.
- Auriol, F.: Mesure de la fonction de phase de diffusion des particules nuageuses au moyen du Néphélomètre Polaire aéroporté : Validation et application au nuage de glace, Thèse d'université, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 151 p., 1998.
- Bailey, M. P., and Hallett, J.: A Comprehensive Habit Diagram for Atmospheric Ice Crystals: Confirmation from the Laboratory, AIRS II, and Other Field Studies, *J. Atmos. Sci.*, 66, 2888-2899, doi:10.1175/2009JAS2883.1, 2009.
- Bain, M. and Gayet, J.F.: Contribution to the modeling of the ice accretion process: ice density variation with the impacted surface angle, *Ann. Glaciol.*, 4, 19-23, 1983.

- Baker, B. and Lawson, R.P.: Improvement in Determination of Ice Water Content from Two-Dimensional Particle Imagery. Part I: Image-to-Mass Relationships. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 45, 1282–1290, 2006.
- Baumgardner, D.: An analysis and comparison of five water droplet measuring instruments, *J. Appl. Meteor.*, 22, 891-910, 1983.
- Baumgardner, D., Spowart M.: Evaluation of Forward Spectrometer Probe. Part III: Time response and laser Inhomogeneity limitations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 666-672, 1990.
- Baumgardner, D., Strapp W., Dye J.E.: Evaluation of the Forward Spectrometer Probe. Part II: Corrections for coincidence and dead time losses, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2, 626-632, 1985.
- Baumgardner, D., Brenguier, J., Bucholtz, A., Coe, H., DeMott, P., Garrett, T., Gayet, J., Hermann, M., Heymsfield, A., Korolev, A., Krämer, M., Petzold, A., Strapp, W., Pilewskie, P., Taylor, J., Twohy, C., Wendisch, M., Bachalo, W., and Chuang, P.: Airborne instruments to measure atmospheric aerosol particles, clouds and radiation: A cook's tour of mature and emerging technology, *Atmos. Res.*, 102, 10–29, doi:10.1016/j.atmosres.2011.06.021, 2011.
- Baumgardner, D., Jonsson, H., Dawson, W., O'Connor, D. and Newton, R.: The cloud, aerosol and precipitation spectrometer (CAPS): A new instrument for cloud investigations, *Atmos. Res.*, 59-60, 251-264, 2001.
- Bennartz, R., Shupe, M.D., Turner, D., Walden, V.P., Steffen, K., Cox, C.J., Kulie, M.S., Miller, N.B., Pettersen, C.: July 2012 Greenland melt extent enhanced by low-level liquid clouds, *Nature*, 496, 83-86, doi:10.1038/nature12002, 2013.
- Bergeron, T.: On the physics of clouds and precipitation. *Procès-Verbaux de l'Association de Météorologie, International Union of Geodesy and Geophysics*, 156–178, 1935.
- Blanchard, Y., Pelon, J., Eloranta, E. W., Moran, K. P., Delanoë, J., and Sèze, G.: A synergistic analysis of cloud cover and vertical distribution from A-Train and ground-based sensors over the high Arctic station EUREKA from 2006 to 2010, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 53, 11, 2553–2570, 2014.
- Borys, R.D., Lowenthal, D.H., Cohn S.A. and Brown, W.O.J.: Mountaintop and radar measurements of anthropogenic aerosol effects on snow growth and snowfall rate, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1538, doi:10.1029/2002GL016855, 2003.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S.K., Sherwood, S., Stevens B. and Zhang, X.Y.: Clouds and Aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.

Boulon, J., Sellegri, K., Hervo, M., Picard, D., Pichon, J.-M., Fréville, P., and Laj, P.: Investigation of nucleation events vertical extent: a long term study at two different altitude sites, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 5625-5639, doi:10.5194/acp-11-5625-2011, 2011.

Bourcier, L., Sellegri, K., Chausse, P., Pichon, J.M., Laj, P.: Seasonal variation of water-soluble inorganic components in aerosol size-segregated at the puy de Dôme station (1,465 ma.s.l.), France, *J. Atmos. Chem.*, 69, 47-66, doi: 10.1007/s10874-012-9229-2, 2012.

Brenguier J.L., Burnet, F., Geoffroy, O.: Cloud optical thickness and liquid water path. Does the k coefficient vary with droplet concentration ?, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 9771-9786, doi: 10.5194/acp-11-9771-2011, 2011.

Brenguier, J.L., Bourriane, T., de A. Coelho, A., Isbert, J., Peytavi, R., Trevarin, D., and Weschler, P.: Improvements of Droplet Size Distribution Measurements with the Fast-FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe), *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 1077–1090, 1998.

Brenguier, J.-L., Bachalo, W. D., Chuang, P. Y., Esposito, B. M., Fugal, J., Garrett, T., Gayet, J.-F., Gerber, H., Heymsfield, A., Kokhanovsky, A., Korolev, A., Lawson, R. P., Rogers, D. C., Shaw, R. A., Strapp, W. and Wendisch, M.: In Situ Measurements of Cloud and Precipitation Particles, in *Airborne Measurements for Environmental Research: Methods and Instruments* (eds M. Wendisch and J.-L. Brenguier), Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, Germany. doi: 10.1002/9783527653218.ch5, 2013.

Brenguier, J.L., Pawlowska, H., Schüller, L.: Cloud microphysical and radiative properties for parameterization and satellite monitoring of the indirect effect of aerosol on climate, *J. Geophys. Res.*, 108, 8632, doi: 10.1029/2002JD002682, 2003.

Brock, C. A., Cozic, J., Bahreini, R., Froyd, K. D., Middlebrook, A. M., McComiskey, A., Brioude, J., Cooper, O. R., Stohl, A., Aikin, K. C., de Gouw, J. A., Fahey, D. W., Ferrare, R. A., Gao, R.-S., Gore, W., Holloway, J. S., Hübler, G., Jefferson, A., Lack, D. A., Lance, S., Moore, R. H., Murphy, D. M., Nenes, A., Novelli, P. C., Nowak, J. B., Ogren, J. A., Peischl, J., Pierce, R. B., Pilewskie, P., Quinn, P. K., Ryerson, T. B., Schmidt, K. S., Schwarz, J. P., Sodemann, H., Spackman, J. R., Stark, H., Thomson, D. S., Thornberry, T., Veres, P., Watts, L. A., Warneke, C., and Wollny, A. G.: Characteristics, sources, and transport of aerosols measured in spring 2008 during the aerosol, radiation, and cloud processes affecting Arctic Climate (ARCPAC) Project, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2423–2453, doi:10.5194/acp-11-2423-2011, 2011.

Browse, J., Carslaw, K.S., Arnold, S.R., Pringle, K. and Boucher, O.: The scavenging processes controlling the seasonal cycle in Arctic sulphate and black carbon aerosol, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 6775–6798, doi:10.5194/acp-12-6775-2012, 2012.

Burnet F. and Brenguier, J.L.: Validation of droplet spectra and liquid water content measurements, *Phys. Chem. Earth (B)*, 24, 249-254, 1999.

- Burnet F. and Brenguier, J.L.: Comparison between standard and modified Forward Scattering Spectrometer Probes during the Small Cumulus Microphysics Study, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 1516-1531, 2002.
- Cerni, T.: Determination of the size and concentration of cloud drops with an FSSP, *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1346-1355, 1983.
- Charlson, R. J., Langner, J., Rodhe, H., Leovy, C. B. and Warren, S. G.: Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols, *Tellus A*, 43(4), 152–163, 1991.
- Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J., Hansen, J. E. and Hofmann, D. J.: Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science*, 255(5043), 423–430, 1992.
- Choulaton, T.W., Consterdine, I.E., Gardiner, B.A., Gay, M.J., Hill, M.K., Latham, J., Stromberg, M.: Field studies of the optical and microphysical characteristics of clouds enveloping Great Dun Fell, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 112, 131-148, 1986.
- Clark, T.: A small-scale dynamic model using a terrain following coordinate transformation, *J. Comput. Phys.*, 24, 186–215, 1977.
- Collins, M., Knutti, R. Arblaster, J. Dufresne, J.-L. Fichet, T. Friedlingstein, P. Gao, X. Gutowski, W.J. Johns, T. Krinner, G. Shongwe, M. Tebaldi, C. Weaver A.J. and Wehner M.: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Gersten, R., and Srock, L.: Accelerated decline in the Arctic sea ice cover, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L01 703, 2008.
- Costa, A., Krämer, M., Meyer, J., Afchine, A., Luebke, A., Dorsey, J.R., Gallagher, M.W., Ehrlich, A., Wendish, M., Baumgardner, D., Möhler, O., Saathoff, H. and Schnaiter, M. : A microphysical classification of mixed-phase clouds in the liquid-ice coexistence and Wegener-Bergeron-Findeisen regime, 14th Conference on Cloud Physics, 07 – 11 July 2014, Boston, USA, https://ams.confex.com/ams/14CLOUD14ATRAD/webprogram/Handout/Paper250419/AMS_Poster_68_Mixed_Phase_Clouds_Costa.pdf, 2014.
- Curry, J.A., Ebert, E. and Herman, G.F. : Mean and turbulent structure on the summertime Arctic cloudy boundary layer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114, 715-746, 1988.

Curry, J.A., Randall, D., Rossow, W.B., and Schramm, J.L.: Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics, *J. Climate*, 9, 1731–1764, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<1731:OOACAR>2.0.CO;2, 1996.

Cziczo, D., Froyd, K., Gallavardin, S., Moehler, O., Benz, S., Saathoff, H. and Murphy, M.: Deactivation of ice nuclei due to atmospherically relevant surface coatings, *Environ. Res. Lett.*, 4, 044013, doi:10.1088/1748-9326/4/4/044013, 2009.

De Boer, G., Eloranta, E. and Shupe, M.: Arctic mixed-phase stratiform cloud properties from multiple years of surface-based measurements at two high-latitude locations. *J. Atmos. Sci.*, 66, 2874–2887, 2009.

Deguillaume, L., Charbouillot, T., Joly, M., Vaïtilingom, M., Parazols, M., Marinoni, A., Amato, P., Delort, A.M., Vinatier, V., Flossmann, A., Chaumerliac, N., Pichon, J.M., Houdier, S., Laj, P., Sellegri, K., Colomb, A., Brigante, M., Mailhot, G.: Classification of clouds sampled at the puy de Dôme (France) based on 10 yr of monitoring of their physicochemical properties, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 1485–1506, doi:10.5194/acp-14-1485-2014, 2014.

Delanoë, J. and Hogan, R. J.: A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer, *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2007JD009000, 2008.

Delanoë, J. and Hogan, R. J.: Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds, *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JD012346, 2010.

Delanoë, J., Protat, A., Vinson, J., Brett, W., Caudoux, C., Bertrand, F., Parent du Chatelet, J., Hallali, R., Barthes, L., Haefelin, M. and Dupont, J.: BASTA, a 5 GHz FMCW Doppler radar for cloud and fog studies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, doi:10.1175/JTECH-D-15-0104.1, 2016.

DeMott, P.J., Prenni, A.J., Liu, X., Kreidenweis, S.M., Petters, M.D., Twohy, C.H., Richardson, M.S., Eidhammer, T. and Rogers D.C.: Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate, *Proc. Natl Acad. Sci. USA*, 107, 11217-11222, doi: 10.1073/pnas.0910818107, 2010.

Droplet Measurement Technologies: Fog Monitor Model FM-100 Operator Manual (DOC-0088 Revision H), published by Droplet Measurement Technologies, Inc., Boulder, USA, 2011.

Dufresne, J.L. et Bony, S. : An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere–Ocean Models, *J. of Clim.*, 21, 5135 – 5144, 2008.

Durant, A. and Shaw, R.: Evaporation freezing by contact nucleation inside out. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20814, 2005.

- Dye, D.G. and Tucker C.J.: Seasonality and trends of snow-cover, vegetation index, and temperature in northern Eurasia, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 45, doi:10.1029/GL016384, 2003.
- Dye, D.G. : Variability and trends in the annual snow-cover cycle in Northern Hemisphere land areas, 1972–2000. *Hydrol. Process.*, 16, 3065–3077, 2002.
- Dye, J.E., Baumgardner D.: Evaluation of the Forward Scattering Spectrometer Probe. Part I: Electronic and Optical Studies, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1, 329-344, 1984.
- Earle, M.E., Liu, P.S.K., Strapp, J.W., Zelenyuk, A., Imre, D., McFarquhar, G. M., Shantz, N.C. and Leaitch, W.R. : Factors influencing the microphysics and radiative properties of Arctic liquid-phase clouds: Insight from observations of aerosol and clouds during ISDAC, *J. Geophys. Res.*, 116, D00T09, doi:10.1029/2011JD015887, 2011.
- Ehrlich, A., Bierwirth, E., Wendish, M., Gayet, J.F., Mioche, G., Lampert, A. and Heintzenberg, J.: Cloud phase identification of low - level Arctic clouds from airborne spectral radiation measurements: Test of three approaches, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 7493-7505, doi:10.5194/acp-8-7493-2008, 2008.
- Eleftheriadis, K., Vratolis, S. and Nyeki, S.: Aerosol black carbon in the European Arctic: Measurements at Zeppelin station, Ny-Alesund, Svalbard from 1998–2007, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02809, doi:10.1029/2008GL035741, 2009.
- Engvall, A.C., Krejci, R., Ström, J., Treffeisen, R., Scheele, R., Hermansen, O. and Paatero, J.: Changes in aerosol properties during spring-summer period in the Arctic troposphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 445-462, 2008.
- Eugster, W., Burkard, R., Holwerda, F., Scatena, F., and Bruijnzeel, L.: Characteristics of fog and fogwater fluxes in a Puerto Rican elfin cloud forest, *Agr. Forest. Meteorol.*, 139, 288–306, doi:10.1016/j.agrformet.2006.07.008, 2006.
- Fairall, C. W., M. L. Banner, W. L. Peirson, W. Asher, and R. P. Morison, Investigation of the physical scaling of sea spray spume droplet production, *J. Geophys. Res.*, 114, C10001, doi:10.1029/2008JC004918, 2009.
- Febvre G., Gayet, J.F., Shcherbakov., V., Goubeyre, C., Jourdan, O.: Some effects of ice crystals on the FSSP measurements in mixed phase clouds, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 8963–8977, doi:10.5194/acp-12-8963-2012, 2012.
- Feingold, G., Eberhard, W. L., Veron, D. E. and Previdi, M. : First measurements of the Twomey indirect effect using ground-based remote sensors, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1287, doi:10.1029/2002GL016633, 2003.
- Flossman, A. and Wobrock, W.: A review of our understanding of the aerosol-cloud interaction from the perspective of a bin resolved cloud scale modeling, *Atmos. Res.*, 97, 478-497, doi:10.1016/j.atmosres.2010.05.008, 2010.

Freney, E. J., Sellegri, K., Canonaco, F., Boulon, J., Hervo, M., Weigel, R., Pichon, J. M., Colomb, A., Prévôt, A. S. H., and Laj, P.: Seasonal variations in aerosol particle composition at the puy-de-Dôme research station in France, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 13047-13059, doi:10.5194/acp-11-13047-2011, 2011.

Garrett, T. and Zhao, C.: Increased Arctic cloud longwave emissivity associated with pollution from mid-latitudes, *Nature*, 440, 787–789, doi:10.1038/nature04636, 2006.

Garrett, T. J., Brattström, S., Sharma, S., Worthy, D. E. J., and Novelli, P.: The role of scavenging in the seasonal transport of black carbon and sulfate to the Arctic, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L16805, doi:10.1029/2011GL048221, 2011.

Garrett, T. J., Zhao, C. Dong, X., Mace, G., Hobbs, P. V.: Effects of Varying Aerosol Regimes on Low-Level Arctic Stratus. *Geophys. Res. Lett.*, 31, 17, 17, doi : 10.1029/2004GL019928, 2004.

Garrett, T. J., Hobbs, P. V., and Gerber, H.: Shortwave, single scattering properties of Arctic ice clouds, *J. Geophys. Res.*, 106, 15 155–15 172, 2001.

Garrett, T. J., Radke, L. F. and Hobbs, P. V. : Aerosol effects on the cloud emissivity and surface longwave heating in the arctic, *J. Atmos. Sci.* 59, 769–778, 2002.

Garrett, T. J., Zhao, C., and Novelli, P. C.: Assessing the relative contributions of transport efficiency and scavenging to seasonal variability in Arctic aerosol, *Tellus B*, 62, 190–196, doi:10.1111/j.1600-0889.2010.00453.x, 2010.

Gayet, J.F., Auriol, F., Minikin, A., Ström, J., Seifert, M., Krejci, R., Petzol, A., Febvre, G., et Schuman, U. : Quantitative measurement of the microphysical and optical properties of cirrus clouds with four different in situ probes : Evidence of small crystals, *Geo. Resea. Let.*, 29, 2230-2233, 2002a.

Gayet, J.-F., Asano, S., Yamazaki, A., Uchiyama, A., Sinyuk, A., Jourdan, O. and Auriol, F.: Two case studies of winter continental-type water and mixed-phase stratocumuli over the sea, 1, Microphysical and optical properties, *J. Geophys. Res.*, 107, 4569, doi:10.1029/2001JD001106, 2002b.

Gayet, J.F., Crépel, O., Fournol, J.F., et Oshchepkov, A.: A new airborne polar nephelometer for the measurements of optical cloud properties. Part I: Theoretical design, *Ann. Geophysicae*, 15, 451-459, 1997.

Gayet, J.F., Febvre G., Larsen, H.: The reliability of the PMS FSSP in the presence of small ice crystals, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13, 1300-1310, 1996.

Gayet, J.F., Mioche, G., Dörnbrack, A., Ehrlich, A., Lampert, A., Wendisch M.: Microphysical and optical properties of Arctic mixed-phase clouds. The 9 April 2007 case study, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6581–6595, 2009.

- Gayet, J.-F., Shcherbakov, V., Mannstein, H., Minikin, A., Schumann, U., Ström, J., Petzold, A., Ovarlez, J. and Immler, F. : Microphysical and optical properties of midlatitude cirrus clouds observed in the southern hemisphere during INCA, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 2719–2748, DOI: 10.1256/qj.05.162, 2006.
- Gerber, H., Arends, B.G., and Ackerman A.S.: New microphysics sensor for aircraft use, *Atmos. Res.*, 31, 235–252, 1994.
- Gerber, H., Frick, G., Rodi, A.R.: Ground-based FSSP and PVM Measurements of Liquid Water Content, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16, 1143-1149, 1999.
- Gerber, H., Takano, Y., Garrett, T.J. and Hobbs, P.: Nephelometer measurements of the asymmetry parameter, volume extinction coefficient and backscatter ratio in arctic clouds, *J. Atmos. Sci.* 57, 3021-3034, 2000.
- Gerber, H.: Direct measurement of suspended particulate volume concentration and far-infrared extinction coefficient with a laser diffraction instrument, *Appl. Optics*, 30, 4824-4831, 1991.
- Gerber, H.: Liquid water content of fogs and hazes from visible light scattering, *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 1247-1252, 1984.
- GIEC: Résumé à l'intention des décideurs, *Changements climatiques 2013: Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [sous la direction de Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York (État de New York), États-Unis d'Amérique, 2013.*
- Gultepe, I., Isaac, G.A. and Cober S.G.: Ice crystal number concentration versus temperature for climate studies, *Int. J. Climatol.*, 21, 1281–1302, doi:10.1002/joc.642, 2001.
- Guyot, G., Gourbeyre, C., Febvre, G., Shcherbakov, V., Brunet, F., Dupont, J.C., Sellegri, K. and Jourdan, O.: Quantitative evaluation of seven optical sensors for cloud microphysical measurements at the Puy-de-Dôme Observatory, France, *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 4347–4367, doi:10.5194/amt-8-4347-2015 , 2015.
- Hangal, S. and Willeke, K.: Aspiration efficiency: unified model for all forward sampling angles, *Environ. Sci. Technol.*, 24, 688–691, doi:10.1021/es00075a012, 1990a.
- Hangal, S. and Willeke, K.: Overall efficiency of tubular inlets sampling at 0-90 ° from horizontal aerosol flows, *Atmos. Environ.*, 24, 2379–2386, doi:10.1016/0960-1686(90)90330P, 1990b.
- Hansen, A.D.A.: The aethalometer, Magee Scientific Company, Berkeley, California, USA, 2003.

Hansen, J. and Nazarenko, L.: Soot climate forcing via snow and ice albedos, *Proc. Natl. Acad. Sci.* 101, 423–428, 2004.

Hansen, J., Sato, M. and Ruedy, R. : Radiative forcing and climate response, *J. Geophys. Res.*, 102, 6831-6864, 1997.

Harrigan, D. L., Fuelberg, H. E., Simpson, I. J., Blake, D. R., Carmichael, G. R., and Diskin, G. S.: Anthropogenic emissions during Arctas-A: mean transport characteristics and regional case studies, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 8677–8701, doi:10.5194/acp-11-8677-2011, 2011.

Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G. Rusticucci, M. Alexander, L.V. Brönnimann, S. Charabi, Y. Dentener, F.J. Dlugokencky, E.J. Easterling, D.R. Kaplan, A. Soden, B.J. Thorne, P.W. Wild M. and Zhai, P.M.: Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.

Hervo, M., Sellegri, K., Pichon, J.M., Roger, J.C. and Laj, P.: Long term measurements of optical properties and their hygroscopic enhancement, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 14, 27731–27767, doi:10.5194/acpd-14-27731-2014, 2014.

Hoffmann, A., Ritter, C., Stock, M., Shiobara, M., Lampert, A., Maturilli, M., Orgis, T., Neuber, R., and Herber, A.: Ground-based lidar measurements from Ny-Ålesund during ASTAR 2007, *Atmospheric Chem. Phys.*, 9, 9059–9081, doi:10.5194/acp-9-9059-2009, 2009.

Holmgren, H., Sellegri, K., Hervo, M., Rose, C., Freney, E., Villani, P., Laj P.: Hygroscopic properties and mixing state of aerosol measured at the high altitude site Puy de Dôme (1465 m a.s.l.), France, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 14, 6759-6802, doi:10.5194/acpd-14-6759-2014, 2014.

Hoyle, C.R., Webster, C.S., Rieder, H.E., Hammer, E., Gysel, M., Bukowiecki, N., Weingartner, E., Steinbacher, M. and Baltensperger, U.: Chemical and physical influences on aerosol activation in liquid clouds: an empirical study based on observations from the Jungfrauoch, Switzerland, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 15, 15469–15510, doi:10.5194/acpd-15-15469-2015, 2015.

Intrieri, J.M., Shupe, M.D., Uttal, T., and McCarty, B.J.: An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA, *J. Geophys. Res.*, 107, C10, 8030, doi:10.1029/2000JC000423, 2002a.

Intrieri, J.M., Fairall, C.F. Shupe, M.D., Persson, O.G.P., Andreas, E.L., Guest, P.L. and Moritz R.M.: An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA, *J. Geophys. Res.*, 107, 8039, doi:10.1029/2000JC000439, 2002b.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.

Irvine, T. B., Kevdzija, S. L., Sheldon, D. W. and Spera, David A.: Overview of the Icing and Flow Quality Improvements Program for the NASA Glenn Icing Research Tunnel, AIAA–2001–0229, January 2001.

Jackson, R.C., McFarquhar, G.M., Korolev, A.V., Earle, M.E., Liu, P.S.K., Lawson, R.P., Brooks, S., Wolde, M., Laskin, A. and Freer, M. : The dependence of ice microphysics on aerosol concentration in arctic mixed-phase stratus clouds during ISDAC and M-PACE, *J. Geophys. Res.*, 117, D15207, doi:10.1029/2012JD017668, 2012.

Jones, P. D. and Moberg, A.: Hemispheric and large scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001, *J. Climate*, 16, 206–223, 2003.

Jourdan, O., Mioche, G., Garrett, T.J., Schwarzenböck, A., Vidot, J., Xie, Y., Shcherbakov, V., Yang, P. and Gayet, J.-F.: Coupling of the microphysical and optical properties of an Arctic nimbostratus cloud during the ASTAR 2004 experiment: Implications for light-scattering modeling, *J. Geophys. Res.*, 115, D23206, doi:10.1029/2010JD014016, 2010.

Kamphus, M., Ettner-Mahl, M., Klimach, T., Drewnick, F., Keller, L., Cziczo, D. J., Mertes, S., Borrmann, S., and Curtius, J.: Chemical composition of ambient aerosol, ice residues and cloud droplet residues in mixed-phase clouds: single particle analysis during the Cloud and Aerosol Characterization Experiment (CLACE 6), *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8077–8095, doi:10.5194/acp-10-8077-2010, 2010.

Kenneth, V. and Ochs, H.: Warm-rain initiation: An overview of Microphysical Mechanisms, *J. Appl. Meteorol.*, 32, 608–625, 1993.

Klonecki, A., Hess, P., Emmons, L., Smith, L., Orlando, J. and Blake, D.: Seasonal changes in the transport of pollutants into the Arctic troposphere-model study, *J. Geophys. Res.*, 108(D4), 8367, doi:10.1029/2002JD002199, 2003.

Knollenberg, R.G.: Techniques for probing cloud microstructure, in: *Clouds, their formation, optical properties and effects*, Hobbs, P.V. and Deepak, A., Academic Press, New York, USA, 15-92, 1981.

Koch, D. and Del Genio, A.D. : Black carbon semi-direct effects on cloud cover: review and synthesis, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7685–7696, doi:10.5194/acp-10-7685-2010, 2010.

Köhler, H.: The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets, *Trans. Faraday Soc.*, 32, 1152–1161, 1936.

Korolev, A. V. and Isaac, G. A., Relative humidity in liquid, mixed-phase, and ice clouds, *J. Atmos. Sci.*, 63, 2865–2880, 2006.

- Korolev, A.V. and Field, P.R.: The effect of dynamics on mixed-phase clouds: Theoretical considerations, *J. Atmos. Sci.*, 65, 66-86, doi: 10.1175/2007JAS2355.1, 2008.
- Korolev, A.V., Emery, E.F., Strapp, J.W., Cober, S.G., Isaac, G.A.: Quantification of the effects of shattering on airborne ice particle measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol* 30, 2527 – 2553, doi: 10.1175/JTECH-D-13-00115.1, 2013.
- Korolev, A.V., Isaac, G.A. and Hallett, J.: Ice particle habits in Arctic clouds, *Geo. Resear. Let.*, 26, 9, 1299-1302, doi:10.1029/1999GL900232, 1999.
- Korolev, A.V., Strapp, J.W., Isaac, G.A. et Nevzorov, A.N. : The Nevzorov airborne hot wire LWC-TWC probe : Principe of operation and performance characteristics, *J. Atmos. Ocean. Techn.*, 15, 1495-1510, 1998.
- Korolev, A.V.: Limitations of the Wegener–Bergeron–Findeisen Mechanism in the Evolution of Mixed-Phase Clouds, *J. Atmos. Sci.*, 64, 3372-3375, doi: 10.1175/JAS4035.1, 2007.
- Lance, S., Brock, C.A., Rogers, D. and Gordon, J. A.: Water droplet calibration of the Cloud Droplet Probe (CDP) and in-flight performance in liquid, ice and mixed-phase clouds during ARCPAC, *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 1683–1706, doi:10.5194/amt-3-1683-2010, 2010.
- Lance, S., Shupe, M. D., Feingold, G., Brock, C. A., Cozic, J., Holloway, J. S., Moore, R. H., Nenes, A., Schwarz, J. P., Spackman, J. R., Froyd, K. D., Murphy, D. M., Brioude, J., Cooper, O. R., Stohl, A., and Burkhardt, J. F.: Cloud condensation nuclei as a modulator of ice processes in Arctic mixed-phase clouds, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 8003-8015, doi:10.5194/acp-11-8003-2011, 2011.
- Lanz, V. A., Prévôt, A. S. H., Alfarra, M. R., Weimer, S., Mohr, C., DeCarlo, P. F., Gianini, M. F. D., Hueglin, C., Schneider, J., Favez, O., D’Anna, B., George, C. and Baltensperger, U.: Characterization of aerosol chemical composition with aerosol mass spectrometry in Central Europe: an overview, *Atmos Chem Phys*, 10, 10453–10471, doi:10.5194/acp-10-10453-2010, 2010.
- Law, K., Stohl, A., Quinn, P., Brock, C., Burkhardt, J., Paris, J.D., Ancellet, G., Singh, H., Roiger, A., Schlager, H., Dibb, J., Jacob, D., Arnold, S., Pelon, J. and Thomas, J.: Arctic air pollution: New insights from POLARCAT-IPY, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 95, 1873–1895, doi : 10.1175/BAMS-D-13-00017.1, 2014.
- Lawson, R.P. and Baker, B.: Improvement in Determination of Ice Water Content from Two-Dimensional Particle Imagery. Part II: Applications to Collected Data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 45, 1291–1303, 2006.
- Lefèvre, R. : Physique de la mesure de la sonde CPI pour la mesure des propriétés des cristaux de glace. Application aux observations réalisées durant la campagne ASTAR 2004, 186 p., Manuscrit de thèse, Université Blaise Pascal, 2007.

- Lohmann, U. : Possible Aerosol Effects on Ice Clouds via Contact Nucleation, *J. Atmos. Sci.*, 59, 647–656, doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)059<0647:PAEOIC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2001)059<0647:PAEOIC>2.0.CO;2), 2002a.
- Lohmann, U. : A glaciation indirect aerosol effect caused by soot aerosols, *Geo. Resear. Let.*, 29, 1052-1056, doi:[10.1029/2001GL014357](https://doi.org/10.1029/2001GL014357), 2002b.
- Lohmann, U. and Feichter, J. : Global indirect aerosol effects: a review, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 715–737, doi: [1680-7324/acp/2005-5-715](https://doi.org/10.1029/2005-5-715), 2005.
- Lohmann, U. and Feichter, J. : Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with the indirect effect on a global scale ?, *Geo. Resear. Let.*, 28, 159-161, doi: [0094-8276/01/2000GL012051\\$05.00](https://doi.org/10.1029/2000GL012051), 2001.
- Lubin, D. and Vogelmann, A. M.: A climatologically significant aerosol longwave indirect effect in the Arctic, *Nature*, 430, 453–456, 2006.
- Macke, A., Müller, J., and Raschke, E.: Single scattering properties of atmospheric ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 53, 2813–2825, 1996.
- Marelle, L., Raut, J.-C., Thomas, J. L., Law, K. S., Quennehen, B., Ancellet, G., Pelon, J., Schwarzenboeck, A., and Fast, J. D.: Transport of anthropogenic and biomass burning aerosols from Europe to the Arctic during spring 2008, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 3831-3850, doi:[10.5194/acp-15-3831-2015](https://doi.org/10.5194/acp-15-3831-2015), 2015.
- Marinoni, A., Laj, P., Sellegri, K., and Mailhot, G.: Cloud chemistry at the Puy de Dôme: variability and relationships with environmental factors, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 715-728, doi:[10.5194/acp-4-715-2004](https://doi.org/10.5194/acp-4-715-2004), 2004.
- Mc Farquhar, G., Ghan, S. J., Verlinde, J., Korolev, A., Strapp, J. W., Schmid, B., Tomlinson, J., Wolde, M., Brooks, S., Cziczo, D., Dubey, M., Fan, J., Flynn, C., Gultepe, I., Hubbe, J., Gilles, M., Laskin, A., Lawson, P., Leaitch, W., Liu, P., Liu, X., Lubin, D., Mazzoleni, C., Mac Donald, A.M., Mo_et, R., Morrison, H., Ovchinnikov, M., Shupe, M., Turner, D., Xie, S., Zelenyuk, A., Bae, K, Freer, M., and Glen, A.: Indirect and semi-direct aerosol campaign: the impact of Arctic aerosols on clouds, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 92, 183–201, doi:[10.1175/2010BAMS2935.1](https://doi.org/10.1175/2010BAMS2935.1), 2011.
- Mc Guire, A.D., F. S. Chapin III, C. Wirth, M. Apps, J. Bhatti, T. Callaghan, T. R. Christensen, J. S. Clein, M. Fukuda, T. Maximov, A. Onuchin, A. Shvidenko, and E. Vaganov.. Responses of High Latitude Ecosystems to Global Change: Potential Consequences for the Climate System. Chapter in *Terrestrial Ecosystems in a Changing World*. Cambridge University Press. In press, 2005.
- Mc Guire, D., Chapin, F.S., Walsh, J., Wirth, C.: Integrated regional changes in arctic climate feedbacks: Implications for the Global Climate System, *Annu. Rev. Environ. Resour.*, 31, 61–91, doi: [10.1146/annurev.energy.31.020105.100253](https://doi.org/10.1146/annurev.energy.31.020105.100253), 2006.

- Mertes, S., Schwarzenböck, A., Laj, P., Wobrock, W., Pichon, J.M., Orsi, G., Heintzenberg, J.: Changes of cloud microphysical properties during the transition from supercooled to mixed-phase conditions during CIME, *Atmos. Res.*, 58, 267-294, 2001.
- Mie, G.: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen, *Ann. Phys.-Berlin*, 330, 377–445, 1908.
- Mioche, G., Josset, D., Gayet, J., Pelon, J., Gamier, A., Minikin, A., & Schwarzenboeck, A.: Validation of the CALIPSO-CALIOP extinction coefficients from in situ observations in midlatitude cirrus clouds during the CIRCLE-2 experiment, *Journal Of Geophysical Research*, 116, D4, p.1-17, 2011.
- Mioche, G., Jourdan, O., Ceccaldi, M., and Delanoë, J.: Variability of mixed-phase clouds in the Arctic with a focus on the Svalbard region: a study based on spaceborne active remote sensing, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 2445-2461, doi:10.5194/acp-15-2445-2015, 2015.
- Mioche, G.: Properties of Arctic mixed-phase clouds: characterization at small scale from in situ observations and link with space remote sensing, in prep, 2016.
- Mitchell, M.: Visual range in the polar regions with particular reference to the Alaskan Arctic, *J. Atmos. Terr. Phys.*, Special Supplement, 195–211, 1956.
- Morrison, H., Zuidema, P., Ackerman, A.S., Avramov, A., de Boer, G., Fan, J., Fridlind, A.M., Hashino, T., Harrington, J.Y., Luo, Y., Ovchinnikov, M. and Shipway, B.: Intercomparison of cloud model simulations of Arctic mixed-phase boundary layer clouds observed during SHEBA/FIRE-ACE, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 3, Art. M06003, 23pp., 2011.
- Morrison, H., de Boer, G., Feingold, G., Harrington, J., Shupe, M.D., and Sulia, K.: Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds, *Nat. Geosci.*, 5, 11–17, doi:10.1038/ngeo1332, 2012.
- Müller, D., Mattis, I., Ansmann, A., Wandinger, U., Ritter, C., and Kaiser, D.: Multiwavelength Raman lidar observations of particle growth during long-range transport of forest-fire smoke in the free troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L05803, doi:10.1029/2006GL027936, 2007.
- Nousiainen, T. and Muinonen, K.: Light scattering by Gaussian, randomly oscillating raindrops, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 63, 643–666, 1999.
- Ogi, M., Yamazaki, K., and Wallace, J. M.: Influence of winter and summer surface wind anomalies on summer Arctic sea ice extent, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L07 701, 2010.
- Oo, M. and Holz, R.: Improving the CALIOP aerosol optical depth using combined MODIS-CALIOP observations and CALIOP integrated attenuated total color ratio, *J. Geophys. Res.*, 116, D14201, doi:10.1029/2010JD014894, 2011.

- Ottar, B., Gotaas, Y., Hov, O., Iversen, T., Joranger, E. : Air pollutants in the Arctic. Final report of a research programme conducted on the behalf of British Petroleum, Ltd. The Norwegian Institute of Air Research, Kjeller, Norway, NILU, 80p, 1986.
- Paatero, J., Hatakka, J., Holmen, K., Eneroth, K., and Viisanen, Y.: Lead-210 concentration in the air at Mt. Zeppelin, Ny-Alesund, Svalbard, *Phys. Chem. Earth*, 28, 1175–1180, 2003.
- Peterson B., McClelland J., Curry R., Holmes R., Walsh J., Aagard K. : Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle, *Science*, 313, 1061–1066, 2006.
- Petters, J.L., Harrington, J.Y., Clothiaux, E.: Radiative-dynamical feedbacks in low liquid water path stratiform clouds, *J. Atmos. Sci.*, 69, 1498–1512, DOI: 10.1175/JAS-D-11-0169.1, 2012.
- Pincus, R. and Baker, M.: Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer, *Nature*, 372, 250 – 252, doi:10.1038/372250a0, 1994.
- Pinnick, R.G., Garvey, D.M. and Duncan, L.D.: Calibration of Knollenberg FSSP light-scattering counters for measurement of cloud droplets, *J. Appl. Meteor.*, 20, 1049–1057, 1981.
- Pitter, R. L.: A Reexamination of Riming on Thin Ice Plates. *J. Atmos. Sci.*, 34, 684–685, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<0684:AROROT>2.0.CO;2, 1977.
- Polissar, A. V., Hopke, P. K., Paatero, P., Malm, W. C., Sisler, J. F. : Atmospheric aerosol over Alaska 2. Elemental composition and sources. *J. Geophys. Res.*, 103, 19045–19057, 1998.
- Polissar, A. V., Hopke, P. K., Harris, J. M. : Source regions for atmospheric aerosol measured at Barrow, Alaska, *Environ. Sci. Tech.*, 35, 4214–4226, 2001.
- Pruppacher, H. R. and Klett, J. D.: *Microphysics of Clouds and Precipitation*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1997.
- Quennehen, B., Schwarzenboeck, A., Matsuki, A., Burkhart, J. F., Stohl, A., Ancellet, G., and Law, K. S.: Anthropogenic and forest fire pollution aerosol transported to the Arctic: observations from the POLARCAT-France spring campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 6437–6454, doi:10.5194/acp-12-6437-2012, 2012.
- Quinn, P. K., Bates, T. S., Baum, E., Doubleday, N., Fiore, A. M., Flanner, M., Fridlind, A., Garrett, T. J., Koch, D., Menon, S., Shindell, D., Stohl, A., and Warren, S. G.: Short-lived pollutants in the Arctic: their climate impact and possible mitigation strategies, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 1723-1735, doi:10.5194/acp-8-1723-2008, 2008.
- Quinn, P. K., Miller, T. L., Bates, T. S., Ogren, J. A., Andrews, E., and Shaw, G. E.: A 3-year record of simultaneously measured aerosol chemical and optical properties at Barrow, Alaska, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 107, 4130, doi:10.1029/2001jd001248, 2002.

Quinn, P. K., Shaw, G.E. Andrews, E., Dutton, E.G., Ruoho-Airola, T. and Gong, L.: Arctic haze: current trends and knowledge gaps, *Tellus*, 59, 99-114, 2007.

Rahn, K. A. : Proceedings of the International Symposium on Arctic Air, Chemistry. *Atmos. Environ.*, 23, 2345–2347, 1989.

Rahul, P.R.C, Sonbawne, S.M., Devara, P.C.S. : Unusual high values of aerosol optical depth evidenced in the Arctic during summer, *Atm. Env.*, 94, 606-615, doi:10.1016/j.atmosenv.2014.01.052, 2014.

Räisänen, P., Kokhanovsky, A., Guyot, G., Jourdan, O., Nousiainen, T.: Parameterization of single-scattering properties of snow, *The Cryosphere*, 9, 1277–1301, doi:10.5194/tc-9-1277-2015 , 2015

Randall, D. A., and Coauthors: Climate models and their evaluation. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 589–662, 2007.

Rangno, A.L. and Hobbs, P.V.: Ice particle concentrations and precipitation development in small polar maritime cumuliform clouds, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 117, 207-241, doi:10.1002/qj.49711749710, 1991.

Rangno, A.L. and Hobbs, P.V.: Ice particles in stratiform clouds in the Arctic and possible mechanisms for the production of high ice concentrations, *J. Geophys. Res.*, 106, 15065-15075, doi:10.1029/2000JD900286, 2001.

Riemer, N., Vogel, H., and Vogel, B.: Soot aging time scales in polluted regions during day and night, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 1885–1893, doi:10.5194/acp-4-1885-2004, 2004.

Robert T., Daniel, L., Barker, T., Bashmakov, I., Canziani, O., Christ, R., Cusbach, U., Davidson, O., Gitay, H., Griggs, D., Halsanaes, K., Houghton, J., House, J., Kundzewicz, Z., Lai, M., Leary, N., Magadza, C., McCarthy, J., Mitchell, J., Moreira, J.R., Munasinghe, M., Noble, I., Pachauri, R., Pittock, B., Prather, M., Richels, R.G., Robinson, J., Sathaye, J., Schneider, S., Scholes, R., Stocker, T., Sundararaman, N., Swart, R., Taniguchi, T., Zhou, D.: *Changements climatiques 2001: Rapport de synthèse*, XVIII session du GIEC, Wembley, Royaume-Uni, 24-29 septembre 2001.

Rogers, D., Stith, J., Jensen, J., Cooper, W., Nagel, D., Maixner, U. and Goyea, O.: Splash artifacts in FSSP measurements; observations and flow modeling studies, 12th conference of cloud physics, Madison, USA, 10 – 14 July 2006, P2.30, 2006.

Rose, C. : *Nucléation et formation de nouvelles particules à haute altitude*, 303 p., Manuscrit de thèse, Université Blaise Pascal, 2014.

Rose, C., Boulon, J., Hervo, M., Holmgren, H., Asmi, E., Ramonet, M., Laj, P., and Sellegri, K.: Long-term observations of cluster ion concentration, sources and sinks in clear sky conditions at the high-altitude site of the Puy de Dôme, France, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 11573-11594, doi:10.5194/acp-13-11573-2013, 2013.

Schumacher, C., and Houze R. A.: Comparison of Radar Data from the TRMM Satellite and Kwajalein Oceanic Validation Site. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2151–2164, 2000.

Schwarzenboeck, A., Mioche, G., Armetta, A., Herber, A., and Gayet, J.-F.: Response of the Nevzorov hot wire probe in clouds dominated by droplet conditions in the drizzle size range, *Atmos. Meas. Tech.*, **2**, 779-788, doi:10.5194/amt-2-779-2009, 2009.

Sedlar, J. and Tjernström, M.: Stratiform cloud-inversion characterization during the Arctic melt season, *Bound. Layer Meteor.*, **132**, 455–474, 2009.

Sedlar, J., Shupe, M. D., and Tjernström, M.: On the relationship between thermodynamic structure and cloud top, and its climate significance in the Arctic, *J. Climate*, under review, 2011.

Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N.: *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*, Wiley, 1998.

Serreze, M. et Francis, J. : The arctic amplification debate, *Climatic Change*, **76**, 241 – 264, DOI: 10.1007/s10584-005-9017-y, 2006.

Shaw, G.E.: The Arctic Haze Phenomenon, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 2403-2413, 1995.

Shindell, D. and Faluvegi, G.: Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century, *Nature Geosci.*, **2**, 294–300, doi:10.1038/ngeo473, 2009.

Shindell, D. T., Chin, M., Dentener, F., Doherty, R. M., Faluvegi, G., Fiore, A. M., Hess, P., Koch, D. M., MacKenzie, I. A., Sanderson, M. G., Schultz, M. G., Schulz, M., Stevenson, D. S., Teich, H., Textor, C., Wild, O., Bergmann, D. J., Bey, I., Bian, H., Cuvelier, C., Duncan, B. N., Folberth, G., Horowitz, L. W., Jonson, J., Kaminski, J. W., Marmer, E., Park, R., Pringle, K. J., Schroeder, S., Szopa, S., Takemura, T., Zeng, G., Keating, T.J., and Zuber, A.: A multi-model assessment of pollution transport to the Arctic, *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 5353–5372, doi:10.5194/acp-8-5353-2008, 2008.

Shupe, M. D., Matrosov, S. Y., and Uttal, T.: Arctic mixed phase cloud properties derived from surface-based sensors at SHEBA, *J. Atmos. Sci.*, **63**, 697–711, doi:10.1175/JAS3659.1, 2006.

Solomon, A., Shupe, M., Persson, P. & Morrison, H., Yamaguchi, T., Caldwell, P.M., De Boer, G. : The Sensitivity of Springtime Arctic Mixed-Phase Stratocumulus Clouds to Surface-Layer and Cloud-Top Inversion-Layer Moisture Sources, *J. of Atmos. Sciences*, **71**, 574-596, doi: 10.1175/JAS-D-13-0179.1, 2014.

Solomon, A., Shupe, M., Persson, P. & Morrison, H.: Moisture and dynamical interactions maintaining decoupled Arctic mixed-phase stratocumulus in the presence of a humidity inversion, *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 10127–10148, doi:10.5194/acp-11-10127-2011, 2011.

Spiegel, J.K., Zieger, P., Bukowiecki, N., Hammer E., Weingartner, E. and Eugster, W.: Evaluating the capabilities and uncertainties of droplet measurements for the fog droplet

spectrometer (FM-100), *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 2237–2260, doi:10.5194/amt-5-2237-2012, 2012.

Squires, P. : The Microstructure and Colloidal Stability of Warm Clouds Part I : The Relation between Structure and Stability, *Tellus*, 10, 256-261, 1958.

Stamnes, K., Tsay, S. C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K.: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Optics*, 27, 2502–2509, 1988.

Stohl, A. and Thomson, D.J.: A density correction for Lagrangian particle dispersion models, *Bound.-Layer Met.*, 90, 155-167, 1999.

Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P. and Wotaw, G.: Technical Note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2461-2474, 2005.

Stohl, A., Hittenberger, M. and Wotawa, G.: Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiments, *Atmos. Environ.*, 32, 4245-4264, 1998.

Stohl, A.: Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere, *J. Geophys. Res.*, 111, D11306, doi:10.1029/2005JD006888, 2006.

Ström, J., Umegard, J., Tørseth, K., Tunved, P., Hansson, H. C., Holmen, K., Wismann, V., Herber, A., and König-Langlo, G.: One year of particle size distribution and aerosol chemical composition measurements at the Zeppelin Station, Svalbard, March 2000–March 2001, *Phys. Chem. Earth*, 28, 1181–1190, doi:10.1016/j.pce.2003.08.058, 2003.

Tjernström, M., C. Leck, P. O. G. Persson, M. L. Jensen, S. P. Oncley, and A. Targino: The summertime Arctic atmosphere: Meteorological measurements during the Arctic Ocean Experiment 2001, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 1305–1321, 2004.

Triplet, J.P. and Roche, G.: *Météorologie générale*, Ecole national de la météorologie, Troisième édition, 1986.

TSI: Model 3025A Ultrafine Condensation Particle Counter Instruction Manual, 2002.

TSI: Model 3563 Integrating Nephelometer Operation and Service Manual, 219 pp, 2005.

Tunved, P., Ström, J. and Krejci, R.: Arctic aerosol life cycle: linking aerosol size distributions observed between 2000 and 2010 with air mass transport and precipitation at Zeppelin station, Ny-Alesund, Svalbard, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 3643–3660, doi:10.5194/acp-13-3643-2013, 2013.

Twomey, S. : Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Environ.*, 8, 1251 – 1256, 1974.

Twomey, S. : The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J. of Atmos. Sciences*, 34, 1149 – 1152, 1977.

Uchiyama, A., Yamazaki, A., Shiobara, M. and Kobayashi, H. : Case study on microphysical properties of boundary layer mixed-phase cloud observed at Ny-Ålesund, Svalbard: Observed cloud microphysics and calculated optical properties on 9 June 2011, *Polar Science*, 8(2), 57–72, doi:10.1016/j.polar.2013.11.001, 2013.

Vaisala: Present Weather Detector PWD22 user's guide, published by Vaisala, Helsinki, Finland, 2004.

Van de Hulst, H.C. : Light scattering by small particles, 470 p., Dover, Mineola, N.Y., 1981.

Van Diedenhoven, B., Ackerman, A. S., Cairns, B., and Fridlind, A. M.: A flexible parameterization for shortwave optical properties of ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 71, 1763–1782, doi:10.1175/JAS-D-13-0205.1, 2014.

Vaughan, D.G., Comiso, J.C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O. Steffen, K. and Zhang, T.: Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.

Venzac, H., Sellegri, K., Villani, P., Picard D., Laj, P.: Seasonal variation of aerosol size distributions in the free troposphere and residual layer at the Puy de Dôme station, France, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1465-1478, doi:10.5194/acp-9-1465-2009, 2009.

Victor D. G., D. Zhou, E. H. M. Ahmed, P. K. Dadhich, J. G. J. Olivier, H-H. Rogner, K. Sheikho, and M. Yamaguchi, 2014: Introductory Chapter. In: *Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Edenhofer, O., R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, E. Farahani, S. Kadner, K. Seyboth, A. Adler, I. Baum, S. Brunner, P. Eickemeier, B. Kriemann, J. Savolainen, S. Schlömer, C. von Stechow, T. Zwickel and J.C. Minx (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Vinogradova, A. and Ponomareva, T.: Sources and sinks of anthropogenic passive pollutants in the Russian Arctic in spring and summer seasons, *Izvestiya Atmospheric and Ocean Physics*, 36, 326–333, 2000.

Wang, Z. and Zeng, X.: Evaluation of snow albedo in land models for weather and climate studies, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 49, 363–380, 2010.

Warneke, C., Froyd, K. D., Brioude, J., Bahreini, R., Brock, C. A., Cozic, J., de Gouw, J. A., Fahey, D. W., Ferrare, R., Holloway, J. S., Middlebrook, A. M., Miller, L., Montzka, S., Schwarz, J. P., Sodemann, H., Spackman, J. R., and Stohl, A.: An important contribution to springtime Arctic aerosol from biomass burning in Russia, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L01801, doi:10.1029/2009GL041816, 2010.

- Wendisch, M. : A quantitative comparison of ground-based FSSP and PVM measurements, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 887-900, 1998.
- Wendisch, M., Garrett, T.J., Strapp, J.W.: Wind tunnel tests of airborne PVM-100A response to large droplets, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 1577-1584, 2002.
- Wendisch, M., Yang, P. and Ehrlich, A.: Amplified climate changes in the Arctic: Role of clouds and atmospheric radiation, Plenary presentation, session report, Leipzig, Germany, 2012.
- Wild, M., Folini, D., Schär, C., Loeb, N., Dutton, E.G. and König-Langlo, G.: The global energy balance from a surface perspective. *Clim. Dyn.*, 40, 3107-3134. 2013.
- Winker, D. M., Tackett, J. L., Getzewich, B. J., Liu, Z., Vaughan, M. A., and Rogers, R. R.: The global 3-D distribution of tropospheric aerosols as characterized by CALIOP, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 3345-3361, doi:10.5194/acp-13-3345-2013, 2013.
- Wobrock, W., Flossmann, A., Monier, M., Pichon, J.M., Cortez, L., Fournol, J.F., Schwarzenböck, A., Mertes, S., Heintzenberg, J., Laj, P., Orsi, G., Ricci, L., Fuzzi, S., Brink, H.T., Jongejan, P., Otjes, R.: The Cloud Ice Mountain Experiment (CIME) 1998: experiment overview and modeling of the microphysical processes during the seeding by isentropic gas expansion, *Atmos. Res.*, 58, 231-265, 2001.
- Yano, J.I. and Phillips, V. : Ice-Ice Collisions: An Ice Multiplication Process in Atmospheric Clouds, *J. Atmos. Sci.*, 68, 322–333, doi:10.1175/2010JAS3607.1, 2011.

Liste des publications relative aux travaux de la thèse

Guyot, G., Gourbeyre, C., Febvre, G., Shcherbakov, V., Brunet, F., Dupont, J.C., Sellegri, K. and Jourdan, O.: Quantitative evaluation of seven optical sensors for cloud microphysical measurements at the Puy-de-Dôme Observatory, France, *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 4347–4367, doi:10.5194/amt-8-4347-2015, 2015.

G.Guyot, O.Jourdan, F.Olofson, V.Shcherbakov, P.Tunved, C.Gourbeyre, G.Febvre, R.Dupuy, C.Bernard, A.Schwarzenboeck, G.Ancellet and K.Law: Ground based in situ measurements of arctic cloud microphysical and optical properties at Mount Zeppelin (Ny-Alesund, Svalbard): Preliminary results. *Chantier Arctique*, Paris, France (3-6 juin), 2013.

G.Guyot, O.Jourdan, F.Olofson, V.Shcherbakov, P.Tunved, C.Gourbeyre, G.Febvre, R.Dupuy, C.Bernard, A.Schwarzenboeck, G.Ancellet and K.Law: Ground based in situ measurements of arctic cloud microphysical and optical properties at Mount Zeppelin (Ny-Alesund, Svalbard) : Preliminary results. Davos Atmosphere and Cryosphere Assembly (DACA-13), Davos, Switzerland, (July 8-12), 2013.

G.Guyot, O.Jourdan, F.Olofson, V.Shcherbakov, P.Tunved, C.Gourbeyre, G.Febvre, R.Dupuy, C.Bernard, A.Schwarzenboeck, G.Ancellet and K.Law: Ground based in situ measurements of arctic cloud microphysical and optical properties at Mount Zeppelin (Ny-Alesund, Svalbard). European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, (12-17 April) 2015.

G.Guyot, O.Jourdan, F.Olofson, V.Shcherbakov, P.Tunved, C.Gourbeyre, G.Febvre, R.Dupuy, C.Bernard, A.Schwarzenboeck, G.Ancellet and K.Law: Ground based in situ measurements of arctic cloud microphysical and optical properties at Mount Zeppelin (Ny-Alesund, Svalbard). International Conference on Clouds and Precipitations (ICCP), Manchester, England, P4.16, 25-29 July 2016.

Guyot, G., Gourbeyre, C., Febvre, G., Shcherbakov, V., Brunet, F., Dupont, J.C., Sellegri, K. and Jourdan, O.: Quantitative evaluation of seven optical sensors for cloud microphysical measurements at the Puy-de-Dôme Observatory, France. International Conference on Clouds and Precipitations (ICCP), Manchester, England, S16.14, 25-29 July 2016.

Mioche, G., Jourdan, O., Szczap, F., Guyot, G., Gourbeyre, C., Dupuy, R., Delanoe, J. and Schwarzenboeck, A.: Arctic mixed phase clouds properties based on airborne in situ and remote sensing measurements, Davos Atmosphere and Cryosphere Assembly (DACA-13), Davos, Switzerland, (July 8-12), 2013.

P. Räisänen, A. Kokhanovsky, G. Guyot, O. Jourdan, and T. Nousiainen : Parameterization of single-scattering properties of snow. European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, (12-17 April) 2015.

Räisänen, P., Kokhanovsky, A., Guyot, G., Jourdan, O., Nousiainen, T.: Parameterization of single-scattering properties of snow, *The Cryosphere*, 9, 1277–1301, doi:10.5194/tc-9-1277-2015 , 2015.

Liste des figures

Chapitre 1

Figure I.1 : Courbe historique des émissions de GES de 1850 à 2010 et projections publiées pour le futur, d'après le dernier rapport du GIEC (Victor et al., 2014). Quatre scénarios du plus pessimiste en gris au plus optimiste en bleu ont été tracés, les différentes courbes pour un même scénario montrent la disparité des résultats obtenus par les modèles. Les aires colorées situent les états les plus probables pour chaque scénario.

Figure I.2 : distribution spatiale de l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm, d'après le dernier rapport du GIEC (Boucher et al., 2013). Les mesures proviennent des modèles d'ECMWF avec assimilation des données de MODIS et ont été moyennées sur la période 2003-2010.

Figure I.3 : Concentrations atmosphériques du CO₂, CH₄ et N₂O sur les 10000 dernières années (graphiques larges) et depuis 1750 (graphiques insérés). Les mesures proviennent des mesures de carottes glaciaires (une couleur pour chaque méthode) et des échantillonnages dans l'atmosphère (lignes rouges). Le forçage radiatif correspondant, par rapport à 1750, est montré sur les axes de droite (IPCC, 2007).

Figure I.4 : réponse du système Terre-Océan-Atmosphère à l'émission de GES sur un millénaire. Les émissions de GES sont de forme gaussienne et le pic se situe entre aujourd'hui (t=0) et le siècle prochain. L'ampleur des différentes réponses n'a pas d'unité mais est sur la même échelle que les émissions (Robert et al., 2001).

Figure I.5 : Bilan radiatif global avec les conditions climatiques actuelles, d'après le dernier rapport du GIEC (Hartmann et al., 2013). Les nombres indiquent l'amplitude annuelle des flux énergétiques pour chaque processus en W.m⁻², les nombres entre parenthèses indiquent la gamme de valeurs associée aux incertitudes, d'après l'étude de Wild et al. (2013).

Figure I.6 : Estimations du FR en 2011 par rapport à 1750 et incertitudes des principaux facteurs. Les valeurs sont des moyennes du forçage radiatif global, réparties selon les composés émis ou les processus. Les valeurs sont fournies sur la droite de la figure de même que le degré de confiance (TÉ – très élevé, É - élevé, M - moyen, F - faible). Le FR anthropique total est indiqué pour trois années différentes par rapport à 1750. (GIEC, 2013).

Figure I.7 : Dans le scénario d'un doublement de la concentration de CO₂, (a) moyenne multi modèle, avec la déviation standard (ligne en gras) et l'intervalle 5 % - 95 % (ligne fine), de la contribution à une augmentation de la température d'équilibre de la surface terrestre (ΔT_s^e), et les différentes contributions de ce changement de température associé à la réponse de Planck, la rétroaction de la vapeur d'eau (WV) combiné au gradient vertical de température (LR), de l'albédo de surface et des nuages. (b) Déviation standard inter modèle du changement de

température isolé pour chaque rétroaction, normalisée par la déviation standard inter modèle de ΔT^e_s , donné en (a), d'après Dufresne et Bony (2008).

Chapitre 2

Figure II.1 : Classifications usuelles pour l'étude de la taille des aérosols. Les chiffres placés sur l'échelle de taille représentent le diamètre de l'aérosol, d'après Rose (2014).

Figure II.2 : Diagramme de phase de l'eau

Figure II.3 : Saturation à l'équilibre d'une goutte de solution de sulfate d'ammoniaque selon l'équation de Köhler, en fonction du rayon de la goutte. S^* et r^* représente respectivement la saturation maximale et le rayon associé appelé rayon critique.

Figure II.4 : Schéma représentant les différents types de formation des cristaux de glace. T est la température environnante, T_f est la température de nucléation homogène, R_h l'humidité relative par rapport à l'eau liquide et R_{hi} l'humidité relative par rapport à la glace.

Figure II.5 : Diagramme des types de cristaux en fonction la température et la sursaturation par rapport à la glace et images CPI correspondantes, d'après Bailey and Hallet (2009).

Figure II.6 : Illustration de la définition du MVD d'une distribution $n(D)$, on a $A_1 = A_2$.

Figure II.7 : Schématisation des effets directs et indirects des aérosols

Figure II.8 : Albédo du nuage en fonction de l'épaisseur optique, d'après Twomey (1977). L'aire hachurée indique l'incertitude de la moyenne due à des variations de la taille des gouttes.

Figure II.9: Couverture nuageuse en fonction du facteur d'efficacité de précipitation. Ce facteur correspond à la vitesse d'élimination de l'eau liquide par les précipitations (Albrecht, 1989).

Chapitre 3

Figure III.1 : Définition climatique de la région arctique. La ligne rouge représente l'isotherme à 10 °C en juillet.

Figure III.2 : Moyennes décennales de l'étendue journalière de la banquise arctique de 1979 à 2008 et la moyenne sur quatre ans de l'étendue journalière de la banquise arctique de 2009 à 2012, d'après Vaughan et al. (2013) dans le dernier rapport du GIEC. Les valeurs ont été estimées d'après les mesures satellites passives dans les microondes.

Figure III.3 : Distribution spatiale du changement de la température annuelle de l'air de surface, comparé à la période 1986 – 2005, pour les trois périodes 2046 – 2065, 2081 – 2100 et 2181 – 2200, et pour les quatre scénarios RCP2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 et RCP 8.5, d'après

le dernier rapport du GIEC (Collins et al., 2013). Les chiffres des RCP correspondent à la valeur du FR en $W.m^{-2}$ pour 2100. Ces prédictions sont calculées par les modèles du projet CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project), le nombre de modèles utilisés pour chaque scénario et période est indiqué en haut à droite de chaque planisphère.

Figure III.4 : Schéma des principales rétroactions affectant la surface arctique, d'après Wendisch et al. (2012). Le texte fera référence aux numéros indiqués entre parenthèses.

Figure III.5 : Emplacement des stations de mesures d'aérosols en Arctique, d'après Quinn et al. (2007).

Figure III.6 : Variations annuelles concernant (a) les valeurs moyennes et médianes mensuelles de la concentration en nombre et (b) les valeurs mensuelles de la masse et de la surface des aérosols entre 20 nm et 630 μm de diamètre et (c) valeurs journalières de la distribution en taille des aérosols, d'après Tunved et al. (2013). La masse a été calculée en supposant une densité moyenne des aérosols de $1 g cm^{-3}$. Ces données ont été mesurées au mont-Zeppelin, Svalbard, par un Condensation Particle Counter (CPC) et un Differential Mobility Particle Sizer (DMPS), entre 2000 et 2010. Les barres d'erreur correspondent aux percentiles 25 et 75.

Figure III.7 : (a) Evolution des concentrations intégrées du mode Aitken (entre 22 et 90 nm, tracé en noir) et du mode accumulation (entre 90 et 630 nm, tracé en rouge), (b) évolution de l'ATI et (c) rayonnement solaire moyen, de mars à juin, d'après Engvall et al. (2008). Les moyennes glissantes hebdomadaires sont tracées en trait gras et l'écart-type en trait fin. Les mesures ont été effectuées à la station du Mont Zeppelin, Svalbard, entre 2000 et 2005.

Figure III.8 : Evolution de la moyenne hebdomadaire de (a) la concentration d'activité du ^{210}Pb en $\mu Bq.m^{-3}$ dans les aérosols mesurés, l'écart-type est représenté par les barres d'erreur et (b) la concentration atmosphérique de monoxyde de carbone CO en ppb avec l'écart-type tracé en trait fin. Les mesures ont été effectuées au Mont-Zeppelin, Svalbard, entre 2000 et 2005, d'après Engvall et al. (2008).

Figure III.9 : Distribution en taille des aérosols d'une masse d'air transportée vers l'Arctique. Ces mesures aéroportées ont été effectuées par un SMPS, au nord de la Scandinavie, dans le cadre du projet POLARCAT. Les vols 33, 34 et 35 correspondent respectivement aux PSD moyennées du 9, 10 et 11 Avril 2008, d'après Quennehen et al. (2012).

Figure III.10 : Occurrences saisonnières et géographiques en Arctique, mesurées par CALIPSO-CloudSat, de (a) tout type de nuages F_{cloud} et (b) des MPC F_{MPC} dans les cas de présence de nuages, d'après Mioche et al. (2015).

Figure III.11 : Profil vertical de l'occurrence de nuages F_{cloud} en %, mesuré à la station de Ny-Alesund pendant les mois de Mars et Avril 2007, d'après la publication de Mioche et al. (2015). La courbe tracée en noir correspond aux observations lidar au sol à une résolution de 1 km, d'après Hoffmann et al. (2009). Les courbes jaune et bleue correspondent respectivement aux données lidar du satellite CALIPSO et radar du satellite CloudSat. Les courbes rouge et verte proviennent des données de l'algorithme DARDAR, respectivement

avec et sans prendre en compte les corrections des effets de sol. Les données satellite sont tracées avec une résolution de 60 m.

Figure III.12 : Variations temporelles des composants du SCF que sont le solaire (SW), infrarouge (LW) et turbulent, en $W.m^{-2}$, lors de la campagne SHEBA, d'après Intrieri et al. (2002b).

Figure III.13 : Effet radiatif des nuages dans le domaine solaire calculé au le sommet de l'atmosphère (TOA) et la surface, en fonction de la fraction de glace en volume f_I et pour trois valeurs de diamètre effectif des cristaux D_{eff}^I , d'après Wendish et al. (2012). Le TWP (Total Water Path = IWP + LWP) a été maintenue constant à $100 g.m^{-2}$.

Figure III.14 : Profil vertical de l'occurrence des nuages en phase mixte $F_{MPC}(z)$ en %, mesuré par le tandem CALIPSO-CloudSat et moyenné par saison pour la région arctique, d'après Mioche et al. (2015). Les mesures en dessous de 500 m ne sont considérées comme fiables à cause de la contamination du signal par la surface.

Figure III.15 : Profils verticaux moyens des propriétés de l'eau liquide (haut) et de la glace (bas) mesurés lors des campagnes de mesure arctique ASTAR, POLARCAT et SORPIC, d'après Mioche et al. (2016). L'ordonnée z représente l'altitude normalisée.

Figure III.16 : Modèle conceptuel d'un nuage arctique en phase mixte, d'après Morrison et al., (2012).

Figure III.17 : A gauche, fonctions de phase moyennes pour les 7 zones de nuage, les bars représentent la déviation standard de chaque angle de mesure. A droite, histogrammes de la forme des hydrométéores, les pourcentages en nombre (noir), surface (cyan) et masse (bleu) sont indiqués pour chaque catégorie de forme, d'après Jourdan et al. (2010) et lors de la campagne ASTAR 2004. Des images 2D des particules caractérisant chaque zone sont affichées.

Figure III.18 : (a) Composition chimique des aérosols interstitiels et des aérosols en dessous du nuage, et (b) distribution en taille des CCN et des aérosols interstitiels, pour le vol du 26 Avril 2008 de la campagne ISDAC, d'après Mc Farquhar et al. (2011).

Figure III.19 : LWP, r_e et N en fonction du coefficient de diffusion σ_{sp} et du mois de l'année pour 1999 et 2000, d'après Garrett et al. (2004). Les mesures ont été effectuées en présence de MPC à basses altitudes à Barrow en Alaska et sont séparés selon les valeurs du LWP (supérieur et inférieur à $100 g.cm^{-2}$). Les valeurs du coefficient de corrélation r^2 , de l'effet indirect IE et de l'efficacité de nucléation NE sont indiquées.

Figure III.20 : Schéma de (a) l'effet indirect de glaciation, (b) effet indirect de givrage et (c) effet indirect thermodynamique, d'après Jackson et al. (2012). Les cercles bleus, les points noirs et les flocons de neige représentent respectivement les gouttes, les CCN ou IN et les cristaux de glace.

Figure III.21 : Schéma des processus associés aux MPC en Arctique révélant le réseau complexe des interactions et des rétroactions, d'après Morrison et al. (2012). Les flèches indiquent la direction de l'interaction entre les processus ou grandeurs physiques. Les trois cycles colorés constituent les rétroactions majeurs les plus connus, le signe + ou - désigne la réponse attendue (augmentation ou diminution) de l'élément ciblé.

Figure III.22 : Distribution statistique de l'émissivité ε dans la fenêtre atmosphérique de longueur d'onde 10.68 μm en fonction du Liquid Water Path (noté ici W) sur des mesures au sol de nuages, dont le sommet est inférieur à 1.5 km, effectués à Barrow en Alaska, entre 2000 et 2003, d'après Garrett et Zhao (2006). Ces distributions sont triées selon quatre domaines de W allant de 5 à 80 g m^{-2} et selon l'extinction des aérosols σ_{sp} caractérisant une masse d'air pollué ($\sigma_{\text{sp}} > 7.7 \text{ Mm}^{-1}$) ou propre ($\sigma_{\text{sp}} < 1.6 \text{ Mm}^{-1}$).

Chapitre 4

Fig IV.1 : Principe de fonctionnement du FSSP, d'après Dye et Baumgardner (1984).

Figure IV.2 : Principe de mesure de la sonde CPI

Figure IV.3 : Principe de mesure du Néphélomètre Polaire

Figure IV.4 : Principe de mesure du PVM, d'après Gerber et al. (1994)

Figure IV.5 : La sonde Nevzorov

Figure IV.6 : Séries temporelles pour l'expérience du 16 Mai des principaux paramètres microphysiques mesurés : a. la vitesse du vent extérieur (violet) et la vitesse de l'air dans la soufflerie (noir) ; b. le diamètre effectif ; c. la concentration ; d. le LWC et e. le coefficient d'extinction. Les données ont été moyennées sur 10 secondes, sauf pour les mesures du PWD qui sont fournies à une résolution temporelle de 1 minute. La partie encadrée en rouge correspond à des expériences additionnelles où l'orientation des instruments sur le mât a été changée (c'est-à-dire le FSSP et le FM).

Figure IV.7 : Distributions en taille en concentration, en échelle (a) logarithmique et (b) linéaire, (c) en surface et (d) en LWC pour le 16 Mai moyennées sur la période de temps présente sur la figure IV.6 (c.-à-d. de 12:46 à 14:46). Seules les mesures coaxiales ont été sélectionnées. La couleur représente l'instrument affiché en légende. Le MVD moyen est également indiqué.

Figure IV.8 : Séries temporelles des PSD moyennées sur 10 secondes pour le CDP1 (a), le CDP2 (b) et le SPP (c). Les valeurs logarithmiques de la concentration en $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ sur chaque classe de taille sont indiquées par le code couleur. La vitesse de l'air est tracée en blanc.

Figure IV.9 : Comparaison du Deff, LWC et extinction entre les deux PVM.

Figure IV.10 : a) Comparaison entre le diamètre effectif mesuré par le FM et le FSSP, moyenné à 1 minute et b) comparaison entre le diamètre effectif mesuré par le PVM1 et FSSP (gauche) et le FM (droite). Les données ont été moyennées à 5 minutes. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées à l'ajustement linéaire.

Figure IV.11 : Comparaison de la concentration en cm^{-3} moyennée à 1 minute mesurée par le FM et le FSSP. La vitesse de vent extérieur est indiquée par la couleur des points. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées à l'ajustement linéaire. L'intervalle de confiance à 99 % de la pente a été évalué à [0.177, 0.183].

Figure IV.12 : Comparaison des coefficients d'extinction mesurés par le PWD et le PVM à 5 minutes de résolution. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées au fit linéaire. L'intervalle de confiance à 99 % de la pente a été évalué à [0.156, 0.184].

Figure IV.13 : Comparaison à 10 secondes des diamètres effectifs (a) et des concentrations (b) mesurés par les instruments de la soufflerie, c.-à-d. le CDP1, le CDP2 et le SPP. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées au fit linéaire. Les valeurs de l'intervalle de confiance à 99% sont indiquées entre crochets.

Figure IV.14 : Concentrations à 10 secondes mesurées par les instruments sur le mât, le FM (gauche) et le FSSP (droite), comparées avec les mesures du SPP situé dans la soufflerie. La couleur des points indique la vitesse du vent extérieur. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées à l'ajustement linéaire. L'intervalle de confiance à 99 % de la pente a été évalué à [0.251, 0.269].

Figure IV.15 : Comparaison entre le débit du volume d'échantillonnage du FSSP en $\text{cm}^3.\text{s}^{-1}$ et la vitesse du vent en kts, d'après Choularton et al. (1986). Les données ont été moyennées sur 10 secondes.

Figure IV.16 : Temps de transit du SPP en fonction de la vitesse du vent extérieur (gauche) et de la vitesse d'aspiration de la pompe (droite). La couleur des points indique le diamètre effectif mesuré par le SPP. Les données ont été moyennées sur 1 minute.

Figure IV.17 : A gauche, lignes de courant (trait plein) et trajectoires des gouttes (trait hachuré) associé à une accélération du débit d'air dans l'inlet du FSSP. La vitesse extérieure du vent est nulle, le diamètre des gouttes est de $15 \mu\text{m}$ et l'aspiration produit une vitesse de l'air de 25 m.s^{-1} près du laser. A droite, rapport F entre les concentrations du PVM et du FSSP en fonction du rayon des gouttes r en μm et de la vitesse du vent, d'après Gerber et al. (1999).

Figure IV.18 : Rapport entre les extinctions du FSSP et du PWD en fonction du rayon effectif des gouttes nuageuses et de la vitesse du vent extérieur, sur toute la durée de la campagne.

Figure IV.19 : Coefficients d'extinction du SPP, CDP2 et du CDP1 moyennés à 1 minute comparés avec les mesures du PWD, pour les quatre expériences en soufflerie. La vitesse d'aspiration appliquée dans la soufflerie est indiquée par le code couleur. Les lignes

pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées au fit linéaire. Les valeurs de l'intervalle de confiance à 99% sont indiquées entre crochets.

Figure IV.20 : Coefficients d'extinction du (a) FM-100 et (b) FSSP moyennés à 1 minute comparés avec les mesures du PWD, sur toute la durée de la campagne. Les mesures ont été sélectionnées sur des épisodes nuageux. La couleur des points révèle la vitesse du vent extérieur. Les lignes pointillées en gras montrent les incertitudes instrumentales appliquées au fit linéaire. L'intervalle de confiance à 99 % de la pente du FM a été évalué à [2.197, 2.263].

Figure IV.21 : Séries temporelles de la distribution en taille en $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ du FSSP (a) et du FM (b) pour la journée du 22 Mai. L'angle entre la direction du vent et l'orientation du mât est tracé en blanc est la vitesse du vent en violet.

Figure IV.22 : Distribution en taille du FSSP moyennée pour chaque angle entre la direction du vent et l'orientation des instruments, pour les quatre manipulations du 22 Mai. La vitesse de vent moyenne pour chaque manipulation est indiquée.

Chapitre 5

Figure V.1 : Localisation de Ny-Alesund et de la station du Mont-Zeppelin (cercle rouge) sur Google map.

Figure V.2 : Photo de la station du Mont-Zeppelin (www.npolar.no)

Figure V.3 : Instrumentation nuage installé à la station du Mont-Zeppelin lors de la campagne CLIMSLIP-NyA. Un rappel de la gamme de taille, du principe de fonctionnement et des paramètres mesurés, ainsi que la vitesse d'échantillonnage théorique pour chaque instrument sont indiqués.

Figure V.4 : Séries temporelles de la température et de l'humidité mesurées au Mont-Zeppelin pendant la campagne CLIMSLIP-NyA. Les épisodes de nuages en phase, précipitation et neige soufflée sont colorés respectivement en rouge, bleu et jaune.

Figure V.5 : Mesures de la base du nuage par le ceilomètre installé dans le village de Ny-Alesund. Un nuage à une altitude inférieure à 500 m englobe théoriquement la station de mesure. Les histogrammes représentent le nombre de minutes ou d'heures pour lesquelles la base du nuage était à une altitude inférieure à la valeur indiquée en légende.

Figure V.6 : Cartographie du vent vertical (couleurs, en m/s) et horizontal (flèches) au niveau du sol calculée par DESCAM 3D pour le cas du 11 Mars. Le vent vertical dont les valeurs sont positives est ascendant. Le cercle vert indique la position de la station de mesure.

Figure V.7 : Profil du vent vertical en m/s en fonction de l'altitude et selon une coupe Nord-Sud pour le cas du 11 Mars. Le vent vertical dont les valeurs sont positives est ascendant. Le cercle vert indique la position de la station de mesure.

Figure V.8 : nombre d'occurrences (ou de minutes) et valeurs moyennes de g pour différentes valeurs de la fraction liquide pour les quatre cas de MPC.

Figure V.9 : Histogramme de la phase dominante (liquide/mixte ou glace pure) en fonction de la température, pour les cas de nuage en phase mixte. La détermination de la phase dominante a été effectuée grâce au facteur d'asymétrie g mesuré par le NP, la valeur palier étant fixée à 0.8.

Figure V.10 : Profil vertical de la température de rosée (trait bleu), de la température potentielle (trait noir) et du vent horizontal (flèche), pour le cas du 11 Mars. Ce radiosondage a été effectué à l'aide d'un ballon-sonde lancé à 18h00 UTC au village de Ny-Alesund.

Figure V.11 : Evolution du profil du coefficient de rétrodiffusion atténuée du ceilomètre et des propriétés microphysiques et optiques moyennées à 1 minute mesurées par le FSSP, le CPI et le NP, pour l'expérience du 11 Mars. Le diamètre moyen du CPI a été calculé selon deux méthodes : la moyenne de la longueur et de la largeur et la longueur maximale. La station se trouve sur la ligne des 500 m d'altitude.

Figure V.12 : (a) Série temporelle de la classification de forme des particules échantillonnées par le CPI le 11 Mars. Chaque barre de couleur représente le pourcentage en nombre du type de cristal indiqué en légende. Les données ont été moyennées sur 10 minutes. Le nombre total de particules échantillonnées pendant ces 10 minutes est tracé par la courbe noire. Quatre zones différenciées par la forme de cristaux dominante sont délimitées. (b) Des exemples d'images CPI sont affichés pour les quatre zones.

Figure V.13 : Intercomparaison du LWC Nevzorov et FSSP (gauche) et du TWC Nevzorov calculé par la somme entre le LWC FSSP et l'IWC CPI (droite), pour la journée du 11 mars. Les résultats d'un fit linéaire sont indiqués, les données ont été moyennées sur 1 minute.

Figure V.14 : (a) Evolution de la direction du vent et de l'orientation des instruments ($^{\circ}$), un angle de 0° correspondant à la direction nord. (b) Série temporelle de l'angle entre la direction du vent et l'orientation des instruments comparé au ratio entre l'extinction du NP et du FSSP. (c) Comparaison des extinctions FSSP et NP en fonction de l'angle, un fit linéaire a été appliqué aux mesures dont l'angle est environ égal ou inférieur à 30° . Les données ont été moyennées sur 1 minute.

Figure V.15 : Profil vertical de la température de rosée (trait bleu), de la température potentielle (trait noir) et du vent horizontal (flèche), pour le cas du 29 Mars. Ce radiosondage a été effectué à l'aide d'un ballon-sonde lancé à 18h00 UTC au village de Ny-Alesund.

Figure V.16 : Evolution du profil du coefficient de rétrodiffusion atténuée du ceilomètre et des propriétés microphysiques et optiques moyennées à 1 minute mesurées par le FSSP, le CPI et le NP, pour l'expérience du 29 Mars. Le diamètre moyen du CPI a été calculé selon deux méthodes : la moyenne de la longueur et de la largeur et la longueur maximale. La station se trouve sur la ligne des 500 m.

Figure V.17 : (a) Série temporelle de la classification de forme des particules échantillonnées par le CPI le 29 Mars. Chaque barre de couleur représente le pourcentage en nombre du type de cristal indiqué en légende. Les données ont été moyennées sur 10 minutes. Le nombre total de particules échantillonnées pendant ces 10 minutes est tracé par la courbe noire. (b) Des exemples d'images CPI sont affichés.

Figure V.18 : (a) Evolution de la direction du vent et de l'orientation des instruments ($^{\circ}$), un angle de 0° correspondant à la direction nord. (b) Série temporelle de l'angle entre la direction du vent et l'orientation des instruments comparé au ratio entre l'extinction du NP et du FSSP. (c) Comparaison des extinctions FSSP et NP en fonction de l'angle, un fit linéaire a été appliqué aux mesures dont l'angle est environ égal ou inférieur à 30° . Les données ont été moyennées sur 1 minute.

Figure V.19 : Distributions en taille des particules nuageuses en $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ mesurées par le FSSP [3-50 μm] et le CPI [15-2300 μm] et moyennées sur la durée totale de l'expérience, pour les quatre cas de MPC. Les valeurs moyennes de la fraction liquide sont indiquées en légende.

Figure V.20 : (a) Classification de forme du CPI en surface, masse et nombre pour les quatre cas de MPC. La couleur représente le pourcentage d'occurrence du type de cristal indiqué en légende. (b) Exemples d'images prises par le CPI au cours des expériences de MPC.

Figure V.21 : fonctions de phase normalisées moyennes mesurées par le néphélomètre polaire pour les deux cas de neige soufflée. La valeur moyenne de g est indiquée en légende.

Figure V.22 : histogramme du facteur d'asymétrie mesuré par le néphélomètre polaire pour les quatre cas de mesure des couches liquides et mixtes. Un fit de type gaussien avec deux modes a été appliqué, le coefficient de corrélation est indiqué en légende.

Figure V.23 : Profil du coefficient de rétrodiffusion atténuée du ceilomètre en $\text{km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ pour les journées du 14 et 15 Avril. La station de mesure du Mont-Zeppelin se trouve approximativement sur la ligne d'altitude 500 m.

Figure V.24 : Série temporelle de la classification de forme des particules échantillonnées par le CPI le 14 et 15 Avril. Chaque barre de couleur représente le pourcentage en nombre du type de cristal indiqué en légende. Les données ont été moyennées sur 10 minutes. Le nombre total de particules échantillonnées pendant ces 10 minutes est tracé par la courbe noire, une valeur faible de ce nombre indique une faible représentativité des mesures.

Figure V.25 : Distributions en taille des particules nuageuses en $\text{L}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ mesurées par le CPI et moyennées sur la durée totale de l'expérience, pour les trois cas de précipitation.

Figure V.26 : (a) Classification de forme du CPI en surface, masse et nombre pour les trois cas de précipitation. La couleur représente le pourcentage d'occurrence du type de cristal indiqué en légende. (b) Exemples d'images prises par le CPI au cours des expériences de précipitation.

Figure V.27 : fonctions de phase normalisées moyennes mesurées par le néphélomètre polaire pour les trois cas de précipitation. La valeur moyenne de g est indiquée en légende.

Figure V.28 : histogramme du facteur d'asymétrie mesuré par le néphélomètre polaire pour les trois cas de précipitation. Un fit de type gaussien a été appliqué, le coefficient de corrélation est indiqué en légende.

Figure V.29 : Profil du coefficient de rétrodiffusion atténuée du ceilomètre en $\text{km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ pour l'expérience du 31 Mars. La station de mesure du Mont-Zeppelin se trouve approximativement sur la ligne d'altitude 500 m.

Figure V.30 : Série temporelle de la classification de forme des particules échantillonnées par le CPI le 31 Mars et 1 Avril. Chaque barre de couleur représente le pourcentage en nombre du type de cristal indiqué en légende. Les données ont été moyennées sur 10 minutes. Le nombre total de particules échantillonnées pendant ces 10 minutes est tracé par la courbe noire, une valeur faible de ce nombre indique une faible représentativité des mesures.

Figure V.31 : Distributions en taille des particules nuageuses en $\text{L}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ mesurées par le CPI et moyennées sur la durée totale de l'expérience, pour les trois cas de précipitation.

Figure V.32 : (a) Classification de forme du CPI en surface, masse et nombre pour les deux cas de neige soufflée. La couleur représente le pourcentage d'occurrence du type de cristal indiqué en légende. (b) Exemples d'images prises par le CPI au cours des expériences de neige soufflée.

Figure V.33 : fonctions de phase normalisées moyennes mesurées par le néphélomètre polaire pour les deux cas de neige soufflée. La valeur moyenne de g est indiquée en légende.

Figure V.34 : histogramme du facteur d'asymétrie mesuré par le néphélomètre polaire pour les deux cas de neige soufflée. Un fit de type gaussien a été appliqué, le coefficient de corrélation est indiqué en légende.

Figure V.35 : Comparaison fonctions de phase modélisées et la référence (en gris) pour (a) les fractals de Koch déformées (1), les sphères gaussiennes (2) et les agrégats de colonnes (3), (b) les trois meilleurs combinaisons de deux formes et (c) les trois meilleurs combinaisons de trois formes. Les nombres entre parenthèses indiquent la valeur de g et de la fonction cost . Les figures d à f montrent les différences correspondantes par rapport à la référence, d'après Räisänen et al. (2015).

Figure V.36 : Albedo d'une couche de neige semi-infinie pour un rayonnement incident dont le cosinus de l'angle zénithal $\mu_0=0.5$, en fonction de la longueur d'onde λ et de la taille des grains de neige r_{vp} , pour (a) les valeurs de référence calculées pour la OHC (couleurs) et les valeurs de la paramétrisation optique de la neige (contours). Différences entre (b) la paramétrisation et la référence, (c) les fractals de Koch déformées et la référence et (d) les sphères et la référence, d'après Räisänen et al. (2015). A noter que les échelles de couleur varient d'un graphique à l'autre, d'après Räisänen et al. (2015).

Figure V.37 : Séries temporelles des concentrations en aérosols mesurées par le DMPS et le CPC, et en gouttes par le FSSP, et de la fraction d'activation, pour le 11 Mars. Les mesures du DMPS ont été divisées en trois : la concentration totale [25 - 809 nm], supérieure à 50 nm [50 - 809 nm] et supérieure à 100 nm [100 - 809 nm]. La courbe rouge correspond à la fraction d'activation avec une moyenne glissante de 5 minutes. La concentration en BC mesurée par l'aethalomètre moyennée sur l'épisode liquide est indiquée dans l'encadré.

Figure V.38 : Distribution en taille du DMPS moyennée sur la matinée du 11 Mars

Figure V.39 : Rétrotrajectoire FPES en ns/kg de FLEXPART-WRF sur 12 jours de la masse d'air arrivant sur la station du Mont-Zeppelin le 11 Mars entre 9h et 12h et à une altitude comprise entre 0 et 1 km.

Figure V.40 : PSC calculée par FLEXPART à partir de la FPES de la figure V.39 pour le CO, en kg de CO par kg d'air.

Figure V.41 : Séries temporelles des concentrations en aérosols mesurées par le DMPS et le CPC, et en gouttes par le FSSP, et de la fraction d'activation, pour le 29 Mars. Les mesures du DMPS ont été divisées en trois : la concentration totale [25 - 809 nm], supérieure à 50 nm [50 - 809 nm] et supérieure à 100 nm [100 - 809 nm]. La courbe rouge correspond à la fraction d'activation avec une moyenne glissante de 5 minutes. La concentration en BC mesurée par l'aethalomètre et moyennée sur l'épisode liquide est indiquée dans l'encadré.

Figure V.42 : Distribution en taille du DMPS moyennée sur le premier épisode liquide du 29 Mars.

Figure V.43 : Rétrotrajectoire FPES en ns/kg de FLEXPART-WRF sur 12 jours de la masse d'air arrivant sur la station du Mont-Zeppelin le 29 Mars entre 10h et 13h et à une altitude comprise entre 0 et 1 km.

Figure V.44 : PSC calculée par FLEXPART à partir de la FPES de la figure V.43 pour le CO, en kg de CO par kg d'air.

Figure V.45 : Comparaison à 5 minutes de l'extinction à $\lambda=550$ nm du néphélomètre avec (a) la concentration et (b) le diamètre effectif des gouttes mesurées par le FSSP, pour les quatre cas de MPC.

Figure V.46 : Comparaison à 5 minutes de l'extinction à $\lambda=550$ nm du néphélomètre avec (a) la concentration et (b) l'IWC des cristaux mesurés par le CPI, pour les quatre cas de MPC.

Liste des tableaux

Chapitre 2

Tableau II.1 : Sources principales de l'aérosol atmosphérique à l'échelle globale, d'après Rose (2014).

Chapitre 3

Tableau III.1 : Résumé des processus dynamiques et de l'interaction aérosol-nuage avec les effets sur les propriétés des nuages.

Chapitre 4

Tableau IV.1 : Disponibilité des données pour chaque instrument utilisé pendant la campagne d'intercomparaison.

Tableau IV.2 : Caractéristiques de l'instrumentation de la campagne d'intercomparaison. Les incertitudes de mesures sont précisées pour des conditions normales et extrêmes.

Tableau IV.3 : Résumé des comparaisons des coefficients d'extinction nuageux durant la campagne au PUY. Le coefficient a est la pente de la régression linéaire, le coefficient de corrélation R^2 est également indiqué. La partie surlignée en orange correspond à la comparaison, pour chaque instrument, avec l'instrument de référence, le PWD, les valeurs de a donnent donc les facteurs de normalisation.

Tableau IV.4 : Pourcentage de perte en concentration du FSSP comparé aux mesures isoaxiales, en fonction de la vitesse du vent et de l'angle entre la direction du vent et l'orientation des instruments. Pour chaque valeur de la vitesse de vent et de l'angle, ce pourcentage est calculé pour la gamme complète de diamètre (de 3 à 45 μm), les petites particules (de 2 à 14 μm) et les grosses particules (de 14 à 29 μm).

Tableau IV.5 : Identique au Tableau IV.4, mais pour le FM-100.

Chapitre 5

Tableau V.1 : Résumé des quatre épisodes de MPC. L'évolution des conditions météorologiques ainsi que les valeurs médianes des différentes mesures des propriétés microphysiques et optiques sont indiquées. Les valeurs entre crochets correspondent aux percentiles 25 et 75 des mesures à 1 minute.

Index

Index des abréviations

2D-C : 2D Cloud

2D-P : 2D Precipitation

ACTRIS : Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure network

AIDA : Aerosol Interactions and Dynamics in the Atmosphere

AMS : Aerosol Mass Spectrometer

AMT : Atmospheric Measurement Techniques

AO : Arctic Oscillation

ARCPAC : Aerosol, Radiation, and Cloud Processes affecting Arctic Climate

ASTAR : Arctic Study of Tropospheric Aerosol, Clouds and Radiation

ATI : Aerosol Transition Index

AWI : Alfred-Wegener-Institut

BASTA : Bistatic rAdar SysTem for Atmospheric studies

BC : Black Carbon

CALIOP : Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization

CALIPSO : Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations

CAPS : Cloud, Aerosol and Precipitation Spectrometer

CAS : Cloud and Aerosol Spectrometer

CCD : Charge Coupled Device

CCN : Cloud Condensation Nuclei

CDP : Cloud Droplet Probe

CF : Cloud Forcing

CHAIN : Caractérisation des nuclei de glace atmosphérique

CIP : Cloud Imaging Probe

CLIMSLIP : CLimate IMPacts of Short-LIved Pollutants in the polar region

Coex : régime de coexistence

CPC : Condensation Particle Counter

CPI : Cloud Particle Imager

DARDAR : algorithme de synergie raDAR-liDAR

DESCAM : DEtailed SCAvenging Model

DISORT : DIScrete Ordinates Radiative Transfer program for a multi-layered plane-parallel medium

DMA : Differential Mobility Analyser

DMPS : Differential Mobility Particle Sizer

DMT : Droplet Measurement Technologies

DOF : Depth Of Field

ECMWF : European Center for Medium range Weather Forecast

EMEP : European Monitoring and Evaluation Program

EPP : Ensemble of Particles Probe

ESF : European Science Foundation

FLEXPART : FLEXible PARTicle dispersion model

FM : Fog Monitor

FOLU : Forestry and Others Land Use

FPES : Footprint Potential Emission Sensitivity

FR : Forçage Radiatif

FSSP : Forward Scattering Spectrometer Probe

GAW : Global Atmosphere Watch

GES : Gaz à Effet de Serre

GIEC : Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (IPCC en anglais)

IN : Ice Nuclei

ISDAC : Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign

ITM : Department of Applied Environmental Science, University of Stockholm

LaMP : Laboratoire de Météorologie Physique

LATMOS : Laboratoire ATmosphères, Milieux et Observations Spatiales

LGGE : Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement

lidar : LIght Detection And Ranging

LMD : Laboratoire de Météorologie Dynamique

LSCE : Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

LW : Longwave

MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectrometer

MOR : Meteorological Optical Range

MPACE : Mixed-Phase Arctic Cloud Experiments

MPC : Mixed Phase Cloud

NAM : Northern Annular Mode

NILU : Norwegian Institute for Air Research

NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration

NP : Néphélomètre Polaire

OAP : Optical Array Probe

OHC : Optimized Habit Combination

PARCS : Pollution in the ARctic System

PDS : Particle Size Distribution

PES : Potential Emission Sensitivity

PIP : Precipitation Imaging Probe

PMS : Particle Measuring Systems

POLARCAT : POLar study using Aircraft, Remote sensing, surface measurements and models, of Climate, chemistry, Aerosols and Transport

PSA : Particle Surface Area

PSC : Potential Source Contribution

PUY : station de mesure du Puy de Dôme

PVM : Particle Volume Monitor

PWD : Present Weather Detector

RACEPAC : Radiation-Aerosol-Cloud ExPeriment in the Arctic Circle

radar : RAdio Detection And Ranging

RCP : Representative Concentration Patways

ROSEA : Réseau d'Observatoires pour la Surveillance et l'Exploration de l'Atmosphère

SAT : Surface Air Temperature

SCF : Surface Cloud Forcing

SHEBA : Surface HEat Budget of the Arctic ocean

SLP : Short Lived Pollutants

SORPIC : Solar Radiation and Phase Discrimination of Artic Clouds

SPEC : Straton Park Engineering Company

SPP : Fast-response electronic FSSP

SSP : Single-Scattering Properties

SW : Shortwave

TAS : True Air Speed

TOA : Top Of the Atmosphere

VAR : Velocity Acceptance Ratio

VERDI : Study on the VERTical Distribution of Ice in Arctic

WBF : Wegener-Bergeron-Findeisen

WRF : Weather Research and Forecasting

Index des symboles

Δt : Durée d'échantillonnage

μ_0 : Cosinus de l'angle zénithal

A : Surface de la particule

C_i : chaleur spécifique de la glace

C_w : chaleur spécifique de l'eau

D : Diamètre

D_a : Diamètre d'activation

D_{eff} : Diamètre effectif

D_{eq} : Diamètre équivalent

D_m : Diamètre moyen

D_{melt} : Diamètre équivalent fondu

DVM : Diamètre Volumique Moyen

e : Pression partielle de la vapeur d'eau

$e_{sat i}$: Pression partielle saturante par rapport à la glace

$e_{sat w}$: Pression partielle saturante par rapport à l'eau liquide

F : Flux d'énergie

F_a : Fraction d'activation

F_{cloud} : couverture nuageuse

F_{LW} : Emissions thermiques

F_{MPC} : Fraction de MPC

g : Facteur d'asymétrie

I : Intensité lumineuse

IE : Indirect Effect

IWC : Ice Water Content

J : Fonction source

k_{SB} : Constante de Stephan-Boltzmann

L : Longueur

L_c : Chaleur latente de fusion

L_l : Chaleur latente d'évaporation

L_v : Chaleur latente de condensation

LWC : Liquid Water Content

LWP : Liquid Water Path

M : Masse molaire

m : masse totale

$m(D)$: Distribution dimensionnelle en masse

MVD : Diamètre Volumique Médian

N : Concentration totale

$n(D)$: Distribution en taille

NE : Nucleation Efficiency

P : Périmètre ou Puissance ou Pression atmosphérique

p : Pression partielle

Q_{ext} : Efficacité d'extinction

r : Rapport de mélange ou rayon

r_e : Rayon effectif

r_{sat} : Rapport de mélange de saturation

R_v : Constante des gaz parfaits

r_{vp} : Rayon des grain de neige

R_i : Humidité relative par rapport à la glace

R_w : Humidité relative par rapport à l'eau liquide

S : Surface d'échantillonnage ou rapport de saturation

T ou T_a : Température de l'air

T_b : Température de brillance

T_e : Température d'ébullition

T_f : Température de nucléation homogène

T_s : Température de surface

TWC : Total Water Content

TWP : Total Water Path

V : Volume d'échantillonnage

W : Largeur

ε : coefficient d'efficacité de la sonde Nevzorov, ou émissivité

θ : Angle de diffusion

λ : Longueur d'onde

ρ_w : Masse volumique de l'eau liquide

σ : Coefficient d'extinction

σ_{sp} : Coefficient de diffusion

$\sigma_{w,r}$: Tension de surface

τ : Epaisseur optique

ψ : Section efficace de diffusion volumique

ω : Albédo de diffusion simple

Ω : Angle solide

Résumé :

La région arctique est particulièrement sensible au changement climatique. Aux latitudes polaires, les nuages arctiques ont un effet important sur le bilan radiatif à la surface. La première partie de ce travail est constitué de l'intercomparaison instrumentale au sol à la station PUY en Mai 2013. Les mesures ont montré une bonne corrélation entre les diamètres effectifs et les distributions en taille des gouttelettes d'eau obtenus par les instruments, mais avec des biais systématiques sur les concentrations. Ces biais ont été reliés à l'estimation du volume d'échantillonnage et nous avons donc proposé une méthode consistant à normaliser les données par rapport à un instrument qui réalise des mesures intégrées. D'autre part, le FSSP et le FM ont fait l'objet d'expériences visant à évaluer l'influence de l'angle de déviation par rapport au vent extérieur et de la vitesse du vent. La seconde partie de ce travail a pour objet la campagne de mesure qui s'est déroulée à la station du Mont-Zeppelin, Ny-Alesund, Svalbard, de Mars à Mai 2012 dans le cadre du projet CLIMSLIP. Une comparaison a été effectuée entre un cas « pollué », avec des masses d'air provenant d'Asie de l'Est et d'Europe, et un cas « propre », dont les sources d'aérosols sont majoritairement locales et ne dépassent pas l'Europe du Nord. Les résultats ont montré que le cas pollué possède des concentrations en BC, aérosols et gouttes plus élevées, un mode accumulation plus important, un diamètre de gouttes plus faible et une fraction d'activation plus élevée. Enfin, le premier et le second effet indirect des aérosols ont pu être quantifiés.

Mots-clés : Arctique, nuages, interaction aérosol-nuage, instrumentation nuage

Abstract :

The arctic region is especially sensitive to climate change. At high latitudes, arctic clouds have an important effect on the surface radiative budget. The first part of this work consists in a ground based cloud instrumentation intercomparison in the PUY station in May 2013. The measurements showed a good correlation between the effective diameters and the droplet size distributions obtained by the instruments, but with a systematical bias on the concentrations. These biases have been related to the assessment of the sampling volume and we thus proposed a methodology to standardize the data according to an ensemble of particles probe. Moreover, the FSSP and the FM have been the subject of experiments to assess the influence of the deflection angle according to exterior wind and the wind speed. The second part of this work is about the measurement campaign at the Mount-Zeppelin station, Ny-Alesund, Svalbard, from March to May 2012 in the frame of the CLIMSLIP project. A comparison has been performed between a « polluted » case, with air masses coming from East Asia and Europe, and a « clean » case, where the aerosol sources are predominantly local and do not exceed the northern Europe. The results showed that the polluted case possessed higher concentrations in BC, aerosols and drops, an accumulation mode more important, weaker droplet diameters and higher activation fraction. Finally, the first and second aerosol indirect effects have been quantified.

Key word: Arctic, clouds, aerosol-cloud interaction, cloud instrumentation