



HAL
open science

Apport des mesures de la plateforme CALIPSO pour l'étude des sources et des propriétés optiques des aérosols en Sibérie

Antonin Zabukovec

► **To cite this version:**

Antonin Zabukovec. Apport des mesures de la plateforme CALIPSO pour l'étude des sources et des propriétés optiques des aérosols en Sibérie. Milieux et Changements globaux. Sorbonne Université, 2021. Français. NNT : 2021SORUS393 . tel-03675247

HAL Id: tel-03675247

<https://theses.hal.science/tel-03675247v1>

Submitted on 23 May 2022

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.



Apport des mesures de la plateforme CALIPSO pour l'étude des sources et des propriétés optiques des aérosols en Sibérie

Thèse

Pour l'obtention du titre de

Docteur de Sorbonne Université

(Spécialité Sciences de l'Environnement)

Par

Zabukovec Antonin

Soutenue le 10 mars 2021

JURY

Président :	François Ravetta	Professeur SU
Rapporteurs :	Vincent Noël	Directeur de recherche CNRS
	Jean-Luc Baray	Physicien adjoint
Examineurs :	Juan Cuesta	Maître de conférence
	Elsa Dieudonné	Maître de conférence
	Jean-Daniel Paris	Ingénieur CEA
	Jacques Pelon	Directeur de recherche CNRS
Directeur de thèse :	Gérard Ancellet	Directeur de recherche CNRS

École doctorale :

ED 129 : école doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile de France

Unité de recherche :

UMR 8190 LATMOS - Laboratoire atmosphères, milieux, observations spatiales

Directeur de thèse :

Gérard Ancellet

Thèse co-financée par :

Sorbonne Université (SU) et le Centre National d'Études Spatiales (CNES)

Résumé

Les connaissances sur la distribution et les propriétés physico-chimiques des particules aérosols dans la troposphère ont été identifiées par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) comme la principale source d'incertitude dans l'étude de l'évolution du climat. Une caractérisation des types, des propriétés optiques et de la distribution verticale des aérosols à l'échelle régionale est nécessaire pour réduire cette source d'incertitude et certaines zones comme la Sibérie sont encore mal documentées. Les concentrations en aérosol de la Sibérie dépendent de sources naturelles, comme les feux de forêt saisonniers ou le transport vers le nord des poussières désertiques, mais également des sources anthropiques comme celles des zones exploitations d'hydrocarbures ou le transport à longue distance des émissions du Nord de la Chine. Afin de contribuer à l'amélioration de cette caractérisation des sources d'aérosol en Sibérie, nous avons dans un premier temps analysé les mesures de deux campagnes aéroportées réalisées sur des distances de plusieurs milliers de km en juillet 2013 et juin 2017. L'avion était équipé d'un lidar à rétrodiffusion à 532 nm ainsi de mesures in-situ de monoxyde de carbone (CO), de carbone suie (BC) et des distributions en taille des aérosols. Ces observations ont été étudiées en synergie avec celle du lidar spatial CALIOP et des missions MODIS et IASI. La gamme d'altitude des couches d'aérosols et le rôle de l'âge sur les propriétés optiques (épaisseur optique (AOD_{532}), dépolarisation, rapport de couleur) sont discutés pour chaque type d'aérosol. Les résultats d'un vol au-dessus des régions d'extraction du gaz correspond au plus fortes AOD_{532} , et des concentrations en BC supérieure à celle des émissions des zones urbaines et a permis une estimation du rapport lidar de ces panaches d'aérosols mal documentés dans la littérature. La deuxième partie du travail a consisté à proposer une alternative à la restitution indirecte de l' AOD_{532} par l'instrument CALIOP à partir de l'inversion du signal lidar de rétrodiffusion atténué. Cette méthode utilise la réflectance du signal lidar de CALIOP par la surface et a déjà été utilisée au-dessus des océans ou des nuages d'eau liquide optiquement opaques pour calculer une valeur AOD. Dans ce travail, nous avons ainsi développé et évalué une restitution des AOD à partir de la réflectance CALIOP de surface pour les zones continentales. Deux méthodologies ont été utilisées afin de déterminer la réflectance lidar de surface non atténuée par les aérosols : (i) sélection des observations CALIOP en condition de ciel clair sur 7 ans d'observation (ii) extrapolation de la relation de linéarité entre la réflectance lidar de surface atténuée et la transmission atmosphérique. Si ces deux méthodes donnent de bons résultats dans les zones de faible réflectance lidar de surface ($< 0.75 \text{ sr}^{-1}$) la première méthode n'est pas utilisable sur les zones désertiques. L'utilisation de ces AOD lidar mesurées directement au-dessus des surfaces continentales permet d'améliorer le biais ($| \text{ME} | < 0.034$) et la dispersion (< 0.145) en comparaison aux observations MODIS. Ceci améliore beaucoup les résultats des comparaisons CALIOP-MODIS obtenus avec la restitution indirecte des AOD une analyse des profils verticaux de rétrodiffusion lidar atténuée avec un biais < 0.174 et une dispersion < 0.234 .

Abstract

Knowledge of the distribution and physico-chemical properties of aerosol particles in the troposphere has been identified by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) as the main source of uncertainty in the study of climate change. Characterization of the types, optical properties and vertical distribution of aerosols at the regional scale is needed to reduce this source of uncertainty and some areas such as Siberia are still poorly documented. Aerosol concentrations in Siberia depend on natural sources, such as seasonal forest fires or northward transport of desert dust, but also on anthropogenic sources such as those from hydrocarbon mining areas or long-range transport of emissions from northern China. In order to contribute to the improvement of this characterization of aerosol sources in Siberia, we first analyzed the measurements of two airborne campaigns carried out over distances of several thousand km in July 2013 and June 2017. The aircraft was equipped with a back-scattering lidar at 532 nm, as well as in-situ measurements of carbon monoxide (CO), black carbon (BC) and aerosol size distributions. These observations were studied in synergy with those of the CALIOP spaceborne lidar and the MODIS and IASI missions. The altitude range of the aerosol layers and the role of age on the optical properties (optical thickness (AOD_{532}), depolarization, color ratio) are discussed for each type of aerosol. The results of a flight over the gas extraction regions corresponded to the highest AOD_{532} and higher BC concentrations than the emissions from urban areas and allowed an estimation of the lidar ratio of these aerosol plumes poorly documented in the literature. The second part of the work consisted in proposing an alternative to the indirect restitution of the AOD_{532} by the CALIOP instrument from the inversion of the attenuated back-scattering lidar signal. This method uses the surface reflectance of the CALIOP lidar signal and has already been used over oceans or optically opaque liquid water clouds to calculate an AOD value. In this work, we have thus developed and evaluated an AOD restitution from the CALIOP surface reflectance for continental areas. Two methodologies were used to determine the surface lidar reflectance not attenuated by aerosols: (i) selection of CALIOP observations under clear sky conditions over 7 years of observation (ii) extrapolation of the linearity relationship between attenuated surface lidar reflectance and atmospheric transmission. If these two methods give good results in areas of low surface lidar reflectance ($< 0.75 \text{ sr}^{-1}$), the first method is not usable in desert areas. The use of these LIDAR AOD measured directly over continental surfaces improves the bias ($|\text{ME}| < 0.034$) and dispersion (< 0.145) compared to MODIS observations. This greatly improves the results of the CALIOP-MODIS comparisons obtained with the indirect restitution of the AODs an analysis of the vertical profiles of attenuated lidar backscatter with a bias < 0.174 and dispersion < 0.234 .

Remerciements

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à mon directeur de thèse, Gérard Ancellet qui m'a encadré tout au long de ce travail. Je suis ravi d'avoir travaillé en sa compagnie car outre son appui scientifique et ses brillantes intuitions, il toujours su se rendre disponible et m'a prodigué de nombreux encouragements.

Vincent Noel et Jean-Luc Baray m'ont fait l'honneur d'accepter d'être rapporteurs de ma thèse. Leurs remarques et retours m'ont permis d'enrichir et d'aboutir mon travail. Qu'ils trouvent ici l'expression de toute ma gratitude.

Mes remerciements vont également à Elsa Dieudonné et Juan Cuesta pour avoir accepté d'être examinateurs et de participer à mon jury de thèse.

J'exprime ma gratitude à M. François Ravetta Directeur du LATMOS, qui m'a accueilli pendant trois ans au sein de son laboratoire. C'est grâce à lui que j'ai pu concilier avec bonheur recherche théorique et appliquée. Il m'a en outre fait l'honneur d'être président de mon jury de thèse.

Toute ma gratitude va à Jean-Daniel Paris pour nos discussions et ses conseils qui m'ont accompagné dans la première partie de mon travail de thèse.

Ma plus profonde reconnaissance va à Jacques Pelon pour l'ensemble de nos discussions et ses conseils qui ont enrichi ma réflexion tout au long de cette thèse. C'est à ses côtés que j'ai compris ce que rigueur et précision voulaient dire.

Je remercie tous mes amis doctorants, l'ensemble des personnels du LATMOS pour les moments d'échanges, de joie, leur aide et soutien durant ces années de thèse.

Je souhaite également remercier profondément ma famille pour leur soutien inconditionnel. Pour terminer toute ma reconnaissance va à ma femme Julia. Sa présence, son écoute et son soutien constants m'ont permis d'aller au bout de ce travail.

Table des matières

Remerciements	1
1 L'importance des mesures d'aérosols dans la troposphère	4
1.1 Les aérosols	4
1.1.1 Définition	4
1.1.2 Les sources d'aérosols	4
1.1.3 Les puits d'aérosols	6
1.1.4 La distribution spatiale des aérosols	7
1.1.5 La distribution en taille des aérosols	9
1.2 Propriétés optiques des aérosols	10
1.2.1 Diffusion et absorption	10
1.2.2 L'épaisseur optique	13
1.2.3 Le coefficient d'Angström	13
1.2.4 Propriétés optiques à partir des mesures lidar	13
1.3 L'impact radiatif des aérosols	15
1.3.1 Effets radiatifs des aérosols	15
1.3.2 Forçage radiatif de la Terre	17
1.4 La Sibérie, une région encore mal documentée	18
1.4.1 Introduction	18
1.4.2 Les sources d'aérosols en Sibérie	18
1.4.3 Le projet YAK-AEROSIB	21
1.4.4 Les mécanismes de transport des masses d'air	21
1.5 Conclusion	25
2 Objectifs du travail de thèse	26
2.1 Introduction	26
2.1.1 La télédétection des aérosols depuis le sol	27
2.1.2 L'apport des campagnes de mesures aéroportées pour l'étude des aérosols	27
2.1.3 Couplage avec les mesures spatiales	29
2.2 Les instruments et produits utilisés	32
2.2.1 L'instrument MODIS	32
2.2.2 L'instrument IASI	38

2.2.3	La plateforme CALIPSO	39
2.3	Conclusion	43
3	Caractérisation des sources d'aérosols en Sibérie	44
3.1	Introduction	44
3.2	Description des campagnes et des données	45
3.2.1	Description des campagnes aéroportées	45
3.2.2	Description du système lidar aéroporté	46
3.2.3	Les mesures <i>in-situ</i>	46
3.2.4	Contexte météorologique des campagnes	47
3.3	Méthodologie d'analyse des données	49
3.3.1	Traitement des données lidar aéroporté	49
3.3.2	Identification des sources et types d'aérosols	51
3.4	Analyse des campagnes aéroportées	53
3.4.1	Mélange de poussières et d'aérosols de combustion	53
3.4.2	Emissions de flaring de la vallée de l'Ob	57
3.4.3	Panache récent de feux	61
3.4.4	Panache âgé de feux	64
3.4.5	Emissions urbaines et industrielles	66
3.4.6	Transport longue distance d'émissions urbaine et industrielle depuis le Nord de la Chine	70
3.4.7	Discussion	74
3.5	Conclusion	76
4	Apport des produits SODA sur l'océan	78
4.1	Introduction	78
4.2	Détermination des épaisseurs optiques dans le produit SODA	79
4.2.1	SODA AMSR	80
4.2.2	SODA CPR	81
4.2.3	SODA OLIWAC	82
4.2.4	Détermination du LR	84
4.3	Exploitation des réflectances de surface océanique	86
4.3.1	Exemples de traces CALIOP	87
4.3.2	Comparaisons statistiques	91
4.4	OLIWAC en Sibérie	96
4.5	Conclusion	99
5	Exploitation des réflectances lidar au-dessus des surfaces continentales pour contraindre l'inversion des profils d'extinction CALIOP	101
5.1	Introduction	101
5.2	Réflectance de surface MODIS	103
5.3	Détermination des réflectances lidar de surface en condition "ciel clair" (DRLSCC)	105

5.3.1	Méthodologie	105
5.3.2	Distribution spatiale des reflectances lidar non atténuées	107
5.3.3	Évaluation des AOD lidar par la méthode DLRSCC	110
5.4	Méthode de la droite de Bouguer	113
5.4.1	Méthodologie	113
5.4.2	Distribution spatiale des reflectances lidar non atténuées	116
5.4.3	Évaluation des AOD lidar par la méthode Bouguer	119
5.5	AOD lidar au-dessus des surfaces continentales	121
5.5.1	Optimisation du lidar ratio et calcul des $AOD_{v4,SODA}$	121
5.5.2	Comparaison des AOD_{SODA} avec les $AOD_{v4,SODA}$	123
5.6	Distribution spatiale moyenne des AOD en Sibérie	124
5.7	Conclusion	125
6	Conclusions et perspectives	133
A	Équation lidar	i
A.1	Equation lidar et inversion	i
A.2	Analyse du rapport de dépolarisation CALIOP	ii
B	FLEXPART	iv
B.1	Données météorologiques	iv
B.2	Architecture	v
B.3	Principales paramétrisations du modèle FLEXPART	v
B.4	Modélisation forward et backward	vii

Chapitre 1

L'importance des mesures d'aérosols dans la troposphère

1.1 Les aérosols

1.1.1 Définition

Les aérosols atmosphériques sont, par définition, l'ensemble des particules liquides et/ou solides, en suspension dans l'atmosphère, à l'exception des hydrométéores, c'est à dire des gouttelettes et cristaux de glace constituant les nuages. Suivant leur mode de formation, les particules aérosols peuvent être primaires ou secondaires.

Les aérosols primaires sont constitués de particules directement émises dans l'atmosphère comme les poussières minérales, les embruns, les cendres volcaniques, les fumées de combustion. Les aérosols secondaires sont quant à eux générés au sein même de l'atmosphère suite à des processus de conversion de gaz en particules. Cette conversion s'effectue par nucléation, c'est à dire par agrégation de molécules en phase gazeuse qui vont former des noyaux, et par oxydation des composés organiques volatiles en composés peu volatils en phase gazeuse. Au-delà d'une certaine taille critique, la croissance se fait par condensation. Les contributions relatives de ces deux modes de formation, primaire ou secondaire, dépendent aussi bien des espèces chimiques présentes, donc des types d'émissions, que des conditions thermodynamiques et des processus dynamiques qui assurent le mélange, le soulèvement et la déposition.

1.1.2 Les sources d'aérosols

Les particules aérosols peuvent être classées en différentes catégories, selon leur taille ou leur composition chimique. Nous avons choisi de les décrire ici suivant leurs sources d'émissions car c'est ce type de classification que nous utiliserons dans la suite de ce travail de thèse.

Ainsi nous distinguons 5 types de sources principales d'aérosols :

- Les aérosols de combustion : les aérosols de combustion (source primaire) peuvent être d'origine naturelle lorsqu'ils sont issus de feux de biomasse, ou anthropique lorsqu'ils sont

issus de la combustion des sources d'énergie fossiles ou de biomasse pour l'agriculture par exemple. Ces aérosols comprennent des produits carbonés avec à la fois une fraction organique très réactive chimiquement et du carbone suie très compact et peu réactif appelé "Black Carbon" (BC). Ces aérosols ont généralement une taille sub-micronique. D'autres composés chimiques réactifs sont également émis tels que les oxydes d'azote (NO_x^1), des composés soufrés (SO_2 , SO_4), ainsi que des composés organiques volatiles (COV²). Ces gaz sont aussi des précurseurs de la formation d'aérosols secondaires lors du vieillissement du panache. La figure 1.1 présente deux exemples de composition chimique des aérosols de taille $<1 \mu\text{m}$ (PM_1) dans le cas de panaches de pollution à Pékin et dans le cas de panaches de feux de savane en Afrique du Sud. Les proportions de chaque constituant

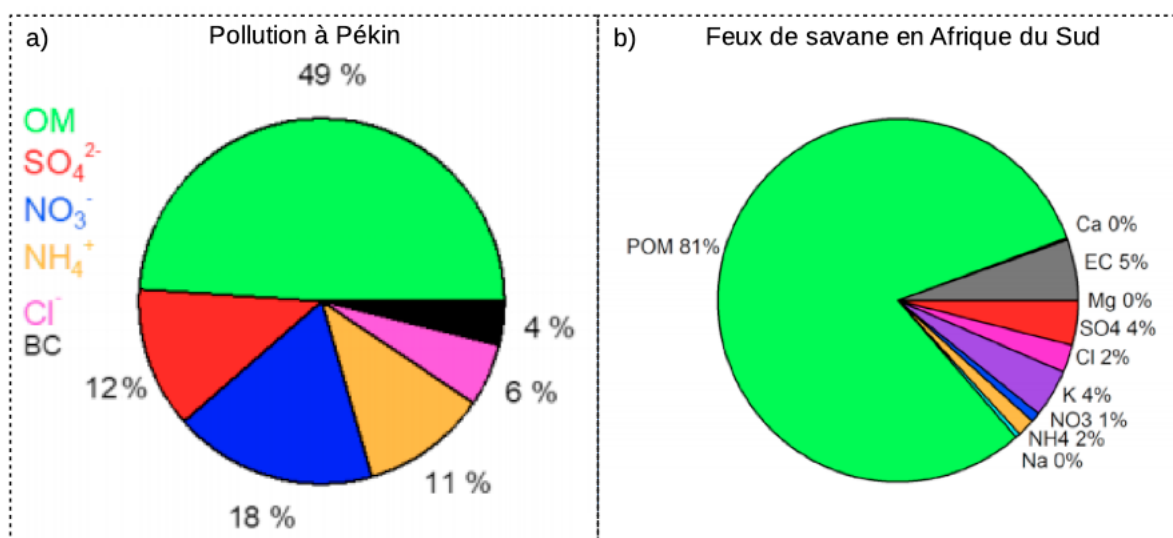


FIGURE 1.1 : a) Composition chimique moyenne des PM_1 à Pékin lors de l'hiver 2014 (Li et collab., 2019); b) Composition chimique moyenne des PM_1 de panache de feux de forêt à Botsalano (25.54°S, 25.75°E) en Afrique du Sud. Mesures entre le 9 et 15 Octobre 2007 et du 30 janvier au 5 Février 2008. (Aurela et collab., 2016).

différent dans les deux cas avec cependant une prédominance des composés organiques (OM) à hauteur de 49% dans le cas de panaches de pollution à Pékin et de 81% pour les panaches de feux de savane en Afrique du Sud.

- Les poussières minérales : les poussières minérales correspondent à des particules primaires émises à partir de l'érosion éolienne des sols ou saltation. Dans les zones désertiques ou arides, dépourvues de végétation, la friction du vent sur la surface arrache des particules du sol et une partie de celles-ci sont mises en suspension dans l'atmosphère (Marticorena

¹Composés formés d'oxygène et d'azote dans des proportions différentes.

²Les COV concernent "tout composé organique ayant une pression de vapeurs de 0.01 kPa ou plus à une température de 293.15 K ou ayant une volatilité correspondante dans les conditions d'utilisations particulières" (définition de l'ADEME : <https://www.ademe.fr/entreprises-monde-agricole/reduire-impacts/reduire-emissions-polluants/dossier/composes-organiques-volatils-cov/definition-sources-demission-impacts>). Un composé organique correspond à tout composé contenant au moins l'élément de carbone et un ou plusieurs des éléments suivants : hydrogène, halogène, oxygène, soufre, phosphore, silicium ou azote, à l'exception des oxydes de carbone et des carbonates et bicarbonates inorganiques.

et Bergametti, 1995). La composition de ce type d'aérosols dépend de celle du sol duquel ils sont issus. La taille typique de ces aérosols varie entre 100 nm à quelques dizaines de μm de diamètre. Les principales zones d'émissions de poussières minérales à l'échelle globale sont le Sahara et les déserts d'Asie Centrale et d'Afrique Australe (Liu et collab., 2008; Winker et collab., 2013).

- Les sels marins : les sels marins (source primaire) sont produits par écrêtage des vagues, par friction du vent sur la surface, ou par l'éclatement des gouttes générées par le déferlement des vagues qui va conduire à l'éjection de particules d'eau salée. Les particules émises ont des tailles allant de 0.5 μm à 10 μm de diamètre.
- Les aérosols biogéniques : cette classe regroupe les espèces émises par la faune et la flore. Nous y trouvons les émissions primaires comme les pollens et les spores en suspension dans l'atmosphère dont les diamètres sont compris entre 10 et 15 μm pour les pollens et entre 5 et 10 μm pour les spores. Les quantités importantes de COV émises par la végétation contribuent également à augmenter la fraction des aérosols organiques dans l'atmosphère par conversions chimiques.
- Les aérosols volcaniques : les volcans émettent des particules de roches et de minéraux allant du micromètre au millimètre. Les quantités souvent importantes de dioxyde de soufre émises contribuent à l'augmentation dans l'atmosphère des aérosols sulfatés.

La figure 1.2 présente 4 types de particules aérosols observées au microscope électronique à balayage.

Cette figure 1.2 montre la diversité de forme et de taille que peuvent avoir les aérosols atmosphériques suivant leur type.

Une fois émis dans l'atmosphère le temps de résidence des aérosols, c'est à dire la durée pendant laquelle ils vont rester en suspension dans l'atmosphère, va être directement lié à la hauteur d'injection des sources et aux mécanismes d'élimination de ces aérosols par dépôt sec ou humide. Le temps de résidence des aérosols troposphériques est typiquement de l'ordre de la semaine.

1.1.3 Les puits d'aérosols

Deux mécanismes vont permettre d'éliminer les aérosols de l'atmosphère et ainsi jouer le rôle de puits de particules aérosols :

- Dépôt humide ou lessivage : lorsque les aérosols se trouvent dans les nuages, une partie des particules est incorporée aux gouttelettes d'eau. Lorsque les gouttelettes atteignent la taille de sédimentation, elles tombent sous forme de pluie entraînant avec elles les particules d'aérosols incorporées. Lors de leur chute, ces gouttelettes vont également entraîner, par collision, une partie des aérosols se trouvant dans le volume d'atmosphère traversé. Une partie des aérosols peut cependant être ré-émise du fait de la ré-évaporation de

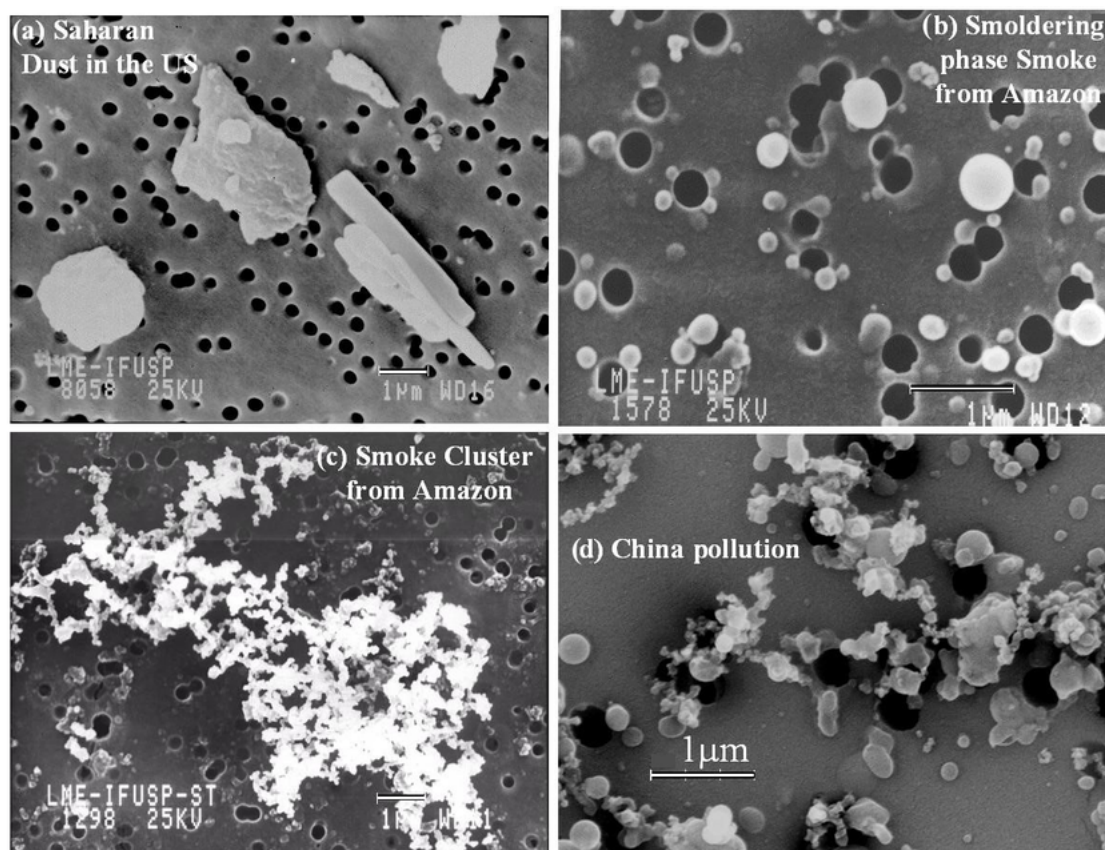


FIGURE 1.2 : Images de particules d'aérosols vues au microscope électronique à balayage. [courtesy Jose Vanderlei Martins, Institute of Physics of the University of Sao Paulo, Brazil]

certaines gouttelettes lors de leur chute (Radke et collab., 1980). Les paramètres thermodynamiques cruciaux pour évaluer l'efficacité de ce phénomène seront l'humidité relative, le contenu en eau liquide du nuage ainsi que le taux de précipitation.

- Dépôt sec : en l'absence de précipitation une partie des aérosols est éliminée de l'atmosphère par dépôt sec, c'est à dire par sédimentation, mouvement brownien, interception et impaction. Les particules plus grandes sont éliminées par sédimentation. Ce mécanisme est très important pour le dépôt des aérosols désertiques sur l'océan.

L'efficacité de ces deux mécanismes à éliminer les particules de l'atmosphère va dépendre de la taille des aérosols, de leur réactivité et solubilité, ainsi que des conditions météorologiques. L'efficacité des termes sources et puits d'aérosols va avoir un impact sur la distribution spatiale des aérosols.

1.1.4 La distribution spatiale des aérosols

L'atmosphère peut être divisée en différentes couches dont les limites sont fixées selon les discontinuités dans les variations de température en fonction de l'altitude : (i) la troposphère (de 0 à 15 km d'altitude) ; (ii) la stratosphère (de 15 à 50 km) ; (iii) la mésosphère (de 50 à 85 km) ; (iv) la thermosphère (de 85 à 500 km) ; (v) l'exosphère (de 500 à 5000 km). La troposphère

contient 80% de la masse totale de l'atmosphère et regroupe ainsi la grande majorité des particules aérosols (Pandis et Seinfeld, 2006) qui restent en dessous de la tropopause compte tenu de leur temps de résidence dans l'atmosphère de l'ordre de 1 à 10 jours. La troposphère peut être décomposée en deux sous couches (Stull, 1988) : (i) la couche limite planétaire (PBL³) ; (ii) la troposphère libre. La PBL est la couche en contact avec le sol ; sa hauteur varie entre 50 m et 4 km suivant la stabilité de l'air (mouvements convectifs) et la topographie. Au cours de la journée, la PBL va suivre plusieurs régimes : (i) la couche de mélange convective ; (ii) la couche résiduelle la nuit (figure 1.3).

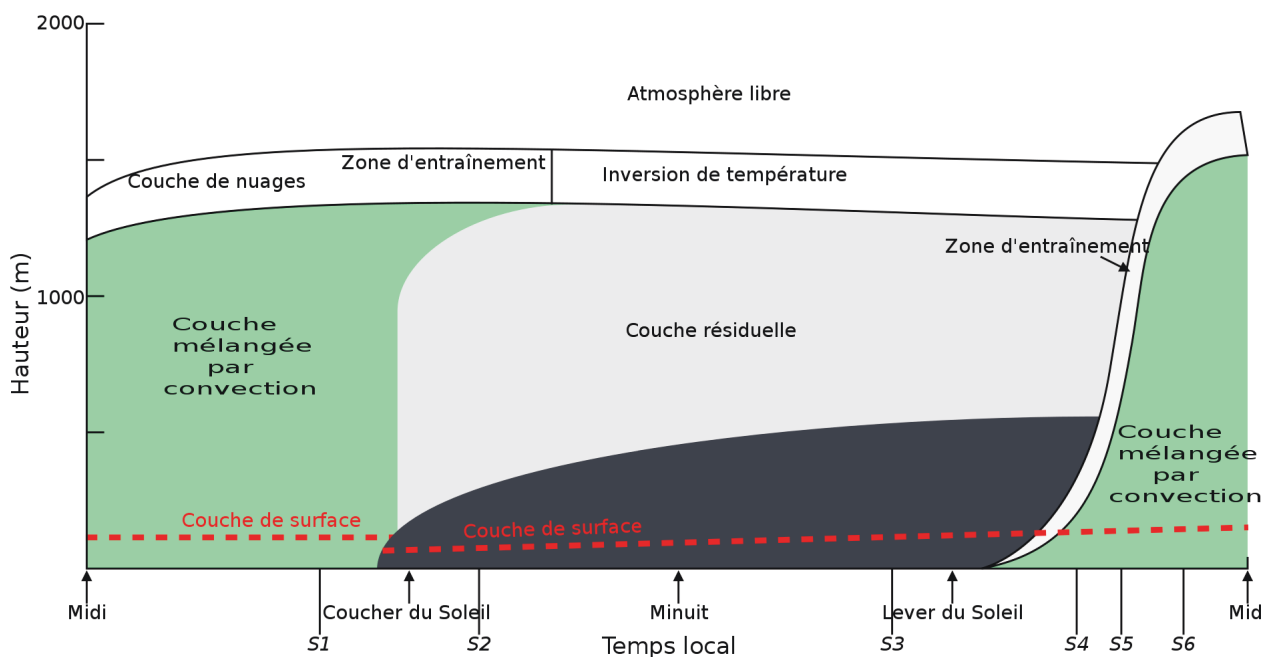


FIGURE 1.3 : Schématisation de l'évolution de la couche limite planétaire au cours de la journée. La hauteur de la couche limite est faible la nuit et plus importante le jour. (Stull, 1988)

Le contenu en aérosols de la PBL est directement influencé par les émissions. Au-dessus, les concentrations en particules aérosols proviennent du transport longue distance de particules ou des sources permettant l'injection locale de nouvelles particules dans la troposphère libre, telles que les éruptions volcaniques ou les feux de biomasse (injection à haute altitude par pyro-convection). Ces sources peuvent même injecter des particules aérosols directement dans la basse stratosphère (Jost et collab., 2004).

La distribution horizontale des particules aérosols va dépendre de la proximité des sources et des mécanismes de transport de masses d'air à l'oeuvre.

La figure 1.4 présente la distribution spatiale moyenne de l'épaisseur optique due à la présence d'aérosols (AOD⁴ à 550 nm) réalisée à partir des données de l'instrument MODIS (chapitre 2, section 2.2.1) pour l'année 2020. Les grandes zones d'émissions à l'échelle globale sont visibles sur cette carte : (i) panaches de poussières désertiques au-dessus de l'Atlantique

³PBL : Planetary Boundary Layer.

⁴L'épaisseur optique aérosols (AOD pour Aerosol Optical Depth en anglais) d'une couche atmosphérique mesure le degré de transparence du milieu et va dépendre du contenu en particules des couches traversées (section 1.2.2)

exportés depuis le Sahara (15°N, 10°O) ; (ii) les zones de feux de forêt en Afrique centrale (0°N, 10°E), en Sibérie (60°N,140°E) et en Amazonie (15°S, 70°O) ; (iii) les zones de forte densité de population ou fortement industrialisées avec notamment la côte Est de la Chine (30°N, 120°E). Il est également important de noter que les AOD sont non négligeables au niveau des pôles et notamment dans l'hémisphère Nord avec des valeurs d'AOD moyennes annuelles pouvant dépasser 0.4 au-dessus de 70°N.

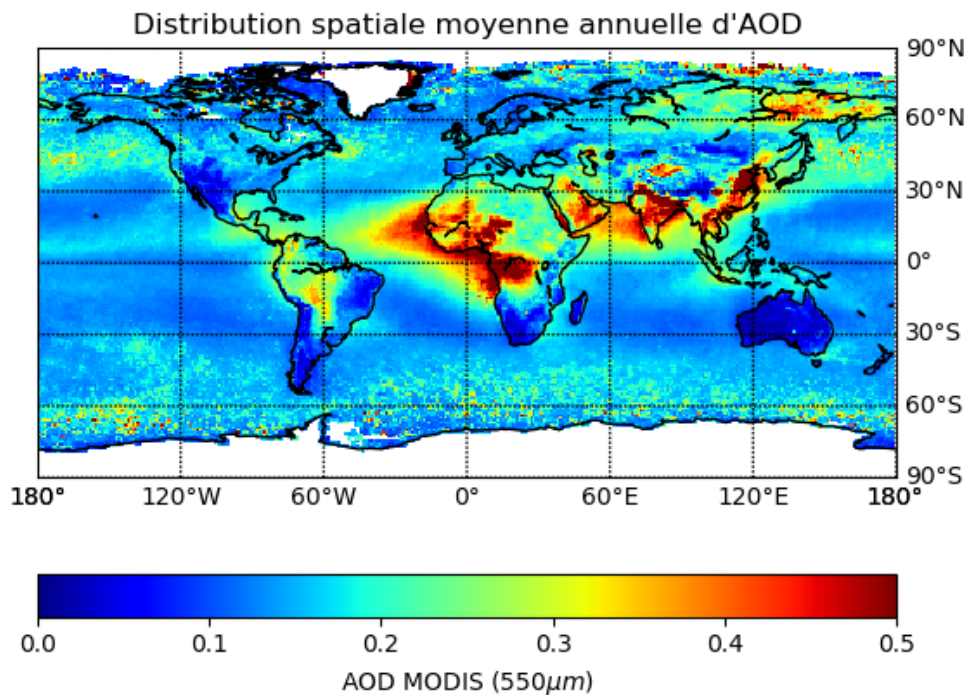


FIGURE 1.4 : Distribution spatiale moyenne des AOD (à 550 nm), à une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$, réalisée à partir des données MODIS pour l'année 2020.

Suivant les sources et le vieillissement des aérosols dans l'atmosphère lors de leur transport, les caractéristiques morphologiques des particules aérosols varient et en particulier leur distribution en taille.

1.1.5 La distribution en taille des aérosols

La distribution en taille des particules représente l'expression du nombre, de la surface ou de la masse des particules par unité de diamètre. La distribution en taille des particules est le plus souvent décomposée selon 4 modes (Whitby, 1978; Seinfeld et collab., 1998; Pandis et Seinfeld, 2006) :

- Nucléation : correspond à des particules de diamètre inférieur à 20 nm. Il s'agit de particules secondaires récemment formées ou de particules primaires. Elles ont une durée de vie courte (< 1 jour) car elles vont rapidement croître par condensation et coagulation (figure 1.5).

- Aitken : correspond à des particules de diamètre compris entre 20 nm et 100 nm. Les particules du mode Aitken sont fréquemment associées au processus de combustion avec condensation de vapeur et coagulation des agrégats condensés. Elles ont également une durée de vie courte (quelques jours) car elles croissent par coagulation avec des particules plus larges (figure 1.5).
- Accumulation : correspond à des particules qui ont évolué dans l’atmosphère par condensation de gaz et coagulation. Leurs diamètres sont compris entre 100 nm et 2.5 μm . Ces aérosols se forment par coagulation de particules, par condensation ou par conversion de gaz en particules (figure 1.5). Nous y trouvons les noyaux de condensation (CCN⁵) qui jouent un rôle fondamental dans les interactions aérosol/nuage.
- Grossier : correspond à des particules de diamètre supérieur à 2.5 μm et pouvant atteindre 100 μm . Les particules de poussières minérales d’origine naturelle (soulèvement en zones désertiques) ou anthropique (exploitation minière), les sels marins constituent une large fraction de ce mode grossier. Ces particules sont généralement émises par action mécanique entre la surface et un paramètre de frottement tel que le vent et vont essentiellement être éliminées de l’atmosphère par les mécanismes de dépôt sec.

La figure 1.5 présente le schéma récapitulatif de la distribution en taille des aérosols atmosphériques, leur processus de formation et de croissance ainsi que les mécanismes d’élimination.

Une même source d’aérosols peut produire des particules réparties sur plusieurs modes. Une fois émises ou formées dans l’atmosphère, les particules aérosols vont interagir entre elles par coagulation⁶, ou avec les molécules de gaz par condensation⁷ ce qui va avoir pour effet de modifier leurs propriétés optiques et chimiques (changement de composition chimique).

1.2 Propriétés optiques des aérosols

1.2.1 Diffusion et absorption

Dans l’atmosphère les aérosols vont interagir avec le rayonnement solaire (ultra-violet, visible et infrarouge) et terrestre (infrarouge thermique). Les propriétés optiques des aérosols permettent de quantifier cette capacité à interagir avec la lumière. L’interaction entre aérosol et rayonnement correspond à deux phénomènes : (i) la diffusion où le rayonnement est dévié dans de multiples directions ; (ii) l’absorption où une partie du rayonnement est absorbé par les particules.

L’action conjuguée de ces deux phénomènes est appelée extinction. Le coefficient d’extinction $K(\lambda)$ (en km^{-1}) à la longueur d’onde λ , qui va permettre de quantifier l’atténuation du rayonnement est défini comme la somme des coefficients de diffusion $\gamma(\lambda)$ et d’absorption $\alpha(\lambda)$.

⁵CCN : Cloud Condensation Nuclei

⁶Coagulation : processus de collision entre deux particules pour former une nouvelle particule plus grosse.

⁷Condensation : les composés semi-volatiles et les molécules d’eau vont venir se condenser à la surface d’aérosols existants.

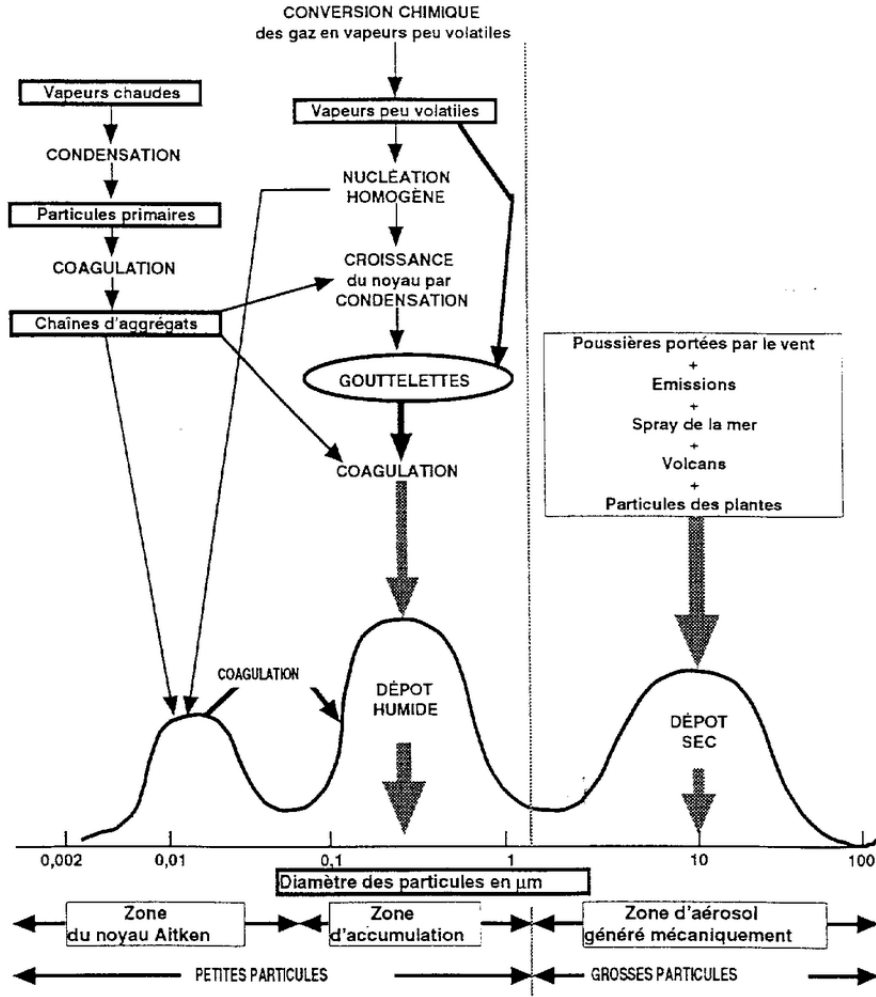


FIGURE 1.5 : Représentation schématique de la distribution en taille des aérosols atmosphériques, leur processus de formation et de croissance ainsi que les mécanismes d'élimination. (Whitby, 1978).

Nous définissons la section efficace d'extinction σ_{ext} qui met en relation l'intensité du rayonnement incident I_0 (en W/m^2) et la puissance d'extinction P_{ext} (en W) :

$$\sigma_{ext} = \frac{P_{ext}}{I_0} \quad (1.1)$$

ainsi que le facteur d'efficacité d'extinction $Q^{ext}(r)$ pour une particule :

$$Q^{ext} = \frac{\sigma_{ext}}{\pi \cdot r} \quad (1.2)$$

avec r le rayon des particules aérosols. Pour une population de particules de distribution en taille $n(r)$ ($n(r) \cdot dr$ est la concentration de particules par unité de volume et dont le rayon est compris entre r et $r + dr$) le coefficient d'extinction K s'écrit :

$$K = \int_{r_{min}}^{r_{max}} \pi r^2 Q^{ext}(r) \cdot n(r) \cdot dr \quad (1.3)$$

Le phénomène de diffusion peut être "élastique" lorsque le rayonnement diffusé conserve la

même longueur d’onde que le rayonnement incident (conservation de l’énergie), ou ”inélastique” lorsque la longueur d’onde du rayonnement diffusé est différente de celle du rayonnement incident.

Suivant la taille des particules aérosols interagissant avec le rayonnement, trois régimes de diffusion élastique peuvent être distingués :

- Régime de diffusion de Rayleigh : lorsque la longueur d’onde du rayonnement incident est grande comparée à la taille des particules (rayon $r \ll \lambda$). C’est ce régime de diffusion qui doit être utilisé pour décrire l’interaction lumière-matière pour les gaz constituant l’atmosphère (Rayleigh, 1871). L’efficacité de cette diffusion élastique dépend peu de la forme des particules et augmente rapidement avec la fréquence de l’onde électromagnétique ($\propto \omega^4$).
- Régime de diffusion de Mie : lorsque le diamètre de la particule est du même ordre de grandeur que la longueur d’onde du rayonnement incident (Mie, 1908). Un autre formalisme doit être adopté avec une dépendance en longueur d’onde plus complexe et des anisotropies plus grandes que pour la diffusion Rayleigh.
- Régime de diffusion géométrique : lorsque le diamètre de la particule est grand devant la longueur d’onde du rayonnement incident, on applique les lois de l’optique géométrique.

Pour la diffusion de Mie les phénomènes de diffusion ne sont pas isotropes, ils sont alors caractérisés par une fonction de phase $P(\theta)$ qui définit la répartition angulaire du rayonnement diffusé (Pandis et Seinfeld, 2006) :

$$P(\theta) = \frac{F(\theta)}{\int_0^\pi F(\theta) \cdot \sin(\theta) \cdot d\theta} \quad (1.4)$$

avec $F(\theta)$ l’intensité du rayonnement diffusé dans la direction θ . Afin de définir les caractéristiques de la fonction de phase, il est courant d’utiliser le paramètre d’asymétrie g , défini comme l’intensité moyenne pondérée par le cosinus de l’angle de diffusion θ :

$$g = \frac{1}{2} \int_0^\pi \cos(\theta) \cdot P(\theta) \cdot \sin(\theta) \cdot d\theta \quad (1.5)$$

Si $g = 1$, le rayonnement est totalement diffusé dans la direction vers l’avant $\theta = 0^\circ$, et si $g = -1$ tout le rayonnement est diffusé vers l’arrière ($\theta = 180^\circ$). Cette propriété est intrinsèque à l’aérosol et ne dépend pas de la quantité d’aérosols.

Concernant l’absorption, un paramètre crucial sera la partie imaginaire m_i de l’indice de réfraction $m = m_r + i \cdot m_i$. Alors que la partie réelle m_r quantifie la réduction de la vitesse de la lumière par rapport à sa vitesse dans le vide, la partie imaginaire m_i mesure la perte d’énergie du rayonnement traversant ce milieu, en d’autres termes son absorption.

Afin de quantifier l’importance relative des phénomènes de diffusion et d’absorption pour des particules aérosols l’albédo de simple diffusion $\bar{\omega}$ est utilisé. Ce paramètre est défini comme

le rapport entre le coefficient de diffusion et le coefficient d'extinction.

$$\bar{\omega}(\lambda) = \frac{\gamma(\lambda)}{\alpha(\lambda) + \gamma(\lambda)} \quad (1.6)$$

Sa valeur est proche de 1 pour des particules non absorbantes.

1.2.2 L'épaisseur optique

Afin de caractériser l'extinction due à la présence d'aérosols sur toute ou une partie de la colonne atmosphérique, l'épaisseur optique aérosols (AOD⁸), grandeur sans dimension, est définie comme l'intégrale du coefficient d'extinction (équation 1.3) sur la colonne :

$$AOD = \int_{base}^{top} K(\lambda) \cdot dz \quad (1.7)$$

1.2.3 Le coefficient d'Angström

Le coefficient d'Angström a est défini comme la variation du coefficient de diffusion (ou épaisseur optique) entre deux longueurs d'ondes ($\gamma_{\lambda_1}, \gamma_{\lambda_2}$) :

$$a = -\frac{\log\left(\frac{\gamma_{\lambda_1}}{\gamma_{\lambda_2}}\right)}{\log\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \quad (1.8)$$

Le coefficient d'Angström permet d'obtenir une information sur la distribution en taille des aérosols. En effet, il est inversement proportionnel à la taille moyenne des particules aérosols. Plus les particules sont petites, plus le coefficient sera élevé. De plus, une fois déterminé à partir de la mesure de l'épaisseur optique pour deux longueurs d'ondes, il est possible de dériver l'épaisseur optique pour toutes les autres longueurs d'onde au voisinage de longueur d'onde moyenne $\frac{\lambda_1 + \lambda_2}{2}$.

1.2.4 Propriétés optiques à partir des mesures lidar

Dans le cas d'applications lidar nous nous intéressons généralement à la quantité de lumière rétro-diffusée, c'est à dire diffusée dans la direction incidente. Le lidar mesure l'énergie lumineuse émise par l'instrument et rétro-diffusée par une tranche d'atmosphère dans la direction du récepteur. Le bilan de liaison entre le signal mesuré par le lidar et l'énergie émise, où le coefficient de rétro-diffusion de l'atmosphère $\beta(z)$ est fonction de la distance et est donné par l'équation lidar (équation 3.1 annexe A). Dans l'analyse des observations lidar plusieurs grandeurs sont couramment utilisées afin de caractériser les propriétés optiques des populations d'aérosols observées :

- Le rapport de diffusion $R_{diff}(\lambda)$ (sans unité) est défini comme le rapport entre le coefficient de rétro-diffusion de l'atmosphère $\beta(\lambda)$ ($\beta(\lambda) = \beta_{aero}(\lambda) + \beta_{mol}(\lambda)$), avec $\beta_{aero}(\lambda)$

⁸Aerosol Optical Depth

le coefficient de rétro-diffusion par les aérosols et $\beta_{mol}(\lambda)$ le coefficient de rétro-diffusion moléculaire) et le coefficient de rétro-diffusion moléculaire. Les coefficients de rétro-diffusion moléculaire $\beta_{mol}(\lambda)$ et de rétro-diffusion aérosols $\beta_{aero}(\lambda)$ s'expriment en $km^{-1} \cdot sr^{-1}$. $R_{diff}(\lambda)$ permet de quantifier les propriétés diffusantes des aérosols, c'est à dire à la fois la charge en aérosols et l'efficacité de diffusion.

$$R_{diff}(\lambda) = \frac{\beta_{mol}(\lambda) + \beta_{aero}(\lambda)}{\beta_{mol}(\lambda)} \quad (1.9)$$

- Le rapport lidar LR⁹ (en sr^{-1}) est défini comme le rapport entre le coefficient d'extinction $\alpha(\lambda)$ (en km^{-1}) et le coefficient de rétro-diffusion $\beta(\lambda)$ (en $km^{-1} \cdot sr^{-1}$).

$$LR = \frac{\alpha(\lambda)}{\beta(\lambda)} \quad (1.10)$$

Le rapport lidar varie typiquement entre 20 sr pour des aérosols de type sel marin, et 70 sr pour des aérosols de combustion urbains ou de feux de forêt (Burton et collab., 2013). Le rapport lidar augmente en général avec la diminution de la longueur d'onde. A titre d'exemple, dans le cas d'aérosols de pollution, le rapport lidar est généralement 10 sr plus élevé à 355 nm qu'à 532 nm (Mattis et collab., 2004; Müller et collab., 2007). Dans le cas de poussières désertiques asiatiques, Murayama et collab. (2004) observent des différences de 17 sr^{-1} entre le rapport lidar à 355 nm et à 532 nm.

- Le rapport de couleur CR¹⁰ (sans unité) défini comme le rapport du coefficient de rétro-diffusion par les aérosols β_{aero} pour deux longueurs d'onde différentes. Si l'écart en longueur d'onde est suffisant, par exemple entre l'IR et le visible, le CR sera fonction de la distribution en taille des particules aérosols. En effet, il est directement lié au coefficient d'Angström a par la relation suivante (de Villiers et collab., 2010) :

$$CR = \frac{\beta_{aero,1064}(z)}{\beta_{aero,532}(z)} = \frac{R_{1064}(z) - 1}{R_{532}(z) - 1} \cdot \frac{1}{16} = \frac{LR_{532}}{LR_{1064}} \cdot 2^{-a} \quad (1.11)$$

avec $\frac{1}{16}$ le rapport entre la rétro-diffusion moléculaire à 532 nm et 1064 nm. Le CR varie typiquement entre 0.2 et 1 pour ces deux longueurs d'onde.

- Le rapport de dépolarisation R_{depol} (sans unité) est défini comme le rapport entre les coefficients de rétro-diffusion suivant deux états de polarisation différents. Lorsque le rayonnement incident rencontre une particule, sa polarisation est modifiée. Ce phénomène est d'autant plus important que la particule n'est pas sphérique comme dans le cas de poussières minérales ou volcaniques. R_{depol} va ainsi permettre de déterminer la sphéricité des aérosols. Des mesures lidar, avec détection du canal dépolarisé, réalisées en Amérique du Nord et en Amérique centrale ont observé de valeurs faibles de R_{depol} , entre 3% et

⁹LR : Lidar Ratio

¹⁰CR : Color Ratio

7%, pour des émissions urbaines et des valeurs de R_{depol} atteignant 30% dans le cas de panaches poussières désertiques pures (Burton et collab., 2013).

Les interactions, entre le rayonnement incident en provenance du Soleil ou émis par la Terre et les aérosols, qui ont lieu dans l’atmosphère, vont avoir un impact sur le bilan radiatif de la Terre.

1.3 L’impact radiatif des aérosols

1.3.1 Effets radiatifs des aérosols

Avant d’atteindre la surface terrestre, le rayonnement solaire incident va interagir avec les constituants de l’atmosphère qu’il traverse. De la même manière, le rayonnement infrarouge émis par la Terre va interagir avec l’atmosphère. Les aérosols atmosphériques contribuent à ces interactions et vont modifier la quantité de rayonnement absorbé et réfléchi par l’atmosphère. Le déséquilibre entre rayonnement solaire incident et émission du système Terre dans l’IR dû aux aérosols, est appelé ”forçage radiatif des aérosols”.

Les effets des aérosols sur le bilan radiatif de la Terre sont classés suivant 3 catégories :

- L’effet direct : il correspond au forçage lié à l’interaction directe entre rayonnement et aérosols au travers des phénomènes de diffusion et d’absorption. La diffusion par les aérosols renvoie le rayonnement solaire dans toutes les directions, dont une partie vers l’espace, ce qui va induire un refroidissement local. L’absorption par les aérosols va quand à elle induire un réchauffement local de l’atmosphère et va diminuer la proportion du rayonnement réfléchi vers l’espace (Haywood et Shine, 1995). L’effet direct des aérosols est aussi directement lié à leurs propriétés optiques de diffusion et d’absorption. Tous les aérosols diffusent le rayonnement solaire mais dans des proportions relatives en fonction de leur taille et de leur composition. Le bilan du rayonnement infrarouge dépend des propriétés diffusantes (diffusion Rayleigh) et d’absorption des aérosols, principalement dans les fenêtres d’absorption non influencées par les gaz à effet de serre. De plus, la présence de nuages et la position relative des couches d’aérosols par rapport aux nuages va également conduire à une rétroaction positive de l’effet direct (Liao et Seinfeld, 1998; Keil et Haywood, 2003). En effet le rôle de l’albédo du nuage sur le bilan radiatif est moindre avec l’existence de couches d’aérosols au-dessus des nuages.
- L’effet semi-direct : l’absorption du rayonnement solaire par les aérosols induit un réchauffement local de l’atmosphère qui va modifier sa structure verticale et va impacter la formation des nuages (Hansen et collab., 1997; Johnson et collab., 2004). La présence de nuages contribue alors à augmenter la ré-émission vers le sol du rayonnement infrarouge mais surtout la réflexion vers l’espace du rayonnement visible. Un réchauffement local dans la couche nuageuse conduit généralement à une rétroaction positive alors que le renforcement du saut de température potentielle lors d’un échauffement au-dessus de nuages, conduit à une rétroaction négative.

- L'effet indirect : il dépend de l'efficacité des interactions microphysiques entre aérosols et nuages. Les aérosols peuvent servir de noyaux de condensation (CCN) ou de glaciation (ICN¹¹) pour la formation de gouttelettes d'eau nuageuses (Twomey, 1977). Cet effet est dépendant de la taille des aérosols (Dusek et collab., 2006) ainsi que de leur spécification chimique. Les aérosols vont avoir un effet sur la taille et le nombre de gouttelettes d'eau. Une forte charge en CCN ou ICN tend à produire des gouttelettes de petite taille en plus grand nombre ce qui va donner lieu à la formation de nuages fortement réfléchissants. Ce premier effet a une rétroaction négative sur le bilan radiatif (c.à.d. un refroidissement). De plus les gouttelettes étant de petite taille, elles n'atteignent pas leur taille de sédimentation et vont donc rester en suspension ce qui va avoir tendance à augmenter le temps de vie des structures nuageuses (Chosson, 2006; Sandu et collab., 2008). Ce second effet peut conduire à une rétroaction positive ou négative sur le bilan radiatif suivant l'altitude et la latitude des nuages.

Enfin, il faut aussi tenir compte du dépôt des aérosols sur la neige qui va augmenter l'absorption de ces surfaces et ainsi contribuer au réchauffement de la surface.

La figure 1.6 présente schématiquement les différents effets radiatifs des aérosols décrits ci-dessus.

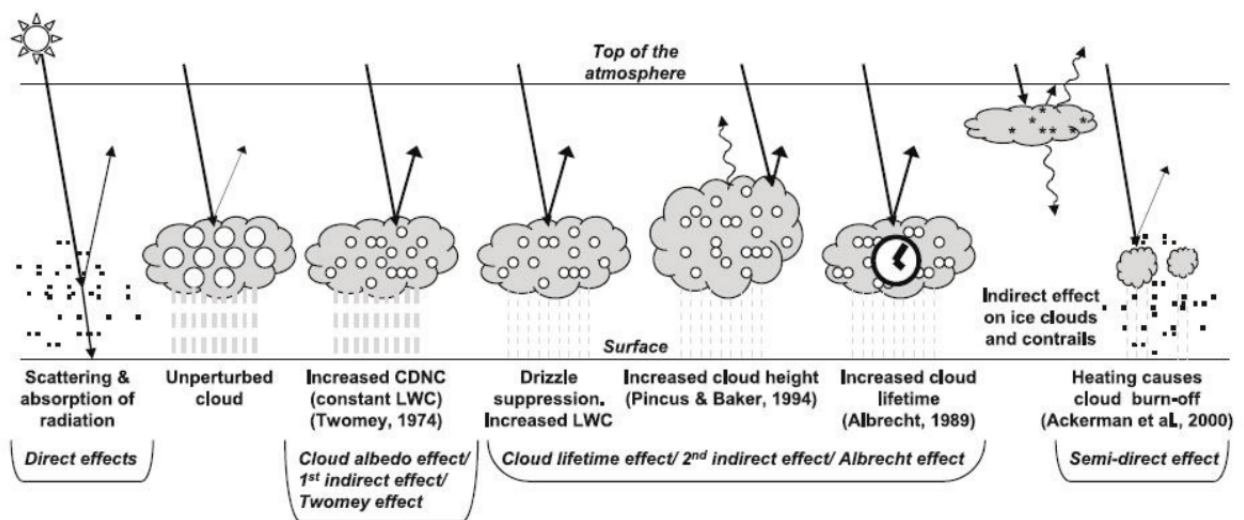


FIGURE 1.6 : Représentation schématique des effets directs, indirects et semi-directs des aérosols sur le climat. Les points noirs représentent les aérosols, les cercles blancs de plus petit diamètre représentent les gouttes d'eau résultant de la présence d'aérosols et ceux de plus gros diamètre, les gouttes en l'absence d'aérosols. Les flèches noires représentent les radiations et leur épaisseur l'intensité diffusée. Les traits pointillés gris représentent les précipitations et l'épaisseur des traits leur intensité. CDNC (Cloud Droplet Number Concentration) correspond à la concentration en nombre des gouttelettes de nuage et LWC (Liquid Water Content) le contenu en eau liquide. (Stocker et collab., 2014)

L'importance de la contribution de ces différents effets dans le forçage radiatif de la Terre est dépendante de la distribution spatiale, horizontale et verticale ainsi qu'à la variabilité temporelle

¹¹Ice Condensation Nuclei

des aérosols (pics de fortes émissions localisées, cycle diurne, lessivages par les nuages).

1.3.2 Forçage radiatif de la Terre

Les effets radiatifs des aérosols que nous venons de présenter interviennent à différents niveaux compte tenu des types d'aérosols rencontrés et de leur altitude. La figure 1.7 présente les estimations du forçage radiatif en 2011 par rapport à 1750 avec les incertitudes cumulées pour les principaux facteurs du changement climatique (Stocker et collab., 2014).

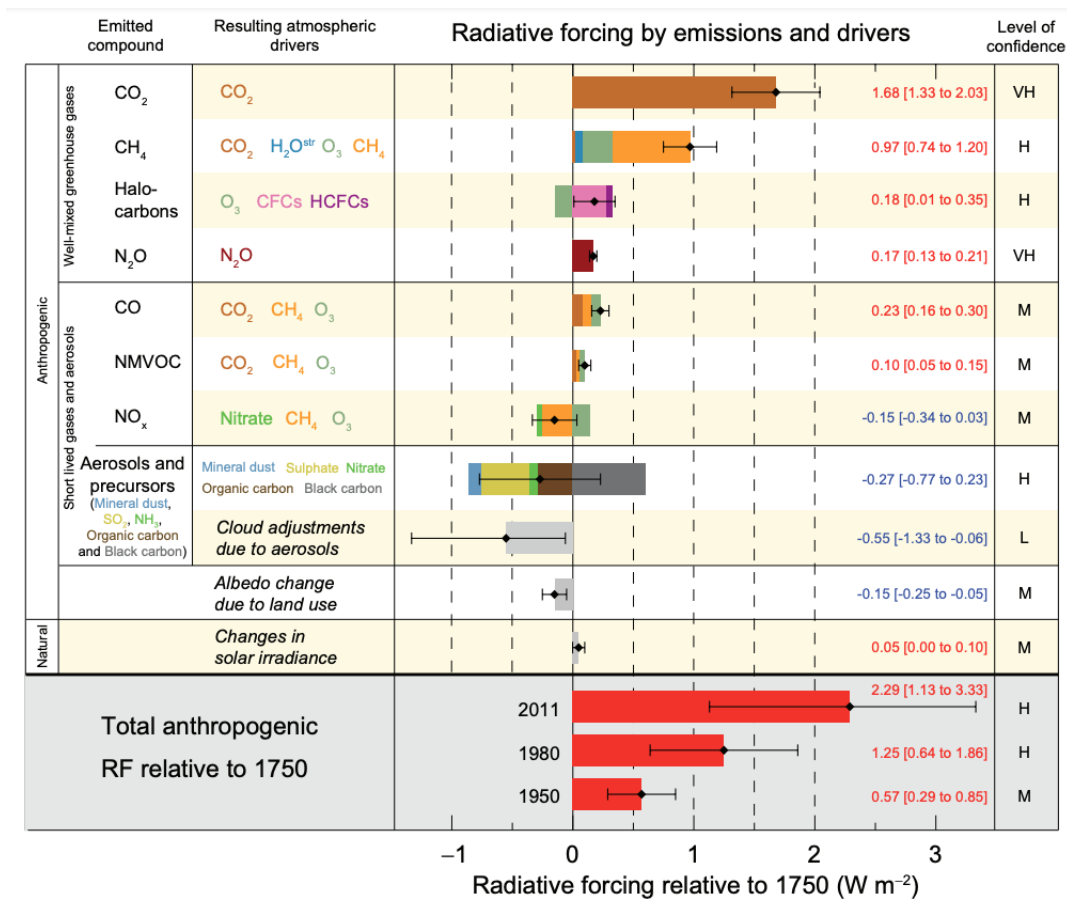


FIGURE 1.7 : Estimations du forçage radiatif en 2011 par rapport à 1750 et incertitudes cumulées pour les principaux facteurs du changement climatique. Les valeurs (en rouge et bleu) représentent le forçage radiatif moyen global (RF), réparti en fonction des composés émis ou des processus qui résultent d'une combinaison de facteurs. La meilleure estimation du forçage radiatif net est présentée sous la forme d'un marqueur noir avec les intervalles d'incertitudes associés. Les valeurs numériques sont fournies sur la partie droite ainsi que le niveau de connaissance scientifique (VH - très élevé, H - élevé, M - moyen, L - faible, VL - très faible). Le forçage de l'albédo dû au carbone suie (BC) sur la neige et la glace est inclus dans la barre d'aérosols de BC. Les petits forçages dûs aux traînées de condensation (0,05 W/m², y compris les cirrus induits par les traînées de condensation), et les HFC, PFC et SF₆ (total 0,03 W/m²) ne sont pas indiqués. Les forçages radiatifs des gaz en fonction de la concentration peuvent être obtenus en additionnant les barres de même couleur. Le forçage dû aux éruptions volcaniques n'est pas inclus car sa nature épisodique est difficilement comparable à d'autres mécanismes de forçage. Le forçage radiatif anthropique total est fourni pour trois années différentes par rapport à 1750 (Stocker et collab., 2014).

Le groupe intergouvernemental sur le changement climatique (IPCC¹²) estimait en 2013 que le forçage radiatif net induit par l'activité humaine était de $+2.29 \text{ W/m}^2$. Dans ce total les plus grandes sources d'incertitudes sont liées à la prise en compte des effets des aérosols, qu'ils soient directs (incertitude comprise entre -0.77 W/m^2 et $+0.23 \text{ W/m}^2$) ou indirects (incertitude comprise entre -1.33 W/m^2 et -0.06 W/m^2). De manière générale les effets des aérosols sur le bilan radiatif vont avoir tendance à induire un forçage négatif à l'exception du BC qui va avoir un forçage positif (Stocker et collab., 2014).

De nombreuses campagnes de mesures de terrain se sont intéressées à l'étude du forçage radiatif pour différents types d'aérosols dans différentes régions du monde : la campagne TARFOX pour la pollution industrielle en Amérique du Nord (Russell et collab., 1999), INDOEX pour l'export de pollution indienne au-dessus de l'Océan Indien (Ramanathan et collab., 2001), les aérosols de feux de biomasse au Brésil lors de la campagne BASE-A (Kaufman et collab., 1992), ou encore les poussières minérales sur la côte nord-ouest africaine ou en Afrique australe lors des campagnes SHADE (Tanré et collab., 2003) ou AEROCLO (Chazette et collab., 2019). Les observations satellites permettent également de compléter les connaissances sur le forçage radiatif par les aérosols (Yu et collab., 2006).

Cependant les incertitudes sur l'impact radiatif des aérosols restent élevées du fait de l'importante variabilité des altitudes des couches d'aérosols ainsi que leur interaction avec les nuages. Une caractérisation des types d'aérosols à l'échelle régionale est ainsi un paramètre clef pour évaluer cet impact radiatif et certaines régions du globe comme la Sibérie présentent un manque important de données.

1.4 La Sibérie, une région encore mal documentée

1.4.1 Introduction

La Sibérie est une immense zone de 13 millions de kilomètres carrés, soit 9% des surfaces émergées de la Terre et 30% des surfaces forestières, majoritairement recouverte de tundra et de forêts boréales. Cette région est très peu peuplée (≈ 3.5 habitants par kilomètre carré) et l'activité industrielle y est très dispersée. Cette région est éloignée des grandes sources de pollution de l'hémisphère Nord (Amérique du Nord, Europe et nord-est de la Chine) mais le transport à longue distance de ces sources est possible. De grandes zones forestières ou désertiques sont également des sources potentielles d'aérosols non anthropiques.

1.4.2 Les sources d'aérosols en Sibérie

Les sources naturelles

La composition de l'atmosphère de la Sibérie est influencée par les sources naturelles saisonnières comme les feux de biomasse, dont l'impact sur le contenu en aérosols est bien identifié (Lavoué

¹²Intergovernmental Panel on Climate Change

et collab., 2000; Paris et collab., 2009a). Les feux de forêt constituent une source majeure de BC et de de CO (Lavoué et collab., 2000). Les émissions de CO des feux sibériens représentent par exemple 56% des émissions totales attribuées aux incendies dans l'hémisphère Nord.

La figure 1.8 présente la distribution spatiale des AOD à 550 nm en Sibérie, avec une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$, réalisée à partir des données MODIS pour le mois de juillet 2020 qui a été marqué par la présence de très nombreux incendies. Les feux intenses dans la zone se trouvant au nord de 60°N et entre 100°E et 180°E ont conduit à des valeurs d'AOD moyennes pouvant dépasser 0.8.

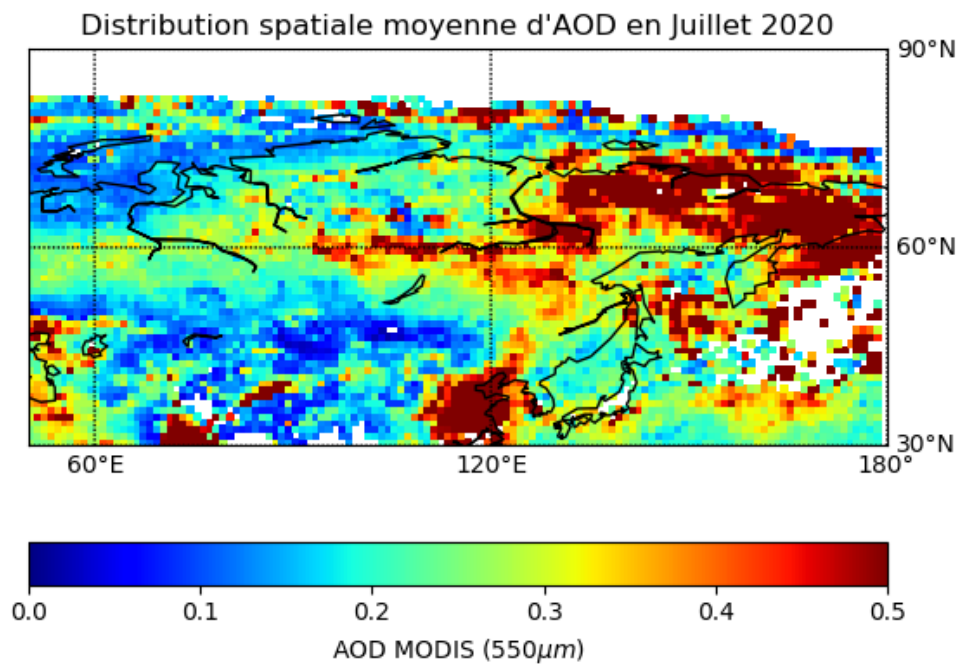


FIGURE 1.8 : Distribution spatiale des AOD MODIS à 550 nm, avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$, réalisée à partir des données du mois de juillet 2020.

Les particules aérosols issues de ces feux de forêt peuvent être injectées par pyroconvection à haute altitude, troposphère libre et basse stratosphère, et être transportées sur plusieurs milliers de kilomètres dans tout l'hémisphère Nord (Cahoon Jr et collab., 1994; Tanimoto et collab., 2000; Damoah et collab., 2004). La Sibérie se réchauffe en moyenne deux fois plus vite que le reste de la planète (Overland et collab., 2015). L'augmentation des températures a pour conséquence une augmentation des feux de forêt en Sibérie. Des mesures lidar sol de la distribution verticale des aérosols en Sibérie réalisées par Dieudonné et collab. (2015), à partir d'un lidar à rétro-diffusion à 355 nm mobile installé dans une camionnette en suivant le transect entre Smolensk (32°E , 54°N) et le lac Baikal (107°E , 51°N), ont montré l'omniprésence des panaches de feux de biomasse au cours de cette campagne de terrain qui a eu lieu en juin 2013.

Les grandes étendues forestières constituent également une source importante d'aérosols

biogéniques (Tunved et collab., 2006). Dans le cas des forêts sibériennes les émissions sont limitées par les conditions climatiques. Les faibles températures, ne dépassant pas les 0°C une grande partie de l'année, limitent les émissions biogéniques mais une augmentation des températures due au changement climatique engendrerait une augmentation des émissions (Liao et collab., 2006; Tsigaridis et Kanakidou, 2007; Heald et collab., 2008). De plus dans ces conditions, le sol des forêts sibériennes stockent de grandes quantités de carbone qui pourraient être rejetées dans l'atmosphère avec l'augmentation des températures.

Des panaches d'aérosols désertiques, en provenance des déserts d'Asie Centrale et de la région de la mer Caspienne ont également été détectés jusqu'à 55°N (Dieudonné et collab., 2015; Ancellet et collab., 2019).

Les sources anthropiques

En ce qui concerne les sources d'aérosols anthropiques, les émissions de gaz et de particules des torchères brûlant du gaz dans les zones d'exploitation du pétrole et du gaz naturel, principalement dans la région industrielle de la vallée de l'Ob (60°N, 78°E), ainsi que l'advection des masses d'air polluées depuis la Chine ont été identifiées comme des sources importantes d'aérosols (Stohl et collab., 2013). Cependant l'impact de ces polluants est sous-estimé en grande partie en raison du manque de données fiables dans les inventaires d'émissions (Bond et collab., 2013; Huang et collab., 2015). Le développement des moyens d'observation est donc crucial.

Des observations lidar régulières ont été effectuées en Sibérie dans la ville de Tomsk (56.30°N, 85.58°E) en utilisant soit un lidar Raman multi-longueur d'onde basé au sol pour réaliser 60 profils nocturnes de mars à octobre (Samoilova et collab., 2010, 2012), soit 8 mois de mesures quotidiennes avec un lidar micropulse de 808 nm couplé au photomètre solaire (Ancellet et collab., 2019). Samoilova et collab. (2012) a montré que les caractéristiques optiques des mesures lidar des aérosols (coefficient d'angstrom et rapport lidar) peuvent être bien expliquées en utilisant un modèle d'aérosols urbain et que la variabilité saisonnière (différence entre les mois chauds et froids) est faible dans la couche limite planétaire mais significative dans la troposphère libre.

La variabilité saisonnière des types d'aérosols et des sources en Sibérie, établie par Ancellet et collab. (2019) à partir d'observations effectuées à Tomsk, a montré que 56% des couches d'aérosols détectées sont liées aux émissions naturelles (végétation, feux de forêt et poussières désertiques) et 44% aux émissions anthropiques (un tiers provenant des torchères et deux tiers des émissions urbaines).

Les résultats présentés ici sont principalement liés aux observations effectuées à proximité des grandes villes sibériennes. En raison de l'isolement et de la taille de la Sibérie, peu de données permettent de caractériser les sources d'aérosols et leurs propriétés optiques (figure 1.9).

Les observations du réseau d'instruments sol AERONET (AERosol ROBotic NETwork, chapitre 2 section 2.1.1) ont également permis d'étudier les sources d'aérosols et leurs ca-

ractéristiques mais le nombre de sites de mesures est limité en Sibérie et ne couvre pas une grande partie de la Sibérie centrale (étoiles rouges de la figure 1.9). Afin d’obtenir davantage de données, des mesures aéroportées et l’observation depuis l’espace sont nécessaires.

1.4.3 Le projet YAK-AEROSIB

Le projet YAK-AEROSIB (Airborne Extensive Regional Observations in Siberia), démarré en 2004, a pour objectif d’établir des observations systématiques des composés atmosphériques (CO_2 , CH_4 , O_3) et du contenu en aérosols, ainsi que leurs propriétés (distribution en taille, concentrations, propriétés de diffusion), en moyenne et basse troposphère en Sibérie et de décrire les variabilités saisonnières et interannuelles des sources et du transport des composés étudiés. Ces observations sont effectuées à partir d’instruments aéroportés à raison d’une campagne par an. Les vols sont effectués selon un axe nord-sud, allant de la ville de Novossibirsk (55°N , 82.86°E) à la ville de Norilsk (69.35°N , 88.15°E), et un axe est-ouest, allant de la ville de Novossibirsk à la ville de Yakutsk (62°N , 129.7°E) afin de permettre d’échantillonner les principales sources d’aérosols en Sibérie (1.9). Ce projet, débuté en 2004, a permis de démontrer que les mesures aéroportées des concentrations atmosphériques de CO_2 , CH_4 , CO , O_3 et de la teneur en aérosols en Sibérie sont très précieuses pour localiser les sources anthropiques et naturelles d’aérosols et de gaz à l’état de traces, ainsi que pour caractériser l’importance du transport à longue distance (Paris et collab., 2008, 2009a).

Si les mesures aéroportées permettent une couverture régionale avec une bonne résolution spatiale, leur couverture temporelle reste limitée. Seuls les instruments spatiaux ont la capacité de fournir une couverture globale quotidienne de la caractérisation des aérosols avec une bonne résolution spatiale. Le couplage des résultats des campagnes YAK avec ces observations est indispensable, et notamment avec celles de l’instrument CALIOP (Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) qui fait partie de la mission CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations, chapitre 2 section 2.2.3, Winker et collab. (2009)). CALIOP fournit un signal de rétro-diffusion atténué à 532 nm et 1064 nm et une dépolarisation à 532 nm. Des études régionales sur les aérosols avec CALIOP ont été menées pour les hautes latitudes (Pierro et collab., 2011; Devasthale et collab., 2011), l’Arctique européen (Ancelet et collab., 2014), et la calotte glaciaire Arctique (Di Biagio et collab., 2018) mais des études similaires sont également nécessaires pour la Sibérie.

1.4.4 Les mécanismes de transport des masses d’air

Nous avons évoqué à plusieurs reprises l’importance du transport longue distance comme un élément central pour analyser les observations effectuées à l’échelle de la Sibérie. Nous allons ici préciser les principaux régimes de circulation des masses d’air dans cette région.

A l’échelle planétaire la circulation atmosphérique se caractérise par les mouvements des différentes masses d’air entourant la Terre. Ces mouvements s’organisent suivant 3 cellules convectives dans chaque hémisphère : (i) la cellule de Hadley entre l’équateur et le 30ème

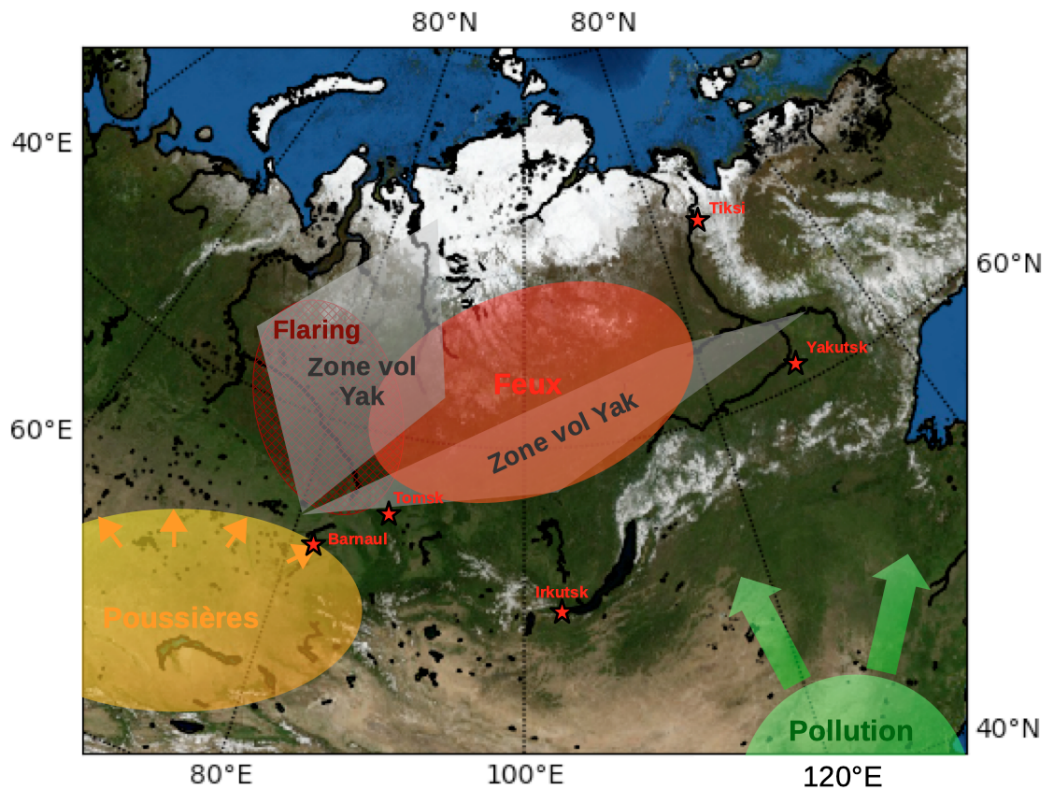


FIGURE 1.9 : Carte présentant les principales sources d'aérosols en Sibérie. Les deux zones grisées représentent les régions survolées lors des campagnes aéroportées YAK-AEROSIB. Les étoiles rouges représentent l'emplacement des stations de mesures du réseau AERONET en Sibérie.

parallèle (Hadley) ; (ii) la cellule polaire entre le 60ème et le pôle Nord ou Sud ; (iii) la cellule de Ferrel qui se trouve entre la cellule de Hadley et la cellule polaire (Ferrel, 1856) (figure 1.10).

La Sibérie se trouve à l'interface entre la circulation intertropicale (cellule de Ferrel) et la cellule polaire. Même si la circulation moyenne zonale est d'ouest en est, la composante latitudinale du vent se développe avec la formation des perturbations baroclines . Entre septembre et avril un anticyclone, dont le centre se trouve généralement au niveau du lac Baïkal, se forme du fait du refroidissement des masses d'air engendré par le refroidissement intense de la surface. Ces masses d'air froid très denses sont associées à une dépression en altitude qui va engendrer une augmentation de la masse de la colonne d'air et donc une augmentation de la pression ; le transport méridien ainsi engendré est peu efficace. Ce phénomène est amplifié par le fait que les plaines sibériennes, entourées de montagnes, vont emprisonner les masses d'air à basse altitude. En été cette zone est beaucoup moins fréquemment dominée par un anticyclone avec des échanges méridiens plus fréquents.

La formation des cyclones extratropicaux, résultant du développement des perturbations de l'oscillation barocline permet le développement de 4 types de mécanismes de transport méso-échelle :

- Warm conveyor belt : ce courant d'air chaud et humide trouve son origine dans la couche limite de la partie chaude d'un cyclone de moyenne latitude (en avant du front froid). Il se dirige des basses latitudes vers le Nord. Lors de son trajet vers le Nord ce courant

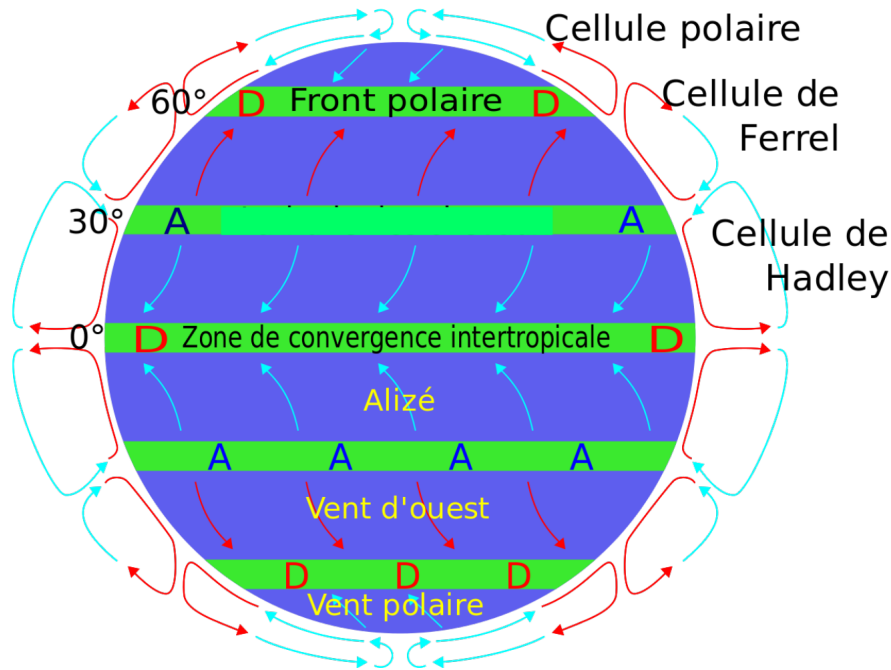


FIGURE 1.10 : Vue idéalisée des trois cellules ou zones de circulation atmosphérique. Repère A pour anticyclone (haute pression) et D pour dépression (basse pression).

chaud va prendre de l'altitude et dépasser le front froid situé au Nord ce qui contribue à la formation de nuages et de précipitations. Le courant d'air chaud peut atteindre des altitudes de 9 km. Il permet un transport efficace des émissions chinoises à plus haute altitude et vers les régions polaires, mais également un lessivage d'une partie des aérosols.

- **Dry conveyor belt** : à l'ouest de la dépression, une subsidence sèche proche de la tropopause va se développer. Ce courant d'air sec riche en ozone et appauvri en aérosols s'enroule autour de la dépression, à sa périphérie, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (hémisphère nord). Cette intrusion sèche va avoir tendance à réduire la couverture nuageuse.
- **Cold conveyor belt** : le courant froid et humide à l'avant du front chaud va prendre de l'altitude et permettre un déplacement vers l'Ouest relativement au déplacement du front. Une fois la limite nord-ouest de la dépression atteinte ce courant va se diviser en deux. Une partie va tourner et se diriger vers l'Est et l'autre tourne en se dirigeant vers le Sud. Il permet une advection des émissions à l'avant du passage vers la zone d'instabilité derrière le front.
- **Circulation de traîne post front froid** : après le passage du front froid, l'air demeure instable sur une distance de 100 à 500 km ce qui va entraîner dès la formation de structures nuageuses dans la PBL, une baisse des températures ainsi qu'une augmentation du vent.

Ces mécanismes sont responsables du transport horizontal et du mélange vertical des panaches d'aérosols tout au long de l'année mais surtout en été quand l'anticyclone de Sibérie faiblit.

Le transport intercontinental est également efficace pour transporter les aérosols loin de leurs sources d'émission. Il a été observé des épisodes de concentration élevée en sulfates dans le nord-ouest des Etats-Unis au printemps; ils ont été attribués aux émissions asiatiques (transport transpacifique) (Jaffe et collab., 2003; Bertschi et Jaffe, 2005). Le transport de polluants depuis l'Amérique du Nord vers l'Arctique a également été observé (transport transatlantique) (Stohl et Trickl, 1999; Guerova et collab., 2006); de même que l'export de polluants européens vers l'Afrique du Nord et le Proche-Orient (Stohl et collab., 2002a; Duncan et Bey, 2004), mais également vers l'Arctique (Rahn et McCaffrey, 1980; Stohl, 2006; Law et Stohl, 2007).

Transport vers l'Arctique

L'export des aérosols vers l'Arctique contribue à la formation d'une brume arctique mince et brune qui limite la visibilité sur l'horizon. Ces brumes sont composées de particules aérosols telles que des sulfates, des nitrates, de BC. Ces brumes sont essentiellement présentes en hiver et au début du printemps lorsque les processus d'élimination des aérosols dans l'atmosphère Arctique sèche sont très lents. En effet durant cette période la température de surface très basse conduit à une stratification thermique très stable qui forme un dôme au-dessus de la basse troposphère de l'Arctique et qui va l'isoler des moyennes latitudes par une barrière dynamique. Cette barrière peut descendre jusqu'à 45°N et ainsi inclure les sources locales sibériennes qui vont avoir un impact important sur le contenu atmosphérique de la basse troposphère arctique. Le BC qui est un composant à faible concentration ($< 500\text{ng} \cdot \text{m}^3$, Hansen et Novakov (1989)) mais important de la brume arctique (Sharma et collab., 2006) provoque un réchauffement de l'atmosphère et son dépôt sur la neige modifie l'albédo des surfaces (Warren et Wiscombe, 1980; Clarke et Noone, 2007). Cet effet a été suggéré comme non négligeable comparé à l'influence des gaz à effet de serre (Hansen et Nazarenko, 2004). Les observations liées aux calculs de trajectoires suggèrent que les sources russes ont la plus forte influence sur les niveaux de BC à Alert et Barrow (Sharma et collab., 2006).

Durant l'été, les feux de forêt boréales d'Amérique du Nord et de Sibérie constituent la source principale de BC en Arctique. Par exemple lors de l'été 2004, des feux de forêt de grande ampleur se sont produits au Canada et en Alaska ce qui a également entraîné une diminution de l'albédo de la neige à Summit (Groenland) (Stohl et collab.). Les feux sibériens peuvent avoir un impact plus important que les feux nord-américains du fait des surfaces affectées (Stohl, 2006). Les feux de l'été 2003 ont représenté entre 16% et 33% des épaisseurs optiques aérosols observées et entre 40% et 56% de la masse de BC déposée au Nord de 75°N (Generoso et collab., 2007).

Du fait de leur proximité avec l'Arctique les sources d'aérosols sibériennes jouent un rôle important sur le contenu atmosphérique des régions arctiques. Une bonne caractérisation des sources d'aérosols et des quantités émises sont primordiales pour évaluer avec précision le forçage radiatif dû à la présence d'aérosols dans ces régions très sensibles au changement climatique.

1.5 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté les principaux types d'aérosols atmosphériques, les sources d'émissions et les processus d'élimination de ces aérosols ainsi que les principales propriétés optiques permettant d'évaluer leur impact sur le climat. Les interactions entre rayonnement et aérosols, basées sur les phénomènes de diffusion et d'absorption, vont modifier la quantité de rayonnement absorbé et réfléchi par l'atmosphère et donc avoir un impact sur le bilan radiatif de la Terre. L'impact des aérosols sur ce bilan radiatif est classé en 3 catégories : (i) l'effet direct qui correspond au forçage lié à l'interaction directe entre rayonnement et aérosols au travers des phénomènes de diffusion et d'absorption ; (ii) l'effet semi-direct qui correspond à la modification de la structure verticale de l'atmosphère induit par un réchauffement local dû à l'absorption par les aérosols ; (iii) l'effet indirect qui dépend de l'efficacité des interactions microphysiques entre aérosols et nuages.

Du fait de la complexité des interactions entre les aérosols et leur environnement ainsi que du manque de connaissance sur leur distribution et leur altitude d'injection, l'IPCC estimait en 2013 que les plus grandes sources d'incertitudes, dans l'étude du bilan radiatif de la Terre, sont liées à la prise en compte des effets des aérosols. Une caractérisation des aérosols à l'échelle régionale est ainsi indispensable pour évaluer cet impact radiatif et certaines régions du globe comme la Sibérie présentent un manque important de données permettant ces études.

La composition atmosphérique, en gaz et en particules, de la Sibérie est influencée par des sources naturelles ou anthropiques. Les principales sources naturelles sont les feux de forêt qui se produisent l'été et qui constituent une source majeure de BC et de CO. Ces sources peuvent injecter, par pyro-convection, les aérosols à haute altitude dans la troposphère libre ou la basse stratosphère. Les aérosols seront ensuite transportés sur des milliers de kilomètres dans tout l'hémisphère nord. L'impact du vieillissement sur les propriétés optiques de ces panaches, lors de leur transport, est encore mal évalué. Les émissions industrielles associées à l'exploitation des extractions d'hydrocarbures constituent la principale source anthropique en Sibérie. Leur importance est grandissante à haute latitude mais leur impact est sous-estimé en grande partie en raison du manque de données dans les inventaires d'émissions (Bond et collab., 2013; Huang et collab., 2015). La Sibérie est la seconde région du monde pour les émissions de gaz et particules à partir des torchères. L'analyse des observations en Sibérie nécessite également de prendre en compte l'advection de masses d'air polluées depuis le nord de la Chine et, plus généralement, l'âge et le vieillissement des aérosols. Enfin, le mélange de nombreux types d'aérosol, comme le mélange des poussières désertiques en provenance des déserts d'Asie Centrale et des aérosols de combustion issus de feux de forêt ou d'émissions industrielles sibériennes, ont un impact mal connu sur les propriétés optiques. Pour ces raisons la Sibérie constitue une région importante à étudier où le développement de moyens d'observations est nécessaire.

Chapitre 2

Objectifs du travail de thèse

2.1 Introduction

Nous avons vu au chapitre 1 que les aérosols jouent un rôle important sur le bilan radiatif du système Terre par diffusion/absorption de la lumière solaire et par modification des propriétés des nuages (Tegen et Lacis, 1996). La modélisation permet de quantifier cet impact des aérosols sur le climat, mais la représentation des aérosols et de leur propriétés optiques est difficile en raison de la complexité de leurs transformations physiques et chimiques ainsi que des incertitudes sur leurs sources et de leurs puits. Les améliorations des modèles peuvent être obtenues par : (i) l'identification des processus physico-chimiques contrôlant l'évolution des aérosols et leur paramétrisation dans le modèle (ii) en assimilant les observations des propriétés optiques des aérosols telles que leur AOD (Sic et collab., 2016).

Parmi ces observations la télédétection des aérosols a une place centrale. La télédétection désigne la mesure ou l'acquisition d'informations sur un objet ou un phénomène à l'aide d'un instrument de mesure n'ayant pas de contact avec l'objet étudié. Ce type de mesure repose sur l'analyse du rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par les objets étudiés dans une certaine gamme de longueur d'onde. Les caractéristiques (spectrale, angulaire ainsi que la polarisation) du signal mesuré permettent de caractériser les propriétés des gaz et aérosols présents dans l'atmosphère à partir d'une large gamme d'algorithmes d'inversion du signal¹.

Lorsque le rayonnement électromagnétique provient d'une source naturelle (Soleil, Terre) on parle de télédétection passive (par exemple radiométrie IR, visible ou micro-onde), a contrario lorsque le signal électromagnétique est émis directement par l'instrument de mesure on parle de télédétection active (radar, lidar). La détection des aérosols par télédétection passive présente une résolution verticale limitée. La méthodologie lidar permet quand à elle une très bonne résolution verticale mais a une couverture horizontale réduite si l'instrument ne permet pas un balayage spatial. Ces instruments de télédétection peuvent être installés au sol, sur des avions ou ballon, ou encore mis en orbite.

¹Dans la majorité des cas le signal reçu n'est pas directement interprétable en terme de paramètres atmosphériques. Des algorithmes permettant de remonter aux paramètres recherchés à partir des mesures doivent être mis au point. Le terme de méthode d'inversion est utilisé pour désigner les différentes classes d'algorithmes utilisées.

2.1.1 La télédétection des aérosols depuis le sol

Les instruments installés au sol permettent d'effectuer des mesures avec une bonne couverture temporelle mais avec une couverture spatiale limitée. Afin de donner une représentation globale le nombre d'instruments doit ainsi être important. Par exemple, le réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork) regroupe des instruments de télédétection (photomètre et lidar) dans le monde entier afin de fournir une base de données continue et à long terme sur les propriétés optiques, microphysiques et radiatives des aérosols. Cependant les instruments ne fonctionnent pas en continu et certaines zones géographiques, comme la Sibérie Centrale, ne sont pas couvertes (figure 2.1). Pour ces zones souvent isolées, d'autres types de mesures sont nécessaires afin de mieux caractériser les sources et les propriétés des aérosols.

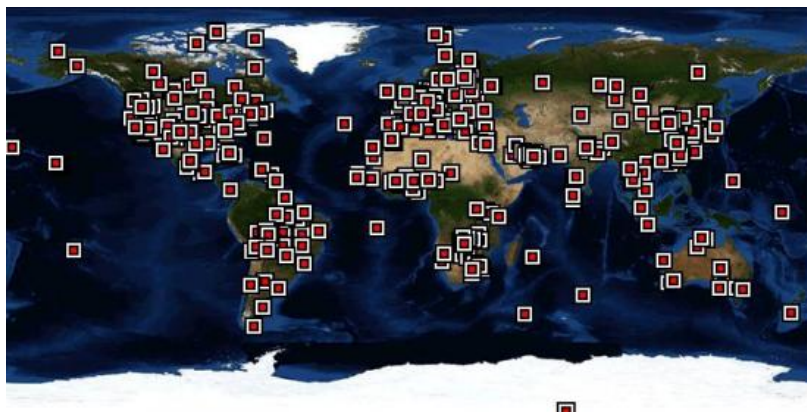


FIGURE 2.1 : Distribution des stations AERONET dans le monde (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

2.1.2 L'apport des campagnes de mesures aéroportées pour l'étude des aérosols

Les campagnes de mesures utilisant des lidar aéroportés menées dans le monde (tableau 2.1), ont permis de caractériser : (i) la répartition régionale des sources d'aérosols, par exemple en Amérique du Nord (Burton et collab., 2012, 2013), en Europe et en Afrique du Nord (Groß et collab., 2013), ou dans l'océan Indien (Pelon et collab., 2002) (ii) les propriétés optiques des aérosols et notamment l'épaisseur optique afin de déterminer leur rôle dans le bilan radiatif global (iii) le transport et le vieillissement des sources d'aérosols transportés à longue distance. Les données recueillies peuvent être assimilées dans les différents modèles de climat (par exemple les données de la campagne CHARMEX² El Amraoui et collab. (2020)).

En Amérique du Nord, les campagnes aéroportées avec le lidar à haute résolution spectrale (HSRL : High Spectral Resolution Lidar) du centre de recherche de Langley (LaRC : Langley Research Center) de la NASA, ont permis une documentation exhaustive des propriétés optiques des aérosols (rapport lidar, rapport de dépolarisation, rapport de couleur) pour différentes zones et différents types d'aérosols (Burton et collab., 2012, 2013). La figure 2.2 issue de Burton

²CHARMEX : The Chemistry and Aerosols Mediterranean Experiment

TABLE 2.1 : Tableau récapitulatif des régions étudiées par des campagnes de mesures lidar aéroportées des aérosols.

Campagne	Période	Région	Type de lidar	Type d'aérosol	Référence
SAMUM 1-2 (DLR)	2006, 2008	Sahel	HSRL	Poussières désertiques, feux de biomasse	Groß et collab. (2013)
EUCAARi (CNRS, DLT)	2008	Europe	HSRL, backscatter	Pollution	Groß et collab. (2013)
LACE (DLR)	1998	Europe	HSRL	Transport longue distance	Groß et collab. (2013)
AMMA / FENNEC (CNRS)	2006, 2011	Sahel	backscatter	Poussières désertiques	Lebel et collab. (2010)
AEROCLO (CNRS)	2017	Namibie	backscatter	Poussières désertiques, feux de biomasse	Chazette et collab. (2019)
INDOEX (CNRS)	1999	Océan Indien	backscatter	Pollution	Pelon et collab. (2002)
POLARCAT (CNRS)	2008	Arctique	backscatter	Transport longue distance	Ancellet et collab. (2014)
CHARMEX (CNRS)	2013	Méditerranée	backscatter	Transport longue distance, poussières désertiques	Mallet et collab. (2016), Ancellet et collab. (2016)
Multi campagnes (NASA)	2006-2010	Amérique du Nord, Mexique	HSRL	Anthropique, Naturel	Burton et collab. (2012) Burton et collab. (2013)

et collab. (2012) montre par exemple les contributions de chaque type d'aérosols à l'AOD totale mesurée par l'instrument HSRL pour chaque campagne effectuée.

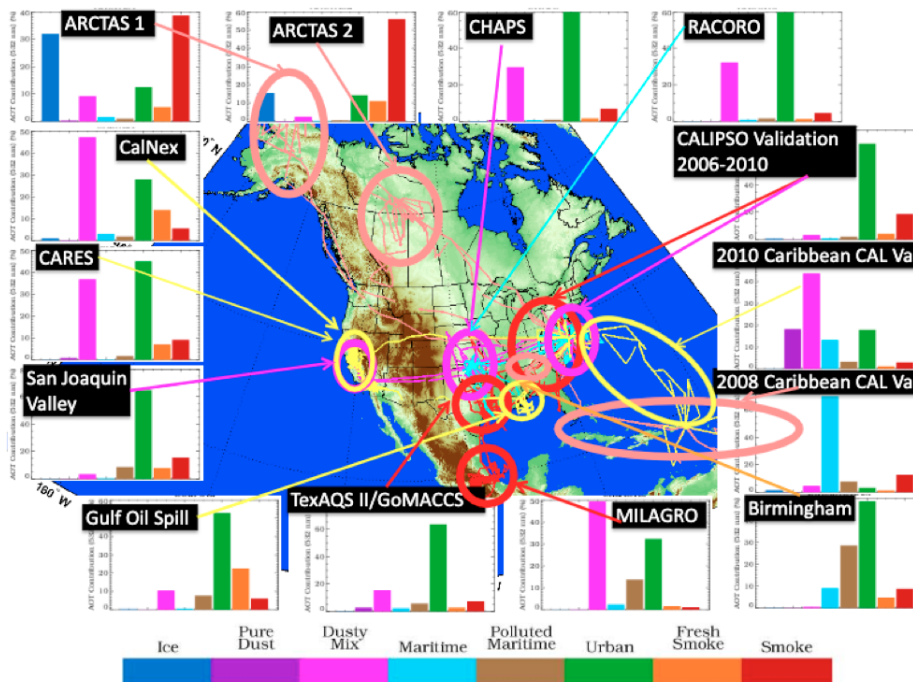


FIGURE 2.2 : Répartition géographique des missions du lidar HSRL entre 2006 et 2010, ainsi que la répartition des épaisseurs optiques totales pour les huit types d'aérosols, constituant la classification de Burton et collab. (2012).

En Sibérie aucune campagne lidar aéroporté n'a été analysée à ce jour, alors que le projet YAK-AEROSIB (chapitre 1) a permis de réaliser deux campagnes (Juillet 2013 et Juin 2017) avec des mesures lidar à rétro-diffusion permettant de mesurer la structure verticale des couches

d'aérosols, en plus des mesures *in-situ* (caractérisation des gaz trace, distribution en taille des aérosols, concentration en BC). Lors de ces deux campagnes les vols ont été effectués au-dessus (i) des grandes villes sibériennes (Novossibirsk, Tomsk, Krasnoïarsk, Iakoutsk), (ii) des émissions des torchères de gaz de la vallée de l'Ob et de la ville industrielle de Norilsk (iii) ainsi que sur la taïga sibérienne afin de caractériser les émissions provenant des feux de forêt et le transport à longue distance de celles des latitudes moyennes de la Chine. Ainsi les principales sources d'aérosols en Sibérie (figure 1.9 du chapitre 1) peuvent être potentiellement caractérisées à partir des observations lidar de ces campagnes.

L'analyse de ces mesures lidar aéroporté a constitué la première partie de mon travail de thèse avec l'étude de plusieurs portions de vols couvrant un ensemble suffisamment complet des sources d'aérosols. L'objectif était de caractériser les propriétés optiques des couches d'aérosols et les mécanismes de transport de ces couches à l'échelle régionale. Les résultats obtenus seront présentés dans le chapitre suivant (chapitre 3).

Si les campagnes de mesures aéroportées permettent de fournir des observations à l'échelle régionale avec une bonne résolution spatiale, la couverture temporelle reste limitée et seuls les instruments spatiaux ont la capacité de fournir une couverture globale de la distribution spatiale des aérosols et de leurs propriétés optiques.

2.1.3 Couplage avec les mesures spatiales

Les mesures lidar aéroportées sont en général couplées avec celles des instruments spatiaux qui permettent cette couverture globale avec une revisite quotidienne.

Trois instruments ont été utilisés au cours de cette thèse : (i) le spectro-radiomètre imageur MODIS sur les plateformes Aqua et Terra (ii) l'interféromètre IASI installé sur les plateformes MetOp (iii) le lidar CALIOP (Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) sur la plateforme CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations). Ces instruments seront présentés dans la section suivante (section 2.2).

Si les instruments MODIS et IASI permettent une bonne couverture horizontale, leur résolution verticale est très limitée. Ces instruments vont être utiles pour l'identification des zones d'émissions d'aérosols et l'identification des types d'aérosols. Le lidar CALIOP permet de mesurer la distribution verticale des aérosols mais avec une couverture horizontale réduite et une revisite du même point tous les 16 jours. Un décalage entre les traces pour deux revisites peut aller jusqu'à 0.6 km à 50°N ce qui est plus large que l'empreinte au sol du faisceau laser qui est de 70 m. Compte tenu de la durée des épisodes observés, les traces CALIOP sont recherchées dans un intervalle de 3 jours autour des observations aéroportées. Pour cette période, moins d'une dizaine de traces seront disponibles aux moyennes latitudes (figure 2.3) et seules les régions polaires sont bien échantillonnées.

CALIOP fournit un signal de rétro-diffusion atténué à 532 nm et 1064 nm et sur le canal à 532 nm, le taux de dépolarisation. Leur analyse permet d'identifier les couches et de caractériser leurs propriétés optiques (profil d'extinction, rapport de couleur, rapport de dépolarisation, le

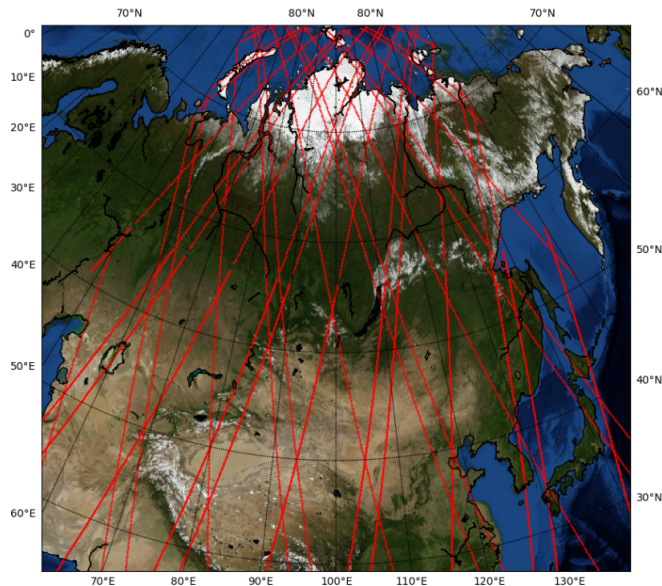


FIGURE 2.3 : Carte des traces CALIPSO en Sibérie sur une période de 3 jours (du 1 au 3 Juin 2017).

rapport lidar). Le LR, nécessaire à la restitution indirecte des profils d’extinction (et calcul d’AOD) est une valeur tabulée qui dépend de l’identification du type d’aérosol par CALIOP. Ainsi, il est important de pouvoir valider l’identification du type d’aérosols et le choix du LR effectué par l’algorithme CALIOP (figure 2.7 section 2.2.3). À ces fins, nous pouvons comparer la valeur d’AOD restituée de manière indirecte à partir du profil de rétrodiffusion atténué CALIOP avec une mesure d’AOD directe. Plusieurs méthodologies proposent un calcul direct de l’AOD à partir des reflectances CALIOP au-dessus des surfaces océaniques ou des nuages d’eau liquide optiquement opaques. Les restitutions d’AOD par ces méthodologies sont regroupées dans les produits SODA (Synergized Optical Depth of Aerosols) que nous présenterons plus en détail dans le chapitre 4. **L’évaluation de ces produits SODA au-dessus du Pacifique Nord, zone influencée par l’export d’aérosols depuis la Sibérie et le Nord de la Chine, a constitué la seconde partie de mon travail de thèse.** Aucune méthodologie opérationnelle n’existe pour le calcul direct d’AOD à partir de la reflectance CALIOP au-dessus des surfaces continentales. **Le développement d’une méthodologie de calcul direct d’AOD à partir de la reflectance CALIOP au-dessus des surfaces continentales et son évaluation au-dessus de la Sibérie a constitué la troisième et dernière étape de mon travail de thèse. Pour ces deux dernières parties nous évaluerons également l’utilisation de ces valeurs d’AOD calculées directement à partir de la reflectance lidar de surface afin de contraindre le LR pour la restitution indirecte des profils d’extinction (AOD) CALIOP.**

La figure 2.4 présente l’organigramme récapitulatif du travail de thèse avec, pour chacune des grandes étapes, les moyens utilisés.

Nous allons maintenant présenter plus en détails les différents instruments, produits satellites³ et variables géophysiques utilisés au cours de ce travail de thèse.

³Les données et variables géophysiques issues des observations spatiales sont regroupées dans des produits

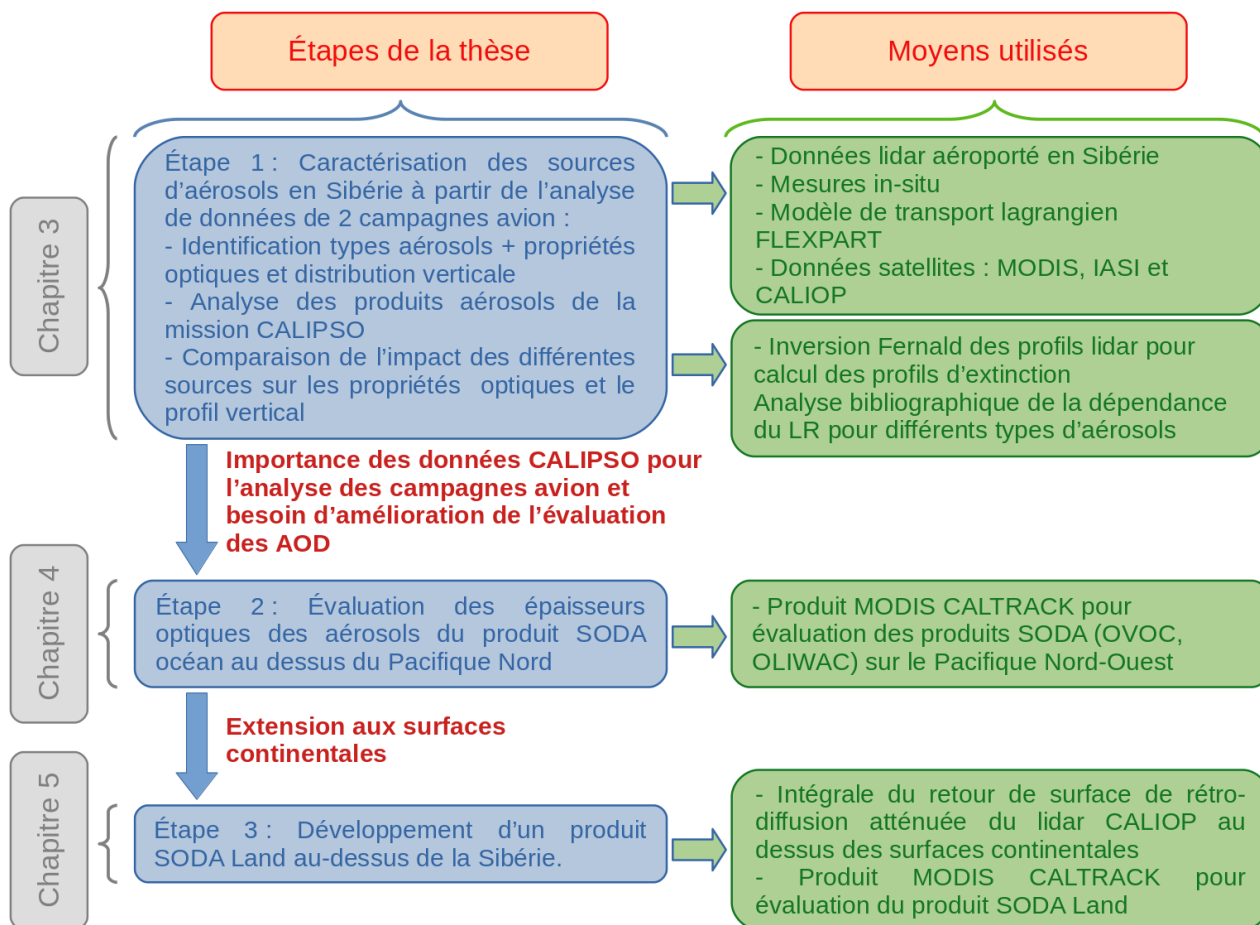


FIGURE 2.4 : Organigramme récapitulatif du travail de thèse.

satellites. Ces produits sont hiérarchisés en niveaux :

- Niveau 0 (L0) : données reconstruites mais non traitées, fournies à pleine résolution, accompagnées de toutes les informations nécessaires pour les traitements de niveaux supérieurs.
- Niveau 1 (L1) : le produit de Niveau 1 est un produit dont tous les pixels ont été acquis à la même date (en quelques instants, au cours d'un passage du satellite), et dont le traitement ne fait pas d'hypothèses sur la nature du paysage observé. Chaque pixel de l'image est traité de la même manière, quelle que soit sa nature (nuage, forêt, mer...). Le produit exprime les données en grandeur physique ou fournit toutes les informations nécessaires pour les convertir. Il peut être rééchantillonné sur une grille cartographique ou doit fournir toutes les informations nécessaires à cette conversion.
- Niveau 2 (L2) : le produit de Niveau 2 doit être lui aussi acquis en quelques instants, mais cette fois, des traitements différenciés par type de pixel sont autorisés, et l'on peut faire des hypothèses sur l'atmosphère, l'état de la végétation ou de la mer, et traiter les différentes classes de pixels d'une manière différente.
- Niveau 3 (L3) : le produit de Niveau 3 est constitué de données acquises à des dates différentes, souvent avec des emprises différentes, et, comme sur le Niveau 2, les traitements peuvent faire des hypothèses sur ce qui est observé. Les produits de niveau 3 sont en général des synthèses périodiques (hebdomadaires, décennaires, mensuelles) des produits de Niveau 2.
- Niveau 4 (L4) : le produit de Niveau 4 est constitué de sorties de modèles ou de résultats d'analyses de données de niveau inférieur (c'est-à-dire des variables qui ne sont pas directement mesurées par les instruments, mais qui sont dérivées de ces mesures).

2.2 Les instruments et produits utilisés

2.2.1 L'instrument MODIS

L'instrument MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) est un radiomètre spectral⁴ pour imagerie de résolution moyenne. Le premier instrument MODIS a été lancé par la NASA en 1999 à bord de la plateforme Terra, et le second en 2002 à bord de la plateforme Aqua (qui fait partie du A-Train⁵). MODIS enregistre des données dans 36 bandes spectrales allant de 0.4 μm à 14.4 μm avec une résolution spatiale de 250 m à 1 km (2 bandes à 250 m, 5 bandes à 500 m et 29 bandes à 1 km). Avec son large champ de vue de $\pm 55^\circ$ (bande d'observation de 2330 km), l'instrument MODIS permet une couverture globale de la Terre tous les 1 à 2 jours. Terra survole le noeud descendant à 10h30 heure locale alors que Aqua survole le noeud ascendant à 13h30 heure locale. L'instrument MODIS est particulièrement utilisé pour l'étude de la couverture nuageuse, des aérosols, de la vapeur d'eau, de l'ozone ainsi que pour l'étude des réflectances de surface.

Dans ce travail de thèse nous avons utilisé les AOD MODIS à 550 nm. Les mesures d'AOD issues des observations CALIOP et aéroportées sont quand à elles à 532 nm. Le coefficient d'Angström permet d'obtenir la valeur de l'AOD à 532 nm à partir de l'AOD à 550 nm et inversement (chapitre 1, section 1.2.3). Dans ce travail la correction n'a pas été effectuée mais sachant que le coefficient d'Angström varie typiquement entre 0 et 2, l'écart maximum entre un AOD à 532 nm et à 550 nm sera de 7% ce qui reste acceptable pour notre étude. Cette correction pourra être faite ultérieurement afin d'éliminer ce biais résiduel.

Les produits aérosols

Afin de restituer les épaisseurs optiques à plusieurs longueurs d'ondes et le coefficient d'Angström des aérosols, l'algorithme Dark Target (DT) est utilisé pour séparer les signaux des aérosols de ceux de la surface, au-dessus d'une surface avec une faible reflectance dans le visible comme les surfaces végétalisées. Cet algorithme utilise la comparaison de la reflectance spectrale mesurée par MODIS avec des valeurs tabulées pour trouver le "meilleur" ajustement. Cet algorithme ne permet pas de déterminer des AOD au-dessus de surfaces avec une forte reflectance telles que les déserts. L'incertitude associée aux valeurs d'AOD fournies par cet algorithme au-dessus de la terre est de $\pm 0.05 \pm 0.15 \cdot AOD$, et de $\pm 0.03 \pm 0.05 \cdot AOD$ au-dessus de l'océan (Levy et collab., 2013).

L'algorithme Deep Blue (DB) est, quand à lui, utilisé pour séparer les signaux des aérosols au-dessus des surfaces avec une forte reflectance à partir de l'utilisation de la bande à 412 nm. L'algorithme DB n'est pas utilisé au-dessus des océans. L'incertitude associée aux valeurs d'AOD fournies par cet algorithme est de $\pm 0.3 \pm 0.2 \cdot AOD$, si nous considérons un facteur

⁴Instrument qui permet de mesurer la puissance du flux de rayonnement électromagnétique en fonction de la longueur d'onde.

⁵A-Train : Afternoon Constellation - Constellation de six satellites d'observation de la Terre qui volent en formation à quelques minutes d'intervalle sur une orbite héliosynchrone⁶. Il s'agit d'une orbite circulaire, située à 705 km d'altitude, sa période de rotation est de 98.5 min et passe au-dessus de l'équateur à 13h30 heure locale.

de masse d'air typique de 2.8^7 , $\pm 0.05 \pm 0.15 \cdot AOD$, et de $\pm 0.03 \pm 0.05 \cdot AOD$ au-dessus de l'océan (Sayer et collab., 2013).

Il existe un algorithme (DTB) qui permet de fusionner les sorties des algorithmes DT et DB afin d'optimiser la restitution des AOD MODIS. Le produit DTB utilise l'indice de végétation normalisé (NDVI⁸) des surfaces : (i) si le NDVI > 0.3 alors utilisation des extractions de DT ; (ii) si le NDVI < 0.2 alors utilisation des extractions de DB ; (iii) si $0.2 < NDVI < 0.3$, utilisation de la moyenne des extractions de DT et de DB (Levy et collab., 2013).

Les produits d'AOD MODIS à 550 nm, ont été utilisés à différentes étapes du travail de thèse afin : (i) d'effectuer des comparaisons à différentes résolutions spatiales et temporelles avec des estimations d'AOD basées sur les mesures du lidar aéroporté (chapitre 3) ; (ii) d'identifier les zones avec un fort contenu en aérosols ; (iii) d'effectuer des comparaisons avec les AOD déterminées à partir de la réflectance de surface CALIOP (chapitres 4 et 5).

AOD MODIS moyenne journalière à basse résolution : Les produits de niveau 3 fournissant des valeurs d'AOD avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ et une résolution temporelle journalière (produit *MOD08_D3* et *MYD08_D3* pour les plateformes Terra et Aqua respectivement, Platnick et al. (2015)). **Ils ont été utilisés pour évaluer les distributions spatiales à l'échelle régionale et les tendances journalières ou interannuelles des valeurs d'AOD au-dessus de la Sibérie, notamment pour l'analyse des données aéroportées.**

La figure 2.5 présente la distribution spatiale des AOD MODIS en Sibérie réalisée à partir des données des étés (du mois de mai au mois d'août) entre 2010 et 2017. Les principales zones sources d'aérosols en Sibérie sont visibles sur cette carte : (i) les émissions de pollution du Nord-Est de la Chine ($35^\circ N$, $115^\circ E$) qui présentent les plus fortes valeurs d'AOD (> 0.8) ; (ii) les émissions dues aux feux de forêts saisonniers le long du 60ème parallèle avec des valeurs d'AOD ≈ 0.3 ; (iii) les émissions industrielles des champs d'exploitation pétrolière et gazière de la vallée de l'Ob ($60^\circ N$, $85^\circ E$) qui présentent des valeurs d'AOD moyennes similaires à la zone de feux (≈ 0.3) ; (iv) les émissions dues au soulèvement de poussières dans les déserts d'Asie Centrale ($40^\circ N$, $85^\circ E$) avec des AOD ≈ 0.6 . Nous pouvons également noter le transport de ces aérosols sur l'Océan Pacifique.

AOD MODIS à 10 km de résolution : Afin d'avoir accès à la variabilité à petite échelle, les produits AOD MODIS à 10 km de résolution ont été utilisés (produits *MOD04_L2* et *MYD04_L2* pour les plateformes Terra et Aqua respectivement, Levy et collab. (2015)). **Ces observations sont surtout utilisées pour des synergies avec les mesures lidar spatiaux ou aéroportés pour aider l'analyse des mesures lidar et permettre la validation**

⁷L'incertitude associée aux valeurs d'AOD est donnée par l'équation $\frac{(0.086+0.56 \cdot AOD)}{AMF}$ avec AMF le facteur de masse d'air qui définit la longueur du trajet optique direct à travers l'atmosphère terrestre. Pour une longueur de trajet L à travers l'atmosphère, et un rayonnement solaire incident à un angle z par rapport à la normale à la surface de la Terre, le coefficient de masse d'air est : $AMF = \frac{L}{L_0}$ où L_0 est la longueur du trajet au zénith (c'est-à-dire normal à la surface de la Terre) au niveau de la mer.

⁸NDVI : Normalized Difference Vegetation Index construit à partir de la réflectance de surface dans le rouge γ_R et le proche infrarouge γ_{PR} . $NDVI = \frac{\gamma_{PR} - \gamma_R}{\gamma_{PR} + \gamma_R}$

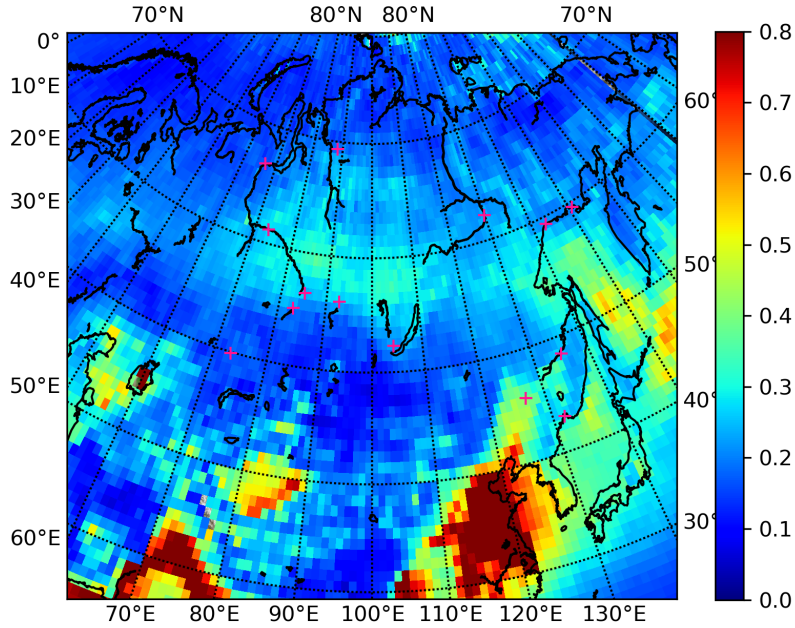


FIGURE 2.5 : Distribution spatiale des AOD MODIS (à 550 nm) réalisée à partir des données des étés (du mois de mai au mois d’août) entre 2010 et 2017 en Sibérie avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$.

des profils d’extinction lidar.

AOD MODIS CALTRACK : Les satellites CALIPSO et Aqua volent en formation au sein de l’A-Train à quelques minutes d’intervalle ce qui permet de fournir des observations coïncidentes pour ces deux instruments.

Le produit MODIS CALTRACK (*CALTRACK-5km-MYD04.v1.20*), fourni par le centre de données et de services ICARE⁹, recherche le pixel MODIS (du produit *MYD04.L2*) le plus proche dans une boîte $\pm 0.01^\circ$ de latitude et $\pm 0.01^\circ$ de longitude autour du pixel CALIOP (333 m de résolution horizontale) et ce, dans un intervalle de temps entre 60 s et 120 s après l’observation CALIOP. Les variables extraites pour la réalisation de ces produits CALTRACK n’utilisent pas l’algorithme MODIS DTB mais uniquement l’algorithme Dark Target (DT). Ainsi certaines régions de fort albédo, comme les déserts d’Asie centrale, ne seront pas couvertes (figure 2.6b).

Pour ces raisons nous avons réalisé un nouveau produit que nous appellerons $AOD_{N,CALTRACK}$ et qui utilise également les produits MODIS MYD04-L2 version 6.1 mais avec les sorties de l’algorithme DTB. Le facteur de qualité¹⁰ (QA) est utilisé pour sélectionner les mesures ayant la

⁹Le centre de données et de services ICARE fournit des services à la communauté scientifique pour faciliter l’accès et l’utilisation des satellites et des observations au sol. <http://www.icare.univ-lille1.fr>

¹⁰Le facteur de qualité permet de caractériser la précision des restitutions d’AOD. Dans le cas des produits MODIS MYD04-L2 version 6.1, ces QA sont répartis en 4 niveaux différents (QA = 0, 1, 2, 3 avec 0 pour l’absence d’extraction, 1 pour la plus mauvaise qualité d’extraction et 3 pour la meilleure qualité de données). La valeur du QA repose sur le nombre N de pixels d’AOD récupérés et leur écart type σ dans chaque pixel (Remer et collab., 2005; Levy et collab., 2010; Sayer et collab., 2013; Hsu et collab., 2013).

meilleure qualité (QA = 3). Pour chaque profil CALIOP, l' $AOD_{N,CALTRACK}$ est définie comme la moyenne de toutes les valeurs d'AOD MODIS dans un rayon de 20 km autour de l'observation CALIOP et avec le même critère de recherche temporelle que le produit CALTRACK. L'incertitude est donnée par l'écart type de la distribution des valeurs d'AOD dans le rayon de 20 km.

Plusieurs rayons de recherche autour des observations CALIOP ont été testés (15, 20 et 30 km) et comparés avec l'AOD CALTRACK initial ($AOD_{CALTRACK}$). Afin de maximiser le nombre de restitutions de valeurs d'AOD sans augmenter l'incertitude sur l'AOD restituée nous avons utilisé le critère de 20 km.

La figure 2.6 présente la comparaison entre l' $AOD_{N,CALTRACK}$ et l' $AOD_{CALTRACK}$ pour l'été 2017 (mai à août) au-dessus de la Sibérie (30°-70°, 50°-150°E). Les figures 2.6a et 2.6b présentent respectivement, à une résolution spatiale de 100 km × 100 km, la distribution spatiale des données d' $AOD_{CALTRACK}$ et $AOD_{N,CALTRACK}$ pour l'été 2017 (mai à août). Ces deux figures montrent l'apport de l' $AOD_{N,CALTRACK}$ en terme de couverture spatiale par rapport à l' $AOD_{CALTRACK}$. En effet, sur la figure 2.6a les déserts d'Asie Centrale (42°N, 80-110°E) ainsi que la région au Sud de la mer d'Aral (au Sud de 40°N, 60°E) ne présentent pas de données d' $AOD_{CALTRACK}$ alors que des données d' $AOD_{N,CALTRACK}$ sont disponibles sur la 2.6b. Pour les zones comportant des données pour les deux produits peu de différences de valeurs d'AOD sont visibles même si quelques valeurs d' $AOD_{CALTRACK}$ présentes à 40°N, 60°E ($AOD > 0.6$) sont plus fortes que les valeurs d' $AOD_{N,CALTRACK}$ (≈ 0.5) observées pour cette zone.

La corrélation entre les deux jeux de données sur la figure 2.6c est forte ($R^2 = 0.94$), le biais et la dispersion sont faibles ($ME = -0.003$ et $RMSE = 0.065$ respectivement).

La figure 2.6b présente la distribution spatiale d'AOD moyennes MODIS réalisée à partir des données de l'été (mai à août) 2017, avec une résolution de 1° × 1° (résolution du même ordre de grandeur que pour les figures 2.6c et d).

La comparaison des AOD MODIS de la figure 2.6d avec les distributions spatiales d' $AOD_{CALTRACK}$ et $AOD_{N,CALTRACK}$, des figures 2.6a et b montre qu'avec l'échantillonnage limité aux passages de CALIPSO de nombreuses zones sans données apparaissent, et ce même avec l' $AOD_{N,CALTRACK}$. Du fait des différences d'échantillonnages (spatial et temporel) nous observons également des différences importantes de valeurs d'AOD. Pour la zone se trouvant au Sud de la mer d'Aral les $AOD_{N,CALTRACK}$ sont ≈ 0.4 alors que les AOD MODIS ne dépassent pas 0.1. À l'inverse, pour le désert du Xinjiang (40°N, 80°E) les $AOD_{N,CALTRACK}$ ne dépassent pas 0.1 alors que les moyennes saisonnières d'AOD MODIS sont supérieures à 0.5. De même les valeurs d' $AOD_{CALTRACK}$ et d' $AOD_{N,CALTRACK}$ sont sous-estimées (< 0.7) par rapport aux AOD MODIS (> 0.8) au Nord-Est de la Chine et à 60°N. **Cela montre l'importance du produit CALTRACK afin de pouvoir utiliser les données MODIS pour valider les produits CALIOP. Cette analyse illustre aussi les limites de la caractérisation de la couverture spatiale de l'aérosol avec l'échantillonnage de CALIPSO dans cette région.**

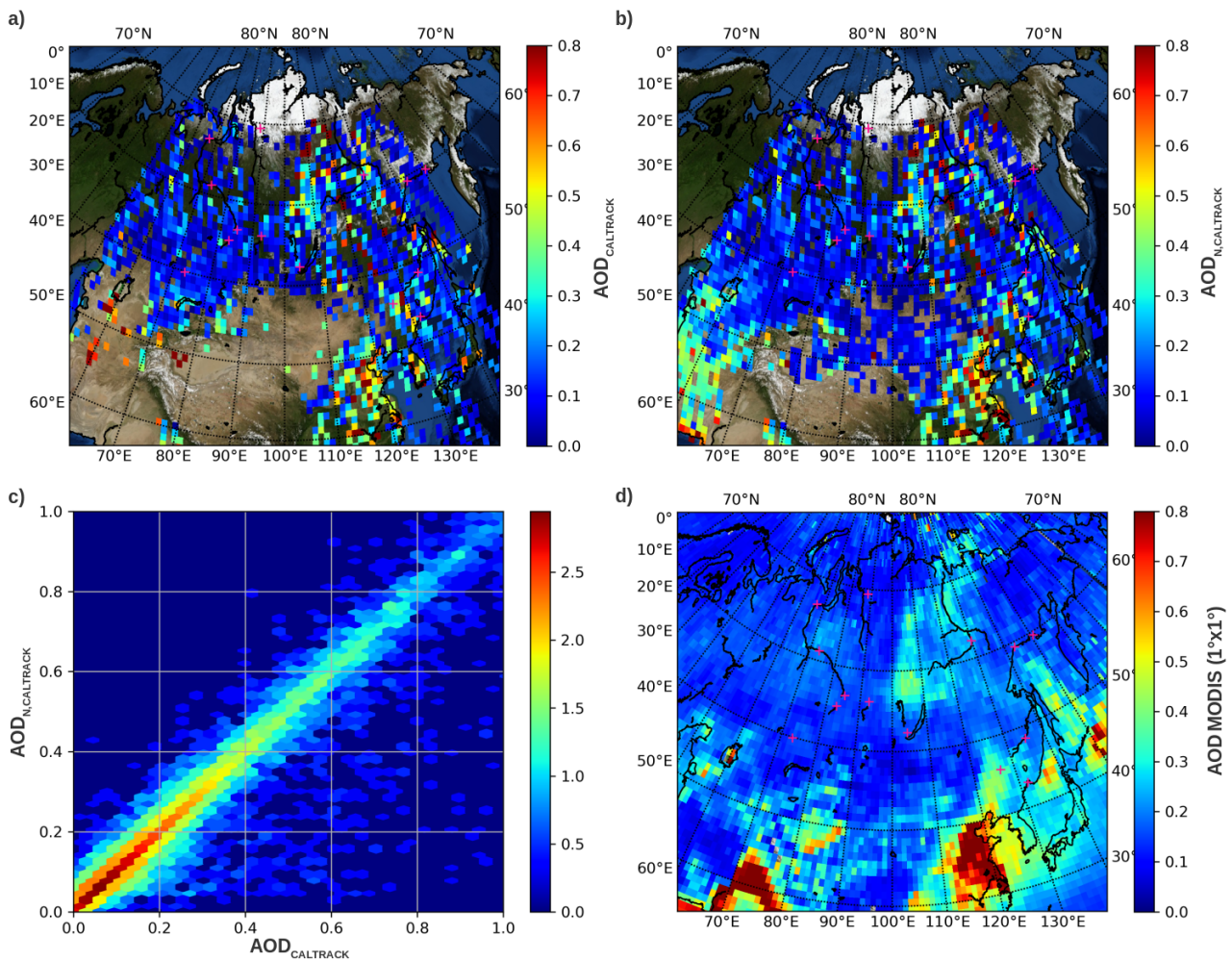


FIGURE 2.6 : Les quatre figures présentées ici ont été réalisées à partir de données couvrant la même période (mois de mai à août 2017) et la même zone (25°N - 0°N , 50°E - 150°E) (a) : Distribution spatiale des $AOD_{CALTRACK}$; (b) : Distribution spatiale des $AOD_{N,CALTRACK}$; (c) : Histogramme 2D de la comparaison entre l' $AOD_{N,CALTRACK}$ et l' $AOD_{CALTRACK}$; (d) Distribution spatiale des AOD MODIS DTB avec une résolution de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Pour les figures (a) et (b) les valeurs d'AOD sont à la résolution (10 km de nuit et 20 km de jour) et sont moyennées à une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$.

Les produits feux

Le système FIRMS (Fire Information for Resource Management System) a été développé par l'université du Maryland avec pour objectif de fournir en temps quasi réel la localisation des feux actifs aux gestionnaires de ressources naturelles qui avaient des difficultés à obtenir en temps utile des informations sur les incendies obtenues par satellite. Ce système s'appuie sur les observations des instruments MODIS et VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite¹¹).

L'instrument MODIS permet la détection des incendies (Giglio et collab., 2003), à une résolution de 1 km, avec fourniture de l'heure et des coordonnées géographiques du feu ainsi que son intensité mesurée par le "Fire Radiative Power" (FRP), qui est une mesure de sa

¹¹L'instrument VIIRS, lancé en 2011 à bord de la plateforme SUOMI NPP, est un radiomètre à balayage qui collecte des mesures radiométriques de la Terre, de l'atmosphère, de la cryosphère et de l'océan dans 22 bandes spectrales des domaines visible et infrarouge (entre $0.412 \mu\text{m}$ et $12.01 \mu\text{m}$).

puissance radiative. C'est ce dernier paramètre que nous avons utilisé au cours de cette thèse. Son calcul est effectué suivant la méthode développée par Wooster et collab. (2003) à partir, de la radiance à 4 μm du pixel contenant le feu (Giglio et collab., 2016). Le FRP est donné par l'équation suivante :

$$FRP = \frac{\sigma \cdot A_{pixel}}{a \cdot T_4} \cdot (L_4 - L_{4b}) \quad (2.1)$$

avec L_4 et L_{4b} les valeurs de radiance à 4 μm au niveau respectivement des pixels de feu et des pixels de background; A_{pixel} la surface couverte par le pixel MODIS; $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ la constante de Boltzmann; T_4 la transmission atmosphérique à 4 μm et $a = 3.0 \times 10^{-9} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{k}^{-1}$ une constante empirique pour MODIS. Nous avons utilisé le produit MCD14ML qui contient les informations mensuelles pour tous les pixels avec un incendie détecté par l'instrument MODIS à bord des plateformes Terra et Aqua. De nuit nous avons utilisé l'instrument VIIRS (produit mensuel VNP14ML). La détection et la localisation des feux et le calcul du FRP est basé sur une méthode similaire (Schroeder et collab., 2014). **Ces données ont surtout été utilisées pour l'analyse des campagnes aéroportées conduites au chapitre 3.**

Les produits de classification IGBP

Les produits MODIS MCD12C1 fournissent une classification de la couverture terrestre pour l'ensemble du globe, à une résolution spatiale de 0.05° et temporelle de 1 an, selon 3 systèmes de classification : (i) classification IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme, Changes." et of Scientific Unions (1990); Townshend (1992)) (ii) classification de l'université du Maryland (UMD) (iii) classification de l'indice de surface foliaire (LAI). Afin de classer les surfaces, l'algorithme de classification MODIS (MLCCA : The MODIS land cover classification algorithm) utilise une méthodologie de classification supervisée pour cartographier les classes suivant le système de classification choisi (Friedl et collab., 2002, 2010). **Ceci a été couplé avec les données CALIPSO à 333 m pour l'analyse des reflectances de surface conduite dans le chapitre 5.**

Les produits de couverture neigeuse

Afin de connaître la fraction neigeuse des surfaces nous avons utilisé les produits MODIS mensuels (MYD10CM et MOD10CM respectivement pour les plateformes Aqua et Terra) qui contiennent l'évaluation de la couverture neigeuse à une résolution de 0.05°. Ces produits mensuels sont calculés à partir de la moyenne des produits journaliers. La couverture neigeuse est déterminée à partir de la relation linéaire liant la fraction neigeuse (FRA : Snow Fraction) à l'indice de différence normalisée de la couverture neigeuse (NDSI : Normalized Difference Snow Index) défini comme la différence des reflectances observées dans une bande visible telle que la bande 4 de MODIS (0.555 μm) et une bande infrarouge telle que la bande 6 de MODIS (1.64 μm) divisée par la somme des deux reflectances ($NDSI = \frac{b4-b6}{b4+b6}$, Salomonson et Appel (2004)). **Ce produit de couverture neigeuse nous a permis de rejeter les mesures**

de réflectance de surface CALIPSO qui présentent une saturation trop importante au-dessus des surfaces neigeuses.

Les produits BRDF

Pour les études de réflectance de surface nous avons aussi utilisé les produits journaliers de BRDF MODIS (MCD43C4) qui fournissent des données de réflectance, à 555 nm, ajustées à l'aide d'une fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle (BRDF) pour modéliser les valeurs comme si elles étaient prises en vue du nadir (variable NBAR : Nadir BRDF-Adjusted Reflectance). La résolution spatiale est de 0.05° . Pour chaque jour, la BRDF est déterminée à partir de l'inversion des observations MODIS, nettoyées de nuages et corrigées des effets atmosphériques, sur une période de 16 jours. Ce produit utilise un modèle de BRDF semi empirique (Wanner et collab., 1995, 1997; Lucht et collab., 2000). **La BRDF fournie par MODIS sera divisée par π pour être comparée à la réflectance lidar mesurée par unité d'angle solide pour les analyses conduites dans le chapitre 5.**

2.2.2 L'instrument IASI

L'instrument IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) est un capteur interférométrique qui permet d'effectuer des mesures dans l'infrarouge (8461 canaux entre $3.7 \mu\text{m}$ et $15.5 \mu\text{m}$) avec une résolution horizontale de 12 km sur une largeur de bande d'environ 2200 km. L'objectif de cet instrument est de fournir des profils de température et d'humidité de l'atmosphère ainsi que la répartition de plusieurs gaz dans la colonne d'air (ozone, dioxyde et monoxyde de carbone, méthane et ammoniac). Cet instrument est placé sur les satellites météorologiques européens MetOp A, B et C, qui ont une orbite héliosynchrone avec un passage à l'équateur pour le noeud descendant à 9h30 (heure solaire locale), et peut fournir une couverture globale deux fois par jour.

Les mesures utilisées lors du travail de thèse ont été :

- Le contenu intégré de l'atmosphère en CO (George et collab., 2009). Nous avons utilisé les produits de niveau 2 fournissant des valeurs de colonne de CO avec une résolution spatiale de 12 km et temporelle de 1 journée (données disponibles sur le site AERIS¹² Clerbaux (2018)). Les distributions de CO sont déterminées à l'aide de l'algorithme FORLI-CO développé à l'Université Libre de Bruxelles (Hurtmans et collab., 2012). Les restitutions de CO IAI ont montré un bon accord avec les autres sondeurs infrarouge spatiaux tels que AIRS, MOPITT ou TES. Par exemple à l'échelle mondiale, George et collab. (2009) ont indiqué un très bon accord avec biais moyen total de 10% avec l'instrument MOPITT sur la plateforme Terra. **Ces mesures ont été utilisées en complément à l'identification des sources de pollution urbaine ou de feux de biomasse lors de l'étude des données lidar aéroporté en Sibérie.**

¹²https://iasi.aeris-data.fr/co_ac_saf_iasi_a_arch/

- L'AOD IASI à 10 μm , à une résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, a été **utilisée pour l'identification des poussières désertiques (Peyridieu et collab., 2013; Capelle et collab., 2014, 2018) lors de l'étude des données lidar aéroporté en Sibérie** (données disponible sur le site AERIS¹³). L'évaluation des AOD IASI à 10 μm à partir de comparaisons avec les données AERONET pour 25 sites marin montre une forte corrélation (≈ 0.88). Au dessus des surfaces terrestres, la comparaison entre IASI et AERONET, pour 17 sites, présente une corrélation plus faible de 0.74. Les hétérogénéités importantes du terrain augmentent la difficulté pour déterminer les caractéristiques de surface (émissivité et température) et vont avoir un impact négatif sur la précision de l'AOD (Capelle et collab., 2014).

2.2.3 La plateforme CALIPSO

Le satellite franco-américain CALIPSO (Winker et collab., 2009) a été lancé en 2006 afin d'étudier les impacts radiatifs des nuages et des aérosols qui représentent les principales sources d'incertitudes sur la prédiction de l'évolution du climat. CALIPSO se trouve au sein du A-Train. Depuis septembre 2018 CALIPSO a modifié son orbite et quitté le A-Train pour rejoindre le C-Train. Dans ce travail de thèse nous n'avons utilisé que des données CALIPSO antérieures à 2018. et est en orbite héliosynchrone à 705 km d'altitude avec un passage à l'équateur ascendant à 13h30 heure locale. L'inclinaison de son orbite est de 98° et assure une couverture entre 82°N et 82°S .

La plateforme embarque 3 instruments :

- CALIOP : Lidar à rétrodiffusion à deux longueurs d'ondes (532 nm et 1064 nm) et sensible à la polarisation sur la voie à 532 nm. Depuis novembre 2007 cet instrument pointe à 3° au nadir. L'utilisation des deux longueurs d'onde permet, à partir du calcul du color ratio (rapport des canaux à 1064 nm et 532 nm), d'obtenir des informations sur la taille des particules et la discrimination aérosol/nuage. La mesure de la dépolarisation à 532 nm permet d'obtenir des informations sur la forme des particules (sphérique ou comportant de nombreuses faces) et la phase thermodynamique des nuages.
- IIR (Infrared Imager Radiometer) : il s'agit d'un radiomètre imageur à 3 canaux dans l'infrarouge thermique (8.65 μm , 10.6 μm et 12.05 μm). Son champ de vue au sol est de 64 km^2 centré sur le spot lidar et sa résolution au sol est $1 \times 1 \text{ km}$.
- WFC (Wide Field of View Camera) : il s'agit d'un imageur mono-canal à 645 nm. Son champ de vue au sol est de 60 km^2 centré sur le spot lidar et sa résolution est de $125 \times 125 \text{ m}$ dans la zone de 5 km de part et d'autre de la trace du satellite et de $1 \times 1 \text{ km}$ au delà de cette zone.

Les produits CALIOP opérationnels : Pour ce travail de thèse nous n'avons utilisé, parmi les produits CALIPSO, que les mesures du lidar CALIOP et exploité les produits suivants :

¹³https://iasi.aeris-data.fr/DUST-AOD_IASI_A_data/

- Le produit de niveau 1 : le produit CALIOP de niveau 1 fournit avec une résolution horizontale de 333 m, le profil du signal lidar rétro-diffusé atténué (TAB¹⁴) à 532 nm sur les polarisations parallèle et perpendiculaire et à 1064 nm sans séparation des polarisations, ainsi que des données auxiliaires telles que le profil de densité moléculaire, de densité d’ozone, les profils de température et de pressions pour 33 niveaux d’altitude issus des analyses météorologiques MERRA¹⁵.

L’incertitude sur la restitution du TAB n’est pas fournie dans ces produits L1 mais peut être calculée à partir de l’équation suivante :

$$\Delta\beta'(k, r_i) = \left[\frac{r_i^2 \cdot NSF^2(k) \cdot \beta'(k, r_i)}{E \cdot C(k)} + \left(\frac{r_i^2 \cdot RMS(k)}{E \cdot G_A \cdot C(k)} \right)^2 \right]^{0.5} \cdot \frac{f_{correct} [N_{bin}(r_i), N_{shift}]}{\sqrt{N_{bin}(r_i) \cdot N_{shot}}} \quad (2.2)$$

Avec r_i la distance entre l’instrument CALIOP et le i^{eme} bin, NSF le "Noise Scale Factor"¹⁶, E l’énergie du laser, C le coefficient calibration, G_A le gain du photomultiplicateur (du receptr), RMS l’estimation du bruit de fond de ciel, N_{bin} et N_{shot} le nombre de bin et de tir laser moyenné suivant l’altitude. $f_{correct}$ est un facteur de correction tabulé qui permet de tenir compte de la corrélation partielle entre les bins voisins.

Les produits de niveau 1 fournissent également une évaluation de la réflectance lidar de surface. Dans les produits de données V4, la détection du pic de réflexion par la surface de la Terre est réalisée à l’aide d’un balayage du profil lidar du bas vers le haut en utilisant un algorithme de recherche de pic basé sur la dérivation (Vaughan et collab., 2018). La réflectance de surface CALIOP à 333 m de résolution horizontale (γ'_{333m}) est définie comme l’intégrale du signal de rétro-diffusion atténué à 532 nm entre +30 m au-dessus du sol et -300 m sous la surface (Lu et collab., 2018).

Dans les produits CALIOP de niveau 1 utilisés, aucune incertitude associée à la valeur de l’écho de surface n’est fournie, c’est pourquoi nous avons développé une méthode pour le calcul de cette incertitude. L’incertitude sur l’intégrale de l’écho de surface $\Delta\gamma'_{333m}$ est donnée par le produit du bruit de fond (en $m^{-1}.sr^{-1}$) avec la largeur du pic de surface (en m) : $\Delta\gamma'_{333m} = RMS \cdot |Altitude_{Top} - Altitude_{Base}|$. Ces différents paramètres sont disponibles dans les produits CALIOP (variable "Surface Scaled RMS Background 532"¹⁷)

¹⁴TAB : Total Attenuated Backscatter

¹⁵Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications

¹⁶Facteur qui compense l’écart à un bruit de grenaille idéal. $NSF = \frac{\Delta N_T}{\sqrt{\frac{G}{N}}}$ avec G le gain du photomultiplicateur, N le nombre de photons collectés par le détecteur et ΔN_T l’écart du nombre de photons collectés par le détecteur à la loi de Poisson.

¹⁷Estimation du bruit de fond calculée à partir des mesures de bruit quadratique moyen (RMS noise : root mean square noise) entre 65 et 80 km AMSL, ré-échelonnée pour créer un pseudo coefficient de rétro-diffusion atténué (unité $m^{-1}.sr^{-1}$). L’algorithme de détection de surface de la version 4 exige que le signal de surface dépasse l’estimation du bruit de fond RMS mis à l’échelle par une constante multiplicative. Le bruit RMS est déterminé à bord de la plateforme CALIPSO pour chaque impulsion laser en calculant l’écart type de 1000 échantillons de 15 m (de résolution verticale) acquis entre 65 et 80 km d’altitude.

ainsi que les altitudes supérieure et inférieure du retour de surface lidar ("Surface Top Altitude 532" et "Surface Base Altitude 532" respectivement).

Les reflectances lidar de surface présentant une potentielle saturation sont filtrées à l'aide des "flag" dédiés fournis dans les produits L1. Afin de compléter la sélection des valeurs de reflectance lidar de surface utilisable nous avons utilisé les produits MODIS de classification des surfaces (section 2.2.1) et de couverture neigeuse (section 2.2.1).

- Le produit aérosol de niveau 2 sur un profil vertical : ce produit fournit le profil vertical (avec 30 m de résolution verticale) des propriétés optiques telles que le coefficient de rétro-diffusion particulaire, le coefficient d'extinction et l'épaisseur optique aérosols intégrée sur la colonne.
- Les produits de niveau 2 aérosols et nuages par couche : ces produits de niveau 2 permettent une identification des couches détectables sur le profil de TAB et fournissent, pour chaque couche détectée, le type ainsi que les propriétés optiques de la couche : épaisseur optique, rapport lidar, rapport de couleur et rapport de dépolarisation. Pour les nuages, le sous type permet de préciser la phase. Pour les aérosols, le sous type permet de préciser la nature des aérosols. L'algorithme opérationnel CALIOP utilise les mesures de dépolarisation et de diffusion pour déterminer un type d'aérosol qui consiste en un mélange de composants d'aérosols caractéristiques d'une région ou d'une masse d'air, auquel un LR est associé. Une hypothèse incorrecte pour le ratio lidar pourrait être une source d'erreur substantielle ($\approx 20 - 50\%$) dans la restitution des profils d'extinction avec cette méthode (Omar et collab., 2009; Kim et collab., 2018). La figure 2.7 présente l'organigramme de l'algorithme d'attribution des types d'aérosols utilisés par CALIOP.

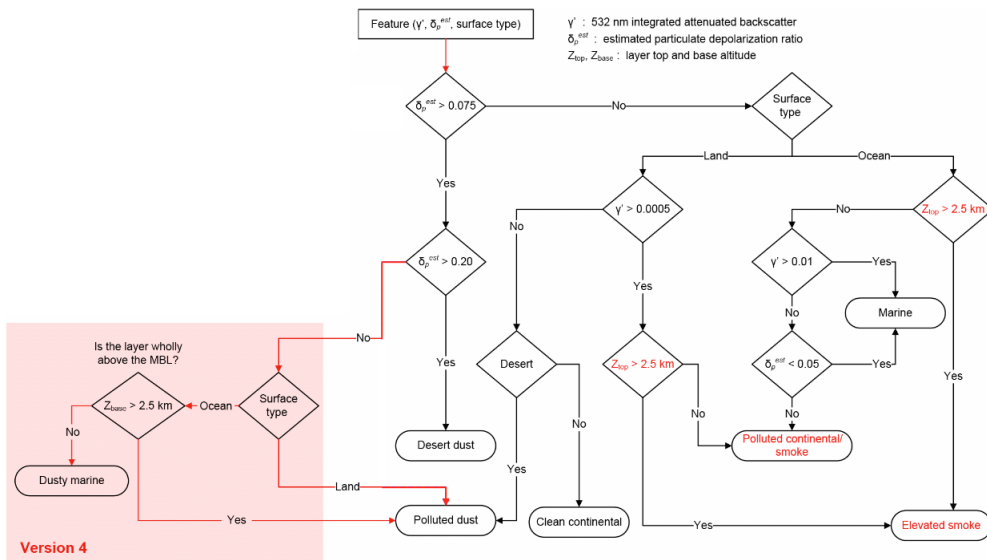


FIGURE 2.7 : Organigramme du schéma de sélection des types d'aérosols CALIPSO pour les aérosols troposphériques (Kim et collab., 2018).

Pour les couches d'aérosols isolées dans la troposphère libre, la méthode de l'atténuation permet d'évaluer le LR mais cette méthode est applicable seulement pour les couches

suffisamment bien séparées des nuages et de la couche limite. Pour les autres couches, une contrainte sur le LR peut être appliquée à partir de l'utilisation d'une valeur d'AOD indépendante et co-localisée avec les observations CALIOP.

Plusieurs mesures d'AOD indépendantes peuvent être utilisées, comme celles issues des mesures spatiales de l'instrument MODIS de la plateforme Aqua qui présente une bonne co-localisation spatiale et temporelle avec CALIPSO (produit CALTRACK). Cependant aucune mesure d'AOD à 550 nm n'est disponible de nuit ($\approx 30\%$ des données CALIOP) ou au-dessus des surfaces enneigées.

- Les produits SODA (Synergized Optical Depth of Aerosols) : plusieurs méthodologies utilisent les réflectances lidar de surface afin de déterminer une AOD_{532} au-dessus des surfaces océaniques ou des nuages d'eau liquide optiquement opaques (Josset et collab., 2009, 2010b,a). Ces restitutions d' AOD_{532} sont regroupées dans les produits SODA OVOC (surface océanique) et OLIWAC (nuages bas). Ces produits seront décrits plus en détail dans le chapitre 4. Aucune méthodologie opérationnelle utilisant la réflectance lidar de surface n'existe pour estimer l'AOD sur les surfaces continentales, au plus proche des sources. La dernière partie de mon travail de thèse a donc été consacrée au développement d'une méthode permettant la restitution d'AOD à partir de l'utilisation de la réflectance CALIOP de surface et à son évaluation au-dessus de la Sibérie (chapitre 5).

Ces différents produits sont utilisés au LATMOS avec un algorithme de calcul de profil moyen de rétro-diffusion et d'extinction particulière avec une résolution horizontale de 20 km de jour et 10 km de nuit, et une résolution verticale de 180 m de jour et 60 m de nuit. Dans cet algorithme les profils de TAB des produits CALIOP L1, les réflectances de surface et les AOD SODA à 333 m sont filtrés des nuages à l'aide du produit nuages L2 par couche. Ces TAB filtrés des nuages sont aussi utilisés afin de recalculer les LR pour les couches d'aérosols isolées dans la troposphère libre (méthode de l'atténuation¹⁸). Les profils moyens de TAB et de LR permettent, après inversion de Fernald, de calculer un profil d'extinction CALIOP et une AOD_{v4+} moyenne à 10 ou 20 km. Les moyennes à 10 ou 20 km des profils d'extinctions issus du produit L2 profil et la valeur d' AOD_{v4} correspondante sont aussi sauvegardés. Dans ce travail de thèse toutes les données CALIOP présentées seront analysées avec cette résolution horizontale. La figure 2.8 présente le schéma récapitulatif de l'utilisation des différents produits CALIPSO dans cet algorithme.

¹⁸Calcul du LR à partir de l'atténuation de la couche d'aérosols : la détermination de l'atténuation par une couche d'aérosols suffisamment bien séparée des nuages et de la couche limite permet d'évaluer son rapport lidar à partir de la rétro-diffusion intégrée sur la couche et des rapports de diffusion atténuée au sommet et à la base de la couche.

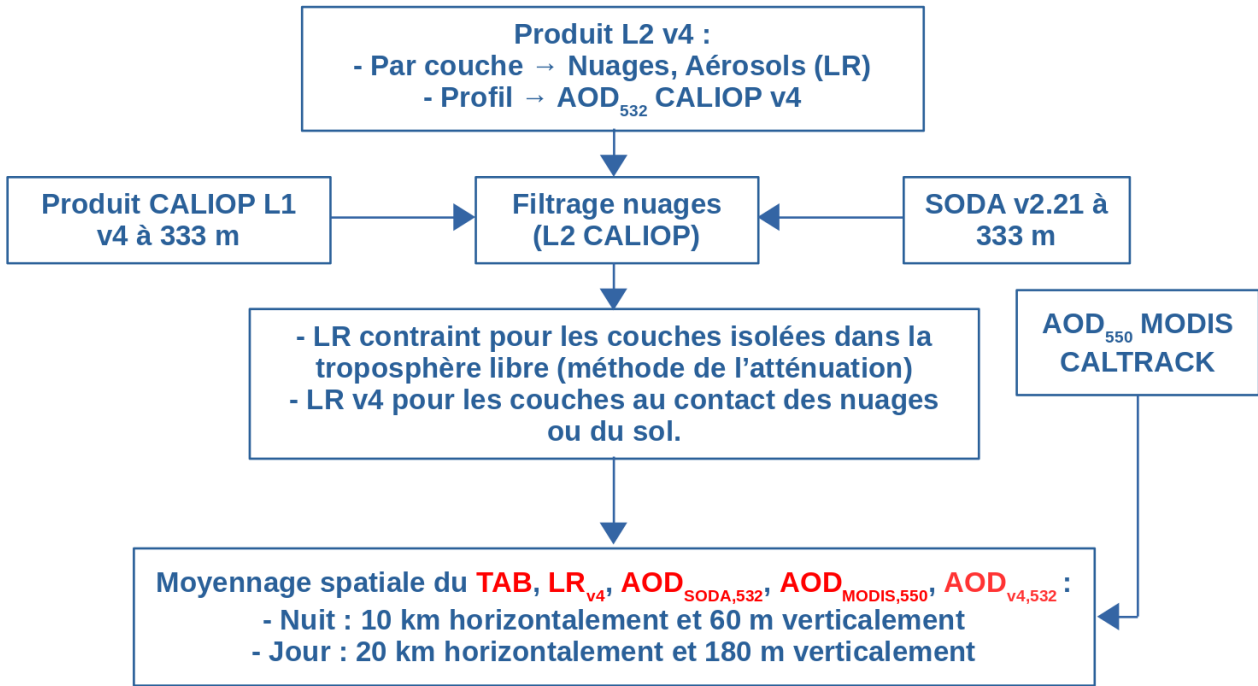


FIGURE 2.8 : Schéma présentant la procédure de traitement des données CALIOP.

2.3 Conclusion

Le travail de thèse présenté dans ce document s'articule autour de deux axes principaux : (i) l'étude des mesures de deux campagnes aéroportées effectuées en Sibérie afin de mieux caractériser les sources d'aérosols et leurs propriétés optiques dans cette région (chapitre 3) (ii) L'utilisation de la réflectance CALIOP de surface pour l'estimation de l'épaisseur optique sur la Sibérie et le Pacifique Nord et l'exploitation de cette mesure coïncidente avec celle du profil lidar pour contraindre l'inversion du signal lidar (chapitres 4 et 5).

L'objectif du présent chapitre a ainsi été de fournir une description générale de la structure du travail de thèse présenté dans ce manuscrit ainsi que les instruments et données utilisés.

Chapitre 3

Caractérisation des sources d'aérosols en Sibérie

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons l'analyse des données obtenues lors de deux campagnes aéroportées menées en Sibérie centrale et orientale en 2013 et 2017 avec un avion Tu-134 équipé de moyens de mesures *in-situ* des gaz trace et des aérosols ainsi que d'un lidar à rétrodiffusion élastique de 532 nm à visée vers le bas. L'analyse du profil d'extinction est toutefois limitée par l'absence de lidar à haute résolution spectrale (HSRL) ou d'un lidar Raman à bord de l'avion Tu-134. Cependant, une analyse complète du type d'aérosol pour les masses d'air rencontrées par l'avion et les connaissances actuelles sur le rapport lidar généralement rencontré pour ce type d'aérosol (Omar et collab., 2009; Burton et collab., 2012; Müller et collab., 2007) peuvent être utilisées pour analyser le signal lidar et calculer l'AOD pour les couches d'aérosols observées par le lidar aéroporté. Ces AOD peuvent être comparées à celles mesurées par les observations satellites pour, à la fois vérifier la cohérence de ces observations pour un type d'aérosols, et discuter la classification des couches d'aérosols fournie par l'instrument CALIOP.

Les campagnes aéroportées, les instruments et la méthodologie permettant d'identifier le type d'aérosol et de traiter les données lidar sont décrits dans les sections 3.2 et 3.3. Une sélection de profils CALIOP dans des masses d'air ayant la même origine que celles observées par l'avion fournit également des informations supplémentaires sur les propriétés optiques des aérosols dans les différentes couches en utilisant les produits aérosols fournis par la NASA (version 4.20). Dans la section 3.4, une sélection de six études de cas, représentatives des principales sources d'aérosols observées en Sibérie, sont présentées et analysées en termes de mélange ou d'âge des aérosols attendus, d'étendue verticale des couches et de propriétés optiques des aérosols. La discussion portera sur les résultats de l'analyse comparative des différentes études de cas et sur l'apport de la synergie entre mesures *in-situ*, lidar aéroporté, et observations satellites.

3.2 Description des campagnes et des données

3.2.1 Description des campagnes aéroportées

Les avions de recherche de l'IAO SB RAS¹ survolent, selon un axe Nord-Sud et Est-Ouest, la Sibérie centrale et orientale depuis 2006. L'avion utilisé lors des campagnes est un Tupolev 134. Deux campagnes aériennes ont eu lieu en juillet 2013 et juin 2017, avec un lidar de rétro-diffusion à 532 nm orienté vers le sol (au nadir) et des instruments de mesures in-situ des concentrations de gaz à l'état de traces et des propriétés des particules d'aérosols (distribution de taille, concentration, propriétés de diffusion). Chaque campagne consiste en 4 vols reliant Novossibirsk à Yakutsk à l'Est ou Norilsk au Nord. Les vols sont effectués sur des routes prédéfinies mais le plan de vol peut être modifié afin d'éviter la présence de systèmes frontaux qui pourraient perturber l'analyse des mesures lidar et des prélèvements d'aérosols. Les vols se décomposent en une succession de montées/descentes pour obtenir des profils verticaux (≈ 6 par vol et dont la durée est ≈ 30 min) à partir des mesures *in-situ* et des paliers horizontaux à 0.6, 4 et 8 km d'altitude afin d'échantillonner la structure verticale des couches d'aérosols à partir des mesures lidar. Concernant les données lidar, seules les données collectées lors de vols au-dessus de 4 km sont utilisées compte tenu de l'influence de la fonction de recouvrement géométrique pour des distances < 1 km. Les trajectoires de vol ainsi que les altitudes sont présentées pour la campagne de juillet 2013 et juin 2017 sur la figure 3.1.

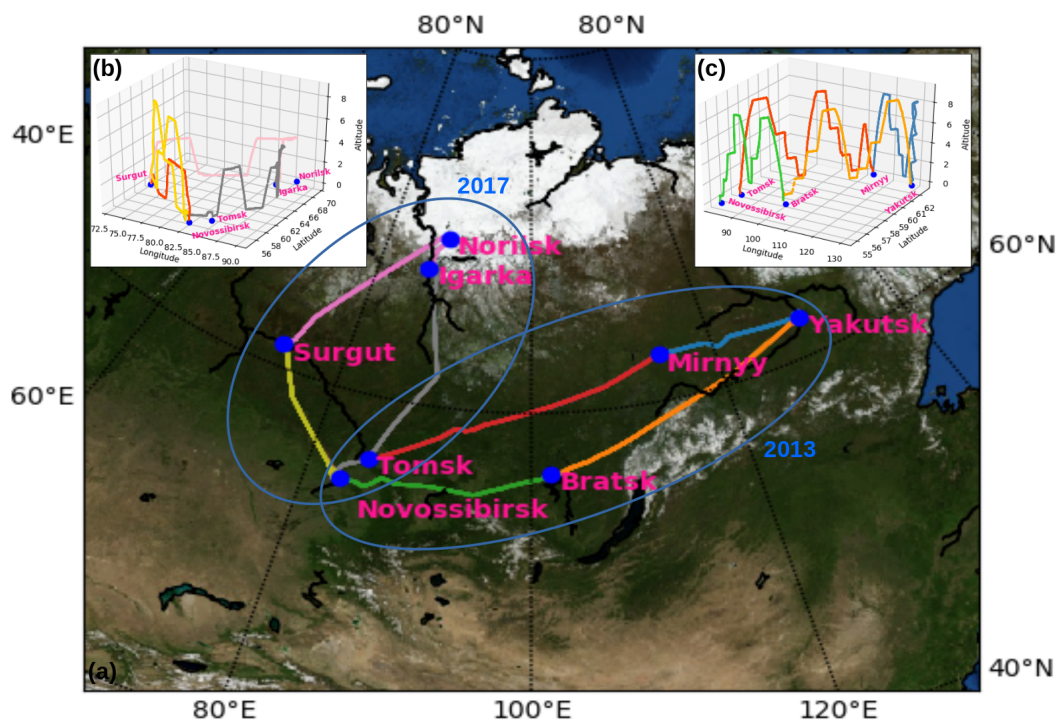


FIGURE 3.1 : Carte des 8 trajectoires de vol des avions réalisées en 2013 (boucle Est) et en 2017 (boucle Nord). Les plages d'altitude des avions sont également indiquées pour les vols de 2017 (b) et 2013 (c).

¹V. E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IAO SB RAS).

Lors de ces deux campagnes les vols ont été effectués au-dessus (i) des grandes villes sibériennes (Novossibirsk, Tomsk, Krasnoïarsk, Yakoutsk); (ii) des champs d'extraction de gaz de la vallée de l'Ob et de la ville industrielle de Norilsk; (iii) du long transect entre Novossibirsk et Yakoutsk pour échantillonner le transport à longue distance des émissions provenant des feux de forêts et des latitudes moyennes de l'Asie orientale (aérosol de poussière désertique, pollution venue de Chine); (iv) taïga sibérienne pour caractériser les feux de forêts. Les principales sources d'aérosols pourraient donc être incluses dans l'analyse des observations aéroportées

3.2.2 Description du système lidar aéroporté

Le système lidar LOSA installé à bord de l'avion Tu-134 a été développé à l'IAO SB RAS (Balin et collab., 2011; Penner et collab., 2015).

Le module émetteur est basé sur un laser Nd-YAG à l'état solide émettant des impulsions laser de 8 ns à 1064 nm et 532 nm. L'énergie maximale de sortie à 532 nm est de 100 mJ avec une fréquence de répétition de 10 Hz et une divergence de faisceau de 2,5 mrad. Le récepteur optique est une lentille de réception de 150 mm de diamètre couplée à un filtre de 1 nm et à deux canaux de réception (co-polarisation et polarisation croisée). Le recouvrement géométrique complet est obtenu entre 80 m et 200 m. En pratique, les 200 premiers mètres ne sont pas utilisés pour réduire les erreurs lors de l'estimation de la correction de la fonction de recouvrement géométrique dans la zone de ciel clair sous l'avion.

L'unité de détection est composée d'un photomultiplicateur couplé à un système électronique de conversion analogique-numérique (ADC) avec une plage de fréquence d'échantillonnage de 25 MHz à 100 MHz (c'est-à-dire une résolution verticale de 1,5 m à 6 m). La numérisation du signal est effectuée sur 12 bits. L'étalonnage de la polarisation croisée n'est pas assez fiable pour caractériser le type d'aérosol et sera principalement utilisé pour discriminer les couches de nuages de celles d'aérosols. Le canal proche infrarouge n'était pas disponible pendant les campagnes aériennes. Un signal de rétro-diffusion atténué en logarithme décimal $> -2,2$ ($= 6.0 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$)² avec un signal supérieur au seuil de détection dans le canal de dépolarisation est considéré comme un nuage. La moyenne temporelle initiale des données lidar est de 8 s et 1 min, respectivement pour les campagnes 2013 et 2017. Après filtrage des nuages, les données sont moyennées sur 1 min à 5 min pour obtenir une portée de mesure supérieure à 6 km.

3.2.3 Les mesures *in-situ*

Les mesures *in-situ* comprennent les mesures de gaz à l'état de traces et d'aérosols. La mesure du CO est effectuée à l'aide d'un analyseur de CO entièrement automatisé basé sur un analyseur de gaz à corrélation d'absorption infrarouge commercial (modèle 48C, TEI Thermo Environment Instruments, USA). L'instrument est décrit dans (Nedelec et collab., 2003). La précision est de 5 ppb (5 % CO) pour un temps d'intégration de 30 s (c'est-à-dire le temps de réponse de

²Seuil déterminé pour un rapport de diffusion atténué de 10 et une dépolarisation de 30%.

l'instrument) et la limite de détection est de 10 ppb. Les mesures de CO₂, CH₄ et H₂O ont été effectuées au moyen de l'analyseur de concentration de gaz Picarro G2301-m avec une précision de 70 ppb pour le CO₂ et de 0,5 ppb pour le CH₄ avec un temps d'intégration de 5 s. Une correction de la présence d'humidité fournit automatiquement les fractions molaires de gaz sec.

Les concentrations massiques équivalentes du carbone suie (EBC : Equivalent Black Carbon) sont mesurées à l'aide d'un aethalomètre³ basé sur l'atténuation de la lumière par les particules après leur collecte sur un filtre (Panchenko et collab., 2000). La longueur d'onde se situe entre 0,4 et 1,1 μm avec un maximum proche de 0,9 μm . Cet instrument est sensible aux particules sub-microniques. La concentration massique de BC (ρ_{BC}) en $\mu\text{g}/\text{m}^3$ est convertie à partir de la mesure de l'absorption lumineuse ($\ln \frac{I}{I_0}$) en utilisant la relation suivante : $\rho_{BC} = 697 \cdot C_f \cdot \ln \frac{I}{I_0}$, où C_f est le facteur de correction compris entre 0.5 et 1 prenant en compte le noircissement du filtre. C_f est obtenu en comparant les données non corrigées à des données de référence obtenues en laboratoire. La sensibilité de EBC est de $\simeq 0.01 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

La distribution en taille des particules est entièrement caractérisée à l'aide de deux instruments différents. Les concentrations de particules ultra-fines dans la gamme de diamètre de 3 à 200 nm sont mesurées à l'aide d'un granulomètre à diffusion (DPS : Diffusional Particle Sizer) constitué d'une batterie de diffusion automatisée à 8 canaux (écran synthétique ADB; conçu par ICKC SB RAS, Novosibirsk; Ankilow et collab. (1991); Ankilov et collab. (2002a,b)) couplé à un compteur de particules par condensation (TSI CPC 3781). Une période de balayage du DPS prend 80 s pour dériver la distribution des tailles selon 20 classes de taille. L'efficacité de transmission de l'instrument aéroporté est de l'ordre de 0.997 dans la gamme 70-200 nm et varie de 0.82 à 0.89 entre 400 hPa et 1000 hPa pour la gamme de taille 3-70 nm. Toutes les concentrations sont indiquées dans des conditions standards de température et de pression (CSTP⁴). Les concentrations de particules dans 31 classes de taille comprise entre 0,25 et 32 μm sont mesurées à l'aide d'un compteur optique de particules GRIMM 1.109 (GRIMM Aerosol Technik GmbH & Co. KG, Allemagne).

Les paramètres météorologiques tels que la température, l'humidité et le vecteur vent sont mesurés régulièrement à bord à l'aide du capteur HYCAL modèle IH-3602-C de Honeywell Inc. Les précisions de température et d'humidité relative sont respectivement de 0.5°C and 7 %.

3.2.4 Contexte météorologique des campagnes

La campagne de 2013 s'est déroulée entre deux noyaux dépressionnaires à l'ouest de Novossibirsk (53°N, 75°E), présent tout au long de la campagne, et à proximité de Yakoutsik à 55°N, 115°E.

³Le flux gazeux passe à travers un matériau filtrant qui retient les particules en suspension, créant ainsi un dépôt de densité croissante. Un faisceau lumineux projeté à travers le dépôt est atténué par les particules absorbantes. Les mesures sont effectuées à intervalles de temps successifs et l'augmentation de l'atténuation d'une mesure à l'autre est proportionnelle à l'augmentation de la densité du matériau optiquement absorbant sur le filtre; lui-même proportionnel à la concentration du matériau dans le flux d'air échantillonné. La mesure du débit de gaz échantillonné et la connaissance des caractéristiques optiques et mécaniques de l'instrument permettent de calculer la concentration moyenne des particules absorbantes dans le flux gazeux pendant la période d'échantillonnage.

⁴Température $T = 298.15\text{K}$ et pression $P = 10^5$

Le système dépressionnaire à proximité de Yakoutsk s'estompe peu à peu pendant la campagne (figure 3.2a). Lors du premier vol effectué entre Tomsk et Mirnyy, l'avion a évolué dans une zone avec un fort flux de nord-est ($> 10 \text{ ms}^{-1}$ à 500 hPa, figure 3.2b) lié à la conjonction de l'enroulement autour de la première dépression et du retour d'Est de la seconde avec des masses d'air peu humides ($\theta_{eq} \approx 320$ kelvin 500 hPa, figure 3.2c). La région entre le Nord de la Chine (Harbin) et la ville de Yakoutsk se trouve en revanche au niveau du secteur chaud de la dépression à 55°N , 115°E , zone caractérisée par un fort flux de sud ($> 10 \text{ ms}^{-1}$ à 500 hPa) avec des ascendances d'air humide ($\theta_{eq} > 370$ kelvin 500 hPa). Dans la zone entre Bratsk et Novossibirsk les conditions atmosphériques sont plus stables avec des vents faibles ($< 2 \text{ ms}^{-1}$ à 500 hPa). Les conditions atmosphériques sont donc plutôt instables pour cette campagne.

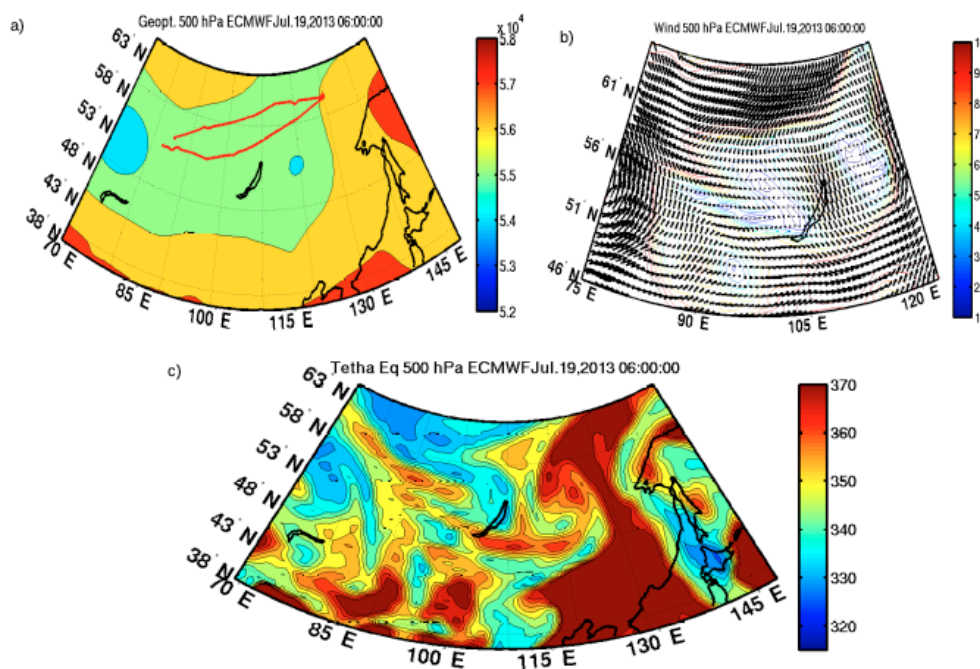


FIGURE 3.2 : a) : Carte du géopotiel (en m) à 500 hPa lors de la campagne aéroportée de 2013 (données ECMWF). b) : Carte du champ de vent à 500 hPa lors de la campagne aéroportée de 2013 (données ECMWF). Les vecteurs représentent la direction et l'intensité des vents (données ECMWF). Les lignes colorées représentent les isotaches et la couleur la vitesse du vent (en m/s). c) : Carte de température potentielle équivalente (données ECMWF) à 500 hPa lors de la campagne aéroportée de 2013 (en K).

Lors de la campagne 2017, l'avion a volé à nouveau sur le flanc anticyclonique est d'une dépression mais dans une zone de plus forte pression (figure 3.3a). Il a volé dans des masses d'air relativement sèches ($\theta_{eq} \approx 330$ kelvin 500 hPa, figure 3.3c) avec un flux modéré de sud à 85°E ($\approx 5 \text{ ms}^{-1}$ à 500 hPa) et de nord à 70°E ($> 10 \text{ ms}^{-1}$ à 500 hPa, figure 3.3b). Au nord de 60°N l'avion a volé sous un fort flux d'ouest ($> 10 \text{ ms}^{-1}$ à 500 hPa).

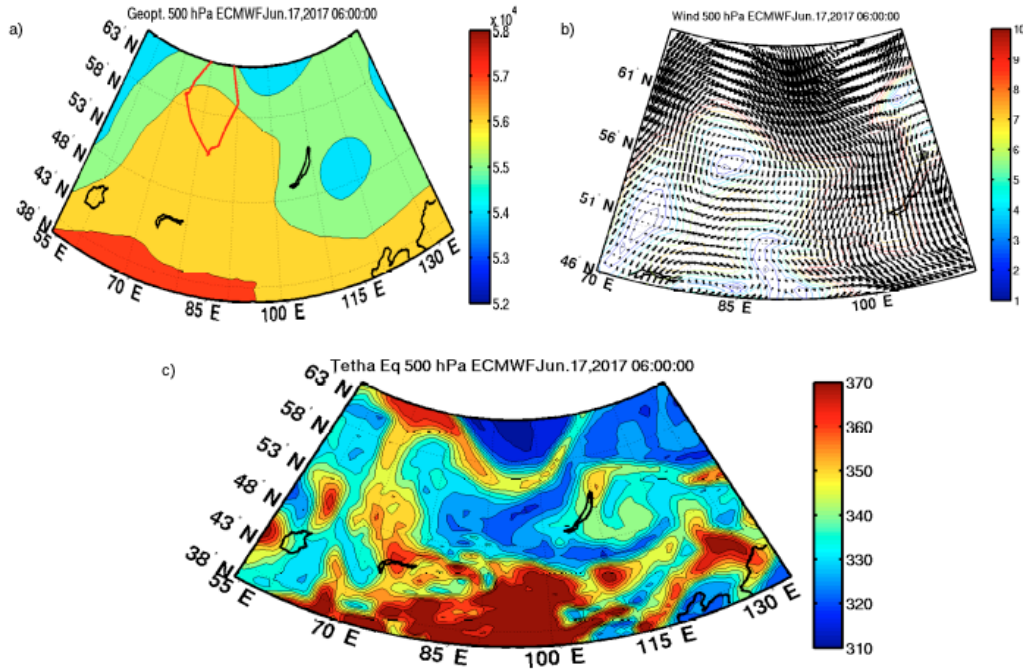


FIGURE 3.3 : a) : Carte du géopotentiel (en m g p) à 500 hPa lors de la campagne aéroportée de 2013 (données ECMWF). b) : Carte du champ de vent à 500 hPa lors de la campagne aéroportée de 2013 (données ECMWF). Les vecteurs représentent la direction et l'intensité des vents (données ECMWF). Les lignes colorées représentent les isotaches et la couleur la vitesse du vent (en m/s). c) : Carte de température potentielle équivalente (données ECMWF) à 500 hPa lors de la campagne aéroportée de 2013 (en K).

3.3 Méthodologie d'analyse des données

3.3.1 Traitement des données lidar aéroporté

L'équation lidar qui relie le signal utile reçu ($P(r)$), en fonction de la distance sur la ligne de visée lidar r , aux paramètres optiques du milieu et à leur répartition spatiale (annexe A) peut s'écrire sous la forme suivante :

$$P(r) = \frac{K \cdot O(r) \cdot \beta(r) \cdot T^2(r)}{r^2} \quad (3.1)$$

avec K ($\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$) la constante instrumentale, $O(r)$ (sans unité) le facteur de recouvrement géométrique entre le faisceau laser et le champ de vue du télescope, $\beta(r)$ et $T^2(r)$, respectivement les coefficients de rétro-diffusion et de transmission à la distance r . Ces derniers sont directement liés au contenu atmosphérique et constituent les paramètres d'intérêts. Afin de pouvoir évaluer ces paramètres il est important de corriger le signal lidar des effets géométriques à proximité de l'avion (terme $O(r)$), et de le calibrer (terme K). Pour cela nous avons sélectionné pour chaque vol des zones sans nuages et sans aérosols entre 0 et $r_0 = 700$ m sous l'avion. Dans ces zones, du fait de la faible quantité d'aérosols, nous pouvons supposer que le coefficient de rétro-diffusion aérosol $\beta_{aero}(r) \approx 0$ et que le coefficient de transmission aérosol $T_{aero}(r) \approx 1$. L'équation 3.1

s'écrit alors :

$$P(r) = \frac{K \cdot O(r) \cdot \beta_{mol}(r) \cdot T_{mol}^2(r)}{r^2} \quad (3.2)$$

Dans ces zones sans aérosols, à la distance $r_0 = 700$ m, le facteur géométrique est proche de 1 (figure 3.4a) et le coefficient de calibration s'écrit :

$$K = \frac{P(r_0) \cdot r_0^2}{\beta_{mol}(r_0) \cdot T_{mol}^2(r_0)} \quad (3.3)$$

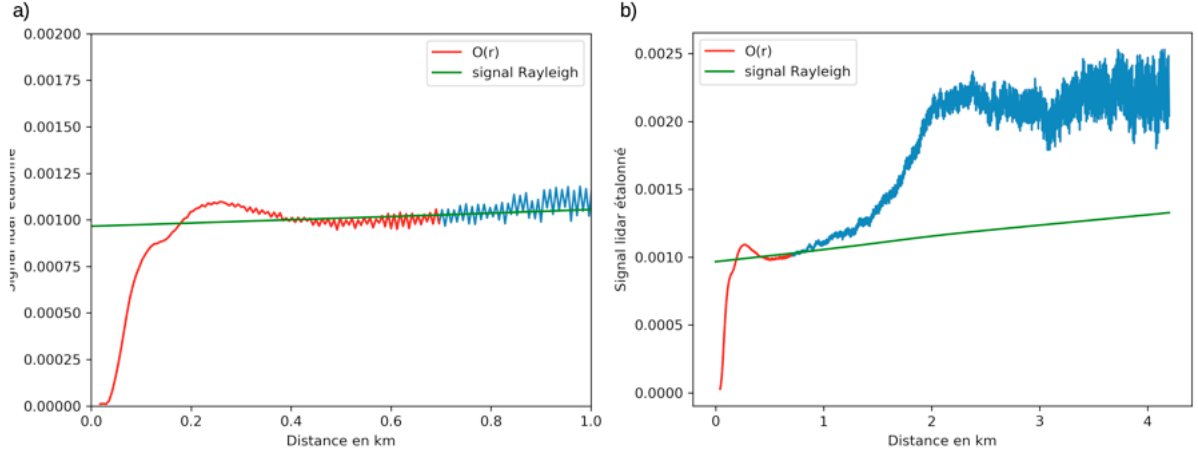


FIGURE 3.4 : a) : Debut de profil lidar du signal calibré. En rouge le facteur géométrique $O(r)$. A $r_0 = 700$ m alors $O(r_0) = K$. En vert le profil Rayleigh. b) : Profil lidar complet du signal calibré. En vert le profil Rayleigh.

Le facteur géométrique $O(r)$ est déterminé entre 0 et 700 m sous l'avion pour les profils retenus pour une détermination de la constante d'étalonnage. L'étalonnage peut évoluer au cours du temps du fait des conditions de mesures (vibrations, changements de température...). En conséquence, la constante de calibration a été déterminée plusieurs fois au cours de chaque vol avec une résolution temporelle de 1 min à 5 min. Les sections de vol sans présence d'aérosols ou de nuages sont déterminées à partir de la recherche des minimas de signal de rétro-diffusion ($\beta(r)$) à 700 m sous l'avion pour des altitudes de vol > 4 km et pour des mesures *in-situ* des concentrations totales d'aérosols provenant de l'instrument Grimm < 15 particules cm^{-3} . Le profil vertical de la rétro-diffusion atténuée moléculaire ($\beta_{mol}(r) \cdot T_{mol}^2(r)$) a été estimé à partir de l'analyse météorologique ERA- ECMWF de résolution $0,75^\circ$ (Dee et collab., 2011). La précision de l'étalonnage est alors de l'ordre de 5 à 10 % en raison de l'incertitude statistique moyenne du signal (< 3 %) et de l'hypothèse selon laquelle le rapport de diffusion de référence est l'unité dans la plage d'étalonnage (≈ 5 %) (cf tableau 3.1).

La figure 3.4b présente un exemple d'un profil lidar calibré.

La restitution des épaisseurs optiques des couches d'aérosols est basée sur l'inversion "vers l'avant" (mode "forward") de Fernald du $P(r) \cdot r^2$ calibré (Fernald, 1984), en supposant une valeur constante du rapport lidar (LR : lidar ratio, annexe A) dans la couche d'aérosols. Les valeurs de LR utilisées (et les incertitudes associées), pour chaque type d'aérosols, lors des inversions effectuées seront issues de la littérature une fois le type de source d'aérosol identifié.

TABLE 3.1 : Tableau récapitulatif des constantes système obtenues pour chaque vol ou portion de vol étudiée dans la section 3.4 avec les dates et heures correspondantes.

Étude de cas	Dusty mix	Feux (panache jeune)	Feux (panache âgé)	Gas flaring	Urban / indus	Transport NC
	Date, UTC	16/06/2017, 5h	19/07/2013, 6h	18/06/2017, 2h	18/06/2017, 1h	20/07/2013, 6h
K	$13458 \pm 2\%$	$491724 \pm 10\%$	$83014 \pm 5\%$	$63413 \pm 2\%$	$136203 \pm 5\%$	$127216 \pm 5\%$

Ceci est similaire à l’approche développée par CALIPSO mais la classification d’aérosols sera choisie pour correspondre aux cas spécifiquement rencontrés pendant les campagnes.

Afin d’estimer l’incertitude sur le profil de rétro-diffusion (et sur l’AOD) calculé, 500 inversions ont été effectuées en utilisant des valeurs aléatoires de LR comprises dans l’intervalle des valeurs possibles pour le type d’aérosol considéré et l’incertitude statistique sur le coefficient de rétro-diffusion à l’altitude de référence ($\approx 5\%$). La méthodologie complète de l’analyse des données lidar est résumée dans le panneau supérieur de la figure 3.5.

3.3.2 Identification des sources et types d’aérosols

Pour chaque vol, les zones d’émissions, l’épaisseur et l’altitude des couches, l’épaisseur optique ainsi que les types d’aérosols des couches observées par le lidar aéroporté ont été caractérisées. La première étape est de déterminer les zones d’émissions des couches d’aérosols observées afin de pouvoir identifier les types d’aérosols et s’ils ont subi un vieillissement. Pour cela nous utilisons le modèle de dispersion Lagrangien FLEXPART v9 (Lagrangian FLEXible PARTicle dispersion model, annexe B) qui va permettre de déterminer les zones sources potentielles ainsi que les différents régimes de transport des couches observées. FLEXPART est un modèle Lagrangien conçu pour calculer le transport à longue distance, la diffusion, le dépôt sec et humide, de polluants atmosphériques ou de particules d’aérosols vers l’arrière (“backward”) ou vers l’avant (“forward”) utilisant un grand nombre de particules relâchées dans un volume d’atmosphère représentant la zone d’émission ou d’observation des aérosols (Stohl et Seibert, 1998; Stohl et collab., 2002b). Pour notre étude, les calculs de dispersion des particules sont effectués en incluant les processus d’élimination des traceurs d’aérosols par dépôt sec et humide dans le nuage et sous le nuage. Pour chaque couche d’aérosol identifiée dans un profil lidar, on effectue des simulations en mode “backward” de 5 à 10 jours avec 10 000 particules libérées dans une zone d’altitude de 1 km d’épaisseur (résolution horizontale de $1^\circ \times 1^\circ$). La présence de nuages est calculée par FLEXPART à l’aide des champs d’humidité relative. Les champs météorologiques utilisés pour les simulations (y compris les taux de précipitation) sont des champs opérationnels du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT⁵) à la résolution horizontale T255 (≈ 80 km) et avec 153 niveaux verticaux du modèle. Les simulations FLEXPART fournissent des cartes de la sensibilité potentielle aux émissions (PES en seconde⁶) pour chaque couche d’aérosol observée par le lidar aéroporté et

⁵ECMWF en anglais : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

⁶Le PES est donné en seconde. Multiplié par un flux de surface il permet d’obtenir les concentrations pour un type d’émission donné. Le PES est calculé en utilisant des moyennes de 3h sur une grille tridimensionnelle

prennent en compte la correction due aux pertes du traceur par dépôt sec et humide (Seibert et Frank, 2004). En d’autres termes, le PES correspond au temps de résidence d’une parcelle d’atmosphère dans une zone et à une altitude donnée. Ainsi, plus le PES va être important dans une zone plus cette zone va influencer une observation. Les cartes de PES obtenues représentent les zones qui ont le plus influencé les observations. Ces cartes fournissent une sensibilité à de potentielles émissions et non à des émissions effectives. Une zone avec de fortes valeurs de PES signifie que cette zone a influencé significativement nos observations seulement si des aérosols sont présents dans cette zone d’influence. Une zone de forte valeur de PES mais dont l’atmosphère est dépourvue (ou presque) d’aérosols n’aura pas (ou très peu) d’influence sur la couche d’aérosols observée par le lidar. C’est pourquoi cette analyse des zones de sources potentielles d’importance doit être complétée par celle des observations du contenu atmosphérique en aérosols dans toutes les zones dont le PES est supérieur à 2000 s. C’est pourquoi le PES de FLEXPART avec un contenu en aérosols atmosphériques significatif et les cartes d’ AOD_{550} MODIS du produit journalier de niveau 3 ”Atmosphere Daily Global Gridded Product” de résolution spatiale $1^\circ \times 1^\circ$ ont été utilisés afin d’identifier les régions source.

Diverses observations satellitaires sont ainsi utilisées dans la région source pour une première estimation de l’attribution du type d’aérosol. Les sources d’aérosols dues aux feux de forêt sont identifiées à l’aide des cartes de puissance radiative quotidienne des incendies (FRP : Fire Radiative Product) basées sur le système FIRMS (Fire Information for Resource Management System) de la NASA à partir des observations MODIS (Giglio et collab., 2003) et de la suite de radiomètres imageurs dans le visible et l’infrarouge (VIIRS : Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) (Schroeder et collab., 2014). La production significative d’aérosols par combustion de biomasse n’est prise en compte que si le FRP quotidien est supérieur à 0,3 GW, si la durée de vie du feu supérieure à trois jours et si la colonne troposphérique de CO mesurée par l’interféromètre atmosphérique de sondage dans l’infrarouge IASI (infrared atmospheric sounding interferometer) est supérieure à la colonne de fond mensuelle de CO (Clerbaux et collab., 1998; Hadji-Lazaro et collab., 1999; Hurtmans et collab., 2012) (data base disponible Clerbaux (2018)).

Les épisodes de poussière provenant des déserts d’Asie orientale ne sont pris en compte que si l’ AOD IASI à $10 \mu\text{m}$ est supérieure à 0,08 dans la zone où le PES est élevé (Peyridieu et collab., 2013; Capelle et collab., 2014, 2018) et lorsque le rapport de dépolarisation des aérosols CALIOP est supérieur à 15% dans la même zone (Tesche et collab., 2011; Groß et collab., 2011, 2013).

Les sources d’aérosols de pollution urbaine ne sont prises en compte que lorsque les grandes villes ($> 500\,000$ habitants) sont incluses dans la zone de PES élevé. L’emplacement des zones avec des torchères⁷ (zone de ”flaring”) est basé sur l’ensemble de données ECLIPSEv4 (Evaluating the Climate and Air Quality Impacts of Short-Lived pollutants) des émissions anthropiques décrites dans Klimont et collab. (2017). Cet inventaire comprend notamment les émissions de

de $1^\circ \times 1^\circ \times 1 \text{ km}$. Afin d’obtenir des cartes, les valeurs de PES sont intégrées sur la colonne atmosphérique suivant une grille de $1^\circ \times 1^\circ$.

⁷Dispositif de combustion de gaz utilisé dans les installations industrielles telles que les raffineries de pétrole, les usines chimiques et les usines de traitement du gaz naturel.

méthane quadrillées provenant du flaring dans l'Arctique Russe à une résolution horizontale de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Un seuil de 50 moles/km²/h a été appliqué aux émissions de méthane pour sélectionner les zones qui pourraient être définies comme des sources de flaring. Une colonne troposphérique de CO élevée ($> 2.10^{18}$ molecule.cm⁻²) est également obligatoire pour vérifier la contribution des sources d'aérosols de combustion industrielle et urbaine (Wang et collab., 2018).

En plus de cette première estimation pour l'identification du type d'aérosol, des mesures in situ de la concentration en CO, de la concentration massique de carbone suie (BC) et de la distribution de la taille de l'aérosol sont également analysées pour la montée ou la descente de l'avion à travers la couche d'aérosols observée par le lidar aéroporté. L'excès de CO (ΔCO), c'est-à-dire la différence avec la concentration de fond de CO considérée comme le minimum de CO mesuré pendant les deux campagnes dans la basse troposphère (0-5 km), doit atteindre 30 ppbv pour les émissions d'aérosols de feu de biomasse et de flaring (Paris et collab., 2009b). Les concentrations massiques de carbone suie sont également utilisées pour identifier l'aérosol de combustion : $\text{BC} > 0.5 \mu\text{g.m}^{-3}$ et BC maximum corrélé avec ΔCO élevé. Le rapport entre la concentration d'aérosol dans le mode "noyaux de condensation"⁸ du nuage (N_{80-200}) entre 80 nm et 200 nm et la concentration d'aérosol dans le mode "noyaux d'Aitken"⁹ (N_A) entre 15 nm et 80 nm est utilisé pour identifier le vieillissement de l'aérosol (Willeke et Whitby, 1975; Bäumer et collab., 2008; Furutani et collab., 2008). La méthodologie complète pour l'identification du type d'aérosol est résumée dans la figure 3.5.

3.4 Analyse des campagnes aéroportées

Six études de cas présentant des couches d'aérosols correspondant à différentes sources ont été sélectionnées dans les campagnes de 2013 et 2017. Les coupes verticales du signal lidar de rétro-diffusion atténuée calibrée (PR2) ont été utilisées pour identifier l'extension verticale et horizontale des couches d'aérosols (rapport de diffusion à 532 nm supérieur à 1.5). Pour chaque couche d'aérosols, le type d'aérosol est obtenu en utilisant la méthodologie décrite dans la section 3.3.2 et l' AOD_{532} est calculée en utilisant une valeur constante de LR dans cette couche en fonction du type d'aérosol déterminé comme expliqué dans la section 3.3.1.

3.4.1 Mélange de poussières et d'aérosols de combustion

Le 16 juin 2017, l'avion a volé au-dessus de la vallée de l'Ob entre Novossibirsk et Surgut. La coupe verticale du signal lidar de PR2, lorsque l'avion vole à 4.2 km d'altitude, montre une couche d'aérosol entre 0 et 2.5 km d'altitude avec une extension horizontale de 150 km (figure 3.6). Les nuages (forte rétro-diffusion et fort taux de dépolarisation) sont rencontrés à 57.5°N lorsque l'avion descend à plus basse altitude et fait un palier à environ 500 m d'altitude. Les signaux lidar ne sont pas exploités pour ces paliers à très bas niveaux.

⁸Cloud Condensation Nuclei

⁹Aitken Nuclei

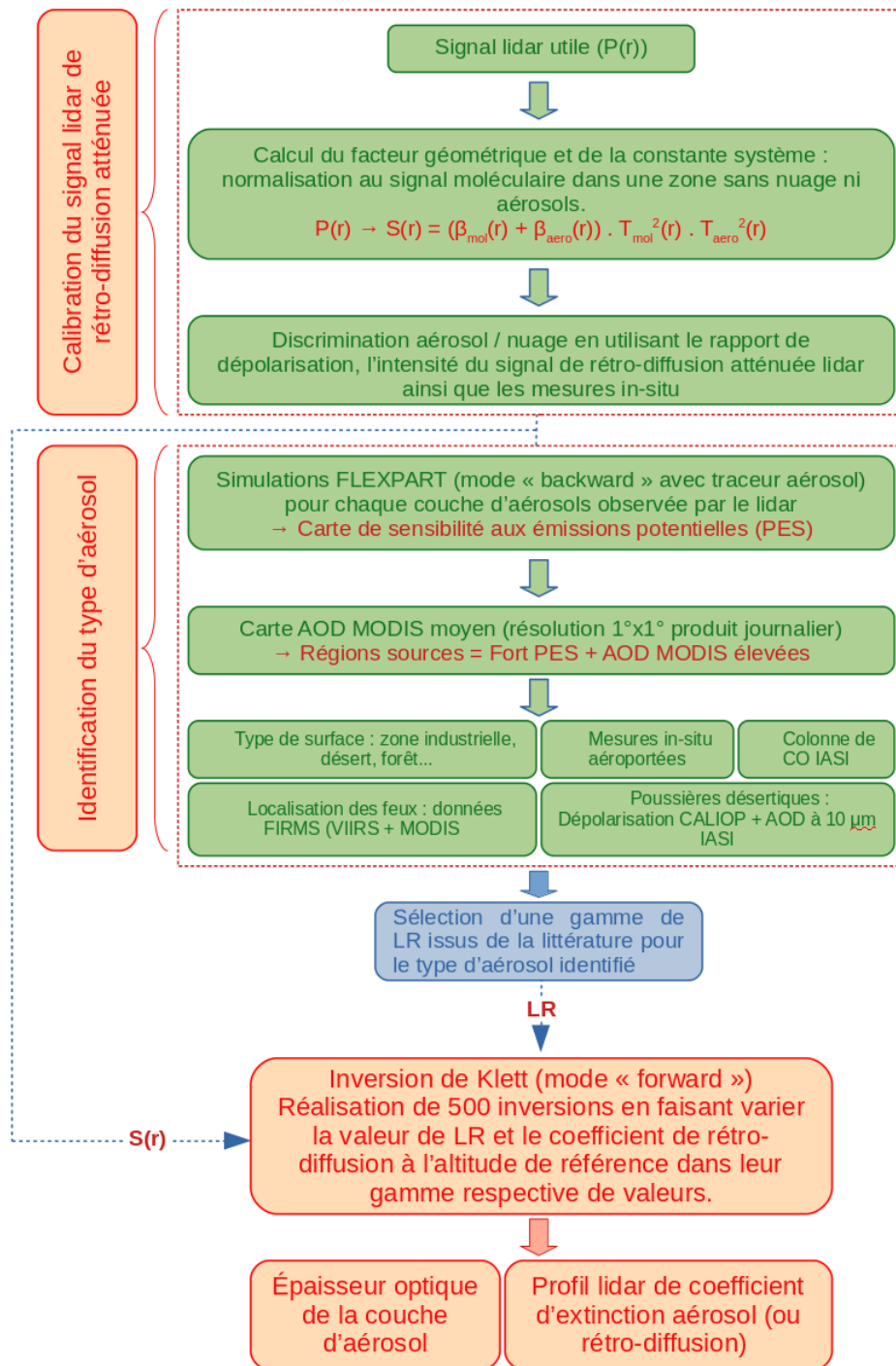


FIGURE 3.5 : Organigramme du traitement des données des lidar aéroporté et de l'identification des types d'aérosols.

La carte de sensibilité aux émissions potentielles (PES) figure 3.7(a), issue des simulations FLEXPART, présente deux zones avec un PES supérieur à 2000 s pour la couche d'aérosols se trouvant entre 0 et 2.5 km d'altitude. La première (zone 1) correspond à la région industrielle au nord-est de Novossibirsk (55°N, 80°E) et la seconde (zone 2) à la région se trouvant au nord d'Astana au Kazakhstan (au nord 50°N, entre 65°E et 75°E). Ces deux zones présentent une moyenne d'AOD, issues des observations MODIS, élevée (> 0.2) et des feux de forêts sont détectés dans la zone 2 par MODIS et VIIRS (FRP < 0.2 GW) durant les 4 jours précédant

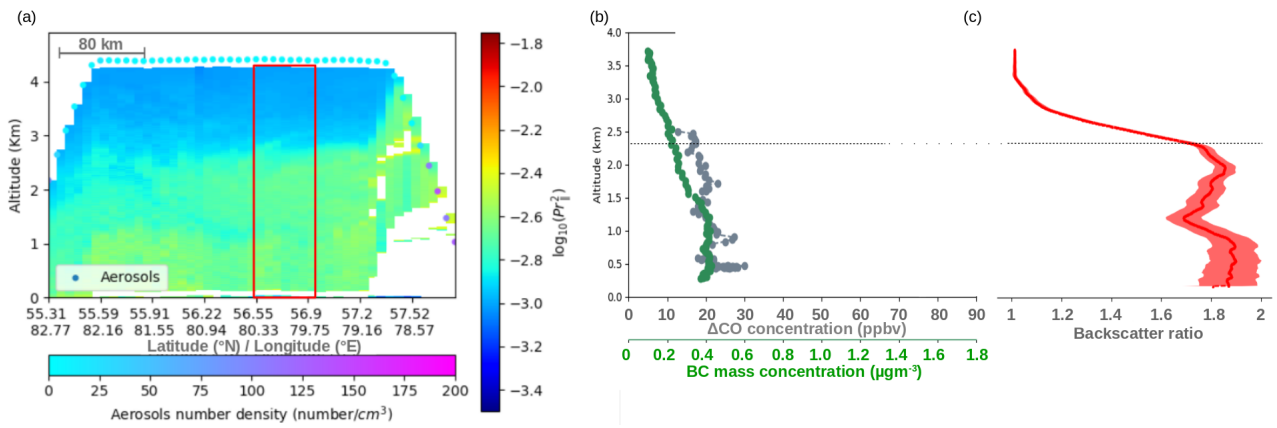


FIGURE 3.6 : (a) : Coupe verticale du signal lidar de rétro-diffusion $\log_{10}(PR^2)$ le 16 juin 2017 à 5h (TU). La constante d'étalonnage est égale à $13458 \pm 2\%$. La concentration en aérosols donnée par le Grimm (particules. cm^{-3}) est indiquée à l'altitude de l'avion. (b) : Profils verticaux de ΔCO et BC obtenus lors de la descente à 57.3°N . (c) : Profil vertical du rapport de rétro-diffusion moyen de l'avion pour les mesures lidar moyennées dans le rectangle rouge de la coupe (a).

la campagne. La colonne troposphérique de CO mesurée par l'instrument IASI est également élevée pour la zone 2 ($2.0\text{-}2.5 \times 10^{18}$ molecule. cm^{-2}). Un deuxième maximum de la colonne troposphérique de CO ($1.5\text{-}1.8 \times 10^{18}$ molecule. cm^{-2}) à 58°N , 80°E (figure 3.8) est situé dans la région de la vallée de l'Ob, où se trouvent un grand nombre de sources industrielles, ainsi que dans la zone 1 autour de Novossibirsk (figure 3.7(b)).

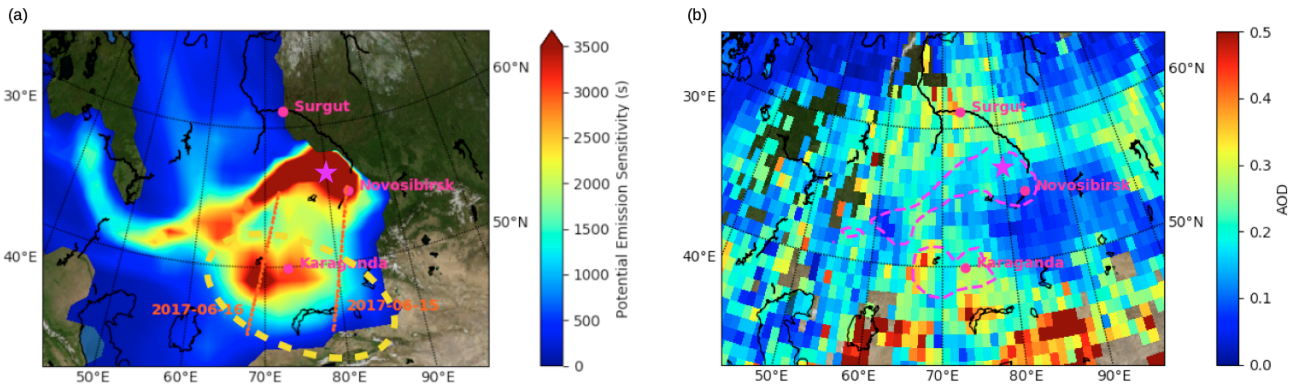


FIGURE 3.7 : (a) : Carte de la distribution des PES verticalement intégrés à partir d'une simulation FLEXPART "Backward" pour les couches d'aérosols se trouvant entre 0 et 2.5 km d'altitude à 56.6°N (point vert). Les lignes pointillées rouges représentent les traces CALIPSO passant dans la zone d'émission. Le cercle pointillé jaune correspond à la zone source des poussières. (b) : Carte d' AOD_{550} MODIS moyennées sur les 4 jours précédant le vol (du 13 au 16 juin 2017 inclus) avec une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$. La zone avec des valeurs de PES ≥ 2000 s est délimitée par la ligne pointillée rose. Le point vert correspond à la position de l'avion lors de l'observation de la zone encadrée en rouge de la figure 3.6.

Le rôle des émissions de poussières désertiques est également significatif pour cette étude de cas si nous considérons la moyenne sur 4 jours des AOD à $10 \mu\text{m}$, mesurées par l'instrument IASI au dessus du Kazakhstan, qui se situe entre 0.15 et 0.35 (figure 3.8). Une trace CALIOP traversant cette zone le 16 juin 2017 à 21h montre effectivement la présence de couches d'aérosols

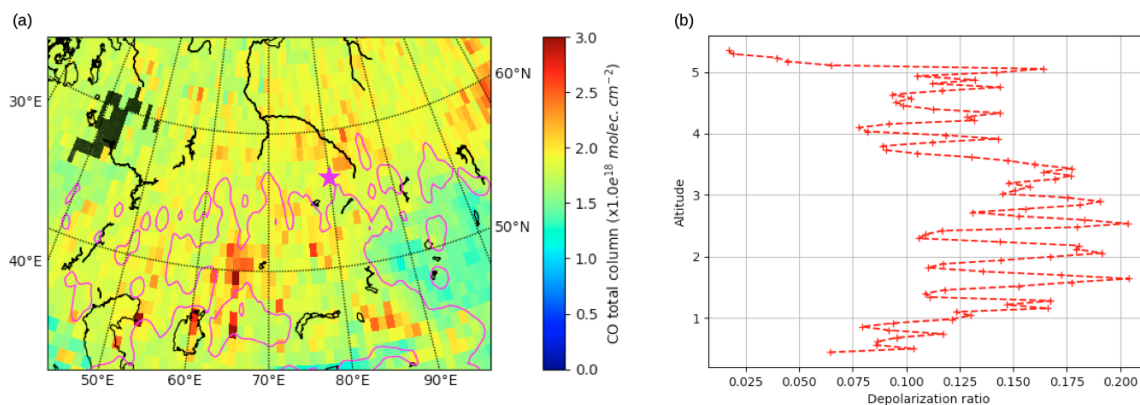


FIGURE 3.8 : (a) : Colonne troposphérique totale de CO moyennée sur les 4 jours précédant le vol (du 13 au 16 juin 2017 inclus). La zone avec des AOD IASI à $10 \mu\text{m} \geq 0.08$ est délimitée par la ligne continue rose. (b) : Profil vertical moyen CALIOP du rapport de dépolarisation des aérosols à 532 nm dans la région source des aérosols à 49.7°N (figure 3.7a).

avec un fort rapport de dépolarisation (15%-20%) ainsi qu'un rapport de couleur¹⁰, noté CR, compris entre 0.3 et 0.7 jusqu'à 3 km à 50°N , 70°E . Un rapport de dépolarisation de l'ordre de 20% correspond à un aérosol de poussière polluée (Tesche et collab., 2011; Groß et collab., 2011; Burton et collab., 2013; Groß et collab., 2013). Pour cette zone, CALIOP classe 48% des couches d'aérosols en "Dust" et 52% en "Polluted dust", et l'AOD est de 0.37 ± 0.13 . Dans la zone de vol, l'instrument IASI a également détecté des AOD à $10 \mu\text{m}$ entre 0.08 et 0.1, ce qui est inférieur aux valeurs au-dessus du Kazakhstan, mais atteint le seuil de détection des poussières qui est de 0.08.

Ainsi la couche d'aérosols observée par le lidar aéroporté à 57°N , 80°E peut être considérée comme un mélange de poussières désertiques, de pollution industrielle de la vallée de l'Ob et de fumée âgée en provenance du Kazakhstan appelé "Dusty mix".

Si nous analysons les mesures *in-situ* effectuées par l'avion lors de la descente à 57.3°N , la plage de ΔCO se situe entre 20 et 30 ppbv jusqu'à 2.5 km d'altitude et la concentration massique de BC passe de $0.2 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à 2 km et à $0.4 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à 500 m. Ces valeurs modérées de ΔCO et de BC par rapport à d'autres vols (cf tableau 3.3) sont en accord avec l'analyse des simulations FLEXPART et renforcent l'hypothèse d'un mélange d'aérosols de combustion et de poussières.

Afin d'effectuer l'inversion du signal lidar et dériver une valeur d'épaisseur optique pour la couche observée nous avons utilisé une gamme de LR de 29-49 sr (14 et 63 sr pour le 5^{eme} et 95^{eme} percentile) pour aérosols du type "Dusty Mix" en utilisant la classification réalisée par Burton et collab. (2012, 2013) en Amérique du Nord à partir de campagnes aéroportées avec un lidar à haute résolution spectrale (HSRL : High Spectral Resolution Lidar) du centre de recherche de Langley (LaRC : Langley Research Center) de la NASA entre 2006 et 2010. Des valeurs similaires de LR ont été obtenues par Tesche et collab. (2007) lors d'observations, dans la région de Pékin, de masses d'air en provenance du désert de Gobi mélangées avec des aérosols

¹⁰Rapport de couleur (Color Ratio en anglais) : rapport des coefficients de rétro-diffusion des aérosols à 1064 nm et 532 nm

de pollution (38 ± 7 sr).

Le rapport de diffusion et l' AOD_{532} sont calculés pour un profil moyen de 6 min, correspondant au rectangle rouge sur la figure 3.6a. La valeur d' AOD_{532} obtenue est de 0.1 ± 0.03 (0.11 ± 0.075 si la gamme 5^{eme} et 95^{eme} percentile du LR est considérée, tableau 3.3). Le rapport de diffusion est compris entre 1.6 et 2 pour la couche entre 0 et 2.5 km d'altitude.

Si nous regardons les valeurs d'AOD MODIS à 550 nm (AOD_{550}) dans un intervalle de temps de ± 1 h et dans un rayon de 100 km autour de l'observation, les valeurs d' AOD_{550} sont assez stables (0.11 ± 0.02). Si nous étendons jusqu'à ± 24 h la variance des valeurs d' AOD_{550} est plus importante (0.115 ± 0.1) mais la valeur moyenne d' AOD_{550} MODIS reste de l'ordre de 0.1. A partir de l'analyse des PES FLEXPART, une trace CALIOP (du 15/06/2017 à 21 h, tableau 3.2) ayant échantillonné les mêmes sources d'aérosols que nos observations avion a été sélectionnée. Les propriétés optiques des aérosols détectés par CALIOP ont été moyennées sur ≈ 100 km entre 53.6°N et 55.4°N ($\Delta t \approx -8$ h et $\Delta x \approx 310$ km avec l'observation avion). La figure 3.9a présente les profils de rapport de diffusion moyen obtenu à partir des observations avion et des observations CALIOP. Nous trouvons la présence d'aérosols jusqu'à 2.5 km à la fois sur les observations avion et sur les données CALIOP, mais le rapport de diffusion entre 2.5 et 1.5 km est beaucoup moins marqué sur le profil CALIOP avec des valeurs de rapport de diffusion ne dépassant pas 1.3. Le maximum de rapport de diffusion CALIOP se trouve à 1.2 km d'altitude et atteint 2.4. Le rapport de couleur est compris entre 0.5 et 0.7 suggérant des tailles d'aérosols assez élevées et une dépolarisation¹¹ entre 4 et 5% (figure 3.9b). Malgré les faibles valeurs de dépolarisation, la signature à 1064 nm conduit l'algorithme opérationnel CALIOP à classer 77% des couches d'aérosols détectées comme du "Polluted Dust" (6% "Dust", 6% "Polluted Continental", 6% "Clean Continental", 5% "Smoke"). Le LR moyen pour CALIOP est de 55.8 sr. La position de la trace CALIOP sur la bordure Ouest de la zone de dust (figure 3.8) et la dépolarisation relativement faible suggère que la couche observée par CALIOP comporte une proportion de dust plus faible que les couches observées par l'avion. L' AOD_{532} CALIOP obtenue pour ce profil moyenné est de 0.11 ± 0.04 , valeur faible mais en accord avec l' AOD_{532} avion.

3.4.2 Emissions de flaring de la vallée de l'Ob

Le 18 juin 2017, l'avion a effectué un nouveau vol au-dessus de la vallée de l'Ob entre Novosibirsk et Surgut et des couches d'aérosols ont été observées à plus haute latitude (59°N). La coupe verticale du signal lidar de PR2, lorsque l'avion vole à 4.5 km d'altitude, montre une couche d'aérosols entre 0 et 3.5 km d'altitude avec une extension horizontale de ≈ 133 km (figure 3.10).

La carte de PES correspondant à la couche d'aérosols observée (figure 3.11) montre une influence des masses d'air se trouvant au-dessus de la vallée de l'Ob (entre 55°N et 60°N à 75°E)

¹¹Le rapport de couleur CR et la dépolarisation δ sont calculés à partir des profils CALIOP moyennés de rapport de diffusion β . $CR = \frac{\langle \beta_{1064nm} \rangle - 1}{\langle \beta_{532nm} \rangle - 1} \cdot \frac{1}{16}$ et $\delta = \frac{\langle \beta_{532,perp} \rangle}{\langle \beta_{532,para} \rangle + \langle \beta_{532,perp} \rangle}$. Il ne s'agit donc pas d'une moyenne des profils de CR et de δ .

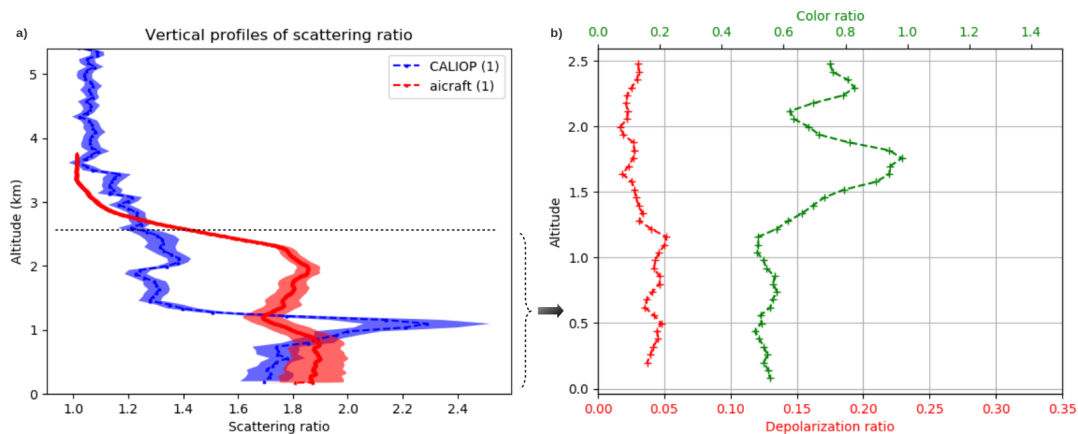


FIGURE 3.9 : a) : Profils de rapport de diffusion moyen obtenus à partir des observations avion (figure 3.6) et des observations CALIOP (trace du 15/06/2017 à 21h). b) : Profil CALIOP de dépolarisation aérosol en rouge et profil CALIOP de rapport de couleur en vert.

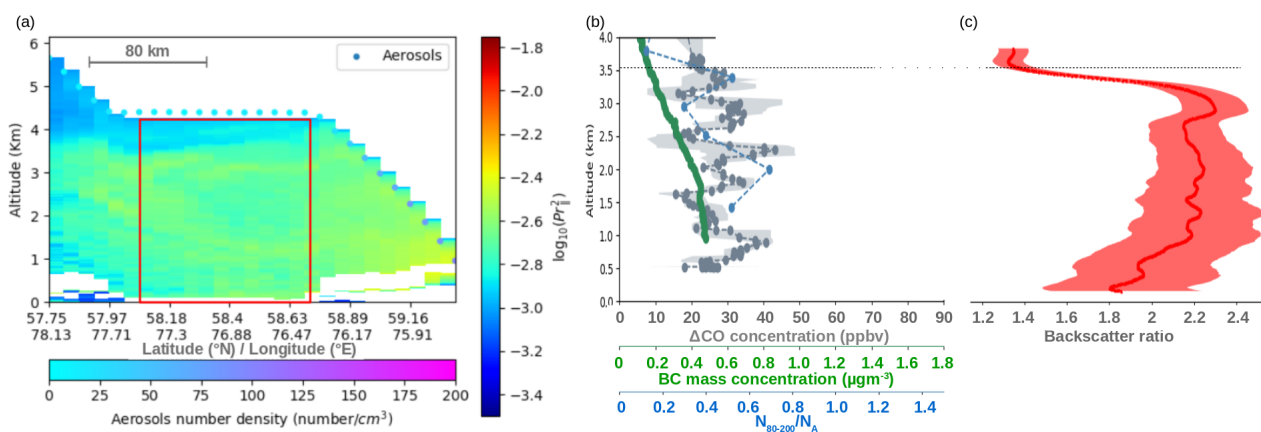


FIGURE 3.10 : (a) : Coupe verticale du signal lidar de rétro-diffusion $\log_{10}(PR^2)$ le 18 juin 2017 à 1h (TU). La constante d'étalonnage est égale à $63413 \pm 2\%$. La concentration en aérosols donnée par le Grimm (particules. cm^{-3}) est indiquée à l'altitude de l'avion. (b) : Profils verticaux de ΔCO , BC ainsi que du rapport N_{80-200}/N_A . (c) : Profil vertical du rapport de rétro-diffusion moyen de l'avion pour les mesures lidar moyennées dans le rectangle rouge de la coupe (a).

ainsi que, comme précédemment, de masses d'air transportées depuis le nord du Kazakhstan, mais avec dans ce cas peu d'influence de la région où se trouvent des incendies à 50°N , 67°E (section 3.4.1). Deux zones avec de fortes valeurs de PES (> 2000 s) présentent une valeur élevée d' AOD_{550} MODIS (> 0.2) moyennée sur les 4 jours précédents la campagne : le champ pétrolier et gazier à 55°N - 60°N , 75°E ainsi que la région d'émission de poussières désertiques au-dessus du Kazakhstan à 47°N , 73°E (figure 3.12). La carte de la colonne troposphérique de CO (figure 3.12) issue des mesures IASI, moyennées du 15 au 18 juin 2017, est assez similaire à la carte des mesures IASI moyennées du 13 au 16 juin présentée dans la section 3.4.1 sur la vallée de l'Ob (figure 3.8(a)). En revanche aucune signature de feux n'est présente dans la zone de fort PES au-dessus du Kazakhstan, ce qui est confirmé par l'analyse FIRMS.

Contrairement au cas précédent, la moyenne sur 4 jours des AOD à $10 \mu\text{m}$ (0,06) dans la zone de vol de l'avion est inférieure au seuil de détection de la poussière de 0,8, même si la sensibilité à l'émission de poussières du Kazakhstan est toujours mise en évidence par l'analyse PES. Nous

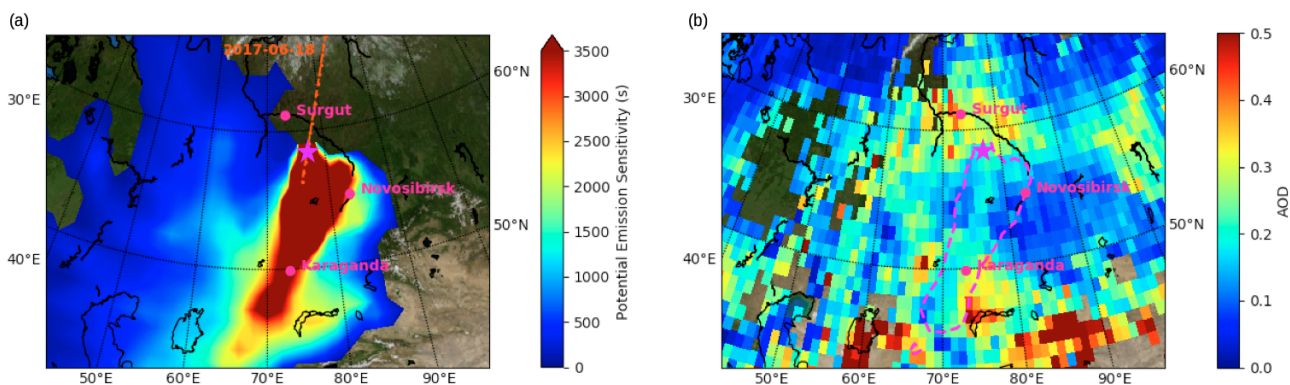


FIGURE 3.11 : (a) : Carte de la distribution des PES verticalement intégrés à partir d'une simulation FLEXPART "Backward" pour les couches d'aérosols se trouvant entre 0 et 3.5 km d'altitude à 58.3°N (point vert). La ligne pointillée rouge représente le trace CALIPSO passant dans la zone d'émissions que nous avons sélectionnée. (b) : Carte d' AOD_{550} MODIS moyennées sur les 4 jours précédant le vol (du 15 au 18 juin 2017 inclus) avec une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$. La zone avec des valeurs de PES ≥ 2000 s est délimitée par la ligne pointillée rose. Le point vert correspond à la position de l'avion lors de l'observation de la zone encadrée en rouge de la figure 3.10.

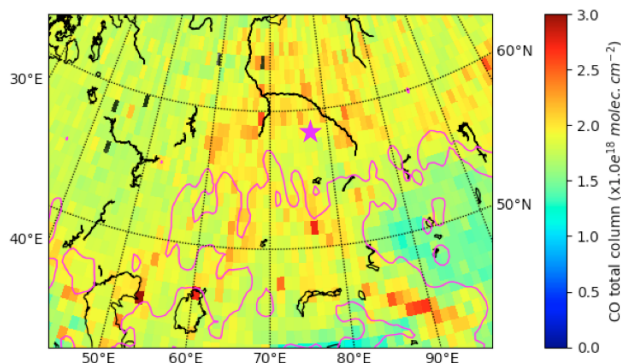


FIGURE 3.12 : (a) : Colonne troposphérique totale de CO moyennée sur les quatre jours précédant le vol (du 15 au 18 juin 2017 inclus). La zone avec des AOD IASI à $10 \mu\text{m} \geq 0.08$ est délimitée par la ligne continue rose. (b) : Profil vertical moyen CALIOP du rapport de dépolarisation des aérosols à 532 nm dans la région d'observation à 55°N, 75°E le 18 juin 2017 à 21 h (UT).

pouvons conclure que la couche d'aérosols échantillonnée par le lidar aéroporté à 59°N le 18 juin en dessous de 3.5 km d'altitude est alors principalement liée aux émissions d'aérosols de la vallée de l'Ob et n'est pas significativement influencée par les émissions de poussières et de combustion de biomasse du Kazakhstan comme pour le cas précédent. Les mesures *in-situ* effectuées par l'avion pendant la descente à 59°N (figure 3.10b) montrent également des concentrations de ΔCO supérieures à 40 ppbv et une concentration massique de BC de $0.5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ dans la gamme d'altitude de 1 km à 2 km, ce qui indique que les sources locales de pollution ont été transportées jusqu'à 2 km le 18 juin. La valeur modérée du rapport N_{80-200}/N_A (0.3-0.65) est également accord avec la prépondérance des émissions locales par rapport à un aérosol plus âgé transporté depuis le Kazakhstan.

La trace CALIOP du 18/06/2017 à 19 h se situe dans la zone de fortes valeurs de PES

FLEXPART et les observations de cette trace ont été moyennées sur ≈ 140 km entre 56.3°N et 57.34°N ($\Delta t \approx +19h$ et $\Delta x \approx 240km$ avec l'observation avion). La figure 3.13a présente les profils de rapport de diffusion moyens obtenus à partir des observations avion et CALIOP. Nous retrouvons une structure similaire entre les observations aéroportées et CALIOP avec une couche s'étendant entre 0 et 3 km d'altitude et des valeurs de rapport de diffusion entre 2.0 et 2.5. Les valeurs de rapport de diffusion sont un peu plus élevées pour CALIOP, avec 3 pics de valeurs élevées pouvant atteindre 2.7. Le rapport de couleur est compris entre 0.2 et 0.5 et le rapport de dépolarisation aérosol est très faible (entre 3% et 5%, figure 3.13b). Cette faible valeur de la dépolarisation des observations CALIOP renforce également l'hypothèse d'une couche d'aérosols majoritairement due à des émissions des champs pétroliers et gaziers (torchères).

Peu d'études spécifiques des panaches d'aérosols issus de zones de "flaring" (torchage) avec un système lidar ont été publiées. Chazette et collab. (2018) ont rapporté des LR de l'ordre de 71 sr à 355 nm à Hammerfest (70.6°N , 23.6°N), dans le Nord de la Norvège, pour un mélange d'émissions de torchères provenant d'une source industrielle locale et du transport de la région de Mourmansk (68°N , 33°E) en Russie mais ce cas est difficilement comparable à celui de la vallée de l'Ob, qui compte de nombreuses sources de flaring. La gamme de LR (40 – 50 sr) mesurée à Tomsk au-dessus de la couche limite entre 2.5 et 5 km d'altitude à partir des mesures d'un lidar Raman à 532 nm en avril et mai 2007 (Samoilova et collab., 2010) est probablement un meilleur indicateur de l'influence de l'émission de torchères dans la vallée de l'Ob car aucun incendie n'a été signalé en Sibérie au cours de ces deux mois et le transport à longue distance est principalement contrôlé par les flux d'ouest et de nord à 500 hPa depuis la région de la vallée de l'Ob (22 jours sur 31).

Ainsi, nous avons utilisé la gamme de LR 40 – 50 sr afin d'effectuer l'inversion du signal lidar et dériver une valeur d'épaisseur optique pour la couche observée. Le profil de rapport de diffusion et l'AOD sont calculés pour un profil moyen de 6 min, comme le montre le rectangle rouge sur la figure 3.10. Le rapport de diffusion est compris entre 1.8 et 2.3 sur une épaisseur de 3 km et l' AOD_{532} obtenue est de 0.21 ± 0.06 (tableau 3.3).

Les valeurs d' AOD_{550} MODIS dans un intervalle de ± 6 h et dans un rayon de 100 km sont très élevées (0.33 ± 0.048) et relativement stables. Avec un intervalle de ± 24 h la valeur moyenne d' AOD_{550} MODIS descend à 0.23 ± 0.07 . Concernant les observations CALIOP utilisées dans la figure 3.13, 55.5% des couches d'aérosols sont classées en tant que "Polluted Dust" par l'algorithme opérationnel CALIOP malgré les faibles valeurs de dépolarisation. Les autres couches sont classées en "Elevated Smoke" (tableau 3.2). Le LR moyen pour le profil CALIOP est d'environ 60 sr et l' AOD_{532} obtenue à partir de ce profil moyen est de 0.32 ± 0.09 , valeur élevée en accord avec les AOD_{550} MODIS. Ceci indique au final que la gamme haute des LR utilisés pour l'inversion des données aéroportées (50 sr) est la plus probable.

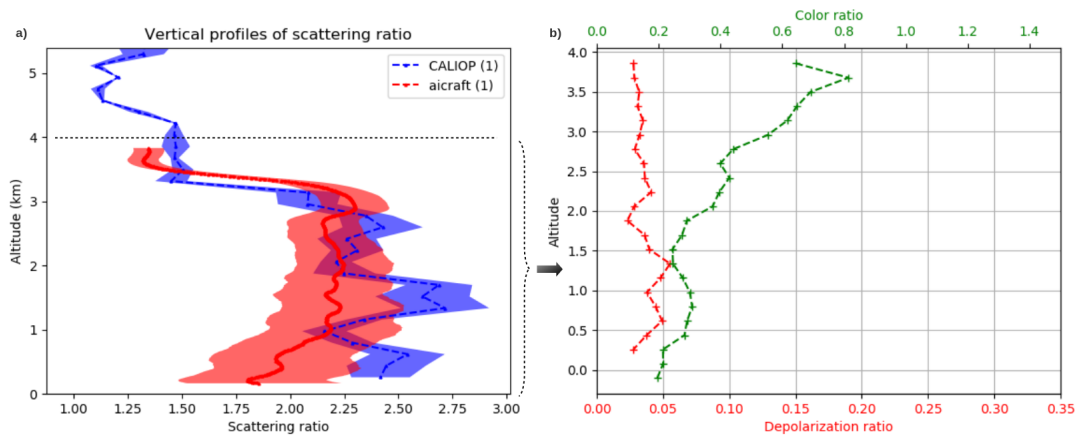


FIGURE 3.13 : a) : Profils de rapport de diffusion moyen obtenus à partir des observations avion (figure 3.10) et des observations CALIOP (trace du 18/06/2017 à 21h). b) : Profil CALIOP de dépolarisation aérosol en rouge et profil CALIOP de rapport de couleur en vert.

3.4.3 Panache récent de feux

Le 19 juillet 2013 l'avion a volé proche d'une région où de nombreux feux de forêts étaient en cours au nord de la Sibérie entre 60°N-65°N et 90°E-100°E. Le lidar aéroporté a ainsi détecté une couche d'aérosols de 500 m d'épaisseur dans la plage d'altitude de 2 à 4 km (figure 3.14) associée à l'un de ces feux.

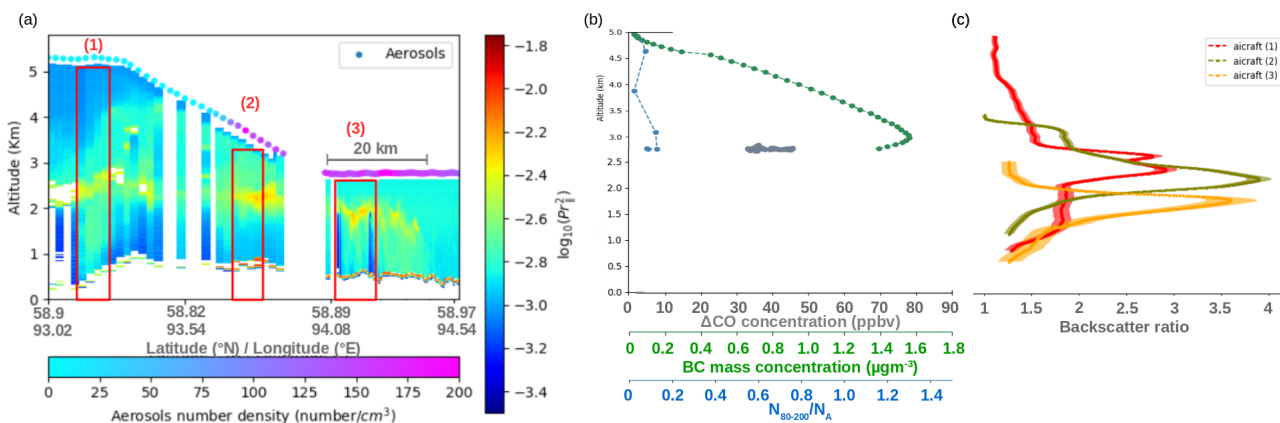


FIGURE 3.14 : (a) : Coupe verticale du signal lidar de rétro-diffusion $\log_{10}(PR^2)$ le 19 juillet 2013 à 6h (TU). La constante d'étalonnage est égale à $491724 \pm 10\%$. La concentration en aérosols donnée par le Grimm (particules. cm^{-3}) est indiquée à l'altitude de l'avion. (b) : Profils verticaux de ΔCO , BC ainsi que du rapport N_{80-200}/N_A . (c) : Profil vertical du rapport de rétro-diffusion moyen de l'avion pour les mesures lidar moyennées dans le rectangle rouge de la coupe (a).

En effet la carte de PES calculée par FLEXPART (figure 3.15) ne montre aucun transport d'aérosols en provenance de grandes villes ou de sources de pollution. Des feux de forêt actifs et dont la durée de vie est d'environ 3 jours avec un FRP allant jusqu'à 0.2 GW ont eu lieu à 66°N, 108°E du 17 au 19 juillet 2013. De plus un feu actif a été observé à l'emplacement de l'avion (58°N, 95°E) le 19 juillet (jour du vol) avec un FRP de 0.18 GW et une durée de vie de 1 à 2 jours. Les mesures in-situ effectuées par l'avion montrent ainsi une concentration massique en

BC allant jusqu'à $1.6 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ et ΔCO jusqu'à 40 ppbv à 3 km d'altitude, et un faible rapport N_{80-200}/N_A (≈ 0.15); ces différentes mesures *in-situ* sont cohérentes avec l'hypothèse d'un vol à proximité d'un feu récent.

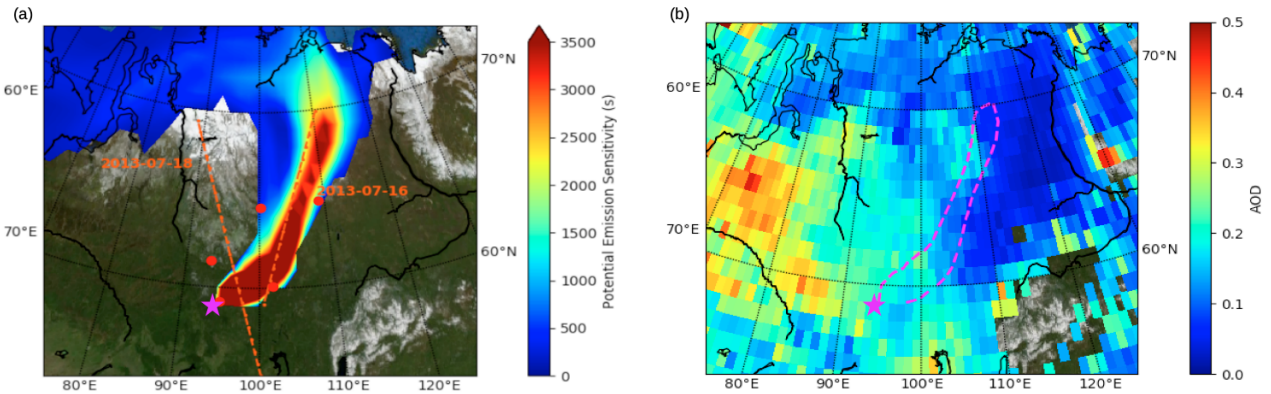


FIGURE 3.15 : (a) : Carte de la distribution des PES verticalement intégrés à partir d'une simulation FLEXPART "Backward" pour les couches d'aérosols se trouvant à 1.7 km d'altitude à 58.9°N (point vert). Les points rouges représentent la positions des feux de forêt détectés par les instrument MODIS et VIIRS. La ligne pointillée rouge représente les traces CALIPSO passant dans la zone d'émissions que nous avons sélectionnée. (b) : Carte d' AOD_{550} MODIS moyennées sur les 4 jours précédant le vol (du 16 au 19 juillet 2013 inclus) avec une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$. La zone avec des valeurs de PES ≥ 2000 s est délimitée par la ligne pointillée rose. Le point vert correspond à la position de l'avion lors de l'observation de la zone encadrée en rouge de la figure 3.14.

Afin d'effectuer l'inversion du signal lidar et dériver une valeur d'épaisseur optique pour la couche observée nous avons utilisé la gamme de LR 33 –46 sr correspondent à des feux récents d'après Burton et collab. (2012) effectuée à partir de mesures HSRL (24 –52 sr si la gamme 5^{eme} et 95^{eme} percentile du LR est considérée, tableau 3.3). Celle-ci est inférieure à la gamme de LR pour des panaches de feux âgés (55 –73 sr) dans l'étude de Burton et collab. (2012).

L' AOD_{532} est calculée pour plusieurs profils moyens de 1 min. Trois zones ont été choisies compte tenu de la très forte variabilité attendue au voisinage d'un feu récent. Ces zones sont encadrées en rouge sur la figure 3.10. Les valeurs d' AOD obtenues sont de 0.118 ± 0.027 , 0.118 ± 0.027 et enfin 0.085 ± 0.026 respectivement pour les rectangles (1), (2) et (3) (figure 3.14, tableau 3.3). Dans le cas du profil (3) il faut tenir compte du fait que le lidar aéroporté n'échantillonne probablement pas toute la couche d'aérosols avec une perte de 35% de l' AOD d'un panache de feu qui peut s'étendre jusqu'à 4 km d'altitude. Le rapport de diffusion atteint un maximum de 4 sur une épaisseur de ≈ 1 km.

Les valeurs d' AOD_{550} MODIS dans un intervalle de ± 1 h et dans un rayon de 100 km sont plus élevées (0.19 ± 0.024) que les AOD_{532} vues par l'avion. Avec un intervalle de ± 24 h la valeur moyenne d' AOD_{550} MODIS descend à 0.155 ± 0.07 . Une telle variabilité sur 24 h et les différences avec les AOD_{532} avion ne sont pas surprenantes pour des comparaisons avion/satellite dans le cas de panaches à proximité des sources. Il n'est pas possible de sélectionner une trace CALIOP en coïncidence directe avec le panache de feu observé par l'avion mais deux traces sont disponibles plus au Nord dans une zone avec des feux de puissance si-

milaire (FRP ≈ 0.18 GW) : le 16/07/2013 à 19 h ; le 18/07/2013 à 5 h. Les observations de ces deux traces ont été moyennées sur ≈ 60 km entre 61.49°N et 62.17°N ($\Delta t \approx -60h$ et $\Delta x \approx 530km$ avec l'observation avion) pour la trace du 16/07/2013, et sur ≈ 100 km entre 58.83°N et 59.86°N ($\Delta t \approx -24h$ et $\Delta x \approx 220km$ avec l'observation avion) pour la trace du 18/07/2013.

La figure 3.16 présente les profils de rapport de diffusion moyens obtenus à partir des observations avion et des observations CALIOP. Nous retrouvons une structure verticale similaire pour les panaches de feux avec une couche de rapport de diffusion de l'ordre de 2.5 vers 2.2 km d'altitude. Le rapport de couleur est de l'ordre de 0.4 dans la couche diffusante à l'altitude des feux vers 2 km avec des valeurs aussi faibles que pour les traces CALIOP au dessus des émissions des torchères. Le rapport de dépolarisation aérosol très variable, entre 1 et 5% pour la trace du 16/07/2013 (figure 3.16b zone bleue), mais pouvant atteindre 10% pour la trace du 18/07/2013 (figure 3.16b zone orange). Pour la trace du 18/07/2013, 100% des couches d'aérosols sont classées en tant que "Polluted Continental" par l'algorithme opérationnel CALIOP alors que pour la trace du 16/07/2013 le "Polluted Continental" représente 58.5% des couches, le reste étant classé en "Dust" (tableau 3.2). Les AOD_{532} CALIOP obtenues à partir de ces profils moyens sont respectivement de 0.09 ± 0.04 avec un LR moyen de 59 sr et 0.17 ± 0.08 avec un LR moyen de 70 sr pour les traces du 16/07/2013 et du 18/07/2013 respectivement. Les AOD_{532} CALIOP pour ces cas de feux récents sont en meilleur accord avec les AOD du lidar aéroporté pour le 16 juillet, probablement car CALIOP suppose pour cette couche d'aérosols un LR de 59 sr donc plus proche de la valeur retenue pour les feux jeunes (40 sr).

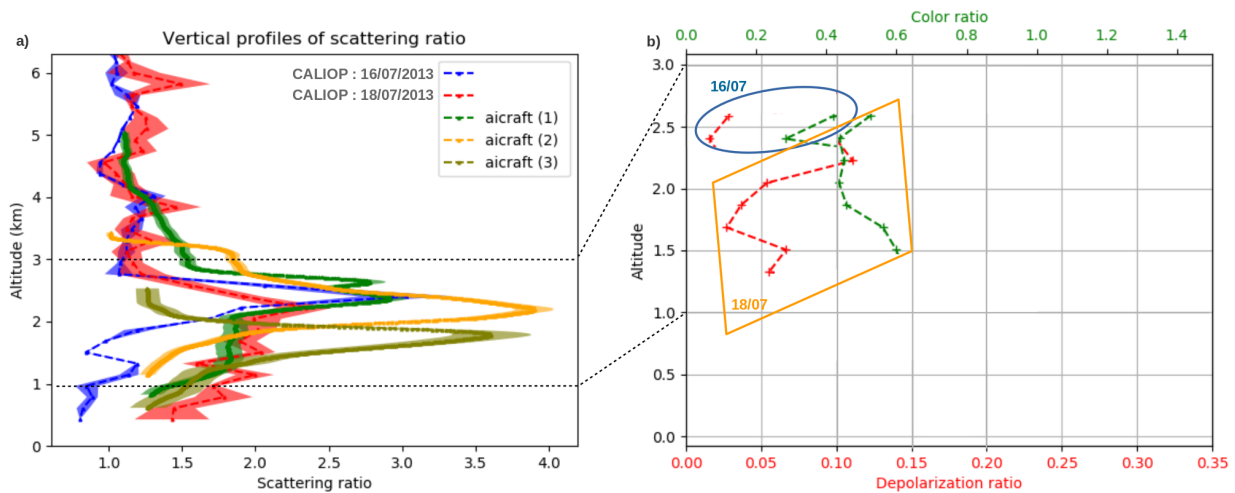


FIGURE 3.16 : a) : Profils de rapport de diffusion moyens obtenus à partir des observations avion (figure 3.14) et des observations CALIOP (traces du 16/07/2013 et du 18/07/2013). b) Profil CALIOP de dépolarisation aérosol en rouge et profil CALIOP de rapport de couleur en vert (zone bleu pour la trace du 16/07/2013 et zone orange pour la trace du 18/07/2013).

3.4.4 Panache âgé de feux

Il est également intéressant de pouvoir comparer les propriétés optiques d'un panache âgé de feux avec les résultats obtenus pour un panache récent. Une partie du vol du 18 juin 2017 entre Novossibirsk et Sourgout permet de répondre à cet objectif. La section transversale latitudinale du PR2, lorsque l'avion vole à 4 km d'altitude, montre une couche d'aérosols entre 0 et 2 km d'altitude avec une extension horizontale de 120 km (figure 3.17).

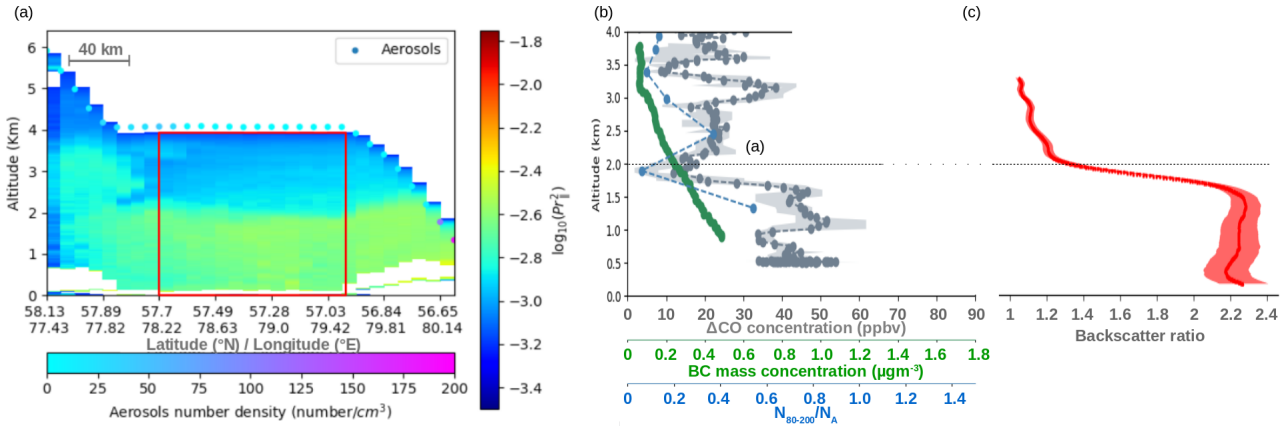


FIGURE 3.17 : (a) : Coupe verticale du signal lidar de rétro-diffusion $\log_{10}(PR^2)$ le 18 juin 2017 à 3h (TU). La constante d'étalonnage est égale à $83014 \pm 5\%$. La concentration en aérosols donnée par le Grimm (particules. cm^{-3}) est indiquée à l'altitude de l'avion. (b) : Profils verticaux de ΔCO , BC ainsi que du rapport N_{80-200}/N_A . (c) : Profil vertical du rapport de rétro-diffusion moyen de l'avion pour les mesures lidar moyennées dans le rectangle rouge de la coupe (a).

La carte de PES calculée par FLEXPART entre 500 m et 2 km d'altitude à 57.4°N (figure 3.18) montre que les émissions d'aérosols proviennent d'une zone située entre 80°E et 100°E à 57°N , tandis que les AOD_{550} MODIS les plus élevées dans cette zone sont liées aux incendies de forêt qui se sont produits à 100°E au nord d'Irkoutsk ($0.05 < \text{FRP} < 0.2 \text{ GW}$). Les colonnes de CO troposphérique mesurées par l'instrument IASI (figure 3.19) montrent des valeurs élevées au nord-est d'Irkoutsk ($>2.5 \times 10^{18} \text{ molecule.cm}^{-2}$), tout en restant dans la fourchette $1.5\text{-}2.0 \times 10^{18} \text{ molecule.cm}^{-2}$ au-dessus des villes de Tomsk, Novossibirsk et Krasnoïarsk. L'accumulation des nombreux panaches de feux de forêt en Sibérie orientale peut expliquer la couche d'aérosols vue par le lidar aéroporté à 57.49°N , 78.63°E . Les mesures in-situ par avion (figure 3.17) sont également conformes à cette hypothèse puisque les concentrations de ΔCO sont encore plus élevées que dans le panache de feu frais (45-55 ppbv) et que le rapport de distribution de taille CCN sur Aitken égal à 0.58 est nettement plus élevé que celui obtenu pour le feu récent (section 3.4.3). La concentration massique de BC (0.4 et $0.5 \mu\text{g.m}^{-3}$) est plus faible que la valeur obtenue dans la section 3.4.3 en raison de la durée de vie de quelques jours généralement observée pour le BC dans l'atmosphère (Cape et collab., 2012; Lund et collab., 2018).

Afin d'effectuer l'inversion du signal lidar et dériver une valeur d'épaisseur optique pour la couche étudiée nous avons utilisé la gamme de LR 55 –73 sr, généralement observé pour les feux de forêts (Murayama et collab., 2004; Müller et collab., 2005; Noh et collab., 2008; Tesche et collab., 2011; Burton et collab., 2012).

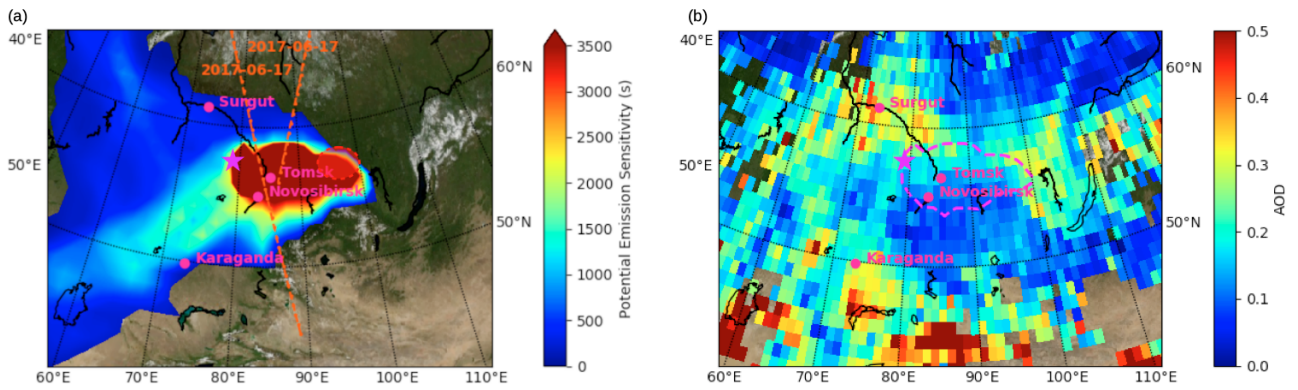


FIGURE 3.18 : (a) : Carte de la distribution des PES verticalement intégrés à partir d'une simulation FLEXPART "Backward" pour les couches d'aérosols se trouvant entre 0 et 2 km d'altitude à 57.49°N (point vert). La zone rouge représente la zone où se trouvent des feux de forêt détectés par MODIS et VIIRS. La ligne pointillée rouge correspond à la trace CALIPSO sélectionnée. (b) : Carte d' AOD_{550} MODIS moyennée sur les 4 jours précédant le vol (du 15 au 18 juin 2017 inclus) avec une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$. La zone avec des valeurs de PES ≥ 2000 s est délimitée par la ligne pointillée rose. Le point vert correspond à la position de l'avion lors de l'observation de la zone encadrée en rouge de la figure 3.17.

L' AOD_{532} est calculée pour un profil moyen de 9 min, sur la zone correspondant au rectangle rouge sur la figure 3.10. La valeur d' AOD_{532} obtenue est de 0.157 ± 0.03 (0.167 ± 0.063 si la gamme 5^{eme} et 95^{eme} percentile du LR est considérée, tableau 3.3). Le rapport de diffusion est compris entre 2 et 2.4 sur une couche de 2 km d'épaisseur et d'une extension verticale plus faible que pour les observations d'un panache jeune.

Les valeurs d' AOD_{550} MODIS dans un intervalle de ± 6 h et dans un rayon de 100 km sont à nouveau élevés (0.225 ± 0.044) mais à la différences du cas précédent avec une faible variabilité. En effet, avec un intervalle de ± 24 h la valeur moyenne et la déviation standard d' AOD_{550} MODIS reste du même ordre de grandeur à 0.21 ± 0.044 . La distribution des AOD_{550} MODIS est donc supérieure à celle des AOD_{532} issues des observations aéroportées. En conséquence seules les LR de la partie haute de la distribution permettront de réduire la différence entre les deux observations. Deux traces CALIOP traversent la zone influencée par les feux : celle du 17/06/2017 à 6 h et celle du 17/06/2017 à 19 h. Les observations de ces deux traces ont été moyennées sur ≈ 220 km entre 55.67°N et 57.76°N ($\Delta t \approx -20h$ et $\Delta x \approx 375km$ avec l'observation avion) pour la trace du 17/06/2017 à 6 h, et sur ≈ 220 km entre 56.28°N et 58.3°N ($\Delta t \approx -7h$ et $\Delta x \approx 525km$ avec l'observation avion) pour la trace du 17/06/2017 à 19 h (tableau 3.2).

La figure 3.20a présente les profils de rapport de diffusion moyen obtenus à partir des observations avion et CALIOP. Nous retrouvons la même extension verticale du panache de feux pour les observations aéroportées et pour CALIOP avec un rapport de diffusion quasi constant avec des valeurs entre 2.1 et 2.4 dans le cas avion et de 1.8 à 2.0 pour les profils CALIOP. Le rapport de couleur est plus élevé pour la trace CALIOP la plus éloignée des feux que pour le cas de feux récents avec des valeurs de l'ordre de 0.7. Comme dans le cas de "fresh smoke" le rapport de dépolarisation aérosol est très variable, compris entre 5% et 10% pour

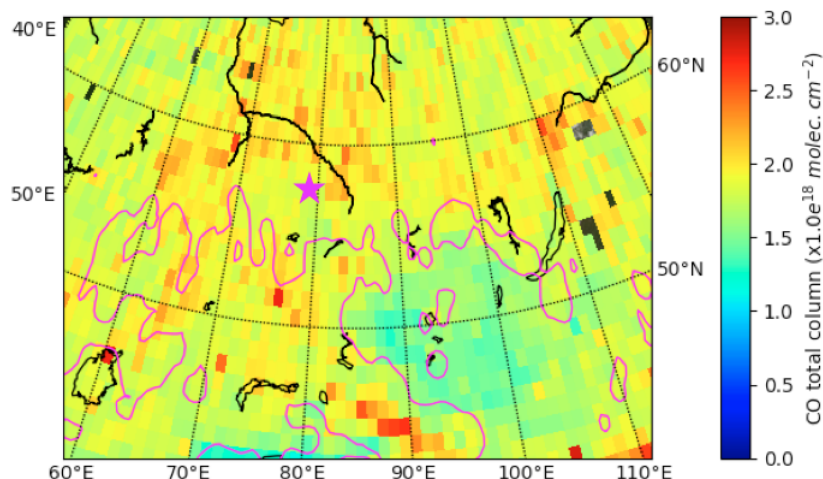


FIGURE 3.19 : Colonne troposphérique totale de CO moyennée sur les 4 jours précédant le vol (du 15 au 18 juin 2017 inclus). La zone avec des AOD IASI à $10 \mu\text{m} \geq 0.08$ est délimitée par la ligne continue rose.

la trace de 6 h (figure 3.20b), elle ne dépasse pas 3% pour la trace de 19 h (figure 3.20c). L'augmentation du rapport de couleur est cohérent avec celle du rapport N_{80-200}/N_A . 62% des couches sont classées en "Polluted Continental" par l'algorithme opérationnel CALIOP, 33% en "Polluted Dust" et enfin 5% en "Clean Continental" (tableau 3.2). Comme pour le cas précédent aucune couche de feux n'est classée en "Elevated Smoke" comme cela devrait être le cas. Ceci est dû à l'extension verticale limitée des couches observées. Les AOD_{532} CALIOP obtenues à partir de ces profils moyens sont respectivement de 0.17 ± 0.07 avec un LR moyen de 65.6 sr et 0.14 ± 0.05 avec un LR moyen de 63.2 sr respectivement pour les traces à 6 h et 19 h. Ces valeurs sont en accord avec les AOD_{532} obtenues à partir des observations avion. L'identification par CALIOP de couches d'aérosols de "Polluted Dust" pour les deux traces sélectionnées conduit à une sous-estimation des AOD_{532} CALIOP par rapport à MODIS. À nouveau seul un LR >70 sr permettra d'obtenir des épaisseurs optiques > 0.2 .

3.4.5 Emissions urbaines et industrielles

L'avion a survolé les principales villes sibériennes en juillet 2013 entre Krasnoïarsk et Novossibirsk, de nombreuses couches d'aérosols ont été rencontrées entre 0 et 3 km d'altitude sans influence notable des autres sources (feux, poussières). Un exemple a été sélectionné le 20 juillet 2013 et est présenté figure 3.21. La section transversale de la latitude PR2, lorsque l'avion vole à 4.5 km d'altitude puis descend à 2.5 km, montre une couche d'aérosols entre 0 et 3 km d'altitude avec une extension horizontale de 60 km.

Les fortes valeurs de PES obtenues avec la simulation FLEXPART pour la couche d'aérosols observée par le lidar (figure 3.22) restent concentrées entre 50°N et 55°N au sud de Novossibirsk et de Tomsk. La fourchette des valeurs moyennes des AOD_{550} MODIS sur 4 jours à 550 nm est de 0.2-0.3 dans la partie Nord de ce domaine, près des grandes villes, tandis qu'elle descend à 0.1-0.2 dans la partie Sud, autour de 52°N . La distribution spatiale des valeurs de la colonne

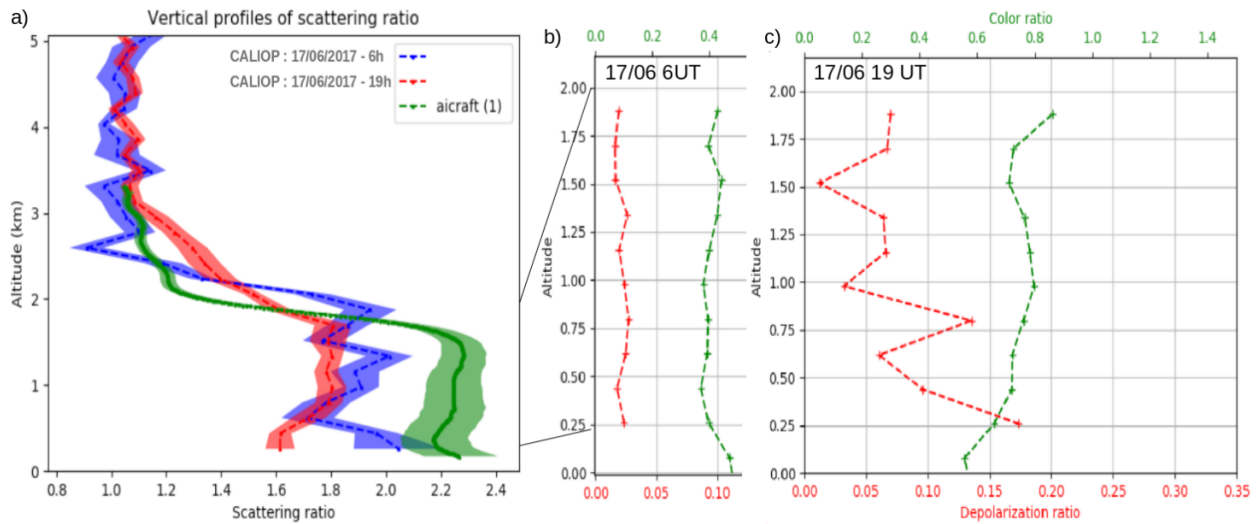


FIGURE 3.20 : a) : Profils de rapport de diffusion moyens obtenus à partir des observations avion (figure 3.17) et des observations CALIOP (trace du 17/06/2017 à 6h et 19h). b) : Profil CALIOP de dépolérisation aérosol en rouge et profil CALIOP de rapport de couleur en vert pour la trace du 17/06/2017 à 6h. c) : Profil CALIOP de dépolérisation aérosol en rouge et profil CALIOP de rapport de couleur en vert pour la trace du 17/06/2017 à 19h.

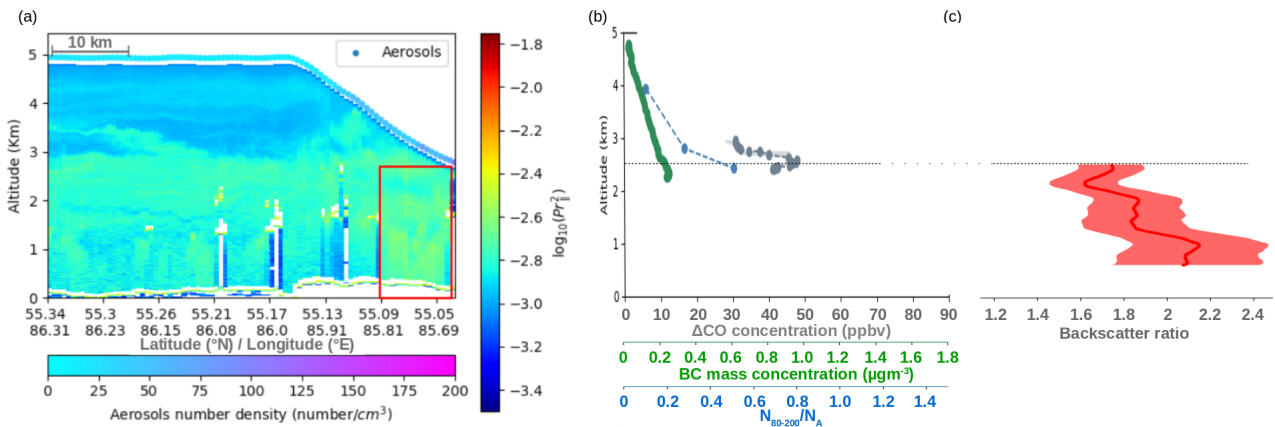


FIGURE 3.21 : (a) : Coupe verticale du signal lidar de rétro-diffusion $\log_{10}(PR^2)$ le 20 juillet 2013 à 6h (TU). La constante d'étalonnage est égale à $136203 \pm 5\%$. La concentration en aérosols donnée par le Grimm (particles.cm^{-3}) est indiquée à l'altitude de l'avion. (b) : Profils verticaux de ΔCO , BC ainsi que du rapport N_{80-200}/N_A . (c) : Profil vertical du rapport de rétro-diffusion moyen de l'avion pour les mesures lidar moyennées dans le rectangle rouge de la coupe (a).

troposphérique de CO supérieures à 2.0×10^{18} molecule.cm^{-2} correspond également à celle des AOD_{550} MODIS (figure 3.22). Aucun feu de forêt n'a été détecté dans cette région à l'aide de la série de données FIRMS et la quantité de poussières est très faible dans cette région selon l'AOD IASI à $10 \mu\text{m}$ qui est toujours inférieure à 0.1. Par conséquent, la source du panache d'aérosols observé par le lidar aéroporté est principalement liée aux émissions urbaines et industrielles locales de la région de Novossibirsk/Tomsk. La concentration ΔCO et le rapport N_{80-200}/N_A mesurés par l'avion à 2 km d'altitude sont respectivement de 50 ppbv et 0.5 au sommet de la couche. Compte tenu que ceci représente la borne inférieure des valeurs observées de la couche

à plus basse altitude, ces valeurs sont légèrement plus élevées que celles observées pour les torchères. La concentration massique de BC, égale à $0.2-0.3 \mu\text{g.m}^{-3}$ reste inférieure aux valeurs observées dans la région dominée par les émissions de torchères de gaz ($0.4-0.5 \mu\text{g.m}^{-3}$, partie 3.4.2).

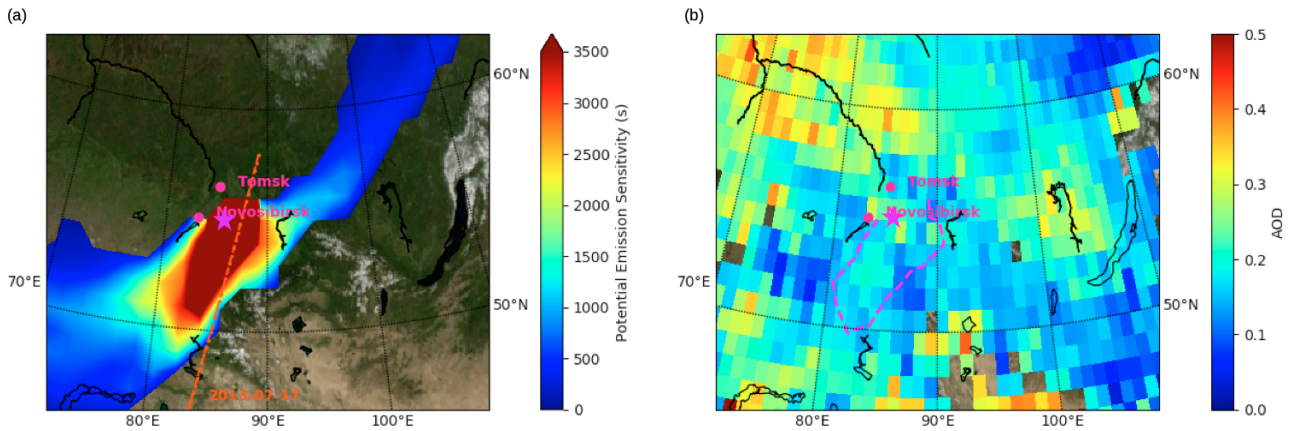


FIGURE 3.22 : (a) : Carte de la distribution des PES verticalement intégrés à partir d’une simulation FLEXPART ”Backward” pour les couches d’aérosols se trouvant entre 0 et 2.5 km d’altitude à 87.5°E (point vert). La ligne pointillée rouge correspond à la trace CALIPSO passant dans la zone d’émission que nous avons sélectionnées. (b) : Carte d’ AOD_{550} MODIS moyenné sur les 4 jours précédant le vol (du 17 au 20 juillet 2013 inclus) avec une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$. La zone avec des valeurs de PES ≥ 2000 s est délimitée par la ligne pointillée rose. Le point vert correspond à la position de l’avion lors de l’observation de la zone encadrée en rouge de la figure 3.21.

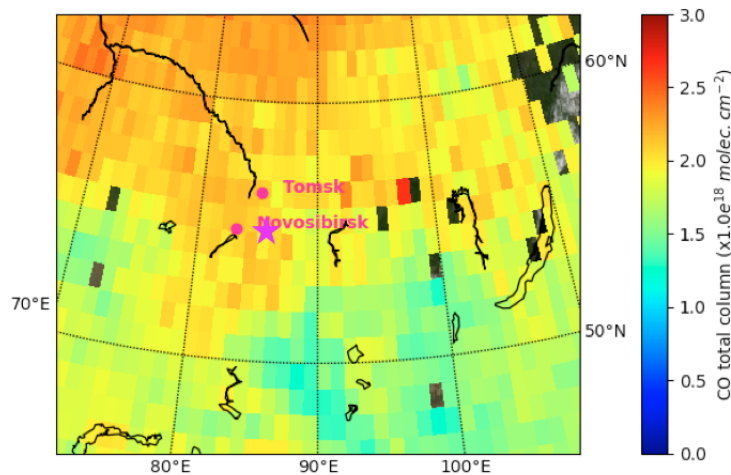


FIGURE 3.23 : Colonne troposphérique totale de CO moyennée sur les 4 jours précédant le vol (du 15 au 18 juin 2017 inclus). La zone avec des AOD IASI à $10 \mu\text{m} \geq 0.08$ est délimitée par la ligne continue rose.

La gamme des valeurs de LR discutées dans la littérature pour les aérosols de pollution est très large (43 – 90 sr) et dépend du type d’émission anthropique, de la saison et de l’altitude de la couche d’aérosols. Par exemple, en Europe, Müller et collab. (2007) ont obtenu des LR à 532 nm de 45 – 60 sr à Leipzig. Burton et collab. (2013) ont proposé une plage de LR comprise

entre 53 sr et 70 sr en Amérique du Nord en utilisant leurs vols lidar aéroportés autour des principales villes d'Amérique du Nord et du Mexique. À Pékin, Xie et collab. (2008) ont trouvé 44 sr pour une humidité élevée et une forte pollution et 61 sr pour une humidité plus faible et un niveau modéré de pollution. Ansmann et collab. (2005) et Heese et collab. (2017) ont également constaté que le LR est généralement inférieur à 50 sr pour le delta de la rivière des Perles en Chine où l'on trouve généralement une forte pollution et une forte humidité. À 355 nm Dieudonné et collab. (2017) ont également trouvé des LR élevés (> 90 sr) autour de plusieurs villes de Russie, comparés aux valeurs de 60 – 77 sr observées par Chazette et collab. (2005) sur Paris. À noter que le rapport lidar est généralement 10 sr de plus à 355 nm qu'à 532 nm dans le cas d'aérosols de pollution (Mattis et collab., 2004; Müller et collab., 2007).

Afin d'effectuer l'inversion du signal lidar et dériver une valeur d'épaisseur optique pour la couche observée nous avons utilisé la gamme assez large de LR entre 43 et 90 sr. L' AOD_{532} est calculée pour un profil moyen de 1 min, comme le montrent les rectangles rouges sur la figure 3.21. La valeur d'AOD obtenue est de 0.154 ± 0.088 (tableau 3.3). Le rapport de diffusion décroît de 2.3 à 1.5 entre 1 et 2 km d'altitude.

Les valeurs d' AOD_{550} MODIS dans un intervalle de ± 1 h et dans un rayon de 100 km sont élevées (0.29 ± 0.054) avec une déviation standard modérée. Avec un intervalle de ± 24 h la valeur moyenne d' AOD_{550} MODIS est toujours élevée à 0.24 ± 0.15 et la déviation standard devient très importante (± 0.15).

Une trace CALIOP du 17/07/2013 à 20 h a été sélectionnée dans la zone de PES influencée par les émissions des villes Sibériennes. Les observations CALIOP de cette trace ont été moyennées sur ≈ 40 km entre 55.37°N et 55.8°N ($\Delta t \approx -57h$ et $\Delta x \approx 105km$ avec l'observation avion, tableau 3.2). La figure 3.24 présente les profils moyens de rapport de diffusion obtenus à partir des observations avion et des observations CALIOP. Les observations aéroportées et les mesures CALIOP montrent une décroissance progressive entre 0 et 2 km d'altitude. Une deuxième couche entre 2 et 2.5 km d'altitude est plus marquée sur les observations CALIOP. Même si la coïncidence des couches ne peut être observée compte tenu des différences spatiales et temporelles des deux observations les valeurs de rapport de diffusion sont dans les deux cas entre 1.5 et 2.5. Le rapport de couleurs est compris entre 0.3 et 0.5 à 2.3 km et augmente jusqu'à 0.7 en dessous de 1 km. Dans la couche limite cela correspond donc à des aérosols de plus grande taille que pour les émissions par les torchères (section 3.4.2). Le rapport de dépolarisation aérosol est, comme pour les torchères, très faible (entre 1% et 5%, figure 3.24). Pour la classification du type d'aérosols, 91% des couches d'aérosols sont classées en tant que "Elevated Smoke" par l'algorithme opérationnel CALIOP et 9% en "Polluted Dust" (tableau 3.2) sans incidence sur les calculs d' AOD_{532} (même LR). $LAOD_{532}$ CALIOP obtenue à partir de ce profil moyen est de 0.18 ± 0.06 , valeur en accord avec l'AOD avion mais plus faible que les AOD_{550} MODIS. Comme pour les feux récents la forte hétérogénéité spatiale au voisinage des sources rend difficile l'utilisation de l' AOD_{550} MODIS pour contraindre le LR.

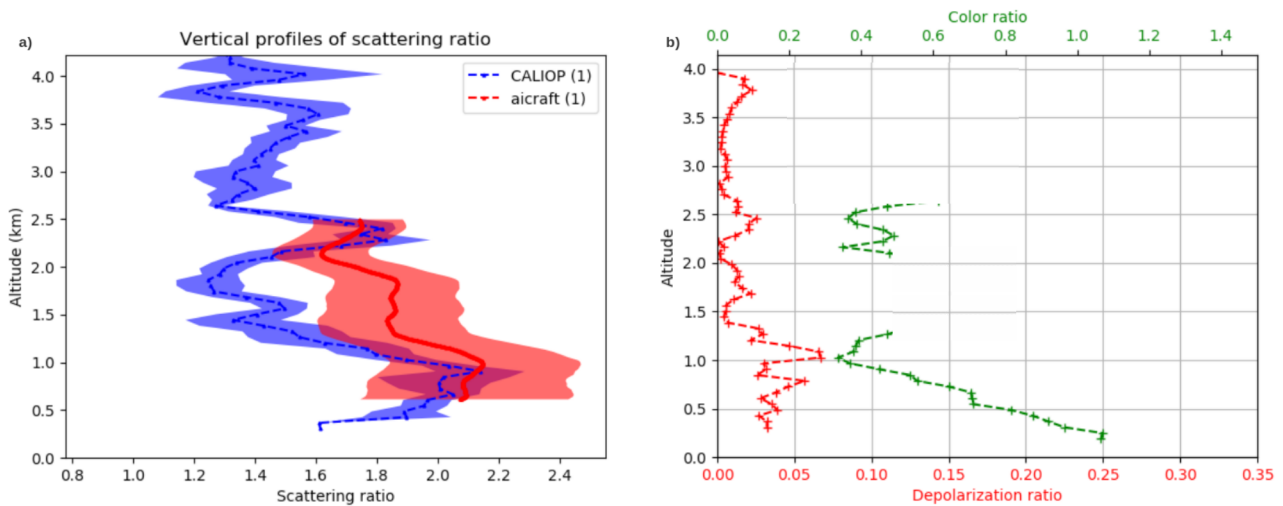


FIGURE 3.24 : a) : Profils de rapport de diffusion moyens obtenus à partir des observations avion (figure 3.21) et des observations CALIOP (trace du 17/07/2013). b) : Profil CALIOP de dépolarisation aérosol en rouge et profil CALIOP de rapport de couleur en vert.

3.4.6 Transport longue distance d'émissions urbaine et industrielle depuis le Nord de la Chine

La dernière étude de cas correspond aux observations du lidar près de la ville de Yakoutsk (62°N, 129°E) le 19 juillet 2013. Une coupe verticale PR2 en descente vers Yakoutsk montre plusieurs couches d'aérosols entre 0 et 5 km d'altitude (figure 3.25).

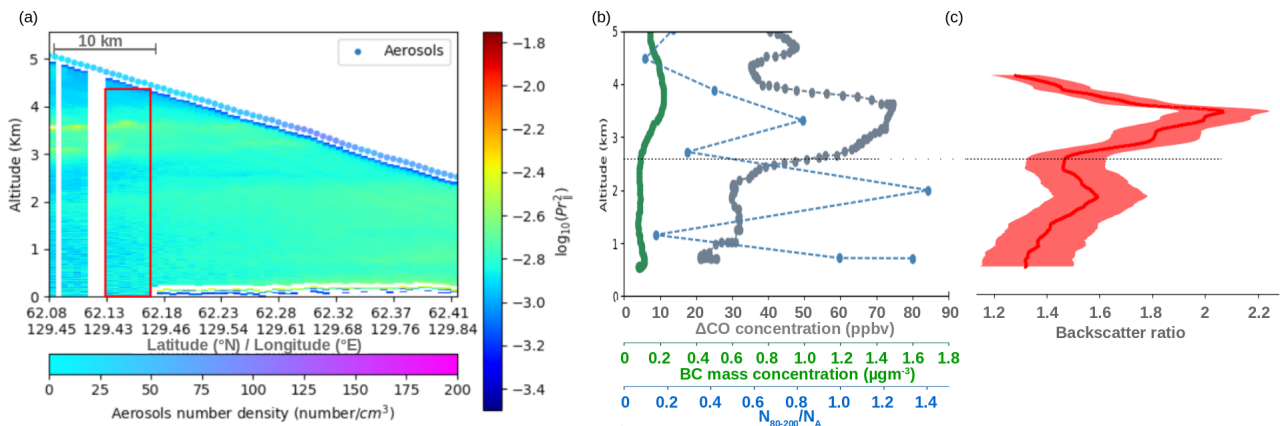


FIGURE 3.25 : (a) : Coupe verticale du signal lidar de rétro-diffusion $\log_{10}(PR^2)$ le 19 juillet 2013 à 11h (TU) au dessus de Yakoutsk. La constante d'étalonnage est égale à $127216 \pm 5\%$. La concentration en aérosols donnée par le Grimm (particles.cm^{-3}) est indiquée à l'altitude de l'avion. (b) : Profils verticaux de ΔCO , BC ainsi que du rapport N_{80-200}/N_A . (c) : Profil vertical du rapport de rétro-diffusion moyen de l'avion pour les mesures lidar moyennées dans le rectangle rouge de la coupe (a).

Le PES calculé par FLEXPART pour les couches d'aérosols au dessus de 2 km d'altitude et la carte d'AOD₅₅₀ MODIS sur 4 jours montrent que la région source d'aérosols est située dans un corridor Nord-Sud à 128°E s'étendant vers le sud jusqu'à la ville de Harbin dans le nord de la Chine (figure 3.26). La colonne troposphérique de CO mesurée par l'IASI est inférieure à 2.0×10^{18} molecule.cm^{-2} entre Yakoutsk et 52°N, alors qu'elle est supérieure à

2.0×10^{18} molecule. cm^{-2} dans la région de Harbin (figure 3.27). Aucun feu n'est détecté à partir des données FIRMS et aucun panache de poussières désertiques n'est visible à partir de l'AOD à $10 \mu\text{m}$ mesurée par l'instrument IASI dans la zone située entre Harbin et Yakoutsk (figure 3.27). Par conséquent, la principale source des couches d'aérosols observées par le lidar, en altitude entre 2.5 et 4 km, peut être attribuée aux émissions de la région de Harbin. La concentration de ΔCO mesurée par l'avion lors d'une montée à l'ouest de Yakoutsk à 128.6°E atteint 75 ppbv entre 2 et 4 km avec des valeurs plus faibles (≈ 30 ppbv) à plus basse altitude (< 2 km). Le rapport N_{80-200}/N_A atteint 1.0 entre 2 et 4 km d'altitude, c'est à dire une valeur caractéristique des aérosols âgés (figure 3.25). Ceci est cohérent avec l'hypothèse du transport atmosphérique d'un panache d'aérosols de pollution depuis le nord de la Chine aux altitudes supérieures à 2 km. Les concentrations massiques en BC ($\approx 0.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$) sont similaires aux valeurs rencontrées dans le cas précédent lors de vols autour des villes sibériennes (section 3.4.5). Ainsi, soit les contributions de Harbin et des émissions de Novossibirsk/Tomsk aux concentrations atmosphériques de BC sont similaires, soit une partie des émissions de BC de Harbin a été efficacement éliminée pendant les deux jours de transport entre Harbin et Yakoutsk. Cette dernière hypothèse est la plus probable du fait que l'axe Harbin Yakoutsk se trouve en bordure d'un système dépressionnaire avec beaucoup de nuages, de précipitations, associés à des vents forts (section 3.2.4).

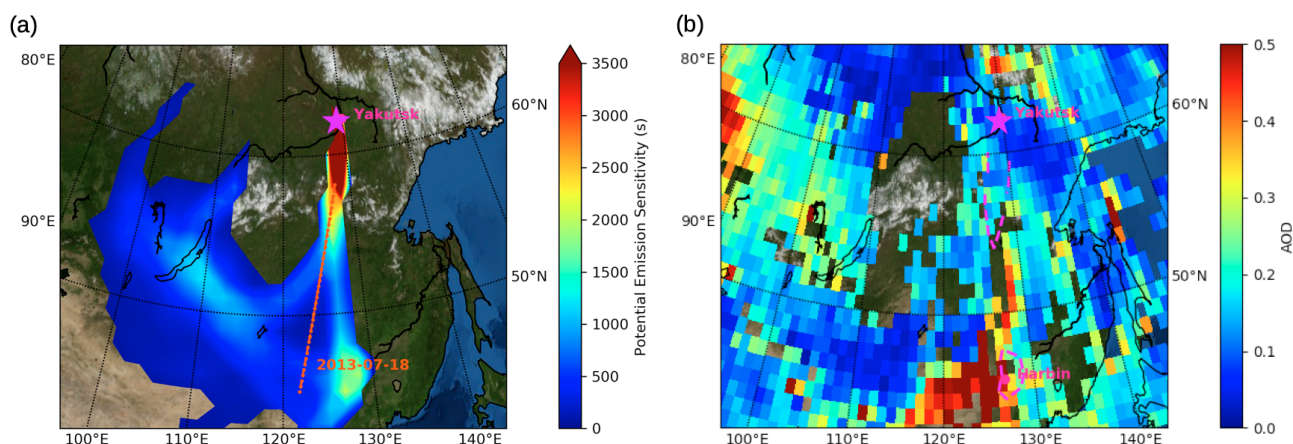


FIGURE 3.26 : (a) : Carte de la distribution des PES verticalement intégrés à partir d'une simulation FLEXPART "Backward" pour les couches d'aérosols se trouvant entre 0 et 4 km d'altitude à 62°N , 129.45°E (point vert). La ligne pointillée rouge correspond à la trace CALIPSO sélectionnée. (b) : Carte d' AOD_{550} MODIS moyennées sur les 2 jours (les 18 et 19 juillet 2013) avec une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$. La zone avec des valeurs de PES ≥ 2000 s est délimitée par la ligne pointillée rose. Le point vert correspond à la position de l'avion lors de l'observation de la zone encadrée en rouge de la figure 3.25.

Afin d'effectuer l'inversion du signal lidar et dériver une valeur d'épaisseur optique pour la couche observée nous avons à nouveau utilisé la gamme de LR 43 –90 sr de la section 3.4.5. Cependant nous pouvons faire l'hypothèse que les LR soient plutôt dans la partie basse de la gamme du fait des conditions de flux de sud avec des nuages et de l'humidité (43 –50 sr, Ansmann et collab. (2005); Heese et collab. (2017)). Le profil vertical du rapport de diffusion et l' AOD_{532} sont calculés pour un profil moyen de 1 min quand l'avion est suffisamment haut pour

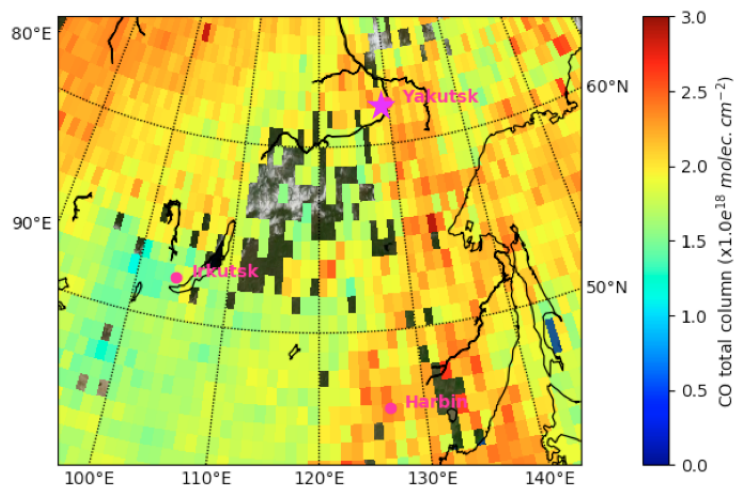


FIGURE 3.27 : Colonne troposphérique totale de CO moyennée sur les 4 jours précédant le vol (du 16 au 19 juillet 2013 inclus). La zone avec des AOD IASI à $10 \mu\text{m} \geq 0.08$ est délimitée par la ligne continue rose.

échantillonner la totalité de la couche entre 0 et 4 k d'altitude (rectangle rouge sur la figure 3.21). La valeur d' AOD_{532} obtenue est de 0.19 ± 0.1 (tableau 3.3). Le rapport de diffusion est supérieur à 2 dans la couche entre 2.8 et 4 km d'altitude alors qu'il reste entre 1.2 et 2.0 sous 2.8 km d'altitude.

Du fait de la présence de nombreux nuages dans la région de Yakoutsik lors de la campagne de 2013, aucune valeur d' AOD_{550} MODIS avec un intervalle de temps $\leq 6\text{h}$ n'est disponible. Dans un intervalle de $\pm 24\text{h}$ et dans un rayon de 100 km les AOD_{550} MODIS sont de l'ordre de 0.127 ± 0.04 avec une faible déviation standard. Les faibles valeurs d' AOD_{550} MODIS par rapport aux valeurs d' AOD_{550} estivales > 0.4 habituellement observées dans le Nord de la Chine (Li et collab., 2016) peuvent s'expliquer par l'élimination efficace des aérosols dans le flux sud, comme le montrent également les faibles concentrations de BC mesurées par l'avion.

La trace du 18/07/2013 à 18 h est dans la zone également influencée par les sources d'aérosols sur l'axe Harbin Yakoutsik. Les observations CALIOP de cette trace ont été moyennées sur $\approx 110\text{ km}$ entre 56.5°N et 57.5°N ($\Delta t \approx -12\text{h}$ et $\Delta x \approx 640\text{ km}$ avec l'observation avion, tableau 3.2). La figure 3.28a présente les profils de rapport de diffusion moyens obtenus à partir des observations avion et les observations CALIOP montrent effectivement une couche d'aérosols en altitude au dessus de 2 km avec un rapport de diffusion de l'ordre de 2.5, similaire aux mesures avion. Une deuxième couche beaucoup moins marquée est visible entre 1 et 2 km avec des valeurs beaucoup plus faibles de rapport de diffusion (jusqu'à 1.5). Nous pouvons donc considérer cette trace comme pertinente pour une comparaison avion/satellite. Le rapport de dépolarisation aérosol est très faible (entre 1% et 5%, figure 3.28b). Le rapport de couleur, de l'ordre de 0.6 pour les maxima d'aérosols observés, est du même ordre de grandeur que ceux observés pour les autres villes sibériennes mais plus élevé que dans le cas des émissions de torchères. La présence d'aérosols de plus grandes tailles n'est pas surprenante compte tenu du transport longue distance et des conditions d'humidité (flux de sud chaud et humide). CALIOP a par ailleurs classé 68% des couches d'aérosols en tant que "Polluted Continental" et 32% en

”Elevated Smoke” (tableau 3.2). Les valeurs de LR correspondantes sont alors de 70 sr et les AOD_{532} de l’ordre de 0.2 ± 0.07 , valeur en accord avec l’ AOD_{532} avion.

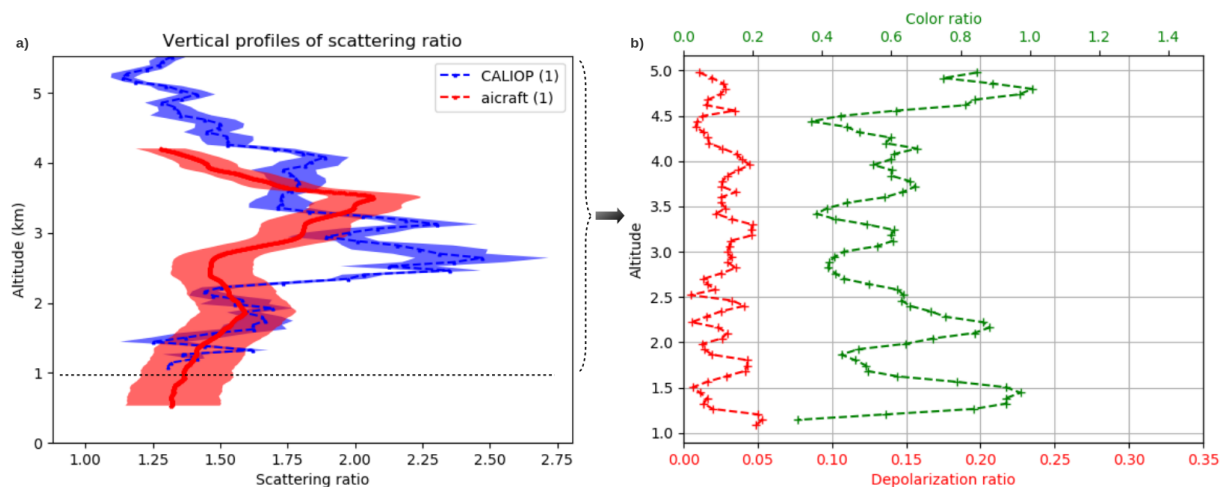


FIGURE 3.28 : a) : Profils de rapport de diffusion moyens obtenus à partir des observations avion (figure 3.25) et des observations CALIOP (trace du 18/07/2013). b) : Profil CALIOP de dépolarisation aérosol en rouge et profil CALIOP de rapport de couleur en vert.

Les caractéristiques des différentes traces CALIOP utilisées pour chaque étude de cas, comme l’heure ou la distance à l’observation aéroportée, sont regroupées dans le tableau 3.2.

TABLE 3.2 : Tableau regroupant les informations sur les données CALIOP utilisées dans cette étude.

Étude de cas	Dust mix	Feux (panache jeune)	Feux (panache âgé)	Gas flaring	Urban / indus	Transport NC
Trace CALIOP	15/06/2017, 21UT	16/07/2013, 19UT 18/07/2013, 05UT	17/06/2017, 06UT 17/06/2017, 19UT	18/06/2017, 20UT	17/07/2013, 20UT	18/07/2013, 18UT
CALIOP HAV* (km)	190	60 100	220 220	360	140	110
CALIOP mean position	54.5°N,82.5°E	61.8°N,102.4°E 59.3°N,97.6°E	56.7°N,83.7°E 57.3°N,87°E	57.85°N,76.62°E	55.2°N,87.52°E	57°N,127.15°E
D _x (km)	≈ 200	≈ 530 ≈ 220	≈ 375 ≈ 525	≈ 224	≈ 105	≈ 640
Δt (h)	-7	-60 -24	-20 -7	+19	-57	-12
CALIOP aerosol						
type (LR) :						
Dust (44 ± 9 sr)	6%	24%	0%	0%	0%	0%
Polluted Dust (55 ± 22 sr)	77%	0%	33%	55.5%	9%	0%
Polluted continental / Smoke (70 ± 25 sr)	6%	76%	62%	0%	0%	68%
Elevated smoke (70 ± 16 sr)	5%	0%	0%	45.5%	91%	32%
Clean continental (53 ± 24 sr)	6%	0%	5%	0%	0%	0%

* Distance de moyennage des profils CALIOP.

3.4.7 Discussion

Les caractéristiques des six couches d'aérosols étudiées dans le cadre de ce travail sont regroupées dans un tableau récapitulatif (tableau 3.3). La couche de mélange de poussières et d'aérosols de combustion transportée depuis le Kazakhstan et le panache âgé de feux de Sibérie ont la plus faible étendue verticale (≤ 2 km) avec un rapport de diffusion presque constant de l'ordre de 2. L'étendue verticale limitée des panaches âgés de feux a déjà été discutée dans Ancellet et collab. (2019) en utilisant 2 années d'observations lidar à Tomsk. Au contraire, la structure verticale du panache de feu frais montre une altitude supérieure à 3.5 km et une couche bien définie dans la plage d'altitude de 2 à 4 km. La structure du panache urbain du nord de la Chine montre également une couche bien définie dans la même gamme d'altitudes, ce qui peut s'expliquer par le transport ascendant dans le système frontal le long de la côte ouest du Pacifique. Les deux cas correspondant à des panaches urbains et de torchage de gaz observés à proximité de la zone d'émission ont une étendue verticale de l'ordre de 3 km et un mélange vertical plus important entre le sol et l'altitude supérieure que pour le panache de feu frais et le panache urbain transportés depuis la Chine. La position méridionale du panache à l'est de 110°E dans le flux synoptique vers le sud en provenance du nord de la Chine et la proximité d'un feu frais sont alors les principaux facteurs expliquant la formation de couches d'aérosols bien définies à

TABLE 3.3 : Tableau regroupant les informations sur l'altitude, âge et propriétés optiques (AOD, rapport de couleur, rapport de dépolarisation) pour chacune des six couches d'aérosols étudiées ainsi que les valeurs de mesures *in-situ* (BC, CO, N_{80-200}/N_A).

Étude de cas	Dust mix	Feux (panache jeune)	Feux (panache âgé)	Gas flaring	Urban / indus	Transport NC
Layer Altitude mean (max), km	1.0 (2.0)	2.2 (3.5)	0.9 (1.8)	1.5 (3.2)	1.5 (3)	3.0 (4.5)
Layer age	Aged	Fresh	Aged	Fresh	Fresh	Aged
ΔCO , ppbv	20	35 - 45	45 - 55	40	50	60 - 80
BC concentration ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$)	0.2 - 0.4	1.5	0.4 - 0.5	0.4 - 0.5	0.2	0.2
CCN / Aitken	-	0.15	0.6	0.3 - 0.6	0.5	0.8 - 1.0
Aircraft AOD ₅₃₂	0.1±0.03	0.12±0.02	0.16±0.03	0.21±0.06	0.15±0.09	0.19±0.01
CALIOP AOD ₅₃₂	0.11±0.04	0.11±0.04	0.17±0.07	0.32±0.09	0.18±0.06	0.21±0.07
MODIS AOD ₅₅₀	0.11±0.02*	0.19±0.02*	0.22±0.04**	0.33±0.05**	0.29±0.05*	-
CALIOP Depolarization ratio, %	4-5	3-10	5-12	3-5	1-5	1-5
CALIOP color ratio	0.5-0.7	0.4	0.7	0.2-0.4	0.3-0.5	0.6

Créneau temporel pour la sélection des observations MODIS à proximité de l'avion : *±1h, **±6h

plus de 2 km au-dessus de la Sibérie. Le rapport de diffusion maximum (3,5) est obtenu pour les panaches frais de feux alors qu'il est de l'ordre de 2 pour tous les autres cas.

En utilisant, soit l' AOD_{532} lidar (CALIOP et avion) soit l' AOD_{550} MODIS, les plus petites valeurs d'extinction aérosol ($AOD < 0.15$) ont été obtenues pour le mélange de poussières et le panache frais de feux. Les plus grandes valeurs ($AOD \geq 0.2$) ont été obtenues d'une part au-dessus de la zone de torchage du gaz, conformément à plusieurs études sur l'impact de ces émissions sur la production d'aérosols (Stohl et collab., 2013; Elvidge et collab., 2016), et d'autre part pour le transport à longue distance de la pollution (Li et collab., 2016). Il convient de mentionner que malgré le rapport de diffusion important du panache frais de feu, l'AOD reste inférieur à 0.15. L'augmentation du LR à 532 nm, due au vieillissement des aérosols et au mélange de nombreux panaches de feux individuels, explique l'augmentation de 40 % de l' AOD_{532} pour le panache âgé de feu (Burton et collab., 2012; Nicolae et collab., 2013). Les différences les plus importantes entre l' AOD_{550} MODIS et l' AOD_{532} lidar concernent les panaches frais à proximité de la zone d'émission (incendie ou pollution urbaine), où il devient très important de tenir compte des décalages entre les lieux de mesure. Comme expliqué dans la section 3.4.2 le bon accord trouvé entre l' AOD_{532} CALIOP et l' AOD_{550} MODIS pour le cas d'émissions de flaring signifie que la gamme de LR est probablement de 50-60 sr pour le panache de torchage de gaz échantillonné au-dessus de la Sibérie.

Concernant les mesures *in-situ*, les valeurs les plus élevées de ΔCO sont obtenues dans le cas du transport longue distance d'aérosols de combustion provenant des feux de forêts sibériens (35-60 ppbv) ou du nord de la Chine (30-80 ppbv). Ces observations sont en accord avec la durée de vie du CO dans l'atmosphère, qui est supérieure à 15 jours, et l'accumulation dans le temps de panaches individuels pour les cas de transport à longue distance (Forster et collab.,

2001; Petetin et collab., 2018). La concentration massique en BC est élevée ($> 1.5 \mu\text{g.m}^{-3}$) pour le panache de feu récent, alors qu'elle est inférieure à $0.5 \mu\text{g.m}^{-3}$ pour les autres cas en raison de la courte durée du BC dans l'atmosphère (< 2 jours) (Cape et collab., 2012; Lund et collab., 2018)). La contribution du "flaring" à la concentration massique de BC ($0.4\text{-}0.5 \mu\text{g.m}^{-3}$) est également plus élevée que la contribution de la pollution urbaine ($0.2 \mu\text{g.m}^{-3}$). Les faibles concentrations pour les émissions urbaines sont plus surprenantes et correspondent probablement aux conditions estivales où les émissions dues au chauffage urbain sont au plus bas. L'extraction minière et la circulation sur les routes non bitumées étant plus fréquentes en été, la composition de l'aérosol urbain aura aussi moins d'aérosols carbonés qu'en hiver.

Les plus faibles rapports de N_{80-200}/N_A sont obtenus dans le cas de panaches de feux récents (0.15) et les plus fortes valeurs pour le cas de transport longue distance depuis le nord de la Chine (0.8-1.4). Dans les cas de panaches de feux âgés, "flaring" et industriels les valeurs obtenues sont entre 0.3 et 0.6. Comparé au panache de "flaring" (ratio de 0.45 ± 0.15), le panache de feu âgé (ratio de 0,6) contient probablement une fraction significative d'aérosols terrigènes et présente une fraction plus importante d'aérosols du mode grossier due à la coagulation pendant le transport depuis la zone source (Quennehen et collab., 2012; Sakamoto et collab., 2016).

Enfin, les valeurs de rapport de dépolarisation aérosols, issus des observations CALIOP, sont faibles pour l'ensemble des cas ($< 5\%$) excepté pour les panaches de feux, frais ou âgés, qui présentent le plus fort taux de dépolarisation et pour lesquels CALIOP montre logiquement un mélange de poussières désertiques et de fumées.

Dans l'ensemble, les classifications CALIOP sont conformes aux analyses FLEXPART sauf pour les cas de "flaring" et de feux âgés pour lesquels subsiste une ambiguïté concernant la contribution des poussières désertiques. La différence négative de 20 % entre l' AOD_{550} MODIS et l' AOD_{532} CALIOP pour le panache de feu âgé montre en effet qu'un LR associé au type "Elevated Smoke" (70 sr) plutôt que "Polluted dust" (55 sr) pourrait expliquer une telle différence.

3.5 Conclusion

Deux campagnes lidar aéroportées ont été menées au-dessus de la Sibérie en juillet 2013 et juin 2017. Les types d'aérosols des couches observées et leurs propriétés optiques ont été déterminés à l'aide de simulations de transport, avec des traceurs d'aérosols, FLEXPART et de données satellitaires (MODIS, IASI et CALIOP). Les mesures *in-situ* aéroportées, principalement de ΔCO et BC, ont été utiles pour valider l'identification de l'origine des aérosols. Six types d'aérosols ont pu être identifiés dans le cadre de ces travaux : (i) mélange d'aérosols poussiéreux (ii) émission de torchage de gaz de la vallée de l'Ob (iii) feux de forêt frais (iv) feux de forêt anciens (v) émissions urbaines au-dessus de la région de Tomsk/Novosibirsk (vi) transport à longue distance des émissions urbaines du nord de la Chine.

Les panaches d'aérosols transportés au-dessus de la couche limite n'ont été observés que pour le soulèvement synoptique des émissions du nord de la Chine ou le transport vertical dans

le cas de panache de feux de forêt. Cette étude permet également de comparer les panaches âgés et frais pour les émissions urbaines et les émissions des feux de forêt. Le panache de feu de forêt âgé est caractérisé par une augmentation de l' AOD_{532} et de la taille des particules aérosols, conformément à des études similaires menées sur le vieillissement de la combustion de biomasse en Amérique du Nord et en Europe du Sud. Une augmentation (+10 ppbv) et une diminution ($\approx -0.8\mu\text{g}/\text{m}^3$) du BC ont également été observées pour le panache de feu âgé, en raison de l'accumulation de nombreux panaches individuels à l'échelle régionale et des dépôts humides ou secs du BC. Des résultats similaires ont été trouvés pour la comparaison entre les couches d'aérosols dues aux émissions urbaines fraîches et âgées, en particulier l'augmentation de ΔCO (+20 ppbv) et l'augmentation de la taille des particules (rapport N_{80-200}/N_A de 0.5 à 1 et rapport de couleur CALIOP de 0.4 à 0.6).

Le vol au-dessus des émissions de torchage de gaz a été utile pour discuter les caractéristiques de ces panaches qui n'ont pas été très bien étudiés par observations lidar aéroportées. La plus grande AOD est obtenue pour ce type de masse d'air, quel que soit le type d'observations (avion, CALIOP, MODIS). Une gamme entre 50 et 60 sr est proposée pour le rapport lidar dans les panaches d'aérosols liés à l'émission des torchères de gaz en Sibérie en raison de la bonne concordance entre les AOD mesurées par CALIOP et MODIS. Les concentrations de BC sont relativement plus élevées pour le panache du torchage ($0.4\text{-}0.5\mu\text{g}/\text{m}^3$) que pour le panache urbain ($0.2\mu\text{g}/\text{m}^3$). Sur la base de l'analyse du rapport de couleurs et du rapport N_{80-200}/N_A , la taille des particules dans le panache des torchères est légèrement inférieure à la taille des aérosols dans le panache urbain près de Novossibirsk.

L'identification du type d'aérosol et l' AOD_{532} fournis par les produits de données CALIOP Version 4.2 dans les masses d'air d'origines similaires sont généralement en accord avec les résultats obtenus dans notre analyse de l'origine du panache d'aérosol, à l'exception des panaches de torchère et les couches feux âgés où une contribution significative de poussière n'est pas justifiée. Le rapport de couleur dérivé de CALIOP est également en bon accord avec le comportement du rapport N_{80-200}/N_A mesuré par les mesures de la distribution de taille des aérosols d'aéronefs. Ces résultats sont importants compte tenu de la grande quantité d'observations CALIOP disponibles pour caractériser les propriétés optiques au-dessus de la Sibérie.

Chapitre 4

Apport des produits SODA sur l'océan

4.1 Introduction

L'analyse d'un écho de surface, radar ou lidar, mesuré à un instant t et une position (λ, ϕ) permet d'accéder à la transmission optique du signal et donc à l'épaisseur optique des aérosols sans exploiter les informations du profil vertical de rétro-diffusion par l'atmosphère.

Un grand nombre d'études se sont intéressées à l'analyse de la reflectance lidar de surface, et notamment des surfaces océaniques à partir d'observations lidar (Cox et Munk, 1954; Barrick, 1968; Bufton et collab., 1983; Flamant et collab., 1998; Menzies et collab., 1997; Queffeuilou et collab., 1999; Horstmann et collab., 2003; Li et collab., 2004; Lancaster et collab., 2005). La relation liant la section efficace de diffusion de la surface σ_S (indice S pur "Surface") s'exprime de la façon suivante :

$$\sigma_{SR,L} = k C_{R,L} \frac{\rho_{0R,L}}{\langle S^2 \rangle} \quad (4.1)$$

Dans l'équation 4.1 les indices R et L expriment la dépendance avec, respectivement la longueur d'onde radar ou lidar. Le facteur k exprime l'impact des ondes de surfaces, fonction de la stabilité verticale de l'atmosphère et du vent de surface (Shaw et Churnside, 1997; Flamant et collab., 2003). Le coefficient $C_{R,L}$ indique les modifications de reflectance dues aux effets de diffraction, fonction de l'état de la mer (Koepke, 1984; Flamant et collab., 2003; Li et collab., 2004). Enfin, $\rho_{0R,L}$ est le coefficient de reflectance de Fresnel et $\langle S^2 \rangle$ la variance de la distribution de la pente des vagues¹ formées à la surface par le vent (Cox et Munk, 1954).

Une fois σ_s déterminée, plusieurs méthodes sont utilisées pour déterminer les propriétés optiques des aérosols atmosphériques. Une première approche utilise la comparaison entre l'écho de surface lidar atténué γ' et l'écho de surface modélisé² γ_{mod} ³ (Venkata et Reagan, 2016). La synergie radar/lidar (Josset et collab., 2009, 2010b,a) permet quand à elle de remplacer la

¹Wave slope : angle d'inclinaison de la surface d'une vague en tout point par rapport à l'horizontale

²L'intégrale du signal d'écho de surface océanique lidar, après filtrage passe bas, est proportionnelle au produit de l'écho de la surface et de la transmission totale aller-retour de l'atmosphère. Comme la réflectance peut être calculée en connaissant la vitesse des vents de surface (cf modèle), la transmission aller-retour de l'aérosol peut être récupérée.

³ $\gamma' = \gamma_{mod} \cdot T_{atmosphère}^2$

modélisation de l'écho de surface par une calibration du signal (produits issus de l'algorithme Synergized Optical Depth of Aerosols - SODA). En plus de l'analyse des échos de surface, l'utilisation de la réflectance des nuages opaques d'eau liquide bas permet aussi de déterminer l'épaisseur optique des aérosols atmosphériques (Hu et collab., 2007b; Josset et collab., 2010a) au-dessus des nuages opaques. Avec cette méthode une partie de l'information est perdue car le signal utile se trouve seulement au-dessus des nuages, mais elle est applicable aussi bien au-dessus des océans que des surfaces continentales.

Dans ce chapitre nous commencerons par présenter les différentes méthodes de calcul d'AOD, à partir de l'écho lidar à la surface de l'océan ou sur les nuages bas d'eau liquide, utilisées par l'algorithme SODA puis nous détaillerons la méthodologie de détermination du LR et d'optimisation des AOD CALIOP à partir des AOD issues des produits SODA avec quelques exemples de traces CALIOP au-dessus de l'Océan et ce, afin d'illustrer les apports et limitations de l'utilisation des AOD_{532} SODA pour l'optimisation des AOD_{532} CALIOP. Enfin nous présenterons une comparaison statistique entre : l' $AOD_{SODA,532}$ et l' $AOD_{MODIS,550}$ ainsi que l' $AOD_{CALIOP,532}$ avant et après optimisation par rapport à l' AOD_{MODIS} en été au-dessus du Pacifique Nord-Ouest, c'est à dire pour les masses d'air transportées depuis la Sibérie et la Chine au-dessus de l'océan. Ces résultats obtenus sur le Pacifique seront comparés à ceux obtenus pour deux autres régions caractérisées par les émissions des feux ou des zones désertiques : l'Atlantique Sud et l'Atlantique tropicale sous le vent du Sahara. L'utilisation potentielle des AOD calculées à partir de l'écho lidar sur les nuages d'eau liquide optiquement opaque au-dessus de la Sibérie a aussi été évaluée même si la densité d'observation est trop faible sur le continent dans les produits SODA disponibles.

4.2 Détermination des épaisseurs optiques dans le produit SODA

L'algorithme SODA (Synergized Optical Depth of Aerosols) a pour objectif la restitution de l'épaisseur optique des aérosols au dessus de l'océan ou des nuages opaques en se basant sur une combinaison des observations du lidar spatial CALIOP de la plateforme CALIPSO, de l'instrument CPR (Cloud Profiling Radar, Stephens et collab. (2008)) de la plateforme CloudSat et de l'instrument AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer, Kawanishi et collab. (2003)) de la plateforme Aqua. Les trois plateformes faisant partie du A-Train, les mesures sont bien co-localisées spatialement et temporellement (passage à l'équateur noeud ascendant : 13h30 pour Aqua, 13h31 pour CloudSat, 13h31 et 15 s pour CALIPSO jusqu'à 2017). Trois méthodes, utilisant ces mesures, ont été développées afin de restituer l'épaisseur optique des aérosols au-dessus des surfaces océaniques et des nuages opaques d'eau liquide.

La première, que nous appellerons $SODA_{AMSR}$, est basée sur la comparaison entre un écho de surface lidar mesuré et un écho de surface lidar normalisé par une réflectance de surface déduite des mesures de vent de l'instrument AMSR. La seconde méthode, que nous appellerons $SODA_{CPR}$, est basée sur la relation linéaire entre l'écho de surface mesuré par le radar et

le lidar et n'est valable que pour une certaine gamme de vents. Enfin la troisième méthode, que nous appellerons $SODA_{OLIWAC}$, utilise uniquement les données d'écho lidar sur les nuages bas d'eau liquide opaque. Les produits associés sont disponibles au centre thématique français ICARE/AERIS. Trois produits SODA sont disponibles :

- SODA 333 m. il contient les épaisseurs optiques calculées à la résolution horizontale maximale CALIOP de 333 m.
- SODA 5km : il s'agit d'un produit SODA 5km moyen centré sur les empreintes CALIOP 5 km.
- SODA 5km L3 AOD : il s'agit d'une moyenne mensuelle du produit SODA 5km sur une carte de résolution $2,5^\circ \times 2,5^\circ$.

Chacun de ces produits contient les valeurs des différentes épaisseurs optiques $SODA_{CPR}$, $SODA_{AMSRE}$, $SODA_{OLIWAC}$ avec les flags permettant de déterminer la présence de nuages, la saturation de l'écho de surface et les propriétés thermodynamiques. Dans le cadre de cette thèse nous avons utilisé le produit SODA-333 m couplé à une analyse des produits nuages des niveaux L2 CALIOP.

4.2.1 SODA AMSR

Le principe de la méthode AMSR est de combiner l'intégrale de l'écho de surface du signal lidar de rétro-diffusion atténué mesuré par CALIOP et les mesures AMSR de la vitesse du vent pour modéliser la variance $\langle S^2 \rangle$ de la pente des vagues (équation 4.1). L'utilisation de l'intégrale de l'écho de surface lidar par rapport à la valeur maximale permet de réduire l'incertitude sur la détermination de l'écho de surface due à l'échantillonnage.

L'intégrale de l'écho de surface lidar mesuré par le coefficient de rétro-diffusion atténué γ' s'écrit :

$$\gamma' = \gamma \cdot T_A^2 \quad (4.2)$$

avec γ l'intégrale de l'écho de surface océanique du signal lidar de rétro-diffusion et T_A^2 la transmission aller-retour de l'atmosphère (indice "A" pour atmosphère). Empiriquement, le terme γ dépend de la vitesse du vent U à la surface de la mer. Nous posons $\gamma = \gamma_U$ qui peut être exprimé à partir de la vitesse du vent U et d'un modèle de réflexion de surface.

L'AOD τ_a s'exprime en fonction de γ' et γ_U de la façon suivante :

$$\tau_a = -\frac{1}{2} \cdot \ln \left(\frac{\gamma'}{\gamma_U} \right) - \tau_m - \tau_0 \quad (4.3)$$

avec τ_o et τ_m l'épaisseur optique de l'ozone et des molécules respectivement. La surface de la mer, balayée par le vent, présente deux types de réflexion : la réflexion spéculaire et la réflexion diffuse. Dans le cas d'une observation au nadir les effets d'ombre peuvent être ignorés. Pour CALIOP, instrument de télédétection active, la réflexion spéculaire (diffusion unique) domine

largement la partie diffuse de la reflexion. La distribution de la pente des vagues peut être modélisée par une distribution gaussienne à une ou deux dimensions (van Ginneken et collab., 1998) et l'intégrale de l'écho de surface γ_U s'exprime alors comme suit (Hu et collab., 2008) en supposant la même variance de pente σ dans les deux directions :

$$\gamma_U = \frac{\rho}{4\pi \langle S^2 \rangle \cos^4 \theta} \exp\left(-\frac{\tan^2 \theta}{\langle S^2 \rangle}\right) \quad (4.4)$$

avec ρ le coefficient de Fresnel de la surface de la mer, de l'ordre de 0.02 à 532 nm. Cox et Munk (1954) partent de l'hypothèse que la pente de la surface des vagues obéit à une distribution bi-dimensionnelle de Gram-Charlier pour modéliser $\langle S^2 \rangle$. Le choix de la distribution est un paramètre important et peut varier suivant la vitesse du vent. Ce point est discuté de manière précise par He et collab. (2016).

Pour le produit $SODA_{AMSR}$, la reflectance de surface océanique du ciel clair s'exprime comme suit :

$$\gamma_U = \frac{\rho}{4\pi \langle S^2 \rangle \cos^4 \theta} \exp\left(-\frac{\tan^2 \theta}{\langle S^2 \rangle}\right) (1 + \Delta(\langle S \rangle)) \quad (4.5)$$

avec $\langle S^2 \rangle = 0.003 + 0.00512 \cdot U$ selon la relation de Cox et Munk (1954). Le terme $\Delta(\langle S \rangle)$ correspond à un ajustement de la fonction de distribution utilisée pour le calcul de $\langle S^2 \rangle$ (He et collab., 2016).

4.2.2 SODA CPR

Cette méthode est basée sur l'existence d'une relation linéaire entre l'écho de surface mesuré par le radar CPR et le lidar CALIOP dans une certaine gamme de vents ($3 < v_{vent} < 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Hors de cette gamme de vents des non-linéarités apparaissent mais peuvent être corrigées en utilisant un modèle plus évolué que nous ne développerons pas ici (Josset, 2009).

A partir de la relation 4.1 la reflectance radar à la surface $\sigma_{SR,att}$ s'exprime de la façon suivante :

$$\sigma_{SR,att} = kC_R \frac{\rho_{0R}}{\langle S^2 \rangle} \cdot T_{AR}^2 \quad (4.6)$$

avec T_{AR}^2 l'atténuation radar dépendant principalement du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère donné par le produit MODIS IWVP (Albert et collab., 2005) de la version C6.

L'intégrale de l'écho de surface du signal lidar de rétro-diffusion atténuée $\gamma_{SL,att}$ (sr^{-1} , indice SL pour Surface-Lidar) s'exprime en fonction de la section efficace de diffusion lidar de la surface $\sigma_{S,L}$ à partir de l'équation suivante (Bufton et collab., 1983) :

$$\gamma_{SL,att} = C_s \cdot \frac{k\rho_{0L}}{4\pi \langle S^2 \rangle} \cdot T_{mol,L}^2 \cdot T_{aero,L}^2 \quad (4.7)$$

avec C_s le coefficient liant $\gamma_{SL,att}$ à la section efficace de diffusion de la surface $\sigma_{S,L}$.

En combinant les équations 4.6 et 4.7, la relation liant l'intégrale du retour de surface lidar

atténué γ , et la section efficace de diffusion de surface radar atténuée $\sigma_{SR,att}$ s'écrit :

$$\gamma_{SL,att} = \frac{C_t}{4\pi} \cdot \left[\frac{\rho_{0L}}{\rho_{0R}} \right] \cdot \frac{T_{Aaero,L}^2}{T_{A,R}^2} \cdot \sigma_{SR,att} \quad (4.8)$$

avec le terme $C_t = C_s C_L C_R T_{mol,L}^2$ qui peut être considéré comme un coefficient d'étalonnage, déterminé à partir de l'intercalibration des échos de surface lidar et radar au-dessus de l'océan pour des scènes de ciel clair (pas d'aérosols et pas de nuages). A partir de l'équation 4.8 nous pouvons exprimer l'AOD lidar $\tau_{aero,L} = -\frac{1}{2} \ln(T_{Aaero,L}^2)$ en fonction du rapport des reflectances lidar et radar :

$$\tau_{Aaero,L} = \tau_{AR} + \frac{1}{2} \ln \left(\frac{\rho_{0L} \cdot \sigma_{SR,att}}{4\pi \cdot \rho_{0R} \cdot \gamma_{SL,att}} \right) + \frac{1}{2} \ln C_t \quad (4.9)$$

Cette méthode présente l'avantage de ne reposer sur aucune hypothèse liée aux propriétés des aérosols contrairement à une AOD calculée à partir du profil d'extinction mesuré par le lidar. Depuis novembre 2011, SODA CPR n'est disponible que de jour car, depuis cette date, CloudSat ne fonctionne que lorsque les panneaux solaires du satellite sont exposés au Soleil à des fins d'économie d'énergie (Gravseth et Pieper, 2013). Lorsque le radar CPR n'est pas en fonctionnement, la méthode AMSR est utilisée afin de restituer les AOD SODA.

4.2.3 SODA OLIWAC

L'algorithme SODA OLIWAC permet la restitution des AOD des couches d'aérosols se trouvant au-dessus d'une couche de nuages d'eau liquide optiquement épaisse (épaisseur optique > 3) (Hu et collab., 2007b; Chand et collab., 2008). Dans cette méthode, les seules variables physiques utilisées sont l'intégrale du signal lidar de rétro-diffusion atténué β_{att} sur l'épaisseur du nuage (γ'_{cloud}) ainsi que le rapport de dépolarisation atténué (δ') à 532 nm dans la couche nuageuse. En l'absence de couches d'aérosols au-dessus de la couche nuageuse "cible", l'intégrale du signal lidar de rétro-diffusion $\gamma'_{cloud,no-aero}$ peut être exprimée en fonction du rapport lidar (LR_{cloud}) de la couche nuageuse ainsi que du facteur de diffusion multiple (η_{cloud}) de la façon suivante (Platt, 1979) :

$$\gamma'_{cloud,no-aero} = \int_{z_{top}}^{z_{base}} \beta_{att}(z) dz = \frac{1}{2 \cdot LR_{cloud} \cdot \eta_{cloud}} \quad (4.10)$$

La valeur de LR_{cloud} est de l'ordre de 19 sr pour une longueur d'onde de 532 nm et un nuage opaque d'eau liquide avec des gouttelettes de diamètre inférieur à 50 μm (O'Connor et collab., 2004; Pinnick et collab., 1983). Le facteur de diffusion multiple η_{cloud} , compris entre 0 et 1, est lié à la dépolarisation des nuages (δ') par la relation $\eta_{cloud} = \left(\frac{1-\delta'}{1+\delta'} \right)^2$ (Hu et collab., 2006).

L'épaisseur optique des aérosols au-dessus de la couche nuageuse $\tau_{aero,above-cloud}$ peut alors s'écrire :

$$\tau_{aero,above-cloud} = \frac{-1}{2} \ln(2 \cdot LR_{cloud} \cdot \eta_{cloud} \cdot \gamma'_{cloud}) \quad (4.11)$$

Cette méthode est appelée méthode DRM (Depolarization Ratio Method) et, comme précédemment, permet une estimation de l'AOD sans aucune hypothèse sur les propriétés des aérosols entre le nuage et le satellite. Les principales sources d'incertitudes sont liées à l'estimation de η_{cloud} et à l'étalonnage du lidar lors de la détermination de γ'_{cloud} . Afin de corriger les écarts, pouvant atteindre 30%, entre théorie et observations pour la détermination du paramètre η une étape d'étalonnage entre la diffusion multiple et la dépolarisation pour les données nocturnes sans couches d'aérosols est effectuée sur une base mensuelle.

La figure 4.1 résume les différents produits SODA océan disponibles et la méthodologie à la base de la restitution des épaisseurs optiques.

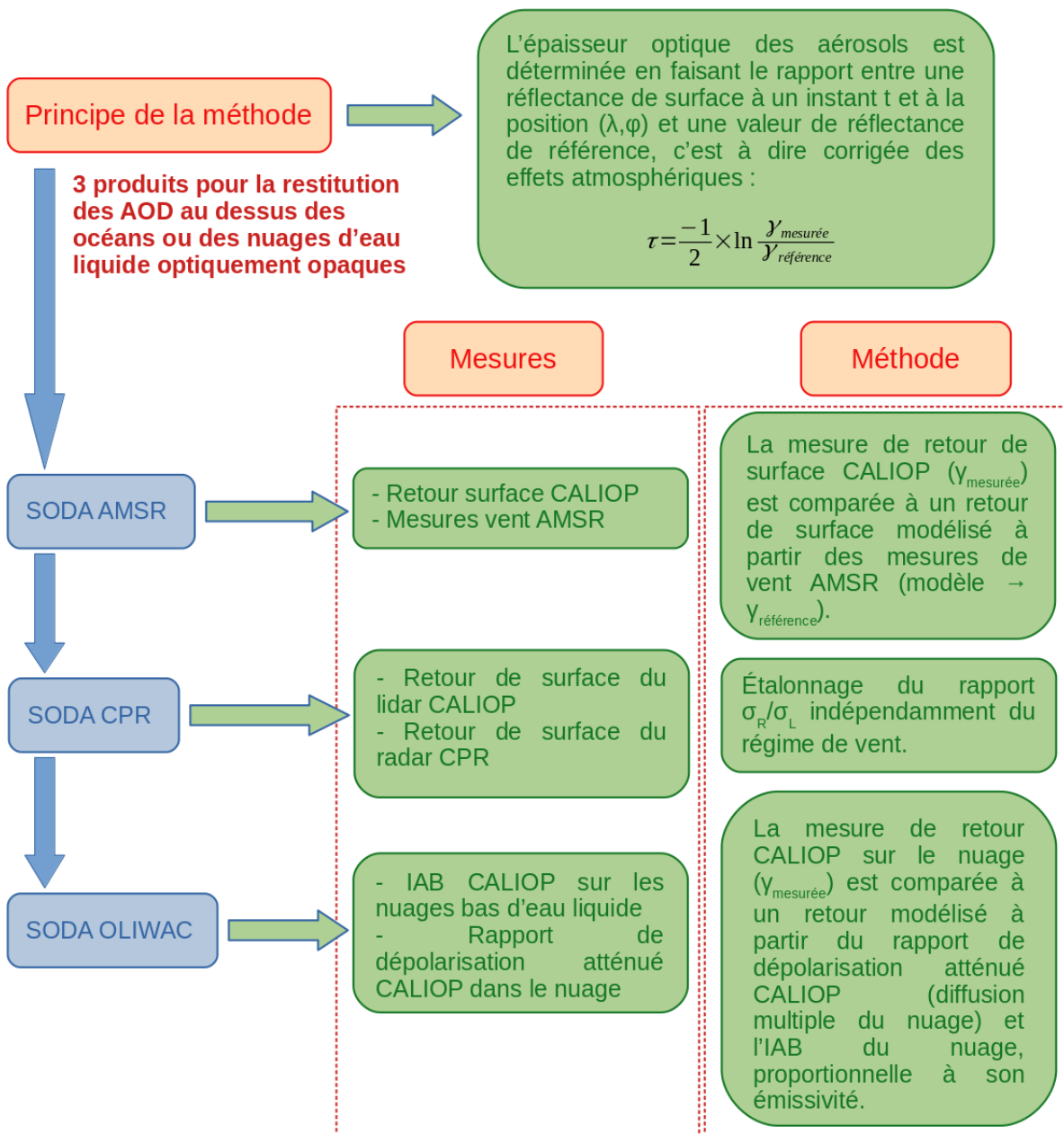


FIGURE 4.1 : Diagramme récapitulatif des 3 produits SODA, des mesures et des méthodologies correspondantes, pour la restitution des AOD au-dessus des océans ou des nuages d'eau liquide optiquement opaques.

Plusieurs travaux comparant les AOD SODA (CPR et AMSR) avec les AOD MODIS ont été publiés. Josset et collab. (2009, 2015) obtiennent un coefficient de corrélation > 0.89 et un biais de 0.003 sur le golfe de Guinée. La comparaison des AOD SODA avec les données de sites côtiers AERONET (Dawson et collab., 2015) montre un coefficient de corrélation de 0.59 et une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 0.03. Enfin, la comparaison avec des observations aéroportées d'un lidar HSRL issues de 8 vols au-dessus de l'Atlantique Nord-Ouest montre un coefficient de corrélation ≥ 0.94 et un RMSE de 0.24. Concernant les AOD $SODA_{OLIWAC}$, Deaconu et collab. (2017) rapportent un bon accord entre les AOD $SODA_{OLIWAC}$ et POLDER avec un coefficient de corrélation égal à 0.68 avec une différence moyenne de 0.07 à 532 nm à l'échelle globale lorsque les couches d'aérosols et de nuages sont bien séparées (données sélectionnées entre 2006 et 2010). Dans les cas où les couches d'aérosols et de nuages sont en contact, le coefficient de corrélation tombe à 0.36. Cependant aucune publication n'a encore utilisé la version 2.21 des produits SODA utilisant la version 4 des produits CALIOP et la version R05 des produits du radar CloudSat ainsi que les nouvelles valeurs AMSR2 v8 pour la période après 2012 et AMSR-E v7 avant 2012.

Une fois les AOD SODA mesurées le rapport lidar des couches d'aérosols peut être déterminé avec une méthode d'optimisation de l'AOD déduite des profils d'extinction mesurés par CALIOP. Dans la section suivante nous allons détailler la méthode de détermination du LR contraint par la valeur d'AOD SODA.

4.2.4 Détermination du LR

Comme discuté dans le chapitre 2, les produits L2 CALIOP proposent des valeurs de LR associées à des types d'aérosols qui sont identifiés à partir d'un algorithme automatique (Omar et collab., 2009; Kim et collab., 2018). Ainsi, la qualité des restitutions CALIOP dépendra de la représentativité des rapports lidar retenus pour chaque type d'aérosol de la classification CALIOP et dans quelle mesure l'algorithme de typage des aérosols classe correctement les aérosols.

A partir de l'utilisation d'une valeur d'AOD dite de référence, $SODA_{OVOC}^4$ ou $SODA_{OLIWAC}$, il est possible de déterminer une nouvelle valeur du rapport lidar aérosol intégré en calculant l'AOD lidar de manière itérative, à partir de la méthode de Fernald (1984) (annexe A). Le LR est ajusté à chaque itération de manière à faire converger la valeur d'AOD calculée (AOD_{comp}) avec l'AOD de référence.

Painemal et collab. (2019) ont proposé une étude comparative des AOD CALIOP issue du produit opérationnel V4 (AOD_{v4}) avec les AOD CALIOP ($AOD_{v4,SODA}$) calculées à partir de LR contraints par l'AOD SODA (CPR et AMSR) sur une période allant de juin à octobre 2010 au-dessus des océans non polaires (entre 60°S - 60°N). Deux hypothèses ont été utilisées afin de tenir compte de la variation du LR avec l'altitude. La première hypothèse $SODA_{1l}$ considère, comme pour notre étude, que le LR est constant avec l'altitude, ce qui est légitime pour des profils atmosphériques avec le même type d'aérosols. La seconde hypothèse $SODA_{2l}$ divise

⁴ $SODA_{CPR}$ et $SODA_{AMSR}$ sont regroupés sous le nom OVOC

l’atmosphère en deux couches : la couche limite marine avec un LR constant égal à 25 sr jusqu’au sommet de la couche limite évalué avec une analyse météorologique et une seconde couche de composition en aérosols indéterminée au-dessus de la couche limite. Painemal et collab. (2019) obtiennent les mêmes résultats pour $SODA_{1l}$ et $SODA_{2l}$ justifiant que nous appliquions le même ajustement à l’ensemble de la colonne. Painemal et collab. (2019) observent avec la version SODA 2.1 (utilisant la version 3 des produits CALIOP) une sous-estimation des AOD par CALIOP pour l’Atlantique Sud (-0.1) et le Pacifique Nord-Ouest (-0.05) mais une sur-estimation par CALIOP version 4 sur l’Atlantique tropical.

Dans le cadre de cette thèse l’algorithme calculant le profil d’extinction en cherchant à faire converger l’AOD correspondante vers l’AOD SODA est décrit figure 4.2. Il utilise les produits CALIOP L1, filtrés des nuages à l’aide du produit L2 et les LR des produits L2 aérosol moyennés horizontalement à 10 km de nuit et 20 km de jour, et verticalement à 60 m de nuit et 180 m de jour. Le profil d’extinction CALIOP et l’ AOD_{v4+} moyenne à 10 km ou 20 km sont obtenus après inversion de Fernald. Le profil d’extinction du produit ”L2 profile” et sa valeur d’ AOD_{v4} correspondante sont aussi sauvegardés avec cette résolution ainsi que les AOD MODIS et SODA. Le processus d’optimisation se décompose en 4 étapes :

- Etape 1 : Calcul du coefficient de rétro-diffusion corrigé de l’atténuation (β_{vrai}) par inversion, de type Fernald, du signal lidar et recherche des nouvelles couches d’aérosols. Toutes les zones pour lesquelles $\beta_{vrai} - 0.5 \cdot \Delta\beta_{vrai} > \beta_{Rayleigh}$ et initialement classées en ciel clair sont redéfinies comme aérosols. Le LR pour ces nouvelles couches est obtenu à partir des LR des anciennes couches situées à proximité.
- Etape 2 : Etape d’optimisation itérative du LR pour faire converger l’AOD calculée à l’AOD SODA de référence avec un seuil de 5%. A chaque itération un facteur multiplicatif est appliqué aux LR de manière identique pour toutes les couches du profil. Le nombre d’itérations maximum est de 10 et le critère de convergence est fixé avec une stabilité de 20% du LR obtenu. Le LR n’est pas modifié si les critères de convergence ne sont pas atteints.
- Etape 3 : Filtrage spatial 2D (gaussien) des valeurs de LR à l’aide d’une fenêtre glissante de 120 m verticalement et 80 km horizontalement pour les données de nuit et de 240 m verticalement et 160 km horizontalement pour les données de jour afin de lisser les différences entre profils adjacents optimisés et non optimisés.
- Etape 4 : Enfin la dernière étape consiste à calculer la nouvelle AOD et le profil d’extinction (rétro-diffusion) à partir des nouvelles valeurs de LR.

Cet algorithme a été utilisé dans tout le travail de thèse pour l’optimisation des LR à partir d’une valeur d’AOD indépendante. Nous allons d’abord l’appliquer aux données d’AOD SODA sur le Pacifique Nord.

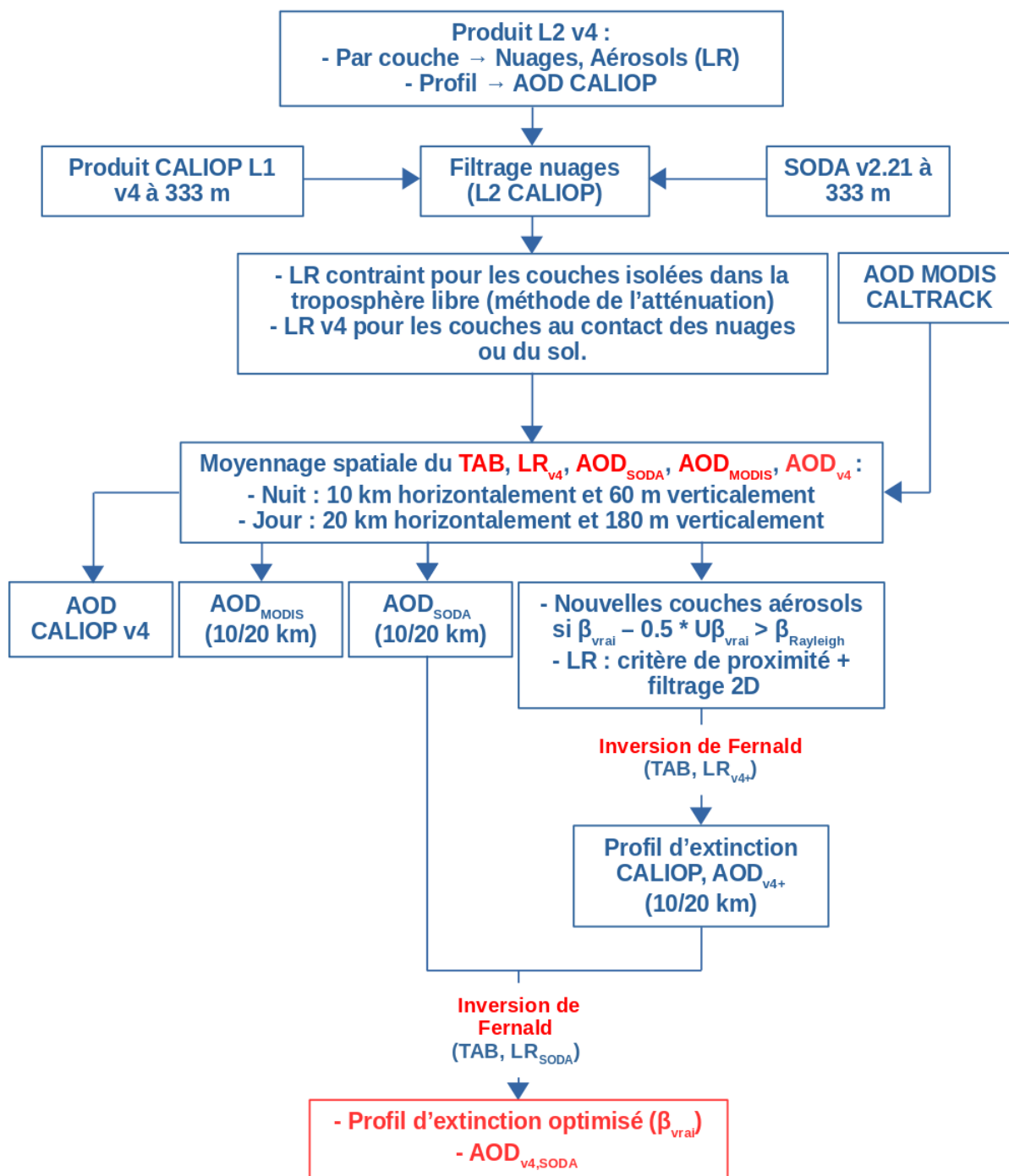


FIGURE 4.2 : Organigramme de l'algorithme du calcul de profils d'extinction à partir de l'optimisation du LR.

4.3 Exploitation des réflectances de surface océanique

Comme expliqué précédemment l'apport des produits SODA (AMSR, CPR et OLIWAC), pour le calcul direct d'AOD et contraindre la restitution indirecte des profils d'extinction (AOD) CALIOP, a été évalué au-dessus de trois bassins océaniques (Fig. 4.3).

Le premier, que nous nommerons NPO (North Pacific Ocean) s'étend de 35°N à 60°N et de 140°E à 170°E et correspond à l'analyse, au-dessus de l'océan, des panaches d'aérosols exportés

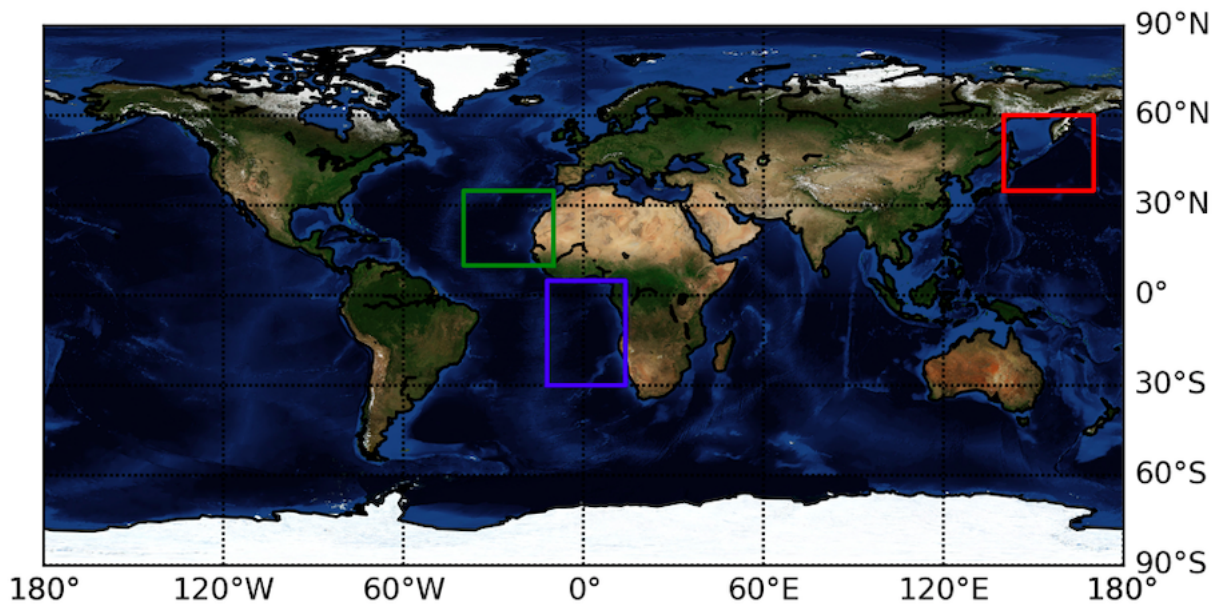


FIGURE 4.3 : La carte présente les limites latitudinales et longitudinales des 3 régions étudiées : zone NPO en rouge, zone NAO en vert et zone SAO en bleu.

depuis notre zone d'étude. Nous avons vu au chapitre 1 l'importance pour cette région des sources d'aérosols de pollution du nord de la Chine et de la Russie et des panaches de feux de forêt en Sibérie en été. Le sud de cette zone sera aussi impacté par des poussières désertiques issues des déserts d'Asie centrale. Afin d'évaluer les produits SODA pour des régions impactées séparément par des émissions de poussières désertiques et par des feux, deux autres zones seront également analysées :

- La zone SAO (South Atlantic Ocean) qui s'étend de 30°S à 5°N et de 12°W à 14°E fortement influencée par les aérosols de feux de biomasse en lien avec l'agriculture de la partie Sud du continent Africain (Waquet et collab., 2013) et des déserts de Namibie (Formenti et collab., 2018)
- La zone NAO (North Atlantic Ocean) qui s'étend de 10°N à 35°N et de 10°W à 40°W sous influence des aérosols de poussières désertiques en provenance du Sahara.

Avant de montrer les résultats d'une analyse statistique des différences entre AOD CALIOP optimisé avec AOD SODA et AOD MODIS nous allons présenter sur 3 exemples les différences entre profils verticaux des aérosols et AOD avant et après optimisation.

4.3.1 Exemples de traces CALIOP

Dans cette partie nous allons présenter 3 exemples de granules CALIPSO afin d'illustrer l'impact de la prise en compte de l'AOD SODA sur la distribution du LR et de l'AOD CALIOP. Ces 3 traces de nuit regroupent : une scène avec une couche d'aérosols au-dessus de l'océan et absence de nuages ; une scène dont une partie des couches d'aérosols se trouve au-dessus d'un

couvert nuageux ainsi que l'influence d'une couche d'aérosols fortement absorbante en altitude ; et pour finir un cas avec des AOD CALIOP peu modifiées par l'AOD SODA. Pour chacun de ces trois cas nous présenterons le profil vertical CALIOP de coefficient de rétro-diffusion corrigé de l'atténuation (β_{vrai}), le profil de LR et les valeurs d'AOD associées (CALIOP en rouge et SODA en bleu) et ceci avant et après optimisation des LR à partir de l'AOD de référence SODA OVOC (CPR ou AMSR) ou SODA OLIWAC sur les nuages bas. L'AOD de référence SODA est par défaut donnée par la méthode AMSR (carré bleu et croix sombre) ou sinon par la méthode OLIWAC (carré bleu et croix jaune).

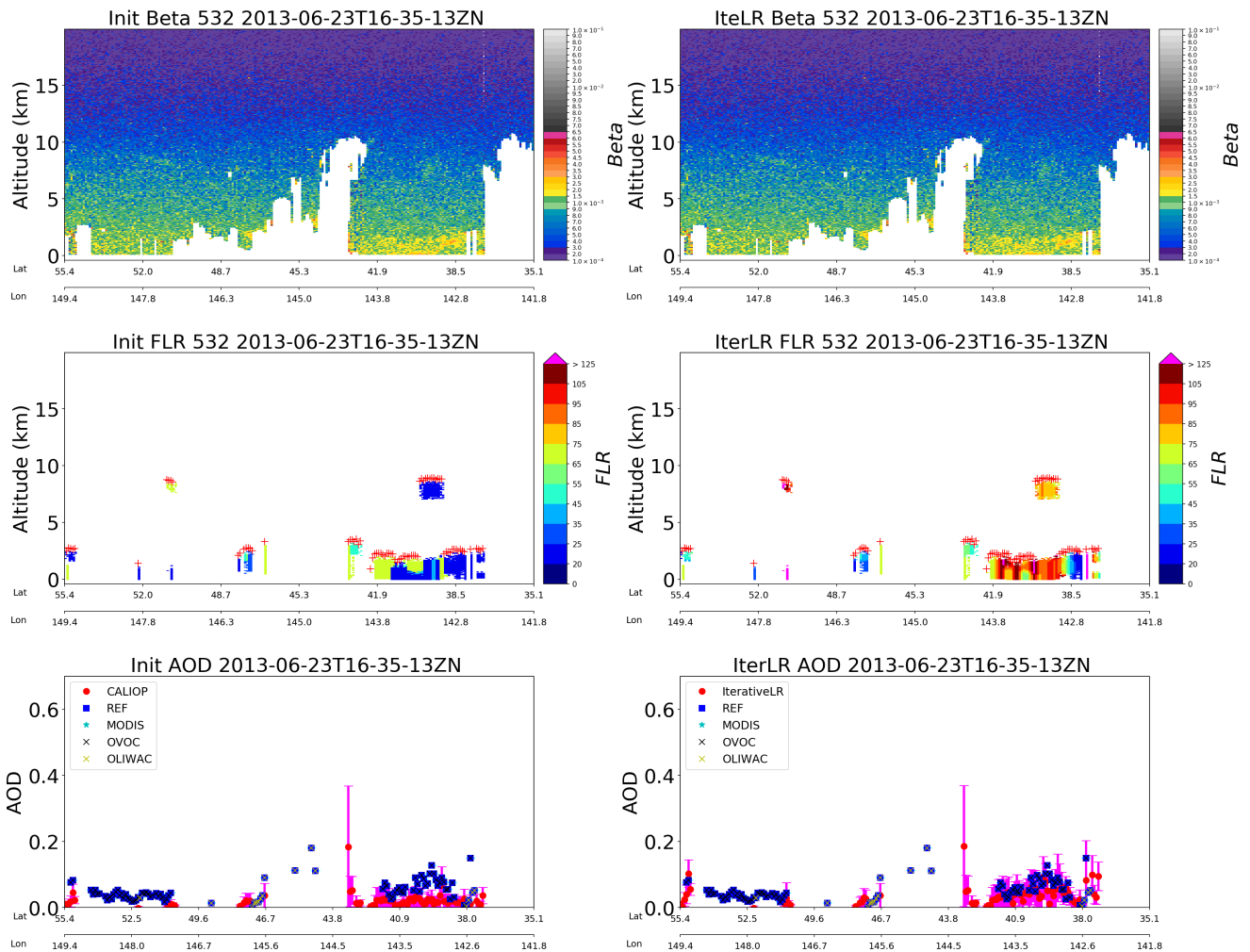


FIGURE 4.4 : Coupes verticales du signal CALIOP pour la trace du 23/06/2013 à 16h35 entre 35.1°N, 141.8°E et 55.4°N, 149.4°E. La colonne de gauche (figures a, c et e) correspond aux données CALIOP opérationnelles issues de la v4 et la colonne de droite aux données optimisées. La première ligne représente les profils verticaux du signal de rétro-diffusion CALIOP. La seconde ligne représente les rapports lidar associés à chaque couche d'aérosols. Enfin la dernière ligne représente les valeurs d'AOD associées à chaque profil CALIOP ainsi que les AOD de références utilisées pour contraindre le rapport lidar CALIOP. Les AOD CALIOP apparaissent sous forme de points rouges avec l'incertitude associée en rose. Les valeurs d'AOD de référence sont repérées par un carré bleu et la source, de laquelle sont issues ces AOD (SODA OVOC ou OLIWAC), apparaît sous forme d'une croix sombre pour OVOC et claire pour OLIWAC.

La figure 4.4 présente un premier exemple de comparaison au-dessus du Pacifique Nord à l'est du Japon. Il s'agit d'une trace de nuit donc les AOD SODA OVOC ont été calculées à

partir de la méthode AMSR. Il s'agit d'un cas typique avec une couche d'aérosols au-dessus de l'océan entre 0 et 2 km d'altitude entre 41.9°N et 38.5°N (Fig. 4.4a). Les LR CALIOP avant optimisation sont entre 30 sr et 50 sr (mélange "Polluted dust" et "Marine"). Pour cette zone, les AOD CALIOP opérationnelles sont sous-estimées par rapport aux valeurs d'AOD SODA (Fig. 4.4b). Après optimisation les AOD obtenues à partir du profil CALIOP convergent vers les AOD SODA si des valeurs de LR sont supérieures à 85 sr (Fig. 4.4d), c'est à dire correspondant plus à des aérosols de combustion ("Polluted Continental / Smoke") qu'à des aérosols de type "Marine".

La figure 4.5 présente un deuxième exemple avec la présence de couches d'aérosols qui peuvent atteindre 3 km d'altitude au-dessus de stratocumulus marins entre 37°N et 50 °N. Ces couches se trouvent au-dessus de nuages atteignant 1 km d'altitude en général.

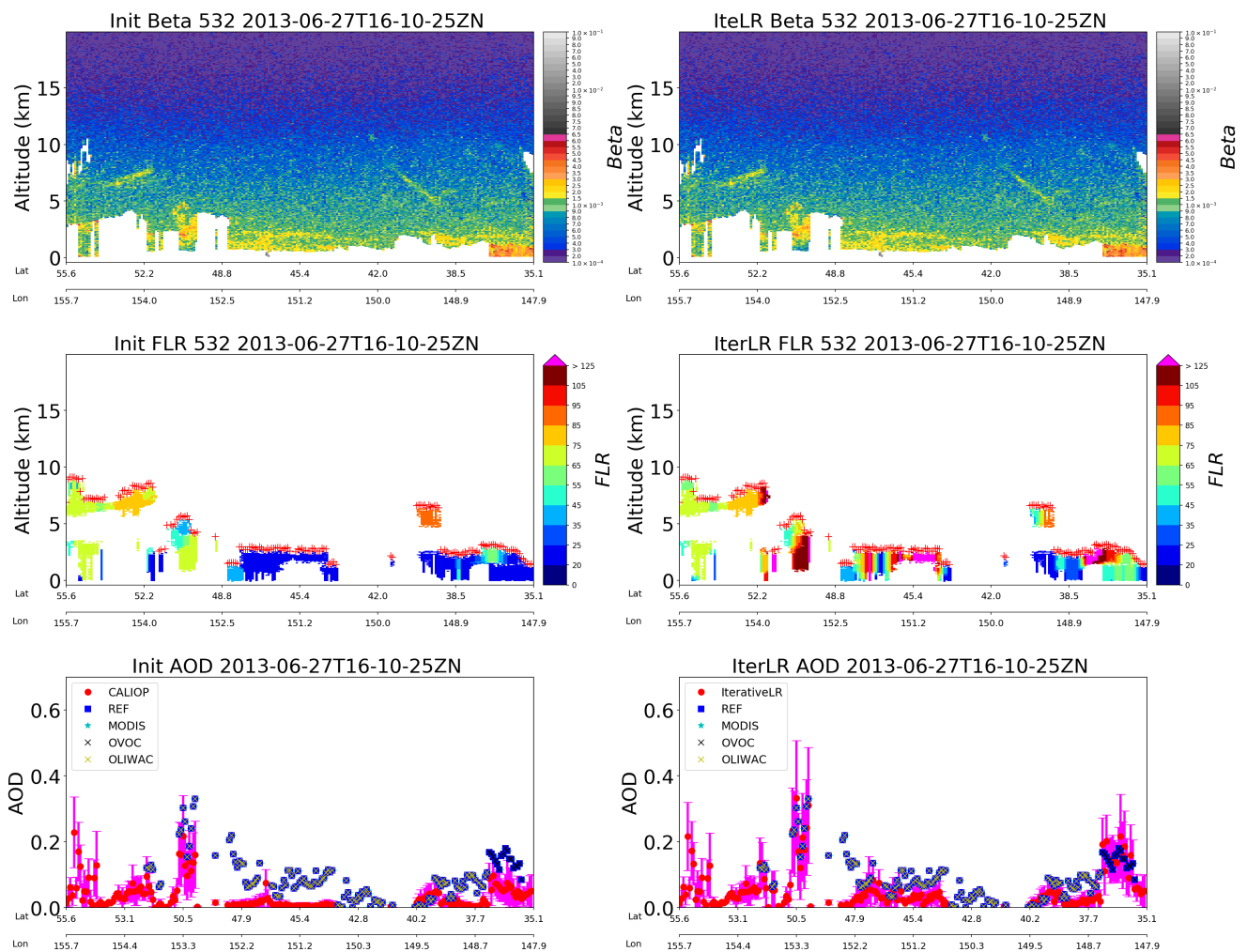


FIGURE 4.5 : Même légende que pour la figure 4.4 mais pour la trace CALIOP du 27/06/2013 à 16h10 entre 35.1°N, 147.9°E et 55.6°N, 155.7°E.

La majorité des couches d'aérosols de la zone étudiée ont des LR CALIOP avant optimisation compris entre 20 et 35 sr, ce qui correspond à des aérosols de type "Marine" malgré leur altitude au-dessus des stratocumulus marins. Les valeurs d'AOD CALIOP avant optimisation sont très sous-estimées par rapport aux valeurs de référence SODA OVOC et SODA OLIWAC surtout entre 43°N et 48°N. Après optimisation, une partie des LR augmente pour atteindre de fortes

valeurs, > 80 sr (Fig. 4.5d), particulièrement à 50°N où la couche d'aérosols en altitude est très absorbante. Le saut entre les AOD OVOC au Sud de 37°N et les AOD OLWAC à 37.7°N s'explique par la non prise en compte de la couche limite avec des AOD de l'ordre de 0.1 comme pour le cas précédent. À 50°N l'optimisation ne peut pas fonctionner correctement car le signal est très faible sur le profil de rétro-diffusion dans la couche limite sur l'océan. La prise en compte des profils de rétro-diffusion à 1064 nm permettrait de restituer les observations manquantes à 532 nm car l'absorption est moins forte dans l'IR et devrait alors permettre d'obtenir une valeur plus faible du rapport lidar après optimisation. Ceci n'a pas encore été mis en oeuvre dans notre algorithme.

Un troisième exemple (Fig. 4.6), toujours à l'Est du Japon montre des couches d'aérosols sur toute la troposphère entre 48°N et 53°N avec des valeurs d'AOD SODA dans la barre d'erreur des AOD CALIOP. Les rapports lidar plus élevés (50 sr - 70 sr) que ceux des précédents cas (classification CALIOP : "Dusty Marine", "Polluted Dust" et "Smoke") ne sont alors que très peu modifiés.

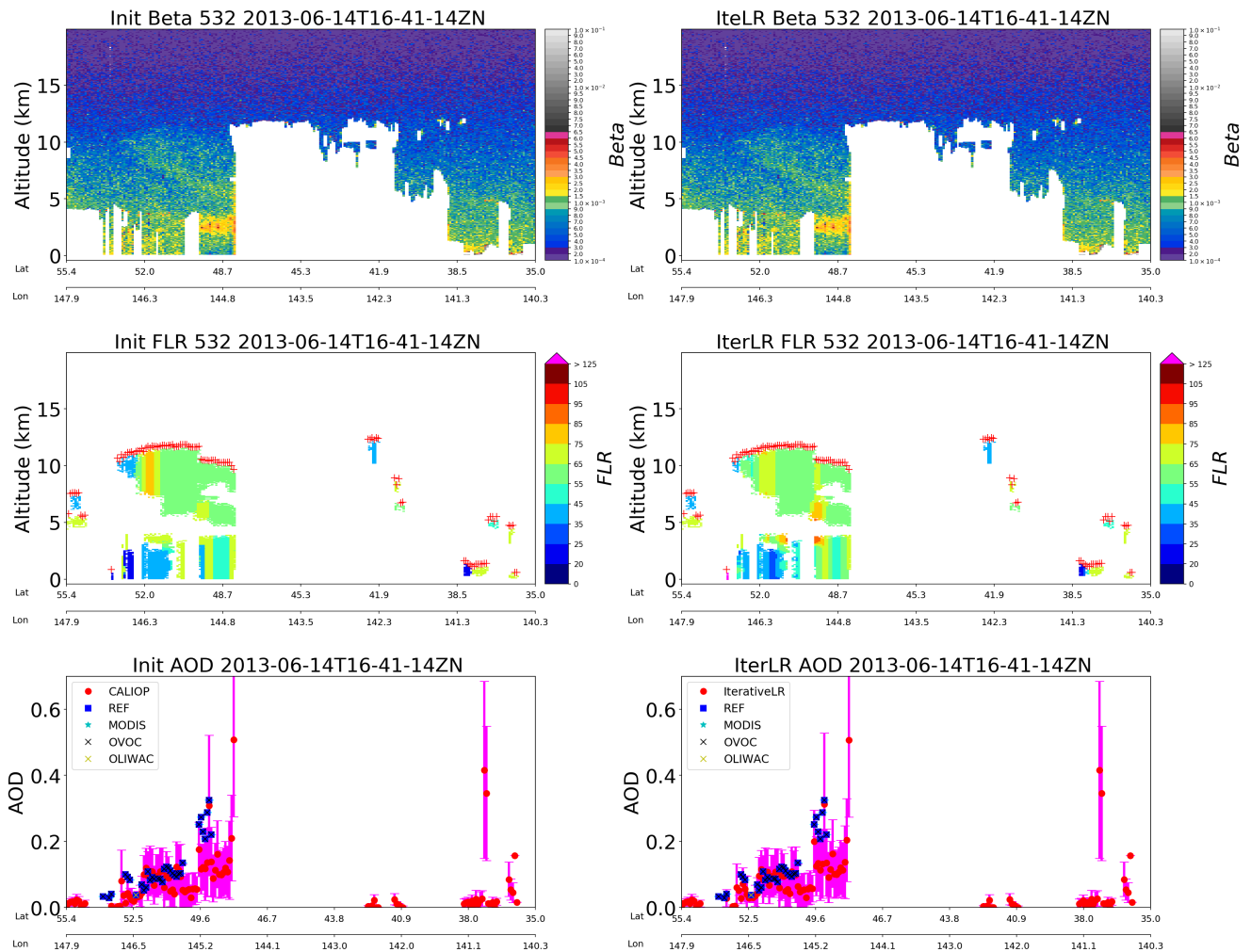


FIGURE 4.6 : Même légende que pour la figure 4.4 mais pour la trace CALIOP du 14/06/2013 à 16h41 entre 35°N , 140.3°E et 55.4°N , 147.9°E .

Ces trois exemples montrent ainsi l'avantage de la prise en compte de l'AOD SODA pour contraindre l'AOD CALIOP mais aussi un certain nombre de limitations :

- L'impossibilité d'optimiser des AOD sous les couches de nuages semi-transparents (pas d'AOD SODA de référence).
- Les fines couches d'aérosols non détectées par l'algorithme CALIOP seront non optimisées malgré une détection par la méthode SODA.
- Un biais élevé sur la restitution du lidar ratio quand le signal lidar à 532 nm sous les couches très absorbantes est trop faible.

4.3.2 Comparaisons statistiques

Dans cette partie nous utilisons les terminologies suivantes : AOD_{SODA} correspond aux valeurs d'AOD SODA CPR, AMSR ou OLIWAC ; AOD_{MODIS} correspond aux valeurs d'AOD MODIS CALTRACK ; AOD_{v4+} correspond aux AOD issues des produits opérationnels CALIOP de la v4 dont les rapports lidar sont moyennés (étape 1 figure 4.2) ; $AOD_{v4,SODA}$ correspond aux valeurs d'AOD CALIOP après optimisation du LR par les AOD_{SODA} . Pour chaque région, nous effectuerons les comparaisons suivantes : AOD_{SODA} vs AOD_{MODIS} ; AOD_{v4+} vs AOD_{MODIS} ; $AOD_{v4,SODA}$ vs AOD_{MODIS} . En plus des comparaisons d'AOD, les histogrammes des rapports lidar et des AOD CALIOP avant et après optimisation sont également présentés. Pour ces analyses statistiques, les AOD MODIS pour lesquels il y a plus de 15% de bins nuageux à une altitude donnée, dans le profil CALIOP moyenné à 10 ou 20 km ne sont pas pris en compte afin de réduire les sources d'incertitude. Ceci s'applique aussi si les profils adjacents avant et après ont la même proportion de nuages. Les AOD_{v4+} et $AOD_{v4,SODA}$ pour lesquels la valeur est > 1.5 ou $< \Delta AOD_{v4+}/1.5$ ne sont pas pris en compte car l'AOD n'est alors pas suffisamment fiable.

Zone NPO

Pour la zone NPO, 3 étés (2012, 2013 et 2017) ont été regroupés pour avoir au moins 1500 comparaisons SODA/MODIS et 876 comparaisons CALIOP/MODIS.

Nous remarquons tout d'abord sur la Fig. 4.7 qu'il y a une faible proportion d'AOD élevées (> 0.25), due en partie à la présence de stratocumulus (situés entre 500 m et 2.5 km d'altitude) qui couvrent fréquemment la zone NPO et qui limitent le nombre de couches d'aérosols détectées. La comparaison AOD_{SODA} vs AOD_{MODIS} (Fig. 4.7a) présente une corrélation significative mais peu élevée ($R^2 = 0.418$). La dispersion ($RMSE = 0.075$) est plus grande que l'incertitude sur MODIS mais le biais est surtout très faible ($ME \approx 0$). La corrélation est encore plus faible dans le cas de la comparaison AOD_{v4} vs AOD_{MODIS} ($R^2 = 0.354$) (Fig. 4.7b) et la dispersion plus élevée ($RMSE = 0.086$) mais surtout, le biais est très important ($ME = -0.05$). Après optimisation des LR à partir de l'AOD SODA (figure 4.2), les $AOD_{v4,SODA}$ (Fig. 4.7d) montrent une meilleure corrélation ($R^2 = 0.537$), une dispersion plus faible ($RMSE = 0.062$) et un biais qui diminue fortement ($ME = -0.009$). La forte proportion de faibles valeurs d'AOD (< 0.1) ainsi que la présence fréquente de nuages expliquent en partie la forte dispersion résiduelle des corrélations avec les AOD MODIS dans cette région.

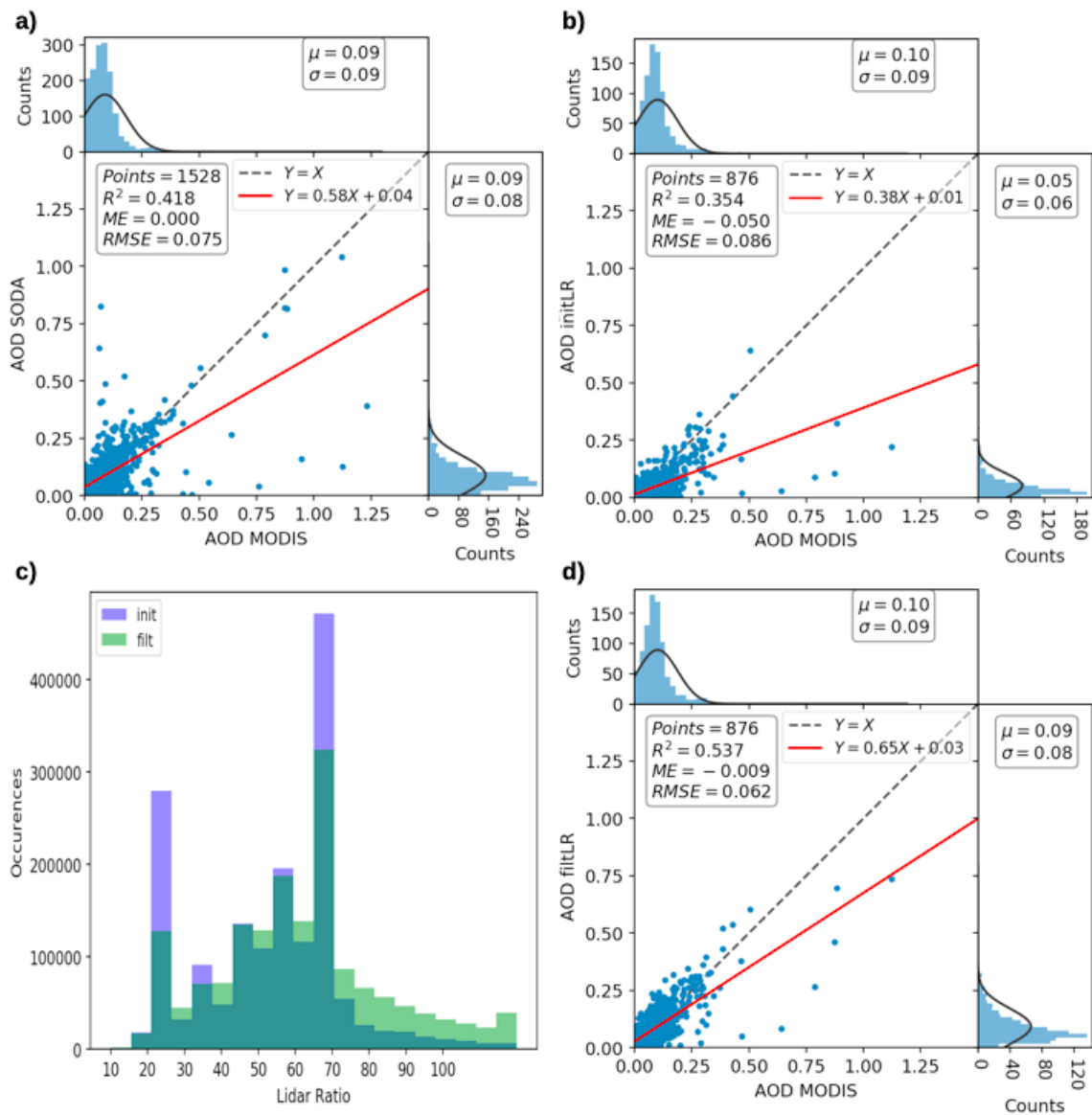


FIGURE 4.7 : Nuage de points et régression linéaire associée pour les comparaisons : a) AOD_{SODA} vs AOD_{MODIS} ; b) AOD_{v4+} (AOD initLR) vs AOD_{MODIS} ; d) $AOD_{v4,SODA}$ (AOD filtLR) vs AOD_{MODIS} . Les distributions associées aux jeux de données sont représentées par les histogrammes sur chaque figure a), b) et d). La figure c) représente la distribution, en nombre de bins, des LR avant (en bleu) et après (vert) optimisation.

La figure 4.7c présente l’histogramme de la répartition des valeurs de LR CALIOP avant et après optimisation des LR à partir de l’AOD SODA. Deux modes principaux sont visibles pour les données CALIOP V4 à 20 sr (aérosol de type "Marine") et un à 70 sr (aérosol de type "Smoke" ou "Polluted Continental"). Après optimisation, la structure bi-modale de la distribution subsiste mais avec plus de valeurs intermédiaires. L’optimisation des LR conduit à une diminution significative du nombre d’occurrences des faibles valeurs de LR (< 30 sr) et à une augmentation des fortes valeurs de LR (> 70 sr). Cette nouvelle distribution serait assez cohérente avec un mélange équilibré d’aérosols de feux de forêts sibériens, de pollution et de poussières désertiques du nord de la Chine.

La figure 4.8 présente l’histogramme de la répartition des valeurs d’ AOD_{v4+} avant et après

optimisation des LR ($AOD_{v4,SODA}$). Un très grand nombre de valeurs d'AOD faibles (< 0.05) sont présentes avant optimisation des LR. Après optimisation des LR, la fraction des faibles valeurs d'AOD (< 0.1) diminue et passe de 80% à 70%.

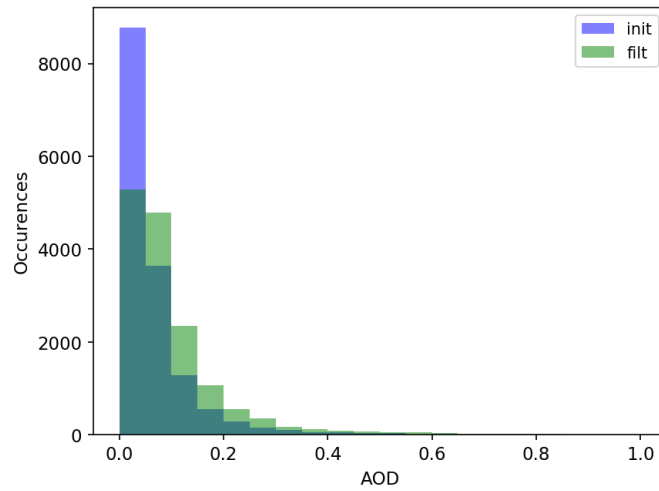


FIGURE 4.8 : Histogramme de la distribution en nombre, en nombre de profils, des valeurs d' AOD_{v4+} (avant optimisation) et d' $AOD_{v4,SODA}$ (après optimisation).

Dans le cas de la zone NPO, pour la saison d'été, l'utilisation des AOD_{SODA} pour contraindre le LR lors de l'inversion des données CALIOP permet ainsi de réduire la sous-estimation des AOD du produit CALIOP opérationnel puisque le biais passe de -0.05 pour v4 opérationnel à -0.009 après optimisation.

Zone SAO

La comparaison des AOD_{SODA} avec les AOD_{MODIS} (Fig. 4.9a) présente une très bonne corrélation ($R^2 = 0.894$), une faible dispersion ($RMSE = 0.066$) et un faible biais ($ME = 0.008$). À noter cependant qu'un certain nombre de fortes valeurs d' AOD_{SODA} ($0.25 < AOD_{SODA} < 1$) ne sont pas observées par MODIS (< 0.15). Ceci est lié à une limitation de SODA si l'écho de surface se confond avec des couches de brumes océaniques proches de la surface et non identifiées en nuages. L'utilisation de l'imagerie IR devrait permettre d'éliminer ces cas.

Un biais important sur les AOD_{v4+} par rapport aux AOD_{MODIS} est présent pour la zone SAO (biais de -0.119; Fig. 4.9b) où durant la saison d'été les émissions d'aérosols vont être effectivement fortement influencées par les feux de forêts d'Afrique centrale. Avant optimisation la corrélation et la dispersion, compte tenu de la fréquence plus élevée des fortes AOD, sont acceptables pour AOD_{v4+} vs AOD_{MODIS} (0.636 et 0.181 respectivement) mais le biais est élevé ($ME = -0.119$) et les fortes AOD (> 0.5) observées pour MODIS ne sont pas bien restituées en utilisant les LR v4.

L'optimisation des LR CALIOP (Fig. 4.9d) avec l' AOD_{SODA} permet de réduire les biais par rapport à MODIS (biais = -0.043). La corrélation et la dispersion sont également améliorées ($R^2 = 0.7766$ et $RMSE = 0.106$).

Concernant la distribution des valeurs de LR (Fig. 4.9c), nous retrouvons comme pour la

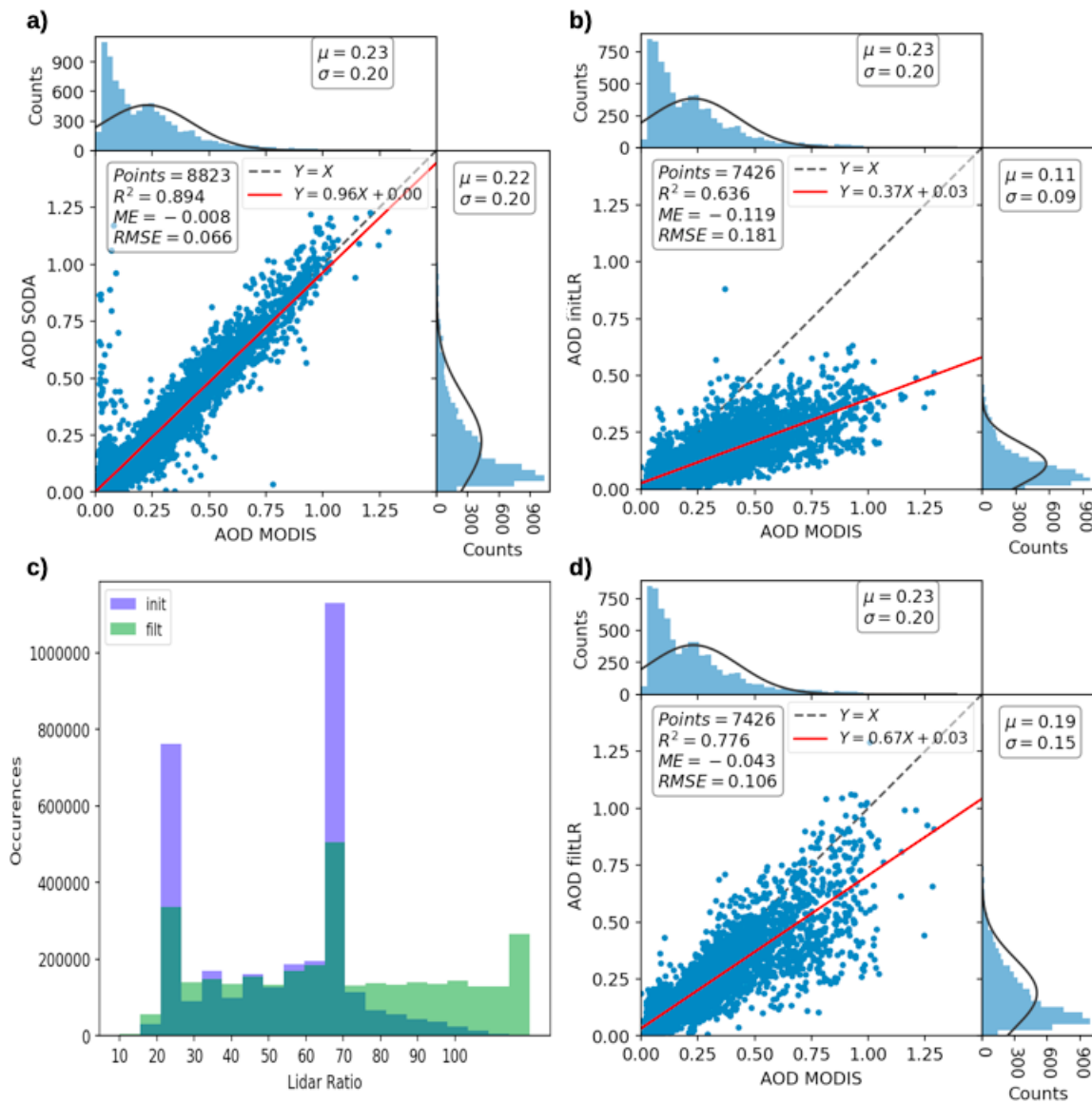


FIGURE 4.9 : Nuage de points et régression linéaire associée pour les comparaisons : a) AOD_{SODA} vs AOD_{MODIS} ; b) AOD_{v4+} (AOD initLR) vs AOD_{MODIS} ; d) $AOD_{v4,SODA}$ (AOD filtLR) vs AOD_{MODIS} . Les distributions associées aux jeux de données sont représentées par les histogrammes sur chaque figure a), b) et d). La figure c) représente la distribution, en nombre de bins, des LR avant (en bleu) et après (vert) optimisation.

zone NPO les deux modes présents dans le cas de la zone NPO à 20 sr, qui correspond aux aérosols de type "marin" selon la classification CALIOP et 70 sr qui correspond à des couches d'aérosols de type "Smoke" ou "Polluted Continental". L'optimisation des LR conduit comme précédemment à une forte diminution du nombre d'occurrences des faibles valeurs de LR (< 30 sr) et à une augmentation des fortes valeurs de LR (> 70 sr), y compris jusqu'à une valeur de 100 sr. Une partie de ces fortes valeurs ne paraît pas réaliste et pourrait être éliminée avec une correction du profil de rétro-diffusion à 532 nm qui s'appuierait sur l'IR.

La figure 4.10 présente l'histogramme de la répartition des valeur d'AOD CALIOP avant et après optimisation des LR à partir de l' AOD_{SODA} . Beaucoup de valeurs d'AOD faibles (< 0.1) sont présentes avant optimisation des LR. Après optimisation des LR, le nombre de faibles

AOD (< 0.1) diminue de 53% à 38%. La contribution des AOD > 0.3 est devenue significative ($\approx 30\%$) alors qu'elle était de $\approx 10\%$ auparavant.

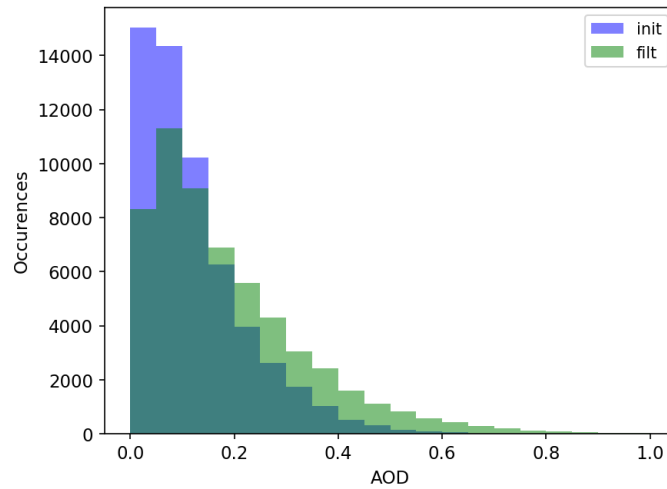


FIGURE 4.10 : Histogramme de la distribution en nombre, en nombre de profils, des valeurs d' AOD_{v4+} (avant optimisation) et d' $AOD_{v4,SODA}$ (après optimisation).

Zone NAO

Dans la région NAO, normalement majoritairement influencée par les poussières désertiques en provenance du Sahara et pour lesquelles l'algorithme opérationnel de CALIOP ne devrait pas biaiser les valeurs de rapport lidar, la Fig. 4.11 présente les différentes comparaisons statistiques effectuées.

La comparaison des AOD_{SODA} avec les AOD_{MODIS} (Fig. 4.11a) est bonne avec une corrélation de 0.741, une dispersion de 0.096 et un biais de -0.005.

Sur la Fig. 4.11b la corrélation entre les AOD_{v4+} vs AOD_{MODIS} et la dispersion des données sont très bonnes ($R^2 = 0.819$ et $RMSE = 0.087$). Le biais est également faible (-0.042). Ce bon accord entre AOD_{v4+} et AOD_{MODIS} , dû à la bonne identification des aérosols de poussières désertiques par l'algorithme opérationnel est sensiblement différent de l'analyse de Painemal et collab. (2019) qui observent un biais positif (+0.2) des AOD CALIOP v4 par rapport à l' AOD_{SODA} . Il est possible que l'utilisation de la version SODA 2.21 explique cette différence, en plus des différences entre la définition de la position de la zone d'étude (10° - 25° N pour l'analyse de Painemal et collab. (2019)) et la période considérée (de mai à septembre pour l'année 2010 dans Painemal et collab. (2019)).

Après optimisation des LR (Fig. 4.11d), la corrélation entre $AOD_{v4,SODA}$ et AOD_{MODIS} et la dispersion restent logiquement très bonnes, respectivement 0.801 et 0.083 mais le biais a diminué pour atteindre -0.008. L'historgramme de la distribution des LR (Fig. 4.11c) présente toujours un pic à 40 sr mais l'optimisation des LR tend à augmenter la proportion des valeurs entre 50 sr et 70 sr. Après optimisation des LR, le nombre de faibles AOD (< 0.1) diminue finalement de 34% à 28%. L'optimisation des LR modifie peu la proportion des fortes valeurs d'AOD au-dessus de 0.3 (Fig. 4.12).

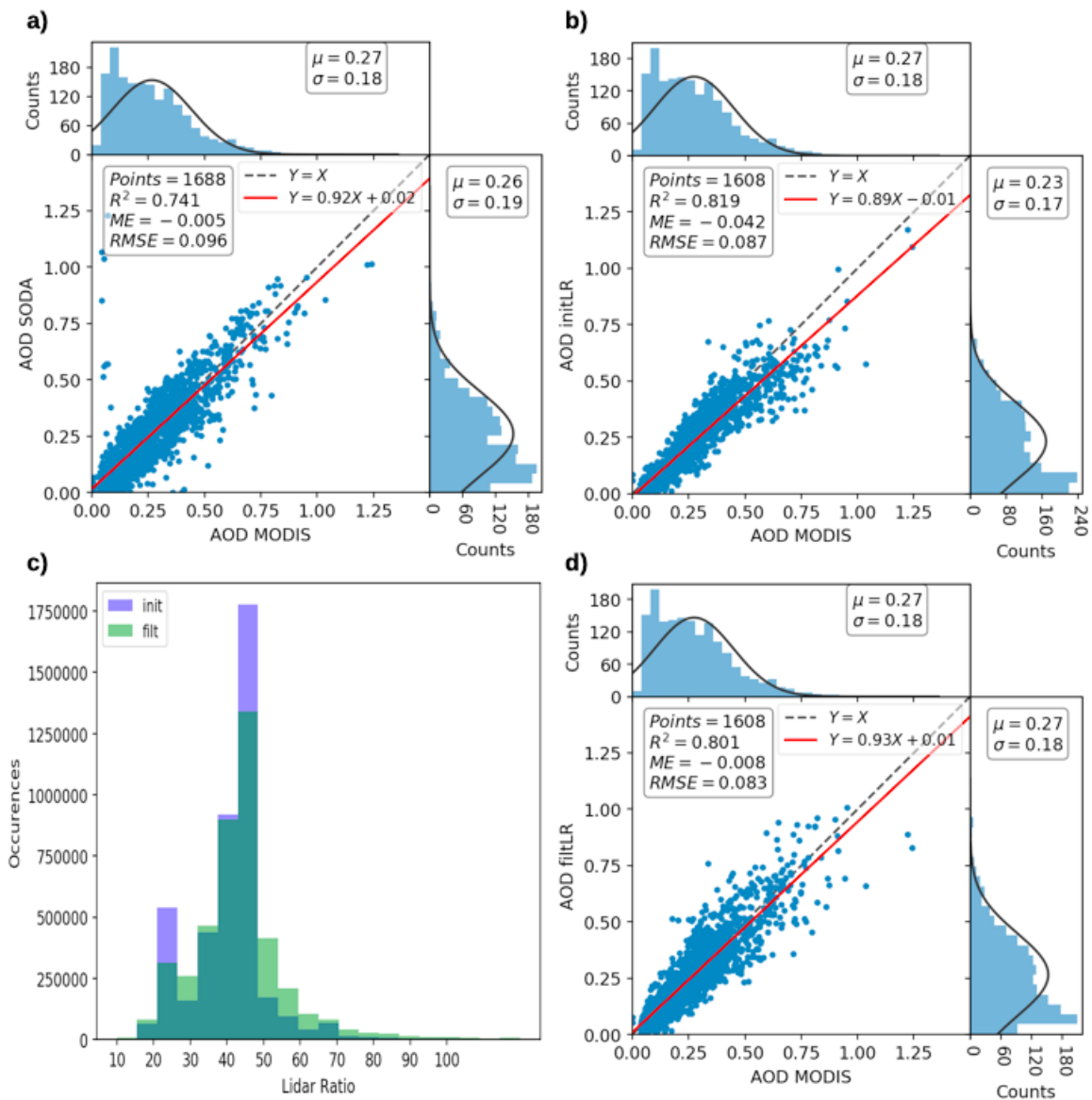


FIGURE 4.11 : Nuage de points et régression linéaire associée pour les comparaisons : a) AOD_{SODA} vs AOD_{MODIS} ; b) AOD_{v4+} (AOD_{initLR}) vs AOD_{MODIS} ; d) $AOD_{v4,SODA}$ (AOD_{filtLR}) vs AOD_{MODIS} . Les distributions associées aux jeux de données sont représentées par les histogrammes sur chaque figure a), b) et d). La figure c) représente la distribution, en nombre de bins, des LR avant (en bleu) et après (vert) optimisation.

4.4 OLIWAC en Sibérie

Dans cette partie nous allons évaluer l'utilisation de SODA OLIWAC au-dessus de la Sibérie. Pour cela nous avons tracé la répartition géographique des mesures SODA OLIWAC sur le continent ainsi que la distribution de l'altitude des nuages bas d'eau liquide optiquement opaques utilisés par l'algorithme SODA OLIWAC. Les distributions regroupent les données de 3 étés (entre les mois de mai et août) pour les années 2012, 2013 et 2017 sur la zone NPO et sur une zone située au-dessus de la Sibérie entre $30^{\circ}N$ - $60^{\circ}N$ et $70^{\circ}E$ - $110^{\circ}E$ (zone CS : Central Siberia). Les profils contenant des nuages composés de cristaux de glace ou des aérosols stratosphériques n'ont pas été pris en compte dans les distributions présentées.

La figure 4.13 présente la distribution des altitudes des nuages utilisés pour le calcul des

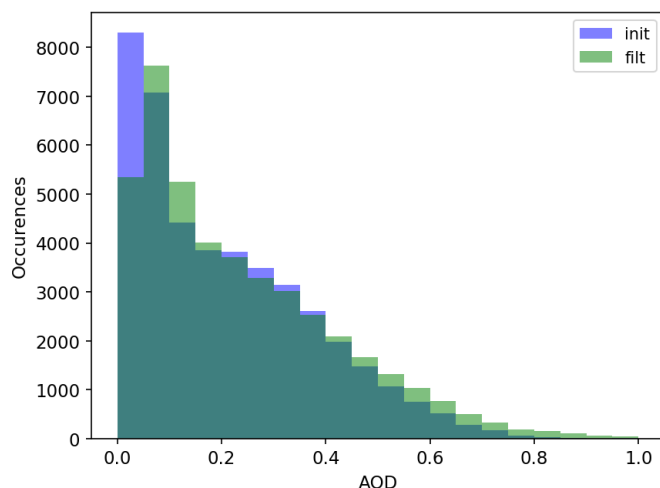


FIGURE 4.12 : Histogramme de la distribution en nombre, en nombre de profils, des valeurs d' AOD_{v4+} (avant optimisation) et d' $AOD_{v4,SODA}$ (après optimisation).

AOD_{OLIWAC} pour la zone NPO. La distribution présente un pic à 0.6 km d'altitude qui décroît très rapidement quand l'altitude augmente. L'altitude moyenne des nuages bas utilisés dans cette zone est de 1.08 km avec un écart type faible (0.84 km). La forte proportion de faibles altitudes indique que pour la zone NPO le biais sur l'AOD dû à la non contribution de la couche limite océanique restera acceptable. Ceci explique aussi la forte proportion de faibles AOD obtenues précédemment sur la zone NPO.

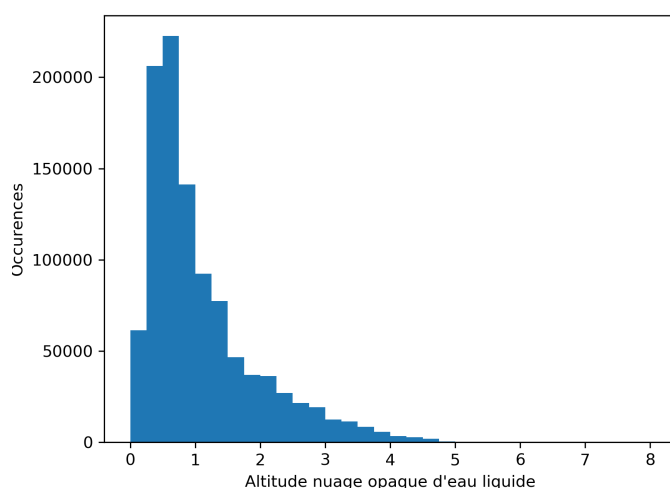


FIGURE 4.13 : Distribution de l'altitude des nuages utilisés pour le calcul des AOD SODA OLIWAC dans la zone NPO.

La figure 4.14 présente la carte de répartition du nombre de valeurs d'AOD pour la zone NPO et cette répartition est plutôt homogène au-dessus 40°N.

La figure 4.15 présente la distribution des altitudes des nuages utilisés pour le calcul des AOD_{OLIWAC} pour la zone CS. La distribution présente un pic principal à 2.8 km, ce qui est élevé, et un pic secondaire plus bas à 1.2 km. L'altitude moyenne des nuages est de 2.9 km et l'écart type de la distribution est de 0.98 km. L'altitude moyenne des nuages utilisés pour le

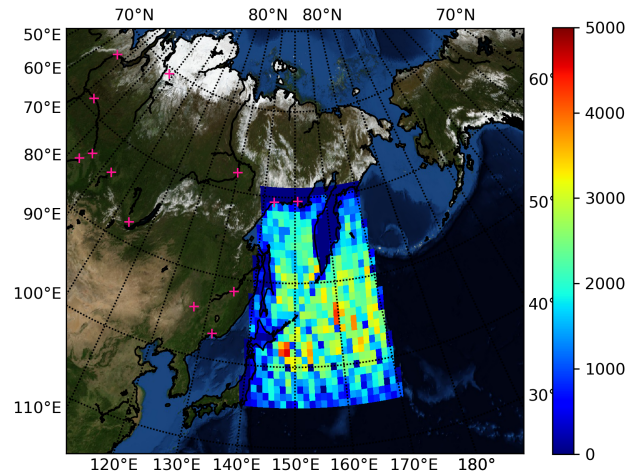


FIGURE 4.14 : Carte du nombre de valeurs totales d'AOD SODA OLIWAC dans la zone NPO pour les mois de mai à août 2012, 2013 et 2017.

calcul des AOD_{OLIWAC} est ainsi beaucoup plus importante qu'au-dessus de l'océan dans la zone NPO. Ceci va beaucoup réduire l'intérêt des mesures d' AOD_{OLIWAC} au-dessus du continent qui sera limité à l'exploitation de la haute troposphère alors qu'au chapitre 3 nous avons vu que la majorité des couches d'aérosols se situaient en dessous de 4 km.

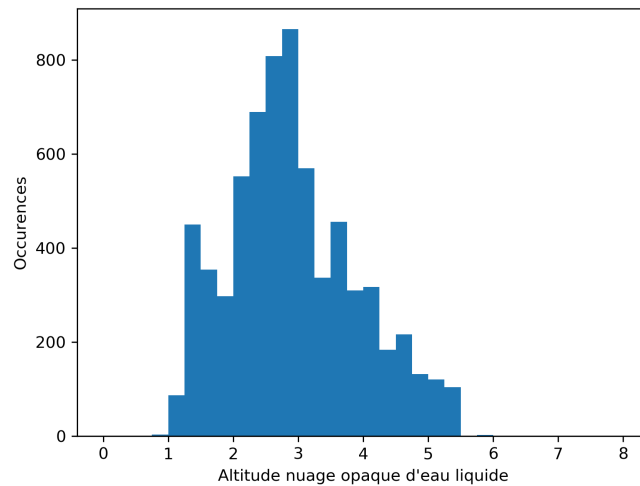


FIGURE 4.15 : Distribution de l'altitude des nuages utilisés pour le calcul des AOD SODA OLIWAC au-dessus de la Sibérie.

La figure 4.16 présente la carte de répartition du nombre de valeurs d'AOD pour la zone CS. Les valeurs d'AOD sont relativement rares.

Même si la surface couverte par la zone CS ($\approx 1.9 \times 10^7$ km²) est environ 7 fois plus grande que la zone NPO ($\approx 2.6 \times 10^6$ km²) le nombre de valeurs d'AOD SODA OLIWAC disponibles est beaucoup plus faible (6853 contre 1034305). Cette différence, est en grande partie, due aux contraintes imposées dans l'algorithme de restitution OLIWAC pour le continent. Cela souligne la nécessité de développer un produit SODA, utilisant l'écho de surface lidar, au-dessus des

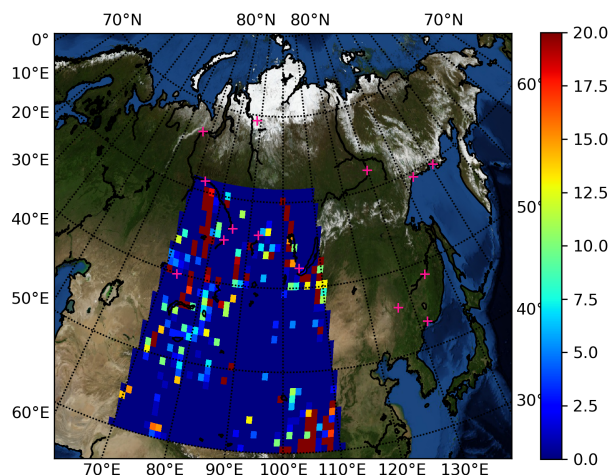


FIGURE 4.16 : Carte du nombre de valeurs totales d'AOD SODA OLIWAC sur la Sibérie pour les mois de mai à août 2012, 2013 et 2017

surfaces continentales. Ce développement est l'objet du dernier chapitre de cette thèse (chapitre 5).

4.5 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons décrit les différentes méthodes utilisées par l'algorithme SODA afin de restituer les valeurs d'AOD à partir de l'écho de surface du lidar CALIOP, au-dessus des surfaces océaniques (produit SODA OVOC) ainsi que sur les nuages bas d'eau liquide optiquement opaques (produit SODA OLIWAC), et comment il est possible, à partir des valeurs d'AOD restituées, de contraindre la valeur du rapport lidar utilisée pour la restitution du profil d'extinction (AOD) du lidar CALIOP.

Les AOD issues de l'algorithme SODA ont été comparées aux AOD MODIS pour trois zones géographiques : North Pacific Ocean (NPO), South Atlantic Ocean (SAO) et North Atlantic Ocean (NAO). Les AOD SODA ont montré un bon accord avec les AOD MODIS dans les zones SAO et NAO ($R^2 > 0.7$ et un biais < 0.008) mais cet accord est moins bon pour la zone NPO avec une corrélation plus faible ($R^2 = 0.418$), due en partie à la forte proportion de faibles valeurs même si le biais reste lui très faible ($< 10^{-2}$). Pour au moins deux des zones étudiées (NPO et SAO) l'accord des AOD SODA avec MODIS est meilleur que celui de MODIS avec les AOD calculées à partir des LR v4. En effet pour ces dernières, la corrélation avec MODIS est faible pour la zone NPO ($R^2 = 0.354$) et acceptable pour la zone SAO ($R^2 = 0.6$), mais surtout le biais est important dans la zone SAO ($ME = -0.119$) et reste élevé pour la zone NPO ($ME = -0.05$) compte tenu des faibles valeurs d'AOD observées (AOD moyenne ≈ 0.05). Pour les zones NPO et SAO, fortement influencées par des aérosols de combustion ayant subi du transport, l'identification du type d'aérosol est plus difficile et l'algorithme CALIOP a tendance à attribuer des valeurs de LR trop faibles et donc à sous estimer l'AOD. Pour la zone NAO il

Il y a un bon accord entre les AOD_{v4+} opérationnelles et MODIS avec une excellente corrélation ($R^2 = 0.819$) et un biais acceptable ($ME = -0.042$) pour une AOD moyenne de 0.2. Dans cette zone fortement influencée par des aérosols terrigènes émis depuis le Sahara, le type d'aérosol donné par l'algorithme CALIOP (et le LR associé) est correct.

Pour les 3 zones étudiées, l'utilisation des AOD SODA pour contraindre le LR lors de l'inversion des données CALIOP a ainsi permis d'améliorer les comparaisons avec MODIS et d'obtenir ainsi une meilleure corrélation ($R^2 > 0.5$) et un biais plus faible ($|ME| \leq 0.04$). La contrainte des données SODA, dans les zones SAO et NPO, réduit en effet la proportion relative des faibles valeurs de LR (< 40 sr, aérosols marin) et permet d'obtenir une distribution de LR plus en accord avec la forte proportion en été d'aérosols de feux dans les régions étudiées. De la même manière la proportion de faible AOD (< 0.1) diminue après optimisation des LR. Pour les zones NPO et SAO la diminution de la part des faibles AOD est $\geq 10\%$ et est seulement de 6% pour la NAO.

Le produit SODA actuel, aussi bien comme mesure directe d'AOD que pour contraindre les inversions CALIOP n'est utilisable sur le continent qu'au-dessus des nuages opaques (SODA OLIWAC) mais une évaluation préliminaire de l'apport de SODA OLIWAC montre cependant que l'apport sera limité à l'exploration de la haute et moyenne troposphère.

Le chapitre suivant sera ainsi consacré au développement d'une méthode permettant la restitution d'AOD à partir de l'écho de surface du lidar CALIOP au-dessus des continents.

Chapitre 5

Exploitation des reflectances lidar au-dessus des surfaces continentales pour contraindre l'inversion des profils d'extinction CALIOP

5.1 Introduction

Nous avons vu au chapitre précédent que l'analyse de l'écho de surface du signal lidar CALIOP de rétro-diffusion au-dessus des surfaces océaniques ou de nuages bas d'eau liquide permet de calculer l'épaisseur optique de couches d'aérosols ainsi que leur rapport lidar et leur profil d'extinction en comparant l'écho de surface lidar mesuré et un écho de surface de référence (mesuré ou modélisé). Dans le cas des surfaces continentales l'écho lidar de surface sera moins variable dans le temps (principalement le cycle des saisons) mais plus variable dans l'espace du fait de la nature très hétérogène de la réflectivité du sol même dans des régions faiblement urbanisées comme la Sibérie.

Comme pour l'analyse des données océaniques, l'écho de surface lidar CALIOP γ'_{SL} (sr^{-1}) est obtenu en intégrant le coefficient de rétro-diffusion entre +30 m au-dessus du sol et -300 m sous la surface (Lu et collab., 2018). Il est relié à la réflectivité bi-directionnelle de la surface ρ_{BRDF} (BRDF) par l'équation suivante (Kavaya et collab., 1983; Josset et collab., 2010b) :

$$\gamma'_{SL} = F_L \cdot \frac{\rho_{BRDF}(\theta, \lambda, \phi, t)}{\pi} \cdot \cos(\theta) \cdot T^2(\lambda, \phi, t) \quad (5.1)$$

L'angle θ , en radian, correspond à l'angle entre la direction de visée et la verticale, et le terme en $\cos(\theta)$ sera proche de 1 pour les mesures CALIOP. Le terme ρ_{BRDF} , qui tient compte de l'anisotropie de la réflexion, est indépendant de θ pour une surface lambertienne¹. Le terme $\frac{1}{\pi}$ permet d'avoir la contribution de la BRDF selon l'angle solide unité sous lequel est vu la surface depuis l'espace. F_L peut être associé à un terme d'incertitude qui inclut les erreurs dues

¹Surface qui réfléchit le rayonnement de manière isotrope.

à la saturation du signal de retour de surface et à des variations de ρ_{BRDF} dues à des effets d'opposition (Bréon et collab., 1997)². Les termes ρ_{BRDF} et T^2 sont dépendants du temps et de la position.

A partir de l'équation 5.1, la transmission atmosphérique (aller-retour) T^2 s'exprime comme suit :

$$T^2(\lambda, \phi, t) = \frac{\gamma'_{SL}}{F_L \cdot \rho^*_{BRDF}(\lambda, \phi, t)} = \exp(-\tau_{AL}) \quad (5.2)$$

avec $\rho^*_{BRDF} = \frac{\rho_{BRDF}}{\pi}$ et où τ_{AL} est l'épaisseur optique (indice AL pour Atmosphère, Lidar) à partir l'équation 5.2 avec $\tau_{AL} = \tau_{Aérosol} + \tau_{Rayleigh}$.

Le terme $\frac{\gamma'_{SL}}{F_L}$ correspond à la réflectance de surface pour une mesure CALIOP à l'instant t , à la position (λ, ϕ) et tient compte des imprécisions de mesures dues à la saturation du signal (Lu et collab., 2018). Le terme ρ^*_{BRDF} peut être estimé à partir de mesures radiométriques embarquées sur satellite, une modélisation des propriétés des sols ou encore des mesures lidar dans des conditions de ciel clair ($\tau_{AL} \approx \tau_{Rayleigh}$).

Deux approches possibles ont été étudiées par Josset et collab. (2018) afin de déterminer le terme de référence ρ^*_{BRDF} à partir d'observations satellitaires. La première propose l'utilisation, comme référence, de l'écho de surface non atténué du lidar CALIOP (à 532 nm) déterminé en échantillonnant les conditions "ciel clair" (absence d'aérosols et de nuages). Afin de pallier au problème de co-localisation imparfaite des mesures lidar CALIOP même avec la revisite à 16 jours d'intervalle ainsi que des variations temporelles de la surface inhérentes au décalage temporel des mesures, cette méthode utilise une moyenne de l'écho de surface lidar non atténué (γ) à une résolution spatiale plus grossière que le décalage spatial entre deux traces CALIOP co-localisées (qui peut atteindre 600 m). Dans ce cas l'épaisseur optique totale $\tau_{AL} = \tau_{Aérosol} + \tau_{Rayleigh}$ s'écrit en fonction de l'écho de surface du signal CALIOP de rétro-diffusion atténuée $\gamma'_{apparent}$ et l'écho de surface de référence γ_{ref} de la façon suivante :

$$\tau_{AL} = -\frac{1}{2} \cdot \ln \left(\frac{\gamma'_{apparent}}{\gamma_{ref}} \right) \quad (5.3)$$

En effet les erreurs dues aux phénomènes d'opposition et de saturation vont être minimisées car seul leur rapport intervient dans le calcul de l'AOD. Des comparaisons préliminaires entre les AOD obtenues à partir de cette approche, sur 1 mois d'observation de nuit en août 2006 pour

²Effet d'opposition : On appelle effet d'opposition la forte augmentation de la luminosité de la surface dans la direction de rétro-diffusion. Ce n'est pas seulement une fonction de la géométrie, mais aussi une fonction de la position (λ, ϕ) ainsi que du temps t , car elle varie en fonction de la rugosité de la surface. Cet effet est attribué à deux causes potentielles. Tout d'abord un effet "d'ombre". Si le milieu est constitué de diffuseurs qui sont grands par rapport à la longueur d'onde de la lumière incidente, ils projettent des ombres bien définies sur d'autres parties du milieu. Ces ombres sont partiellement visibles lorsque la surface est observée dans n'importe quelle direction, sauf celle de la source de lumière incidente; à cet angle spécial, chaque diffuseur cache sa propre ombre. L'effet d'opposition apparait quand cet angle correspond à celui de l'observation (Gehrels, 1956; Hapke et collab., 1996). Cette cause n'est pas valable pour le lidar. Une seconde cause serait la rétro-diffusion cohérente. Il s'agit d'un phénomène d'interférence constructive qui se produit lorsque le milieu contient beaucoup de diffuseurs dont la taille est de l'ordre de la longueur d'onde et qui sont séparés par des distances similaires. Elle dépend intrinsèquement de la nature ondulatoire de la lumière. L'augmentation de la luminosité est due au fait que la lumière réfléchie se combine de manière cohérente avec la lumière émise (Hapke et collab., 1996; Tishkovets et Mishchenko, 2004; Litvinov et collab., 2007).

la recherche de γ_{ref} , avec les données MODIS ont présenté de bonnes corrélations en Afrique du Sud (0.85) et en Chine (0.49) et des biais faibles, 0.02 en Chine et 0.009 en Afrique du Sud.

La seconde approche repose sur la synergie CALIOP/MODIS avec l'utilisation du canal MODIS infrarouge (2.13 μm) pour obtenir une référence au-dessus de la terre car ce canal est très faiblement atténué par les aérosols, à l'exception de ceux de grande taille (Kaufman et collab., 1997; Remer et collab., 2005). Sur le même principe que la méthode $SODA_{CPR}$ (chapitre 4 section 4.2.2), utilisant l'écho de surface du radar CloudSat pour calibrer l'écho de surface lidar, le signal lidar à 532 nm est normalisé à la radiance infrarouge de MODIS à 2.13 μm pour des scènes de ciel clair. Cependant la différence d'indice de réfraction entre l'infrarouge et le visible est une source d'erreur importante. De plus, la réponse instrumentale aux variations de réflectance n'est pas la même pour les instruments MODIS et lidar. Ainsi, cette méthode n'est pas utilisable en l'absence d'une analyse à petite échelle pour différents types de surface connus.

Ces premiers résultats prometteurs ont montré la possibilité d'utiliser l'écho de surface CALIOP au-dessus des surfaces continentales pour restituer des valeurs d'AOD mais des analyses plus quantitatives et l'évaluation des erreurs sont nécessaires afin de développer un produit AOD au-dessus des surfaces continentales ($SODA_{land}$). Ce chapitre a pour objectif le développement d'une première version d'un tel produit.

Pour cela nous commencerons par présenter une étude des réflectances de surface en Sibérie à partir des données de BRDF MODIS afin d'avoir une idée de la variabilité des réflectances pour la zone étudiée. Nous détaillerons ensuite les deux méthodes utilisées pour la détermination d'AOD à partir des échos de surface CALIOP (AOD_{SODA}). La première approche, identique à la méthode de sélection de ciel clair proposée par Josset et collab. (2018), consiste à déterminer l'écho de surface lidar CALIOP de référence associé à une observation CALIOP en moyennant les échos de surface lidar mesurés en condition de ciel clair à proximité de cette observation. La seconde approche est quand à elle basée sur la relation de linéarité liant l'écho de surface lidar à la transmission atmosphérique, et appelée méthode de la droite de Bouguer. Pour chacune de ces deux méthodes nous présenterons l'analyse des échos de surface de référence ainsi que les comparaisons statistiques entre l' AOD_{SODA} et les AOD_{MODIS} . Nous présenterons ensuite les comparaisons statistiques entre l'AOD CALIOP avant (AOD_{v4+}) et après ($AOD_{v4,SODA}$) optimisation des LR, à partir de l' AOD_{SODA} , avec l' AOD_{MODIS} suivant la méthodologie proposée au chapitre 4 pour l'exploitation des produits SODA marin. Nous comparerons également les AOD_{SODA} avec les $AOD_{v4,SODA}$. Enfin nous terminerons par une comparaison de cartes d'AOD moyennes réalisées à partir des AOD_{SODA} , AOD_{MODIS} , AOD_{v4+} et $AOD_{v4,SODA}$.

5.2 Reflectance de surface MODIS

Une carte des réflectances de surface MODIS au-dessus de la Sibérie a été réalisée (figure 5.1a), pour l'été 2017 (mois de mai à août), à partir des données de BRDF MODIS (produits MODIS MCD43C4 version 6 journalier, chapitre 2). Bien qu'une comparaison directe entre les

reflectances de surface MODIS et les reflectances de surface lidar soit difficile à interpréter du fait des différences de réponses instrumentales, section 5.1), cette étude préliminaire permet de caractériser l'hétérogénéité et la variabilité spatiale des reflectances de surface sur la Sibérie.

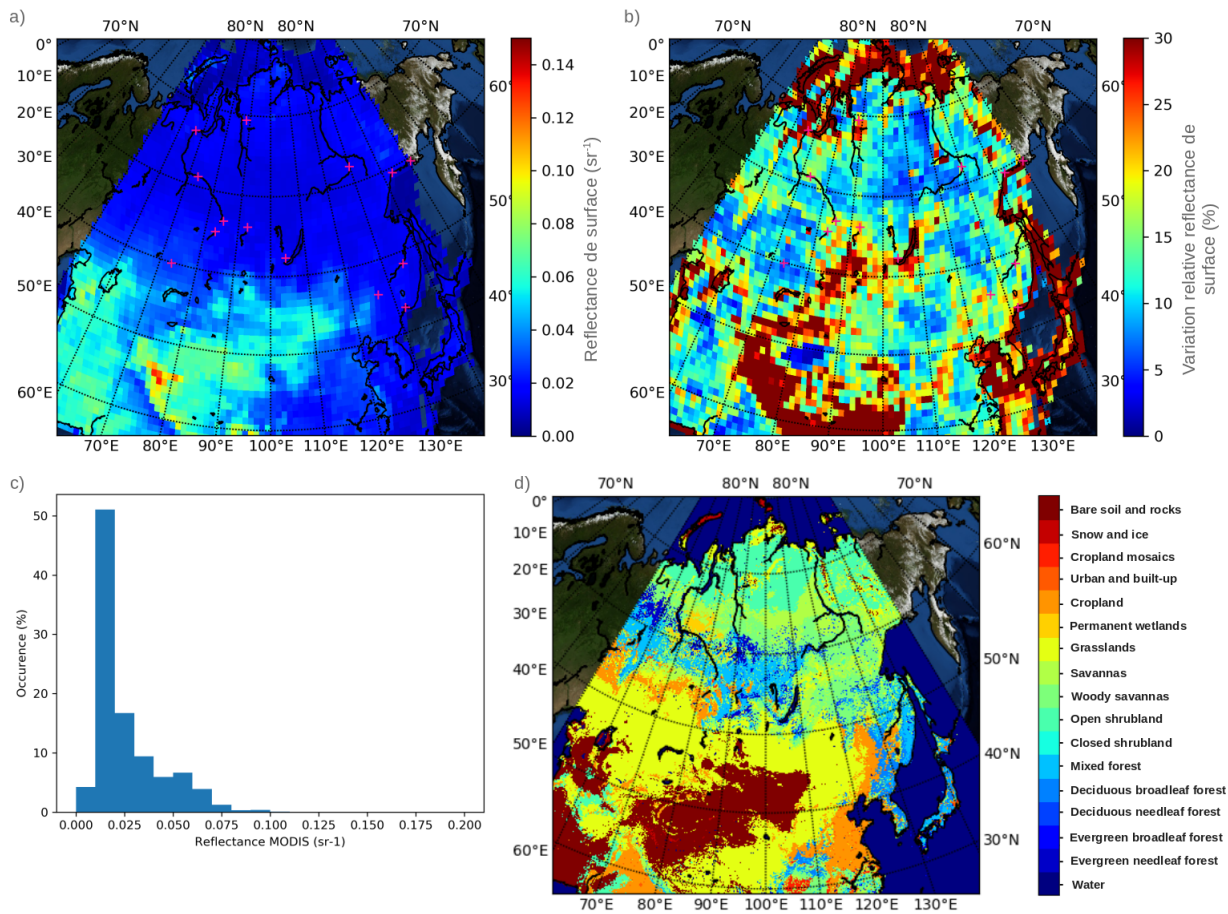


FIGURE 5.1 : a) : Carte de la reflectance de surface moyenne MODIS (en sr^{-1}) avec une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. b) : Carte de la variabilité relative de la reflectance de surface MODIS avec une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. c) : Histogramme de la distribution des valeurs de reflectance MODIS. d) : Carte des types de surfaces selon la classification IGBP. Résolution de $0.05^\circ \times 0.05^\circ$.

Les valeurs de reflectance obtenues sont comprises entre 0.002 sr^{-1} et 0.134 sr^{-1} (figure 5.1c). La zone au nord de 50°N , majoritairement recouverte par des forêts boréales et de la taïga (figure 5.1d), présente des valeurs de reflectance relativement faibles (comprises entre 0.002 sr^{-1} et 0.03 sr^{-1}) alors qu'au sud, dans la zone entre 30°N - 50°N et 50°E - 120°E , majoritairement recouverte de surfaces désertiques et/ou montagneuses et très peu végétalisées, les valeurs de reflectance sont plus fortes (comprises entre 0.06 sr^{-1} et 0.13 sr^{-1}). La zone située au Nord-Est de la Chine, région dont une grande partie des terres est dédiée aux exploitations agricoles (zones en orange sur la figure 5.1d), les valeurs de reflectances sont similaires à celles obtenues pour la zone au nord de 50°N (comprises entre 0.02 sr^{-1} et 0.05 sr^{-1}).

La figure 5.1b présente la carte de la variation relative de la reflectance MODIS à une échelle de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$, qui peut atteindre 60% au niveau de la chaîne de l'Himalaya ou $< 5\%$ comme sur le désert de Xinjiang (40°N , 80°E - 90°E). Les zones avec les fortes variations

relatives correspondant à des régions montagneuses seront exclues de l'analyse car trop sensibles à des décalages spatio-temporels entre les réflectances apparentes et les réflectances de référence. Nous noterons aussi les fortes variabilités qui justifient l'approche choisie pour le produit SODA marin.

5.3 Détermination des réflectances lidar de surface en condition "ciel clair" (DRLSCC)

5.3.1 Méthodologie

Cette première méthode, que nous appellerons "méthode DRLSCC" (Détermination des Réflectances Lidar de Surface en condition Ciel Clair) consiste à déterminer l'écho de surface lidar CALIOP de référence associé à une observation CALIOP en moyennant les échos de surface lidar mesurés en condition de ciel clair à proximité de cette observation. L'incertitude sur la valeur de référence est donnée par l'écart type de la distribution de valeurs en condition de ciel clair. L'utilisation de cette méthode est limitée par le nombre d'observations en conditions de ciel clair disponibles qui doit être idéalement le plus important possible. Une base de données de valeurs d'écho de surface en condition de ciel clair a été constituée, sur la zone (20°N-75°N, 50°E- 150°E), à partir de traces CALIOP couvrant 32 mois, des mois de mai à août pour les années allant de 2010 à 2017. Les 2 étapes principales de la détermination de la réflectance de référence à utiliser pour le calcul d'une AOD à partir d'une réflectance apparente CALIOP $\gamma'_{apparente}$ sont :

- Étape 1 : sélection des valeurs d'écho de surface en condition de ciel clair disponible dans un rayon r autour de cette réflectance apparente avec un critère ciel clair basé sur l'AOD déterminée à partir du profil d'extinction donné par CALIOP (AOD_{v4+}).
- Étape 2 : calcul de la moyenne et de l'écart type de la distribution des réflectances de référence. L'incertitude sur γ_{ref} est alors donnée par cet écart type.

La figure 5.2 illustre ces 2 étapes à partir de deux exemples. Les croix rouges sur les figures a et b représentent les mesures de réflectances apparentes pour lesquelles les valeurs d'écho de surface en condition de ciel clair sont recherchées dans un rayon de 50 km. La figure 5.2a présente le cas d'une zone avec 44 valeurs d'écho de surface en condition de ciel clair disponibles. Celles-ci sont plutôt homogènes et l'écart type de la distribution est faible (0.008 sr^{-1}). La valeur de référence utilisée pour le calcul d'AOD sera la moyenne de cette distribution (0.057 sr^{-1}). Sur le second exemple, figure 5.2b, beaucoup moins de valeurs sont disponibles (15 valeurs) et la variabilité est plus importante (écart type de 0.01 sr^{-1}) ce qui augmente l'incertitude associée à la valeur de référence. Afin de ne pas prendre en compte les profils contenant des nuages (opaques ou semi-transparents), nous rejetons les profils moyens CALIOP pour lesquels il y a plus de 15% de profils nuageux à une altitude donnée, dans la moyenne à 10 ou 20 km.

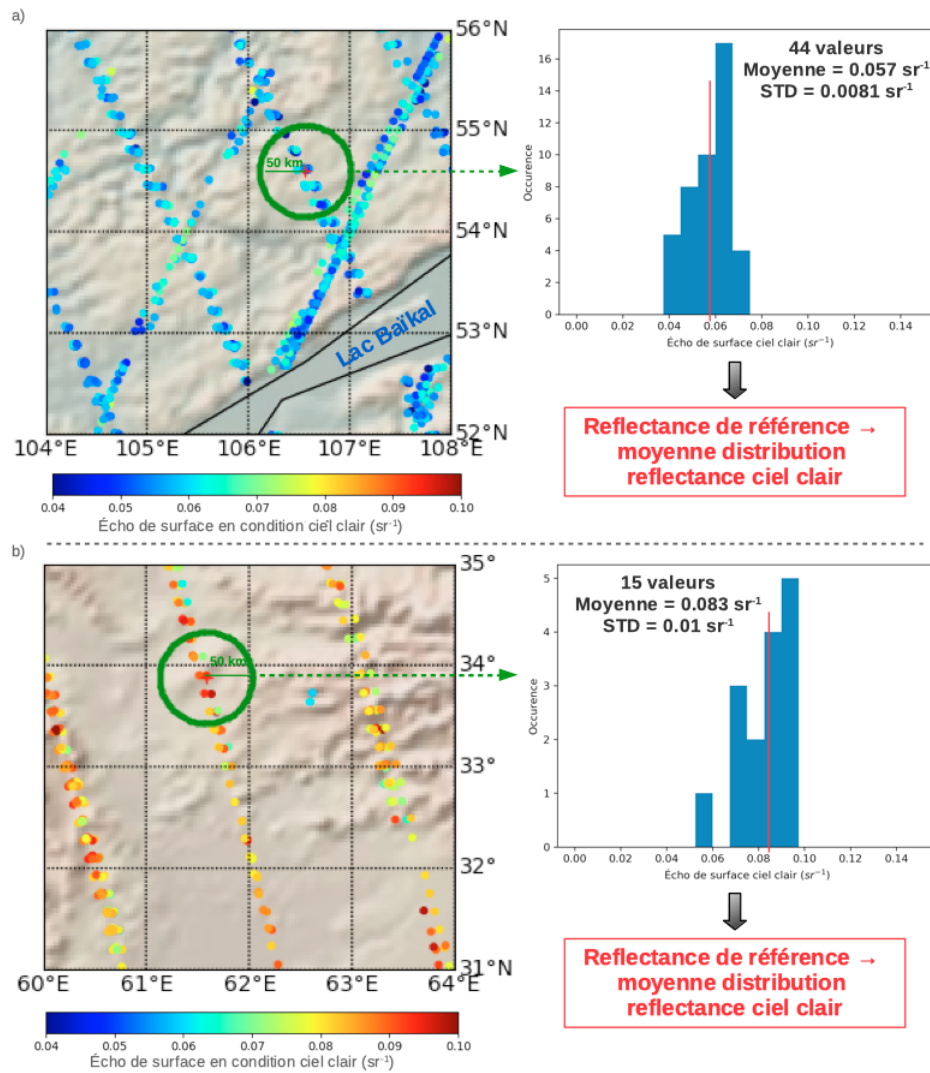


FIGURE 5.2 : Schéma du déroulement de la méthode DRLSCC pour l'attribution d'une valeur d'écho de référence à un profil CALIOP et ce pour deux zones distinctes. Sur les deux cartes a) et b) les points de couleurs correspondent aux valeurs d'écho de surface en condition de ciel clair. La croix rouge représente l'emplacement du profil CALIOP, le cercle vert le rayon de recherche des valeurs d'écho en condition de ciel clair.

Deux paramètres vont être déterminants pour limiter l'incertitude dans la restitution des AOD à partir de cette méthode : (i) la condition permettant de classer une observation en ciel clair ; (ii) le choix du rayon r de recherche des observations ciel clair. Un critère trop sélectif sur le seuil d'AOD CALIOP, limitera l'utilisation de cette méthode par manque de données et un critère trop large conduira à une sous estimation des échos de surface du signal de rétro-diffusion non atténué et donc un biais négatif sur les AOD calculées.

Afin de classer les observations en ciel clair nous avons choisi d'utiliser un seuil de valeur maximale de l'AOD CALIOP (AOD_{v4}) de 0.035. Ce critère a été choisi pour deux raisons. Tout d'abord, nous devons tenir compte des limites de détectabilité de l'algorithme CALIPSO qui ne permet pas de détecter les couches d'aérosols ténues. En effet, plusieurs études ont montrées que l'AOD MODIS moyen pour des profils CALIOP sans nuages ni aérosols est 0.05 (Toth et collab., 2018; Redemann et collab., 2012; Schuster et collab., 2012). Nous avons effectivement

calculé un AOD MODIS moyen de 0.048 pour les profils CALIOP sans nuages ni aérosols à partir de 32 mois (les mois de mai à août pour les années allant de 2010 à 2017) dans notre zone d'étude. De plus, compte tenu du fait que l'incertitude sur la restitution des AOD_{v4} est de 30% (Winker et collab., 2009) pour des $AOD_{v4} \leq 0.1$ alors les valeurs maximales d'AOD prises en compte (avec un critère de 0.035) seront de ≈ 0.05 .

Le choix du rayon r de recherche des valeurs d'écho en condition ciel clair est également un paramètre important. Ce rayon r doit être suffisamment grand pour inclure les valeurs d'échos de ciel clair issues d'un maximum de traces CALIOP différentes (c.à.d. au moins de 600 m de variabilité de co-localisation lors des revisites du satellite), et suffisamment restreint pour éviter d'obtenir une distribution des valeurs d'échos de surface non représentatives de la réflectance à utiliser pour analyser la réflectance apparente ($\gamma'_{apparente}$). Nous avons choisi un rayon de 15 km qui permet de tenir compte de la variabilité de co-localisation lors des revisites du satellite et également de tenir compte du moyennage horizontal de nos observations CALIOP (10 km de nuit et 20 km de jour). De plus, un nombre minimum de 5 valeurs d'écho ciel clair nécessaires au calcul d'une valeur de référence sera également imposé.

D'autres critères de sélection des valeurs d'écho de ciel clair à prendre en compte dans le calcul de l'écho de référence pour l'analyse d'un profil lidar donné ont été testés : (i) sélection des réflectances de référence pour un type de biome identique à celui de la réflectance apparente $\gamma'_{apparente}$; (ii) sélection des échos de surface de dépolarisation identique ; (iii) prise en compte des différences entre les mesures de jour et de nuit. Ils n'ont pas conduit à une modification majeure des résultats obtenus tant en nombre de cas retenus qu'en modification des AOD restituées ; nous avons donc limité les critères de sélection à ceux décrits précédemment.

5.3.2 Distribution spatiale des réflectances lidar non atténuées

Une distribution spatiale des réflectances lidar de référence à l'échelle de la Sibérie a été réalisée à partir de notre base de données d'échos de surface en condition de ciel clair pour vérifier si nous retrouvons la répartition spatiale des valeurs obtenues avec les BRDF MODIS (figure 5.1a). Pour cela, les valeurs d'écho ciel clair ont été moyennées dans des zones de dimension $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ (figure 5.3a). La variabilité relative des échos de référence ainsi que le nombre de valeurs disponibles à une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ et la distribution des valeurs de référence sont également présentées (figure 5.3b, c et d respectivement). La distribution des valeurs de réflectance de référence est présentée sur la figure 5.4.

La gamme de valeurs d'écho de surface de référence s'étend de 0.025 à 0.115 sr^{-1} (figure 5.4) mais 75% des valeurs se trouvent entre 0.05 et 0.08 sr^{-1} . Sur la carte 5.3a, une démarcation nette est visible entre la zone au nord de 50°N avec des valeurs de réflectance $< 0.07 \text{ sr}^{-1}$ et au Sud de 50°N avec des valeurs $> 0.07 \text{ sr}^{-1}$. La carte d'échos de surface de référence obtenue à partir de la méthode DRLSCC (figure 5.3a) présente une variabilité spatiale comparable au 1^{er} ordre à la carte de réflectance MODIS (figure 5.1) avec notamment l'augmentation des réflectances dans la zone au Sud de 50°N mais des différences relatives notables qui s'expliquent en grande partie par les différences instrumentales sur la sensibilité aux propriétés de surface.

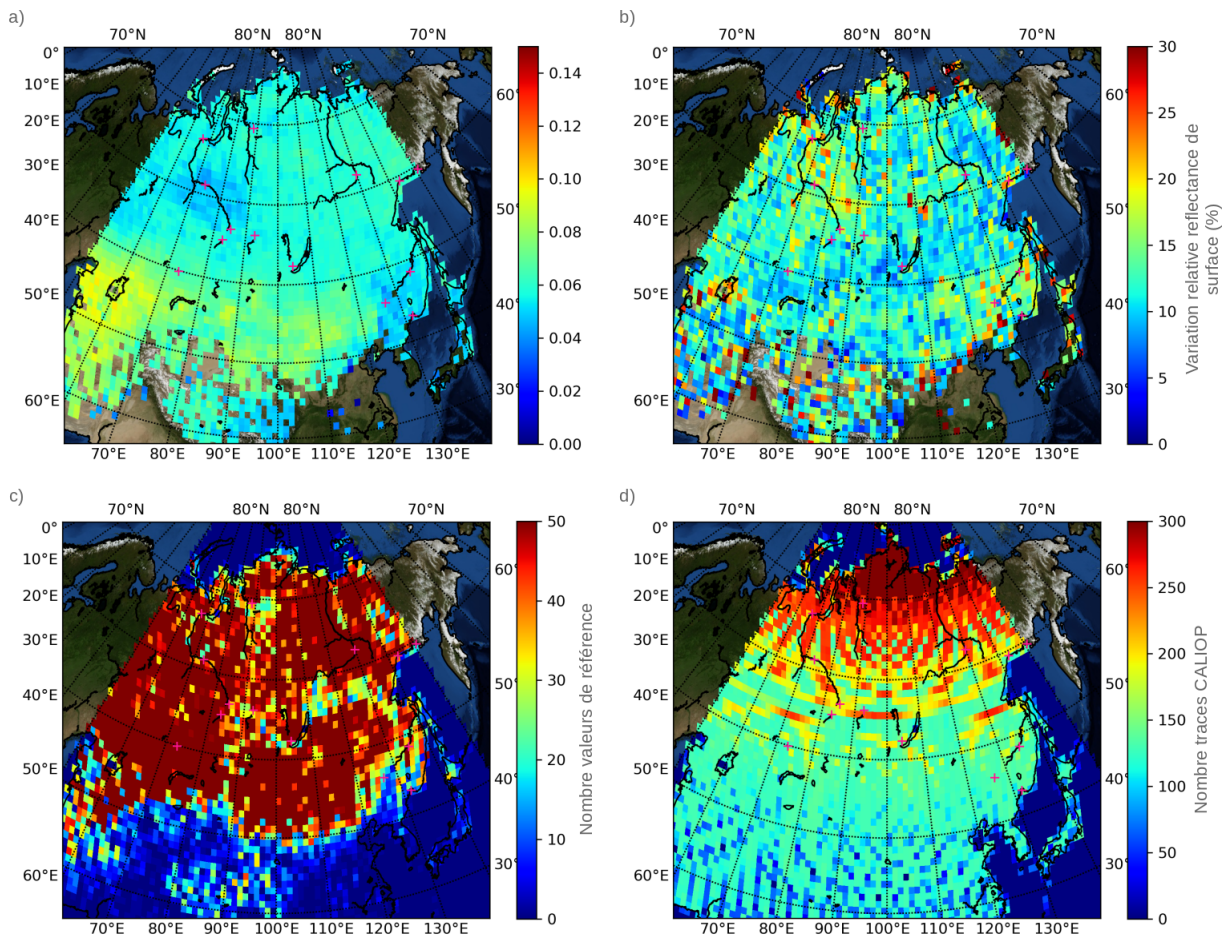


FIGURE 5.3 : a) : Carte de l'écho de surface lidar de référence moyen (en sr^{-1}) obtenue à partir de la méthode DLRSCC avec une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. b) : Carte de la variabilité relative des échos de surface de référence avec une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. c) : Carte du nombre de valeurs d'écho de surface de référence disponibles avec une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. d) : Carte du nombre de traces CALIOP pour des zones de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ et pour les 32 mois d'été étudiés (total de 13108 traces CALIOP).

La carte 5.3b présente la variabilité relative des valeurs de reflectance de référence avec une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. La variabilité relative est comprise entre 5% et 30% (ponctuellement) suivant la zone considérée, la moyenne est de 14%. Les plus faibles valeurs ($< 10\%$) sont obtenues dans la zone $30^\circ\text{-}42^\circ\text{N}$, $50^\circ\text{-}70^\circ\text{E}$ et les plus fortes ($> 15\%$) au nord-ouest de la vallée de l'Ob ($58^\circ\text{-}70^\circ\text{N}$, $70^\circ\text{-}90^\circ\text{E}$). Les valeurs de variation relative des reflectances lidar, à la résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$, obtenues à partir de la méthode DLRSCC sont plus faibles que celles obtenues par MODIS. Cela s'explique par deux phénomènes. Tout d'abord la résolution des mesures MODIS est de 0.05° (soit 5.5 km latitudinalement et longitudinalement entre $\approx 4.8 \text{ km}$ à 30°N et $\approx 2.8 \text{ km}$ à 60°N) alors que la résolution des moyennes CALIOP utilisées est de 10 km de nuit et de 20 km de jour. MODIS restera donc plus sensible à la variabilité à plus petite échelle qu'une variation basée sur des moyennes CALIOP. De plus pour une zone de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ MODIS va avoir accès à la variabilité latitudinale et longitudinale pour chaque zone alors que CALIOP représentera essentiellement la variabilité latitudinale.

Le nombre de valeurs de référence disponibles par zone de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ (carte 5.3c) est

en moyenne > 50 au Nord de 40°N mais excède rarement 20 au Sud de 40°N . Ceci s'explique en partie par les différences d'échantillonnage par CALIOP entre le nord et le sud de la zone étudiée puisque le nombre de traces CALIOP peut varier de 25 à plus de 300 (figure 5.3d). Pour une partie du désert du Xinjiang à 40°N et 85°E , au Nord-Est de la Chine ($30^\circ\text{-}40^\circ\text{N}$, $100^\circ\text{-}120^\circ\text{E}$) ou encore au sud de l'Himalaya (à 30°N , $70^\circ\text{E-}80^\circ\text{E}$) aucune valeur de référence n'est disponible (figure 5.3a, c). Le rapport entre nombre de valeurs d'écho de référence et le nombre de traces CALIOP disponibles ne dépasse pas 0.2 dans ces régions alors qu'il est supérieur à 0.35 pour le reste de la Sibérie. Ces zones présentent en effet une forte récurrence de valeurs d'AOD élevées, supérieures au seuil ciel clair de 0.035 que nous avons défini. A titre d'exemple l'AOD MODIS moyenne pour la saison d'été (de mai à août) pour les années de 2010 à 2017 (figure 2.5, chapitre 2) est supérieure à 0.5 pour ces zones alors qu'elle ne dépasse pas 0.3 pour le reste de la Sibérie. Une récurrence importante de la présence de nuages sur ces régions due à la présence de reliefs pourrait également contribuer au faible nombre de profils de ciel clair.

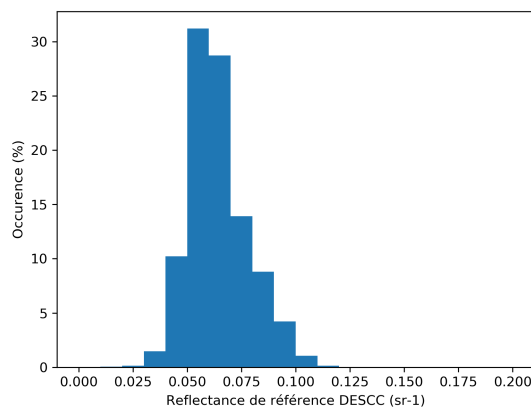


FIGURE 5.4 : Distribution des valeurs de réflectance lidar de surface de référence pour toute la zone d'étude obtenue à partir de la méthode DLRSCC.

Même si la distribution spatiale présente le même contraste Nord/Sud pour les BRDF MODIS et les réflectances lidar, les valeurs de réflectance MODIS sont plus faibles. La comparaison sous forme de nuages de points de la figure 5.5 montre clairement un décalage de ≈ 0.038 sr des valeurs d'écho de référence DLRSCC par rapport aux valeurs MODIS. Le coefficient de corrélation est relativement faible ($R^2 = 0.392$) et la dispersion forte ($RMSE = 0.9$). Cela est en partie dû aux différences d'échantillonnage et de sensibilité instrumentale à la valeur de BRDF entre les deux instruments pour les zones $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. En effet quand MODIS échantillonne la totalité de la zone (avec une résolution de 5 km) CALIOP n'en échantillonne qu'une petite partie (figure 5.2). Par ailleurs si la réflectance lidar est bien proportionnelle à la BRDF, elle reste dépendante des effets géométriques de la mesure (effet d'opposition) et des écarts à l'hypothèse d'une surface lambertienne (terme F_L de l'équation 5.2). En revanche cette erreur s'éliminera en grande partie lors du calcul de l'AOD qui ne dépend lui que du rapport des facteurs F_L .

C'est pourquoi nous devons comparer la distribution des AOD calculées à partir de la

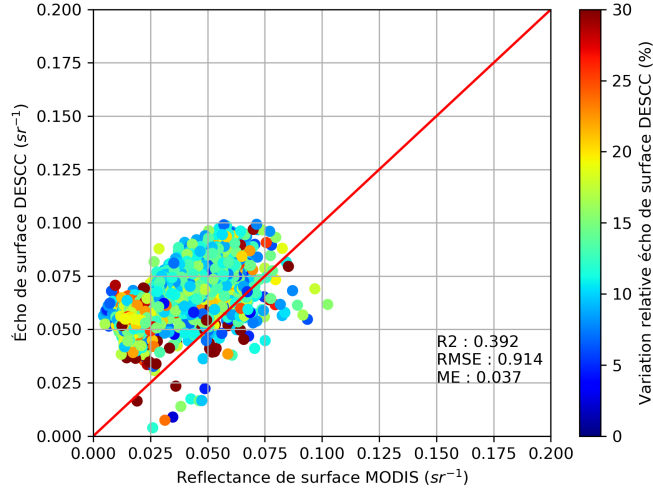


FIGURE 5.5 : Nuage de points de la comparaison des reflectances de référence DLRSCC avec les reflectances MODIS pour notre maillage de $100\text{ km} \times 100\text{ km}$ de résolution. La barre de couleurs représente la variation relative de la reflectance de référence dans les mailles de $100\text{ km} \times 100\text{ km}$ de résolution.

méthode DLRSCC avec les AOD calculées par MODIS plutôt que de comparer uniquement les valeurs de reflectance.

5.3.3 Évaluation des AOD lidar par la méthode DLRSCC

Cette évaluation des AOD déduites des reflectances lidar de surface s'appuie sur les comparaisons statistiques pour 5009 traces de jour contenant des valeurs d'AOD MODIS, soit 38% des AOD CALIOP calculées pour nos 32 mois d'été. De la même manière que pour les comparaisons statistiques SODA Océan effectuées au chapitre 4, les AOD MODIS pour lesquelles il y a plus de 15% de profils nuageux à une altitude donnée, dans le calcul de la moyenne à 10 ou 20 km, ne sont pas prises en compte afin de réduire les sources d'incertitudes sur la valeur MODIS. Le critère de fiabilité des AOD SODA reste aussi inchangé ($AOD < 1.5$ et $AOD > \frac{\Delta AOD_{SODA}}{1.2}$). Nous avons également ajouté un critère sur la variabilité de l'élévation de surface dont l'écart type de la distribution dans une zone de $100\text{ km} \times 100\text{ km}$ doit être inférieur à 0.6 km. Cela permet d'exclure en partie les zones fortement montagneuses pour lesquelles les hétérogénéités de surface sont trop élevées pour exploiter la reflectance lidar. Afin de tenir compte des différences régionales dans l'amplitude de la reflectance de surface la comparaison a été effectuée pour 3 zones distinctes (figure 5.6).

La zone 1 correspond à toute la zone au sud de la mer d'Aral entre 30°N - 50°N et 50°E - 70°E , pour laquelle les valeurs d'écho de surface sont en moyenne $> 0.09\text{ sr}^{-1}$. La zone 2 regroupe toute la partie au nord de 50°N , zone pour laquelle l'écho de surface moyen est de $\approx 0.055\text{ sr}^{-1}$. La zone 3, entre 30°N - 50°N et 70°E - 150°E , est un peu plus hétérogène et présente des valeurs d'écho de surface de référence entre 0.04 sr^{-1} et 0.09 sr^{-1} .

La figure 5.7 présente les comparaisons statistiques des AOD SODA obtenues à partir de la

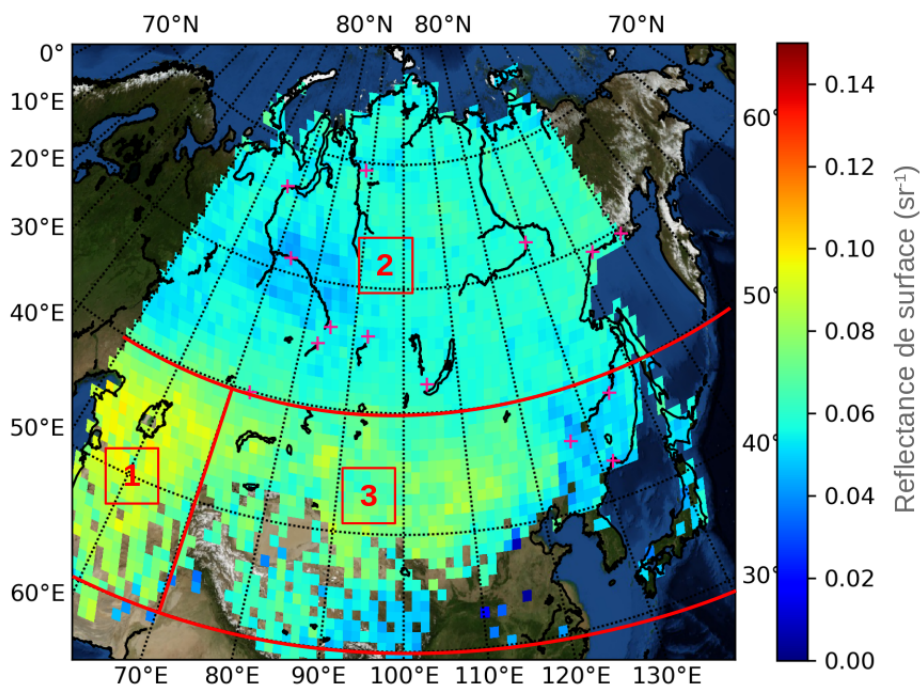


FIGURE 5.6 : Carte de l'écho de surface lidar de référence moyen (en sr^{-1}) obtenue à partir de la méthode DESC avec une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$.

méthode DLRSCC avec les AOD MODIS pour chacune des trois zones.

Pour la zone 1 (figure 5.7a, b) les AOD SODA sont clairement sous-estimées par rapport aux AOD MODIS. La corrélation est faible ($R^2 = 0.168$) et le biais important ($ME = -0.243$) même pour des AOD MODIS moyennes de 0.37. La dispersion est également importante ($RMSE = 0.288$). La méthode DLRSCC ne donne donc pas de résultat satisfaisant pour cette zone. Il semble que dans cette zone les valeurs de reflectance de référence soient sous-estimées de $\approx 100\%$ ce qui induit des valeurs d'AOD également sous-estimée par rapport à MODIS. Une telle sous estimation n'était pas évidente en s'appuyant sur la distribution des valeurs de BRDF MODIS dans cette zone compte-tenu du même ordre de grandeur des reflectances de référence DLRSCC avec la BRDF MODIS dans cette zone (figures 5.1a et 5.3a). Ceci implique, sur cette zone désertique des reflectances lidar de référence trop faibles pour la méthode DLRSCC qui suggère un effet de saturation des échos lidar mesurés en ciel clair sur cette zone. Pour la zone 2 (figure 5.7c, d) les résultats obtenus sont bien meilleurs avec une corrélation élevée ($R^2 = 0.810$) et un biais faible ($ME = -0.038$). Ce dernier est inférieur au critère d'AOD minimal défini pour sélectionner les cas ciel clair et est donc inférieur au biais maximal attendu de 0.05 (défini par le critère sur le choix du ciel clair). Dans cette zone les résultats sont donc satisfaisants. Concernant la zone 3 (figure 5.7e, f) les AOD SODA ont tendance à être sous-estimées par rapport aux AOD MODIS. Le biais reste acceptable ($ME = -0.028$) pour des AOD MODIS moyennes ≥ 0.18 mais la corrélation est limitée ($R^2 = 0.564$) et la dispersion importante ($RMSE = 0.118$). Une forte proportion de faibles valeurs d'AOD limite la corrélation entre les deux jeux de données. Dans cette zone la méthode ne semble pas adaptée à la forte hétérogénéité des surfaces.

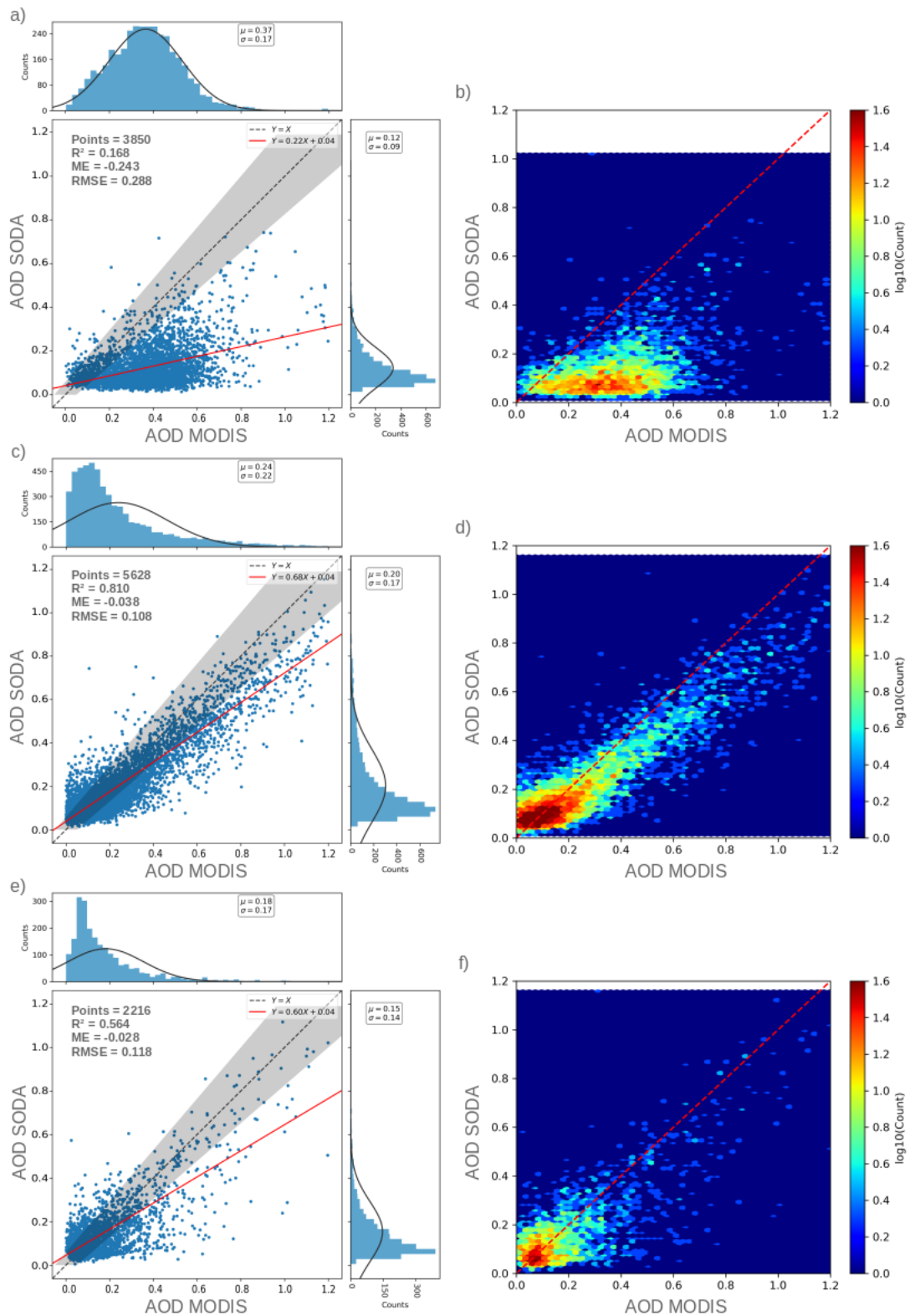


FIGURE 5.7 : Nuages de points et régression linéaire associée (colonne de gauche) et histogramme 2D (colonne de droite) pour les comparaisons AOD_{SODA} vs AOD_{MODIS} pour : a, b) la zone 1 ; c, d) la zone 2 ; e, f) la zone 3. La zone grisée sur les figures a), c) et e) correspond à l'incertitude MODIS ($\pm 0.05 \pm 0.15 \cdot AOD$).

Bien que cette méthode fonctionne bien pour la zone 2, et en partie pour la zone 3, les résultats ne sont pas satisfaisants pour la zone 1, d'où la nécessité de tester la seconde approche.

Il s'agit de la méthode dite de "la droite de Bouguer".

5.4 Méthode de la droite de Bouguer

5.4.1 Méthodologie

La reflectance lidar de surface non atténuée γ (condition de ciel clair) est donnée par la valeur à $T = 1$ de la droite de régression de la fonction $\gamma' = f(T^2)$ correspondant à l'équation 5.2 (section 5.1). Lorsque T tend vers 0 (atténuation totale), γ' doit tendre vers 0, quand l'écho de surface est noyé dans le bruit. Afin de tenir compte de cette condition, la régression linéaire est contrainte par une valeur minimale de reflectance en $T = 0$. Nous avons défini cette valeur comme étant égale à $1 \times 10^{-4} \text{ sr}^{-1}$, qui est à la fois le niveau de bruit généralement observé de jour sur les mesures CALIOP dans des conditions de ciel clair et aussi la plus petite valeur d'écho de surface mesurée par CALIOP sur 32 mois d'été (mai, juin, juillet, août) entre 2010 et 2017 pour une zone regroupant la Chine et la Sibérie (de 20°N à 75°N et de 50°E à 150°E). Compte tenu de cette contrainte un seul point supplémentaire est théoriquement nécessaire pour obtenir une droite de régression et donc une valeur de reflectance lidar de surface non atténuée γ_{ref} . Afin d'avoir un spectre de valeurs de T^2 suffisamment large et de minimiser l'erreur sur le coefficient directeur de la droite de régression, nous avons fixé un critère supplémentaire pour avoir au moins une mesure d'écho de surface avec une AOD < 0.25 (soit $T^2 > 0.6$).

Pour déterminer les coefficients de transmission aérosol T^2 dans la zone correspondant à chaque mesure $\gamma'_{apparente}$, nous pourrions utiliser les profils d'extinction CALIOP. Mais afin d'éviter les biais dû à l'identification des types d'aérosols, et donc au choix du LR pour l'inversion des profils lidar CALIOP, nous avons utilisé les valeurs de transmission calculées à partir des valeurs d'AOD MODIS CALTRACK que nous avons présentées au chapitre 2. Cela aura pour conséquence qu'aucune mesure CALIOP de nuit ne sera utilisée dans cette méthode.

La figure 5.8 illustre le fonctionnement de cette méthode pour la détermination de la valeur de reflectance lidar non atténuée ($\gamma_{Bouguer}$) dans une zone de $100 \times 100 \text{ km}$ pour les deux exemples utilisés pour la méthode DLRSCC sur la figure 5.2 (section 5.3.1). Le choix d'une zone de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ provient du nombre limité de mesures d'AOD MODIS disponibles et de la nécessité de pouvoir exploiter ensuite les reflectances apparentes des traces de nuit.

Avec cette méthode de la droite de Bouguer, l'incertitude liée à la détermination de l'écho de référence peut être estimée suivant trois approches :

- Calcul de l'incertitude sur l'estimation de la pente de la régression linéaire $\Delta\gamma$ dépendant de la somme des résidus non expliqués par la régression, de la variance de T et du nombre de points.
- Prise en compte de l'incertitude associée aux mesures de transmission et d'écho de surface lidar utilisées pour faire un grand nombre de régressions linéaires.
- Incertitude donnée par la dispersion des valeurs de reflectance de surface lidar dans le cas

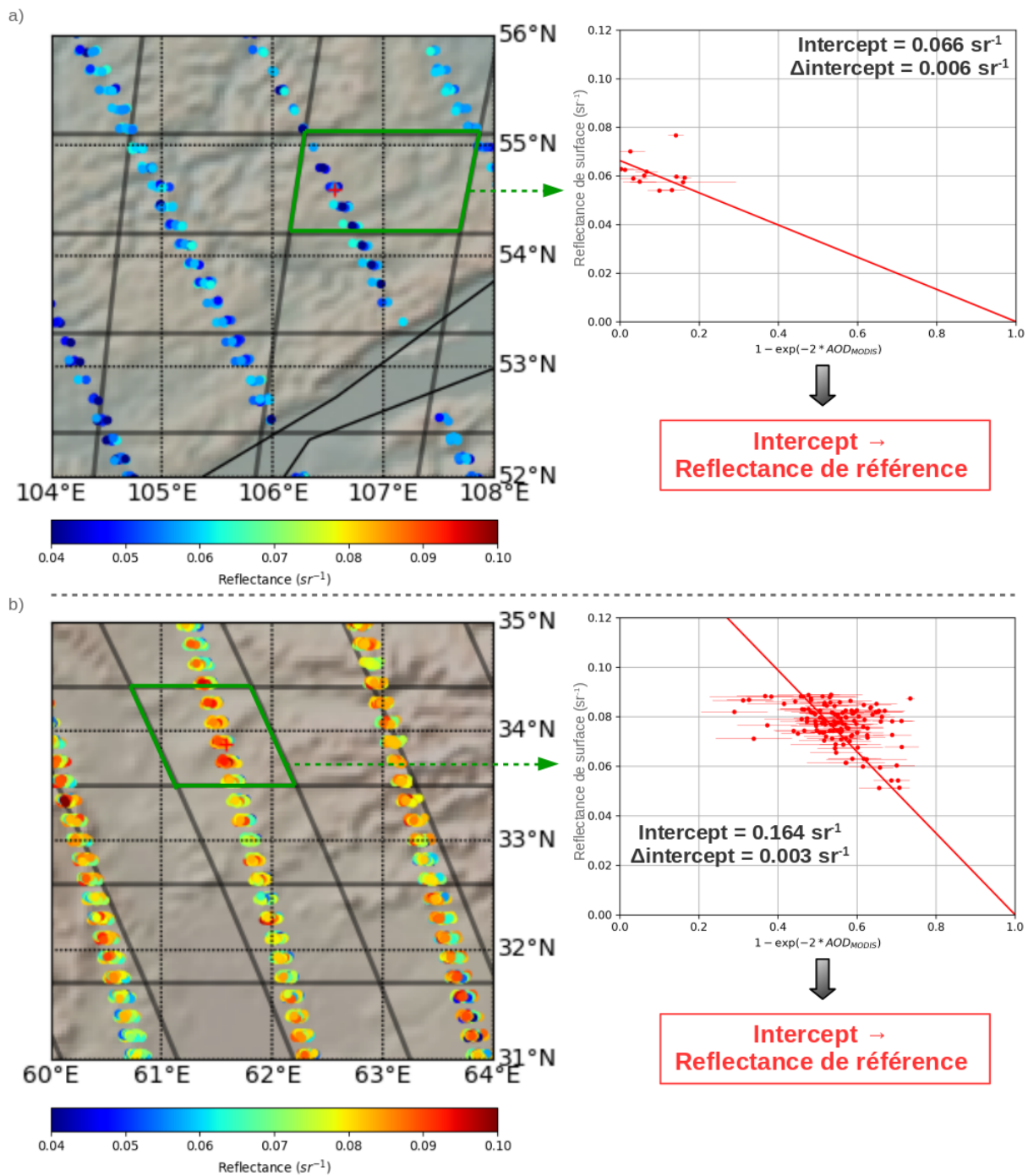


FIGURE 5.8 : Schéma présentant la détermination de la réflectance lidar de surface non atténuée $\gamma_{Bouguer}$ à partir de la méthode Bouguer pour une zone de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ de résolution. Sur les deux cartes a) et b) la zone verte correspond à la zone de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ pour laquelle est calculée la valeur de réflectance lidar de surface non atténuée.

des faibles épaisseurs optiques (transmission aérosols ≈ 0.9) qui sont les moins sensibles à la contrainte $0 < \gamma(T = 0) < 1 \times 10^{-4} \text{ sr}^{-1}$

L'incertitude sur l'estimation de la pente de la régression linéaire est donnée par la formule

suivante :

$$\Delta\gamma = tt \cdot \frac{\sqrt{\sum (\gamma_{apparente,i} - \hat{\gamma}_i)^2}}{n \cdot (n - 2) \cdot var(T)} \quad (5.4)$$

où tt est une variable auxiliaire dépendant du nombre de points et des percentiles d'une distribution de Student, n le nombre de point, T la transmission, $\gamma_{apparente,i}$ et $\hat{\gamma}_i$ respectivement les réflectances lidar de surface mesurées et les reflectances de surface modélisées par la régression linéaire. Pour la seconde estimation utilisant l'erreur associée aux AOD MODIS (Levy et collab., 2013) et aux erreurs de mesures de la reflectance lidar de surface, nous avons utilisé une analyse de type Monte Carlo avec 100 régressions linéaires où les transmissions et reflectances lidar de surface varient aléatoirement selon une loi normale centrée sur la valeur et d'écart type σ égale à l'incertitude associée à la valeur. Le biais sur les AOD MODIS est lui aussi pris en compte dans l'analyse Monte Carlo. La reflectance lidar de surface non atténuée $\gamma_{Bouguer}$ est alors définie comme la moyenne de la distribution des valeurs d'ordonnées à l'origine obtenues et l'incertitude est donnée par l'écart type de cette distribution. Pour la prise en compte de la variabilité des valeurs des reflectances lidar de surface pour $T^2 > 0.82$ nous calculons simplement l'écart type de la distribution des valeurs d'écho de surface lidar pour les valeurs d'AOD MODIS < 0.1 . Finalement, l'erreur associée à la valeur de l'écho de surface lidar non atténué est donnée par le majorant des trois erreurs que nous venons d'énoncer.

Afin d'obtenir des valeurs de reflectance lidar de surface non atténuées sur la totalité de notre zone d'étude (20°N-75°N, 50°E- 150°E) avec une résolution satisfaisante, nous avons appliqué la méthodologie Bouguer sur des zones de 100 km \times 100 km. Une faiblesse de cette méthode par rapport à la méthode DLRSCC sera donc sa sensibilité à la variabilité des échos lidar de surface non atténués à l'intérieur d'une zone de 100 km \times 100 km et que nous limitons l'analyse aux mesures de jour.

L'utilisation des valeurs d'AOD CALIOP, disponibles de jour comme de nuit, permettrait de réduire la taille de ces zones et ainsi d'augmenter la résolution spatiale. L'évaluation de l'utilisation des données d'AOD CALIOP au lieu des AOD MODIS pour tracer les droites de régression est actuellement en cours et ne sera pas présentée dans ce travail de thèse.

La figure 5.9 présente le diagramme de fonctionnement de l'algorithme permettant le calcul des échos de surface de référence par la méthode de Bouguer pour une zone de 100 km \times 100 km.

Pour mieux tenir compte de la variabilité des échos de surface dans la zone d'observation, la valeur de reflectance lidar de surface non atténuée $\gamma_{Bouguer}$ associée à une observation CALIOP sera obtenue par la moyenne pondérée des quatre valeurs de réflectance lidar de surface non atténuée $\gamma_{i,Bouguer}$, obtenues par la méthode Bouguer, les plus proches de l'observation, avec un critère sur la distance maximale de prise en compte de 141 km (longueur de la diagonale d'une zone de 100 km \times 100 km). Le facteur de pondération est donné par $\frac{1}{D_{i,Bouguer}}$ avec $D_{i,Bouguer}$ la distance au centre de la zone Bouguer. Ainsi la valeur de reflectance lidar de surface non

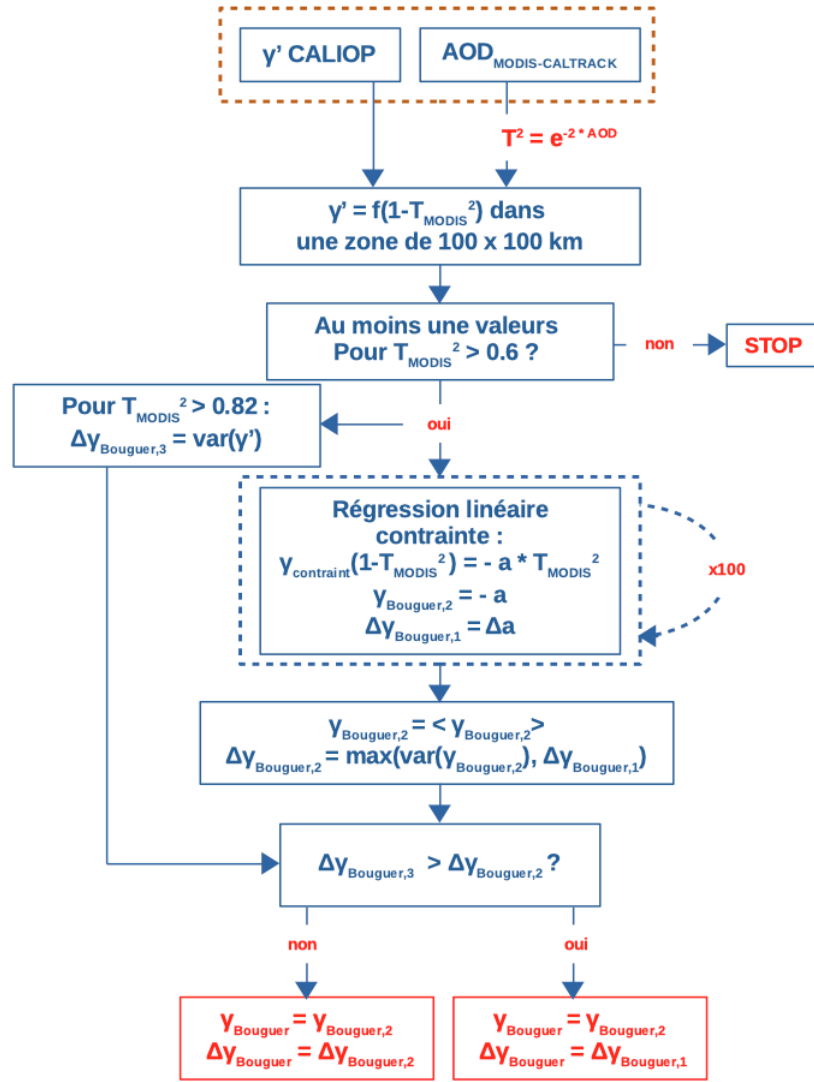


FIGURE 5.9 : Diagramme de fonctionnement de l’algorithme permettant le calcul des échos de surface de référence par la méthode de Bouguer pour une zone de 100 km × 100 km.

atténuée $\gamma_{Bouguer}$ s’écrit :

$$\gamma = \frac{\sum_{i=1}^4 \gamma_{i,Bouguer} \cdot D_{i,Bouguer}}{\sum_{i=1}^4 D_{i,Bouguer}} \quad (5.5)$$

et l’incertitude associée $\Delta\gamma_{Bouguer}$:

$$\Delta\gamma_{Bouguer} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^4 (\Delta\gamma_{i,Bouguer} \cdot D_{i,Bouguer})^2}}{\sum_{i=1}^4 D_{i,Bouguer}} \quad (5.6)$$

5.4.2 Distribution spatiale des reflectances lidar non atténuées

Nous allons maintenant discuter la distribution spatiale des reflectances lidar de surface non atténuées obtenue pour la Sibérie à partir de la méthode de Bouguer.

La carte des reflectances lidar de surface non atténuée $\gamma_{Bouguer}$ (figure 5.10a) montre le même gradient de valeurs de reflectance suivant les axes nord/sud et est/ouest que sur les

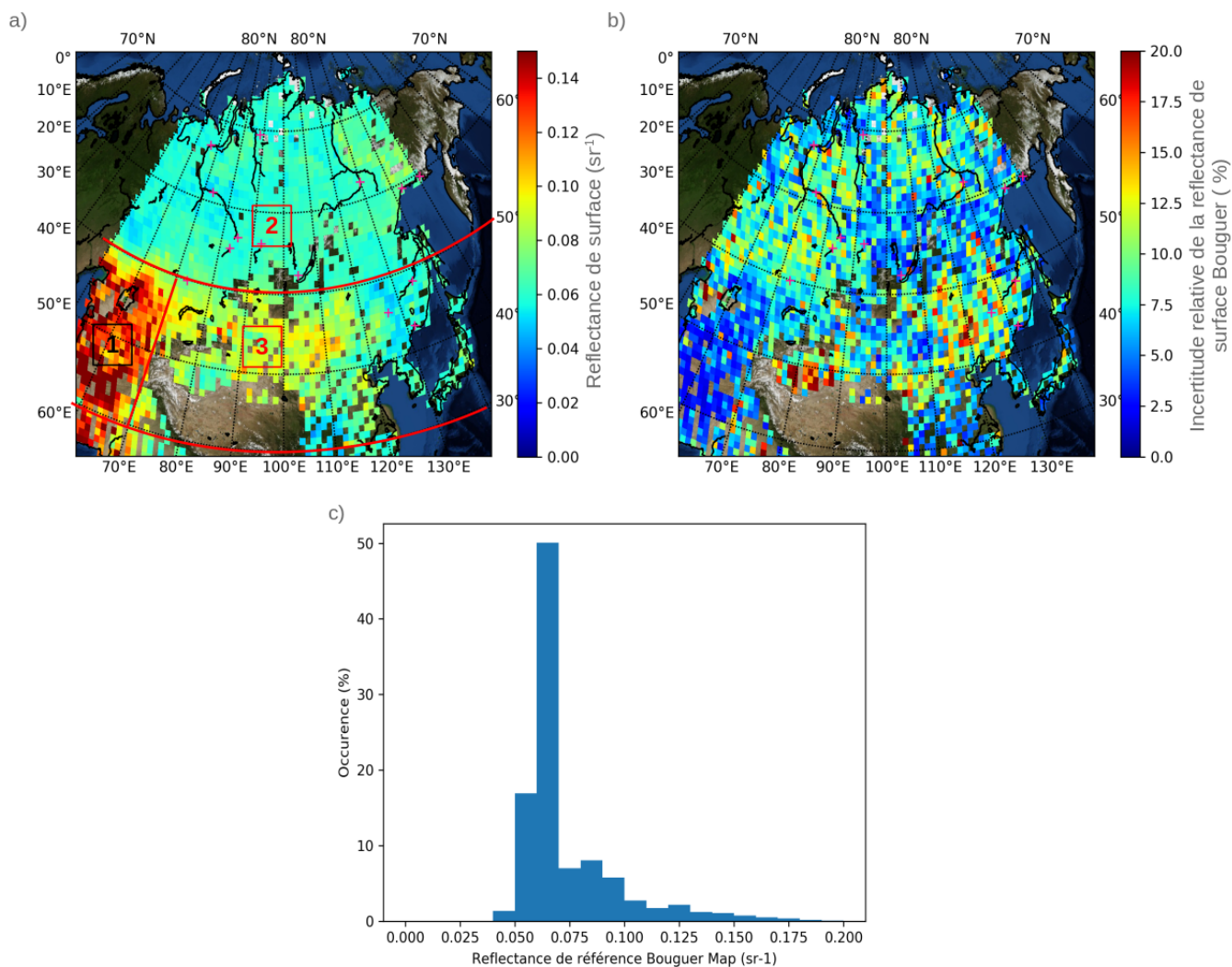


FIGURE 5.10 : a) : Carte de l'écho de surface lidar de référence moyen (en sr^{-1}) obtenu à partir de la méthode Bouguer avec une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. b) : Carte de l'incertitude relative des échos de surface de référence avec une résolution de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. c) : Distribution des valeurs de reflectance de référence Bouguer pour toute la zone d'étude.

cartes réalisées à partir de la méthode DLRSCC (figure 5.3a) ou utilisant les données MODIS (figure 5.1a). La démarcation entre la zone au nord de 50°N (reflectance $< 0.07 \text{ sr}^{-1}$) et au sud de 50°N (valeurs $> 0.07 \text{ sr}^{-1}$), visible sur la carte de reflectance MODIS (figure 5.1a) et DLRSCC (figure 5.3a), est toujours bien présente. Un trou de données à 40°N entre 80°E et 100°E est toujours présent du fait d'un manque de données MODIS CALTRACK dans cette zone. Les valeurs de reflectance obtenues avec la méthode Bouguer sont similaires à celles obtenues avec la méthode DLRSCC dans les zones 2 et 3 mais sont bien supérieures dans la zone 1. Globalement l'histogramme des reflectances de surface (figure 5.3c) montre à nouveau un mode dominant autour de 0.06 sr^{-1} mais également un second mode significatif avec des reflectances $> 0.08 \text{ sr}^{-1}$.

La carte d'incertitude relative de la reflectance Bouguer (figure 5.3b) montre que cette dernière n'excède pas 20%. Il est normal d'obtenir des valeurs un peu plus faibles que pour les reflectances DLRSCC ou pour MODIS car il s'agit ici de l'erreur sur la valeur moyenne de

reflectance calculée sur une zone de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ et non de la variabilité des reflectances dans une zone de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ comme c'est le cas pour les cartes MODIS (figure 5.1b) ou DLRSCC (figure 5.3b). La zone présentant les plus fortes valeurs d'incertitude se trouve au niveau du désert de Xinjiang à 40°N et 85°E et celle présentant les plus faibles valeurs se trouve au Sud de la mer d'Aral entre $20^\circ\text{-}50^\circ\text{N}$, $50^\circ\text{-}70^\circ\text{E}$. Ceci est très différent de la carte DLRSCC et traduit la forte incertitude de la régression linéaire pour cette zone particulière.

Nous avons vu avec la méthode DLRSCC dans la section 5.3.2 que les valeurs de reflectance lidar de surface sont difficilement comparables aux BRDF MODIS du fait de l'importance de la variabilité du facteur F_L ainsi que des effets géométriques de la mesure (figure 5.5). En revanche il est intéressant de comparer avec les valeurs de reflectance obtenues par la méthode DLRSCC (figure 5.11) et la méthode Bouguer.

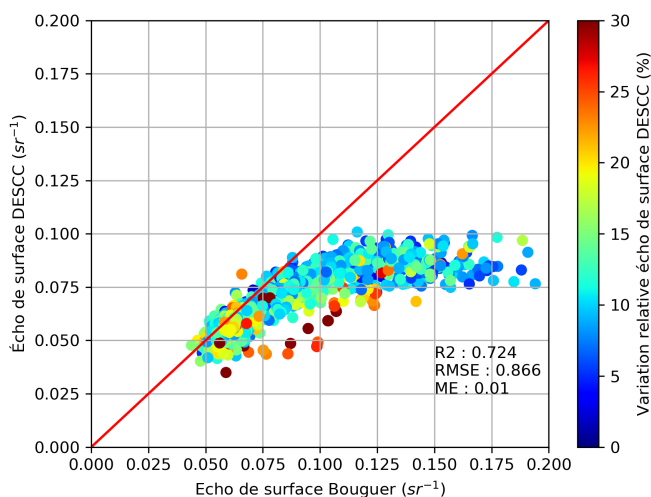


FIGURE 5.11 : Nuage de points de la comparaison des reflectances de référence DLRSCC avec les reflectances Bouguer pour notre maillage de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ de résolution. La barre de couleurs représente la variation relative de la reflectance de référence dans les mailles de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ de résolution.

La relation entre la reflectance DLRSCC et Bouguer est linéaire jusqu'à des valeurs de 0.075 sr^{-1} . Au delà, les valeurs de reflectance DLRSCC restent entre 0.075 et 0.1 sr^{-1} alors que les valeurs de reflectance Bouguer augmentent jusqu'à 0.195 sr^{-1} . Cette courbe semble indiquer que le signal d'écho de surface lidar sature au-delà de 0.075 sr^{-1} . Lu et collab. (2018) ont effectivement montré que les reflectances lidar de surface avec un 'flag' (marqueur) de saturation correspondaient à des valeurs de reflectances apparentes $> 0.07 \text{ sr}^{-1}$. En effet la méthode DLRSCC est particulièrement sensible à cette saturation sur la mer d'Aral entre $20^\circ\text{-}50^\circ\text{N}$, $50^\circ\text{-}70^\circ\text{E}$ (zone peu végétalisée). L'utilisation du canal perpendiculaire (à 532 nm), saturant beaucoup moins que le canal total pourrait être utilisé pour estimer la façon dont la saturation biaise la référence du canal total. Une autre méthode, actuellement étudiée par l'équipe CALIPSO, utilisant la réponse transitoire de la queue du signal lidar pourrait être utilisée afin de recréer l'écho de surface non saturé car le "rapport queue-à-crête" est une constante en l'absence de saturation (Hu et collab., 2007a; Lu et collab., 2018).

La figure 5.12 présente la même comparaison que la figure 5.11 mais en dissociant cette fois données de jour et données de nuit. Nous pouvons voir que la saturation intervient pour des valeurs de d'écho de surface plus faibles pour les données de nuit ($\approx 0.06 \text{ sr}^{-1}$) que pour les données de jours ($\approx 0.075 \text{ sr}^{-1}$). Ceci pourrait être expliqué par une différence de gain du système de détection de CALIPSO entre les traces de jour et celles de nuit.

Par construction, la méthode Bouguer est moins sensible à cette saturation que la méthode DLRSCC, car cette méthode s'appuie sur des valeurs de réflectance lidar de surface atténuées moins élevées que les réflectances de ciel clair. L'augmentation des valeurs de réflectance de référence suggérée par la méthode Bouguer permet aussi de corriger le biais observé entre les AOD SODA calculées à partir de la méthode DLRSCC et les AOD MODIS pour la zone 1 (figure 5.7a, c).

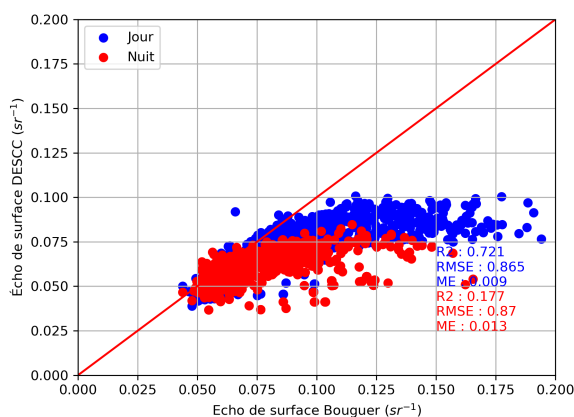


FIGURE 5.12 : Nuage de points de la comparaison des réflectances de référence DESCC avec les réflectances Bouguer pour notre maillage de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ de résolution. En rouge les valeurs de réflectance de référence de nuit et en bleu celles de jour.

5.4.3 Évaluation des AOD lidar par la méthode Bouguer

Maintenant que nous avons discuté la variabilité des réflectances de surfaces obtenues avec la méthode Bouguer nous allons analyser les résultats obtenus en terme d'AOD.

Comme dans la section 5.3.3 nous utilisons, des comparaisons statistiques, avec les données MODIS pour 5009 traces couvrant la Sibérie sur les 32 mois étudiés pour les 3 zones définies précédemment (figure 5.6) et les critères de filtrage des données MODIS restent inchangés.

Pour la zone 1 (figure 5.13a, b) la corrélation est toujours relativement faible ($R^2 = 0.358$) et la dispersion reste importante ($RMSE = 0.138$) mais le biais est maintenant acceptable ($ME = -0.053$) pour des AOD moyennes de l'ordre de 0.3. Avec cette méthode les valeurs d'AOD ne sont plus sous-estimées comme avec la méthode DLRSCC ($ME = -0.243$) trop sensible à la saturation des échos de surface. Pour la zone 2 (figure 5.13c, d) la corrélation est élevée ($R^2 = 0.846$) et le biais très faible ($ME = -0.003$). La dispersion est également faible ($RMSE = 0.073$). Pour cette zone, la méthode Bouguer permet d'améliorer encore les bons résultats obtenus préalablement avec la méthode DLRSCC (meilleure corrélation, biais et

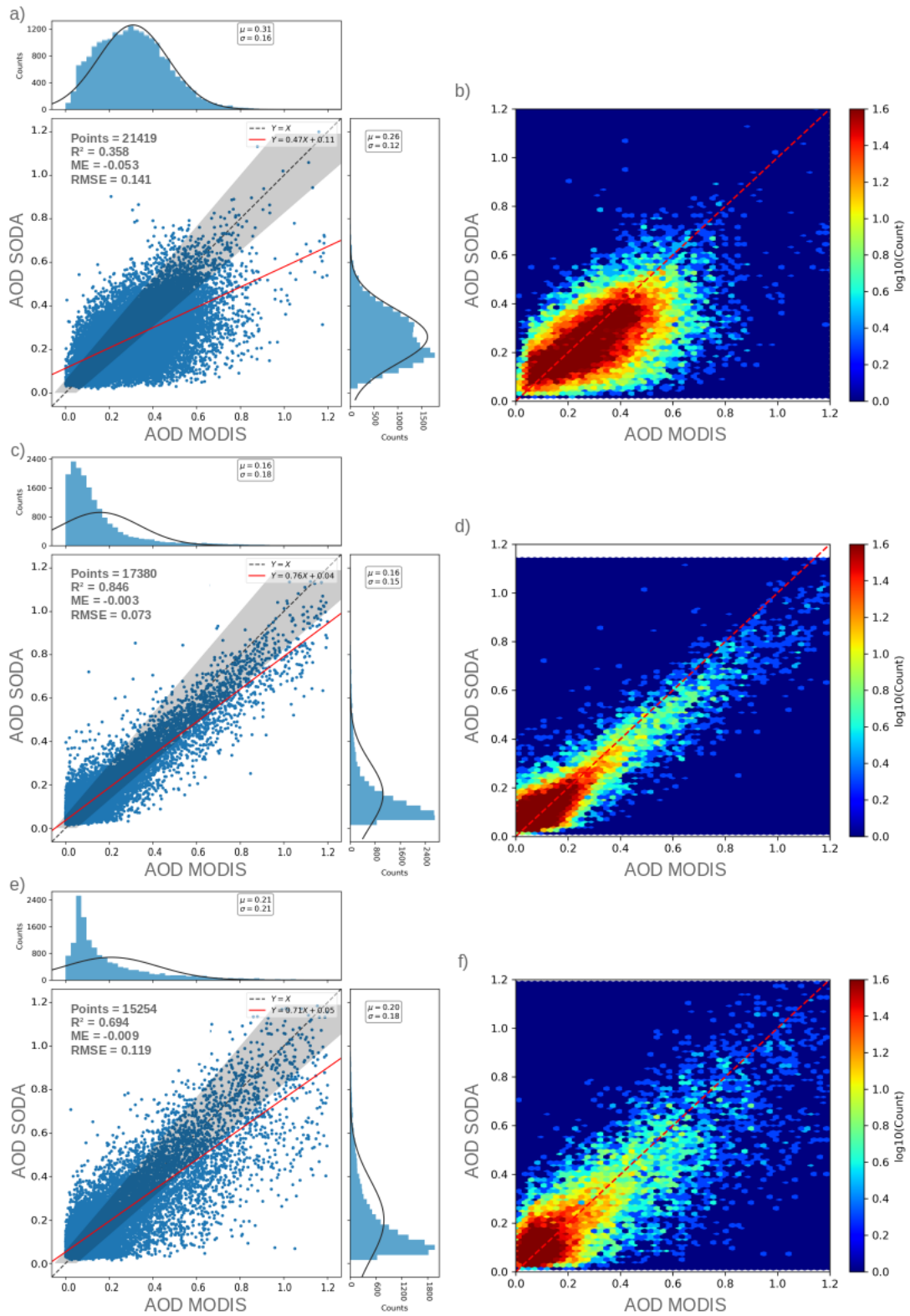


FIGURE 5.13 : Nuages de points et régression linéaire associée (colonne de gauche) et histogramme 2D (colonne de droite) pour les comparaisons AOD_{SODA} vs AOD_{MODIS} pour : a, b) la zone 1 ; c, d) la zone 2 ; e, f) la zone 3. La zone grisée sur les figures a), c) et e) correspond à l'incertitude MODIS.

dispersion plus faibles). Pour la zone 3 (figure 5.13e, f) la corrélation est élevée ($R^2 = 0.694$) et le biais est très faible ($ME = -0.009$). Là encore nous améliorons les résultats obtenus avec la méthode DLRSCC en terme de corrélation et de biais mais la dispersion reste importante

($RMSE = 0.119$).

Cette méthode permet de bien restituer les fortes valeurs d'AOD (> 0.2) pour toutes les zones, avec cependant une dispersion qui reste élevée pour les zones 1 et 3. Pour les faibles valeur d'AOD MODIS (< 0.2), SODA a tendance à sur-estimer un peu les valeurs d'AOD. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que pour les faibles valeurs d'AOD MODIS, les échos de surfaces apparents sont susceptibles d'être légèrement saturés et donc sous-estimés par rapport à l'écho de surface réel ce qui va induire une sur-estimation de l'AOD. Pour la méthode Bouguer peu sensible à la saturation, la présence d'un écho de surface apparent saturé aura un impact plus important sur l'AOD qu'avec la méthode DLRSCC où la saturation des échos de surface apparents et de référence se compenseront en partie lors du calcul de l'AOD.

Enfin, en terme de nombre de valeurs disponibles, malgré la persistance de zones sans données (notamment entre 30° - 40° N, 80° - 100° E) la méthode Bouguer permet d'obtenir beaucoup plus de restitution d'AOD que la méthode DLRSCC. Sur la totalité de la zone étudiée (zones 1, 2 et 3 confondues) le nombre de restitutions d'AOD est en moyenne multiplié par 5. Ceci est important car l'objectif est d'avoir une AOD SODA disponible pour chaque profil CALIOP non nuageux.

Les résultats obtenus avec cette méthode de la droite de Bouguer sont très encourageants malgré le fait que cette méthode reste très sensible à la variabilité haute résolution des réflectances de surface autour de l'observation contrairement à la méthode DLRSCC.

Afin de maximiser le nombre de restitutions de valeurs d'AOD SODA et au vu des résultats obtenus avec les méthodes DLRSCC et Bouguer, présentées dans les sections 5.3.3 et 5.4.3, le produit final SODA land va combiner les deux méthodologies.

5.5 AOD lidar au-dessus des surfaces continentales

Les deux méthodes permettant de restituer des valeurs d'AOD à partir de l'écho de surface du signal lidar de rétro-diffusion atténué au-dessus des continents ont été combinées en un produit final que nous appellerons SODA land. Ce dernier s'appuie en priorité sur la méthode de la droite de Bouguer. Si aucune valeur de réflectance lidar de surface non atténuée obtenue par la méthode Bouguer ($\gamma_{Bouguer}$) n'est disponible, alors celle-ci est calculée à partir de la méthode DLRSCC, à condition que la réflectance obtenue par cette méthode soit inférieure à 0.08 sr^{-1} . Ce critère permet d'éviter, en partie, la prise en compte de valeur d'écho de surface saturé. De plus, l'incertitude relative sur la réflectance de référence $\Delta\gamma_{ref}$ doit être inférieure à 12%. Ce second critère est basé sur l'étude des différences entre les AOD obtenues par les méthodes DLRSCC et Bouguer avec les AOD MODIS pour 10 traces CALIOP. Une étude plus exhaustive est nécessaire afin d'affiner ce critère.

5.5.1 Optimisation du lidar ratio et calcul des $AOD_{v4,SODA}$

Afin d'évaluer les résultats obtenus pour la restitution des AOD à partir du profil d'extinction basée sur une contrainte par l' AOD_{SODA} au-dessus des surfaces continentales nous avons ef-

fectué des comparaisons statistiques des AOD CALIOP avant (AOD_{v4+}) et après optimisation ($AOD_{v4,SODA}$) avec les AOD_{MODIS} .

Comme pour le chapitre précédent sur l'exploitation des mesures d'AOD SODA marin, le rapport lidar sera ajusté avec un facteur multiplicatif pour obtenir une convergence de l'AOD calculée à partir du profil d'extinction sur la valeur de l' AOD_{SODA} . La méthodologie est la même que celle décrite sur la figure 4.2 du chapitre 4 (section 4.2.4). Les comparaisons statistiques, avec les données MODIS ont été faites pour les 3 mois d'été (juin à août), pour les années allant de 2010 à 2017 (soit 6765 traces). La zone d'étude est toujours décomposée en 3 zones (figure 5.6) et les critères de filtrage des données MODIS restent inchangés.

La figure 5.14 présente les résultats des comparaisons des AOD_{SODA} ainsi que des AOD_{v4+} et $AOD_{v4,SODA}$ avec les AOD_{MODIS} pour la zone 1.

La comparaison des AOD_{SODA} avec les AOD_{MODIS} de la figure 5.14a, b montre des résultats similaires à ceux obtenus avec la méthode Bouguer (figure 5.13a, b) puisque très peu de reflectances de référence de la méthode DLRSCC sont utilisées. La corrélation est relativement faible ($R^2 = 0.379$), le biais faible ($ME = -0.06$) et la dispersion relativement importante ($RMSE = 0.143$).

La comparaison des AOD_{MODIS} et des AOD_{v4+} (figure 5.14b, c) présente une corrélation encore plus faible que la comparaison utilisant les AOD_{SODA} ($R^2 = 0.175$), un biais négatif important ($ME = -0.174$) ainsi qu'une plus forte dispersion ($RMSE = 0.234$). Pour cette zone les AOD calculées à partir du profil d'extinction des données opérationnelles CALIOP sont sous-estimées par rapport à MODIS.

Après contrainte des LR par l' AOD_{SODA} (figure 5.14d, e) la corrélation reste faible ($R^2 = 0.206$), mais le biais diminue ($ME = -0.106$) ainsi que la dispersion ($RMSE = 0.189$). Dans ce cas l'apport limité de l' AOD_{SODA} pour contraindre le profil d'extinction lors des inversions CALIOP pourrait en partie s'expliquer par la présence récurrente de couches d'aérosols très absorbantes en altitude qui atténuent trop le signal pour restituer tout le profil comme nous l'avons observé sur l'océan dans l'Atlantique Sud (chapitre 4, section 4.3.1). Si tel est le cas, l'utilisation des profils de rétro-diffusion à 1064 nm permettrait de restituer les observations manquantes à 532 nm. La stabilité de l'inversion pour les fortes AOD devra aussi être étudiée plus en détail. Une dernière hypothèse pourrait être qu'à la fois MODIS et SODA land surestiment l'AOD sur cette région.

Pour la zone 2 (figure 5.15) la comparaison des AOD_{MODIS} et des AOD_{v4+} (figure 5.15b, c) présente une corrélation élevée ($R^2 = 0.653$) mais plus faible qu'en comparant les AOD_{SODA} avec les AOD_{MODIS} ($R^2 = 0.859$). Le biais négatif est acceptable ($ME = -0.052$), mais plus important que pour la comparaison des AOD_{SODA} avec les AOD_{MODIS} ($ME = -0.006$), et la dispersion est également plus forte ($RMSE = 0.129$). La contrainte des LR par l' AOD_{SODA} lors des inversions CALIOP permet d'améliorer les résultats obtenus. En effet, la comparaison des $AOD_{v4,SODA}$ avec les AOD_{MODIS} (figure 5.15d, e) présente une meilleure corrélation ($R^2 = 0.789$) ainsi qu'un meilleur biais ($ME = -0.034$) et une dispersion plus faible ($RMSE =$).

Enfin, la figure 5.16 présente les résultats des comparaisons SODA land et CALIOP avec

MODIS pour la zone 3.

La comparaison des AOD_{SODA} avec les AOD_{MODIS} (figure 5.16a, b) présente une bonne corrélation ($R^2 = 0.699$), un biais faible ($ME = -0.003$) et une dispersion relativement élevée ($RMSE = 0.118$).

La comparaison des AOD_{v4+} avec les AOD_{MODIS} (figure 5.16b, c) présente une faible corrélation ($R^2 = 0.396$), mais de façon surprenante un biais faible ($ME = -0.026$) ainsi qu'une plus forte dispersion ($RMSE = 0.181$). Pour une proportion non négligeable de valeurs d' AOD_{MODIS} faibles (< 0.1), les AOD_{v4+} sont sur-estimées, avec des valeurs pouvant être supérieures à 0.4. Ceci explique sans doute le biais moyen faible dû à une compensation des biais négatifs, du à un faible LR, par ces biais positifs élevés.

Après contrainte des LR par l'AOD SODA, et comparaisons avec MODIS (figure 5.16d, e), les résultats sont légèrement améliorés avec une corrélation bien meilleure de 0.582 et un biais qui reste autour de -0.02.

La figure 5.17 présente l'histogramme de la répartition des valeurs de LR CALIOP avant et après optimisation des LR à partir de l' AOD_{SODA} pour les trois zones d'études confondues.

La grande majorité des valeurs de LR ($\approx 80\%$) avant optimisation sont comprises entre 45 sr^{-1} et 70 sr^{-1} . Les valeurs de LR supérieures à 70 sr^{-1} ne représentent que $\approx 5\%$ du nombre de valeurs avant optimisation mais passent à $\approx 25\%$ après optimisation. Les valeurs de LR peuvent atteindre 120 sr^{-1} . Ces très fortes valeurs de LR s'expliquent en partie par les problèmes de convergence des $AOD_{v4,SODA}$ avec les AOD_{SODA} (lors du processus d'optimisation des LR) rencontrés dans la zone 1. Une partie de ces fortes valeurs pourrait être éliminée avec une inversion du profil de rétro-diffusion s'appuyant sur le canal à 1064 nm.

La figure 5.18 présente l'histogramme de la répartition des valeurs d' AOD_{v4+} et $AOD_{v4,SODA}$ pour les trois zones d'études confondues.

La proportion de faibles valeurs d'AOD (< 0.1) diminue légèrement après optimisation des LR pour passer de 68% à 59%.

En résumé, l'utilisation de l' AOD_{SODA} pour contraindre le LR lors des inversions de profils de rétro-diffusion CALIOP permet d'améliorer la restitution des AOD ($AOD_{v4,SODA}$). La comparaison des $AOD_{v4,SODA}$ avec les AOD_{MODIS} présente en effet une meilleur corrélation, principalement pour les zones 2 et 3, et surtout une réduction notable du biais ainsi que moins de dispersion.

5.5.2 Comparaison des AOD_{SODA} avec les $AOD_{v4,SODA}$

Comme les comparaisons avec MODIS impliquent de restreindre la base de données à des mesures de jour avec présence de mesures MODIS, nous allons compléter notre analyse en effectuant ces comparaisons statistiques sur l'ensemble des AOD_{SODA} qui nous permettent de travailler avec 9666 traces couvrant la Sibérie sur les mois d'été (de juin à août) pour les années de 2010 à 2017. La zone d'étude est toujours décomposée en 3 zones (figure 5.6).

Pour la zone 1 (figure 5.19a, b) la corrélation et la dispersion ($R^2 = 0.454$, $RMSE = 0.1358$) sont meilleures que pour les comparaisons avec MODIS ($R^2 = 0.2$, $RMSE = 0.19$). Le biais

est également plus faible ($ME = -0.072$ au lieu de $ME = -0.1$). Pour cette zone une partie des valeurs d' $AOD_{v4,SODA}$ sont sous-estimées. Malgré tout, l'optimisation des LR n'est pas suffisante pour améliorer le calcul des AOD à partir du profil d'extinction.

Pour la zone 2 (figure 5.19c, d) le biais et la dispersion ($ME = -0.024$, $RMSE = 0.076$) sont légèrement améliorés par rapport aux comparaisons avec MODIS ($ME = -0.034$, $RMSE = 0.097$) et la corrélation reste élevée ($R^2 = 0.794$).

Pour la zone 3 (figure 5.19e, f) la corrélation et la dispersion ($R^2 = 0.77$ et $RMSE = 0.103$) sont meilleures que pour les comparaisons avec MODIS ($R^2 = 0.582$ et $RMSE = 0.145$). Le biais est plus important ($ME = -0.042$) que pour les comparaisons avec MODIS ($ME = -0.02$) mais le biais positif sur les valeurs d' AOD_{v4} n'est plus visible. La fraction des données avec un biais négatif, comme pour la zone 1, est maintenant clairement visible.

5.6 Distribution spatiale moyenne des AOD en Sibérie

Comme les comparaisons statistiques des sections 5.3.3, 5.4.3 et 5.5.1 mettent en évidence des différences régionales importantes, il est important de regarder plus en détails ces différences. La figure 5.20a présente la carte d'AOD CALTRACK (AOD_{MODIS}) réalisée à partir des données d' AOD_{MODIS} pour l'ensemble des 3 mois d'été de 2010 à 2017.

La figure 5.20b présente la distribution spatiale des AOD_{SODA} continentales et marines. Nous retrouvons les mêmes zones de fortes AOD que sur la carte MODIS (figure 5.20a). La zone de fortes AOD au Nord-Est de la Chine est bien visible avec des valeurs similaires (> 0.6). La zone de fort AOD le long du 60ème parallèle présente quand à elle des valeurs plus faibles (≈ 0.3) que sur la carte MODIS. C'est également le cas pour la région autour de la mer d'Aral à 45°N , 60°E . Ces écarts pourraient être dus en partie aux différences d'échantillonnage entre les AOD_{MODIS} (uniquement des valeurs de jour) et AOD_{SODA} (valeurs diurnes et nocturnes). En effet les biais négatifs observés lors des comparaisons AOD_{SODA} et AOD_{MODIS} sont faibles et ne suffisent pas à expliquer les différences observées. Enfin au niveau du désert du Xinjiang (38°N , 80°E), une zone d'AOD plus importantes (≈ 0.5), qui n'était pas visible sur la carte MODIS, apparait. Cette absence de fortes AOD mesurées par MODIS CALTRACK était d'ailleurs surprenante au-dessus de cette zone désertique compte tenu des mesures du réseau AERONET de Muztagh Ata (38.4°N , 75°E) qui mesure des $AOD_{550} > 0.3$ même en été. Ceci est par ailleurs un artefact uniquement présent pour l'échantillonnage avec CALTRACK car les AOD MODIS mensuelles (résolution $1^\circ \times 1^\circ$) restituent bien cette anomalie positive d'AOD sur le Xinjiang en été (figure 2.5 chapitre 2).

La figure 5.20c présente la carte d'AOD moyennes réalisée à partir des données d' AOD_{v4+} . Les valeurs d'AOD observées sont en moyenne plus faibles que ce que nous pouvons observer sur les autres cartes d'AOD (figure 5.20a et b). Nous retrouvons encore une fois la zone de fortes AOD au niveau du Nord-Est de la Chine mais les valeurs observées sont plus faibles (≈ 0.45 alors qu'avec MODIS ou SODA les valeurs étaient supérieures à 0.6). Les fortes valeurs autour de la mer d'Aral ne sont plus visibles et les valeurs au Sud de cette zone sont beaucoup plus

faibles (≈ 0.25). À l'exception de la mer d'Aral, ces différences d'AOD avec MODIS sont du même ordre de grandeur que le biais observé ($ME = -0.174$) entre les AOD_{v4+} et AOD_{MODIS} dans pour la zone 1 (figure 5.14c). Même constat pour la zone de fortes AOD le long du 60ème parallèle avec des différences d'AOD du même ordre de grandeur que le biais observé pour cette zone ($ME = -0.052$). Enfin le désert du Xinjiang (40°N , 80°E) présente des valeurs d'AOD beaucoup plus fortes (> 0.4) que sur la carte MODIS (< 0.21), mais aussi plus élevées que les valeurs d' AOD_{SODA} . Ces différences peuvent s'expliquer par un biais sur les valeurs MODIS CALTRACK dans cette zone puisque l' AOD_{SODA} indique également une zone de fortes AOD à 38°N , 80°E . L' AOD_{SODA} étant construite à partir de la méthode Bouguer, un biais négatif des AOD_{MODIS} sur cette zone induit aussi une sous-estimation des valeurs de reflectance lidar de référence γ_{ref} pour cette zone et donc à une sous-estimation des AOD_{SODA} par rapport à AOD_{v4+} , ce que nous observons.

Enfin, la figure 5.20d présente la carte d'AOD moyennes réalisée à partir des données d' $AOD_{v4,SODA}$; elle permet de discuter l'apport de l' AOD_{SODA} sur l'optimisation des AOD_{v4} avec notamment l'augmentation des AOD de 0.4 à 0.52 pour la zone au Nord-Est de la Chine, c'est à dire une valeur plus proche des observations MODIS. Le même effet est observé dans la zone au Sud de la mer d'Arar. En revanche au Nord du 50ème parallèle, l'optimisation des AOD apparaît moins efficace que ce que l'on peut déduire des comparaisons statistiques avec MODIS dans la zone 2. Au niveau du désert du Xinjiang les valeurs d'AOD sont plus faibles que sur la carte d' AOD_{v4+} conformément à ce que nous attendions du fait des valeurs d' AOD_{SODA} plus faibles.

5.7 Conclusion

Deux méthodologies utilisant la reflectance CALIOP de surface pour restituer l'AOD au-dessus des surfaces continentales (AOD_{SODA}) ont été développées et les résultats obtenus ont été évalués à partir de comparaisons aux mesures d'AOD MODIS (AOD_{MODIS}) en distinguant trois zones présentant des caractéristiques de reflectance différentes : (i) la zone 1, au sud de la mer d'Arar (entre 30°N - 50°N et 50°E - 70°E), correspond à des surfaces majoritairement désertiques présentant des réflectances de surface importantes ($> 0.09 \text{ sr}^{-1}$), (ii) la zone 2, au nord du 50ème parallèle, correspond à des surfaces végétalisées présentant des réflectances de surface plus faibles ($< 0.08 \text{ sr}^{-1}$), (iii) la zone 3, entre 30°N - 50°N et 70°E - 150°E , présente une hétérogénéité des réflectances de surface avec des valeurs comprises entre 0.04 sr^{-1} et 0.09 sr^{-1} . La méthode DLRSCC présente de bons résultats (biais faible, corrélation élevée et dispersion faible) dans les zones de faible reflectance ($< 0.75 \text{ sr}^{-1}$) au nord du 50ème parallèle mais devient trop sensible au phénomène de saturation du signal de reflectance lidar de surface pour les zones désertiques au sud ce qui a pour conséquence une sous-estimation des valeurs d' AOD_{SODA} . En conséquence, cette méthodologie est difficilement utilisable pour ces zones en l'absence de correction de la saturation. La méthode Bouguer qui utilise l'extrapolation à une transmittance nulle des relations linéaires entre reflectance lidar apparente et AOD_{MODIS} permet quand à

elle de s'affranchir, en grande partie, du problème de saturation et de corriger le biais sur les AOD_{SODA} sur les zones désertiques du sud Sibérien. Cette méthode ne permet cependant pas de prendre en compte toute la variabilité des reflectances lidar de surface non atténuées à une échelle inférieure à $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. L'utilisation de cette méthode sur une zone plus petite est limitée par la quantité de données d' AOD_{MODIS} disponibles. L'utilisation des profils d'extinction CALIOP avec une échelle beaucoup plus fine ($\approx 15 \text{ km}$) pour tracer les droites de Bouguer a dans un premier temps été écartée afin d'éviter les biais dûs à l'identification des types d'aérosols et donc au choix du LR pour le calcul du profil d'extinction. En effet, nous avons vu que le biais des données d'AOD déduites des profils CALIOP (AOD_{v4+}) peut atteindre -0.174 dans la zone 1 par exemple lorsque nous les comparons aux AOD_{MODIS} (figure 5.14c, d). Cependant, l'utilisation des données CALIOP permettrait d'être totalement indépendant des autres sources de mesures (MODIS dans le cas présent) et pourrait permettre d'améliorer la résolution spatiale pour le calcul des droites de Bouguer. Cela sera évalué dans la suite de ce travail.

Les comparaisons des AOD_{v4+} avec les AOD_{MODIS} , pour les zones 2 et 3, ont présenté de bons résultats avec des biais faibles ($|ME| < 0.052$) mais avec des dispersions parfois élevées (jusqu'à 0.181). Pour ces deux zones, l'utilisation de l' AOD_{SODA} pour contraindre le calcul du profil d'extinction de CALIOP permet d'améliorer les restitutions en diminuant biais et dispersion. Pour la zone 1 le biais entre les AOD_{v4+} et AOD_{MODIS} est très important ($ME = -0.174$) et l'utilisation de l' AOD_{SODA} comme contrainte n'est pas suffisante pour corriger la totalité du biais. L'utilisation du signal de rétro-diffusion à 1064 nm pourrait permettre d'améliorer les restitutions des profils d'extinction. La prise en compte de la contrainte AOD_{SODA} dans l'inversion du profil de rétro-diffusion atténué reste donc le point critique à améliorer.

Enfin, les cartes d'AOD présentées ont permis de préciser la localisation des zones présentant des biais notables même après optimisation, notamment au sud de la mer d'Aral et le long du 60ème parallèle. La zone du désert du Xinjiang (38°N , 80°E) présente par ailleurs un biais sur les données MODIS CALTRACK qui doit être éliminé en approfondissant le rôle des facteurs de qualité et la taille de la zone de recherche des observations MODIS.

Dans ce chapitre seuls les mois d'été ont été étudiés afin d'éviter les problèmes de saturation du signal de reflectance lidar de surface dus à la présence de neige ou de glace. Ceci est limitant pour la Sibérie car une grande partie de cette région est couverte de neige entre septembre et mai. De plus, comme nous l'avons vu dans la section 5.4.2, malgré ces précautions des phénomènes de saturation interviennent pour des valeurs de reflectance lidar $> 0.075 \text{ sr}^{-1}$ ce qui limite l'utilisation de la méthode DLRSCC et peut biaiser les restitutions d'AOD à partir de la méthode Bouguer. Un travail sur la correction de la saturation est donc primordial afin de pouvoir améliorer les résultats SODA et de pouvoir étendre son utilisation tout au long de l'année.

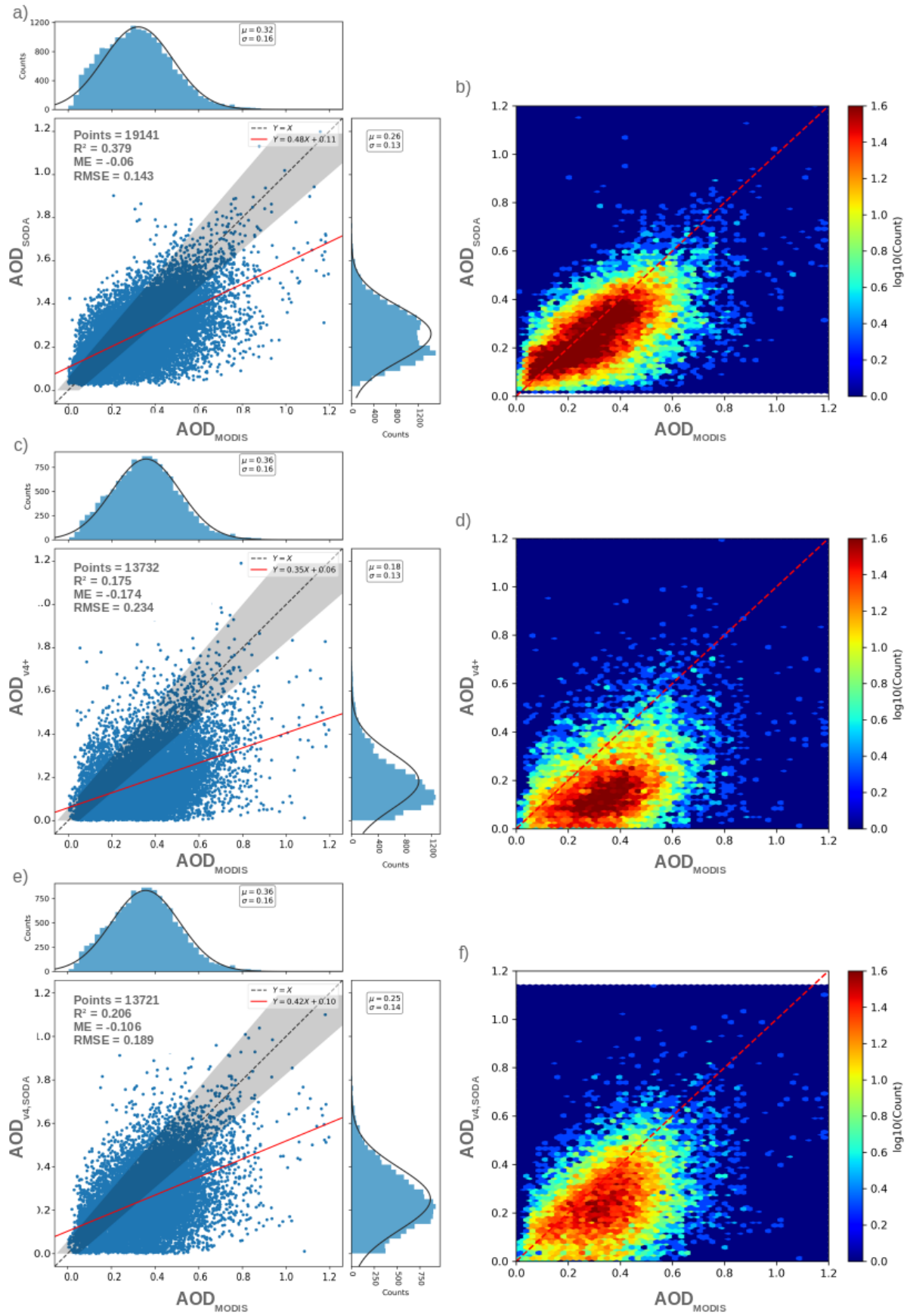


FIGURE 5.14 : Nuages de points et régression linéaire associée (colonne de gauche) et histogramme 2D (colonne de droite) pour les comparaisons : a, b) AOD_{SODA} et AOD_{MODIS} ; c, d) AOD_{v4+} et AOD_{MODIS} ; e, f) $AOD_{v4,SODA}$ et AOD_{MODIS} pour la zone 1. La zone grisée sur les figures a), c) et e) correspond à l'incertitude MODIS.

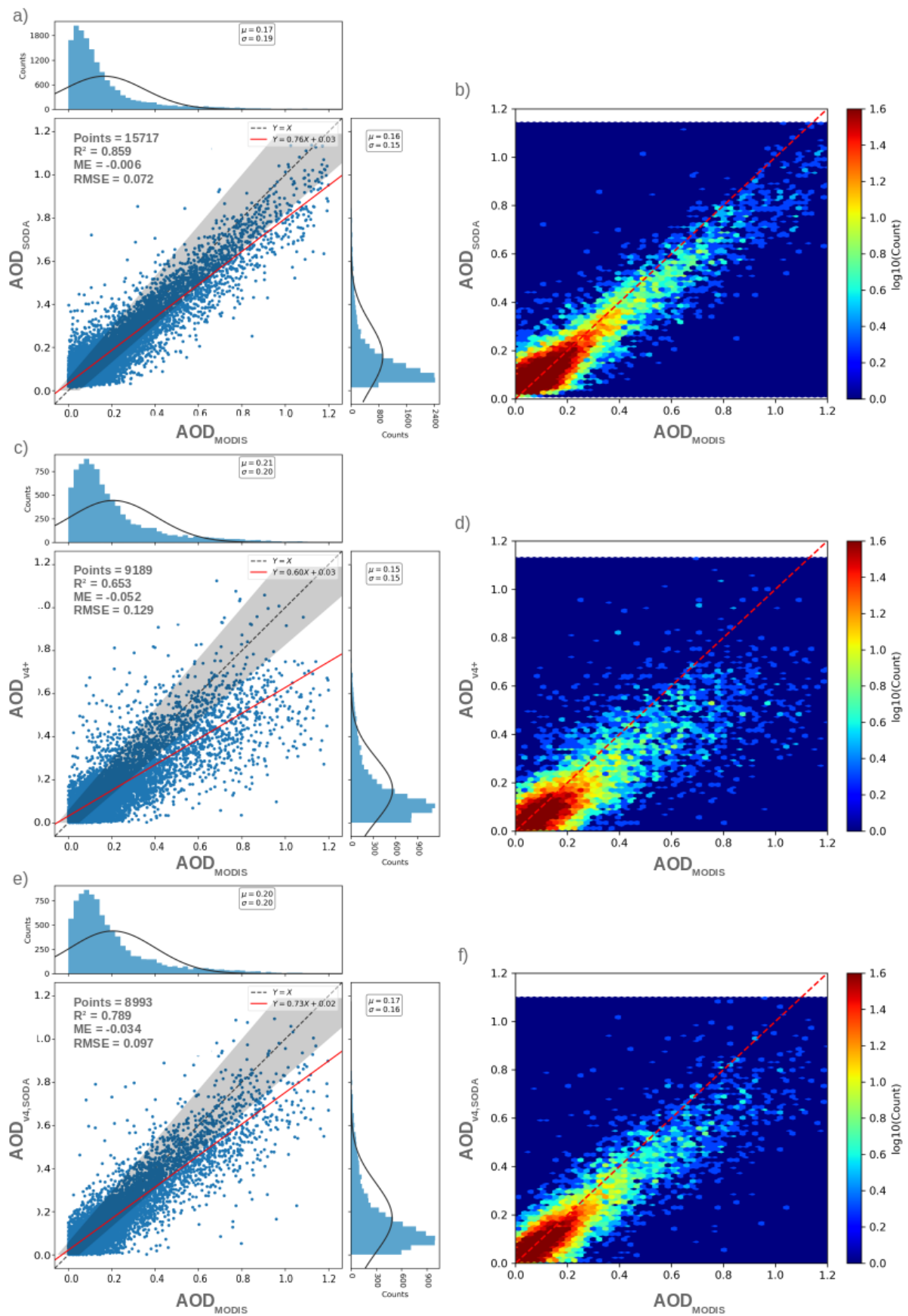


FIGURE 5.15 : Nuages de points et régression linéaire associée (colonne de gauche) et histogramme 2D (colonne de droite) pour les comparaisons : a, b) AOD_{SODA} et AOD_{MODIS} ; c, d) AOD_{v4+} et AOD_{MODIS} ; e, f) $AOD_{v4,SODA}$ et AOD_{MODIS} pour la zone 2. La zone grisée sur les figures a), c) et e) correspond à l'incertitude MODIS.

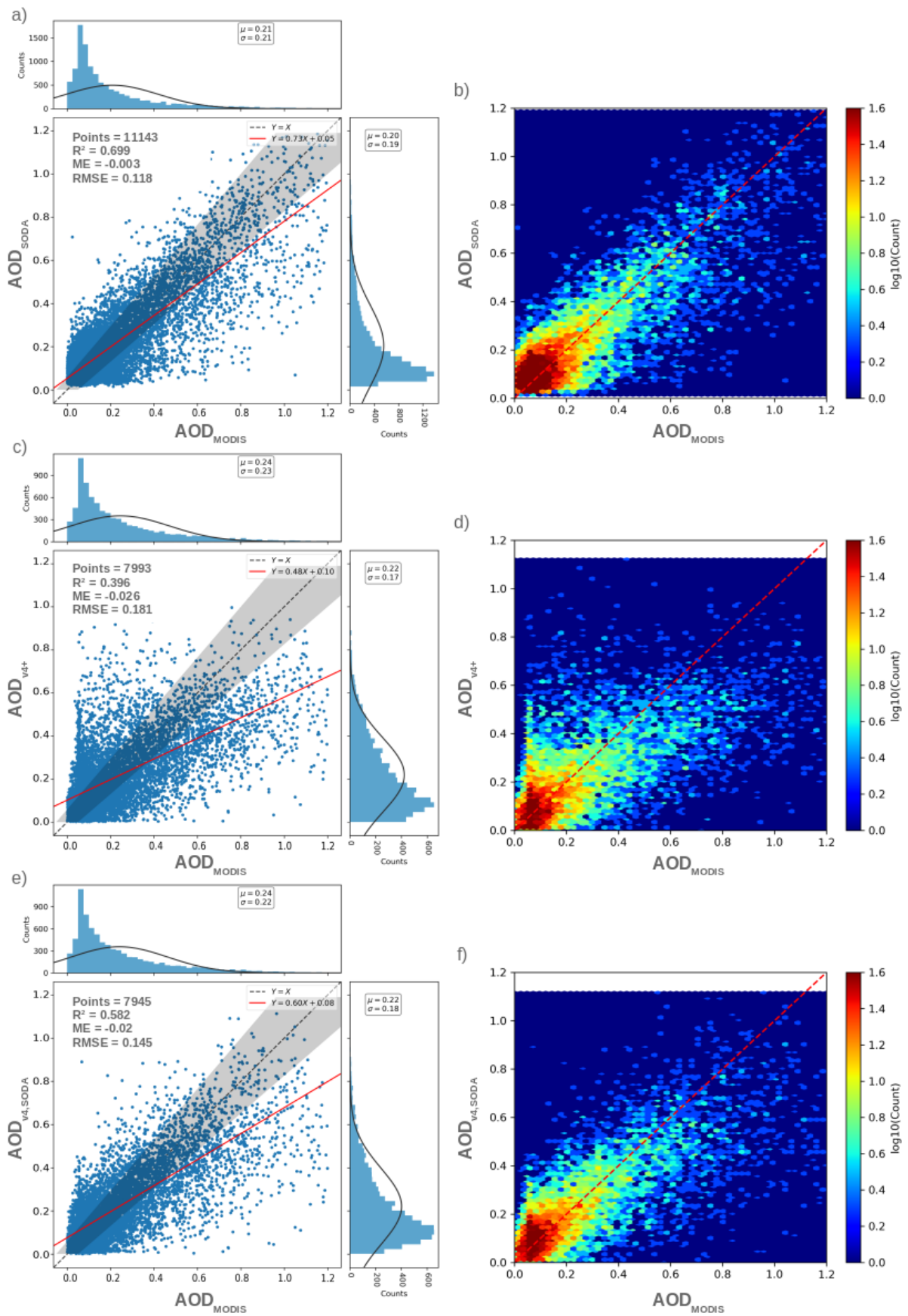


FIGURE 5.16 : Nuages de points et régression linéaire associée (colonne de gauche) et histogramme 2D (colonne de droite) pour les comparaisons : a, b) AOD_{SODA} et AOD_{MODIS} ; c, d) AOD_{v4+} et AOD_{MODIS} ; e, f) $AOD_{v4,SODA}$ et AOD_{MODIS} pour la zone 3. La zone grisée sur les figures a), c) et e) correspond à l'incertitude MODIS.

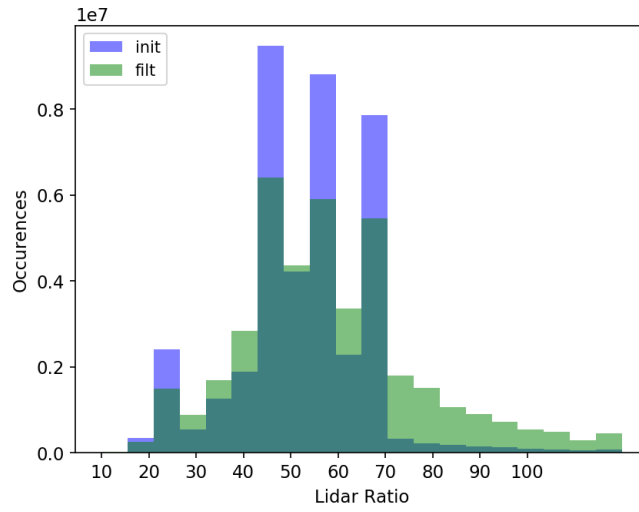


FIGURE 5.17 : Histogramme, en nombre de bins, des LR avant (en bleu) et après (vert) optimisation.

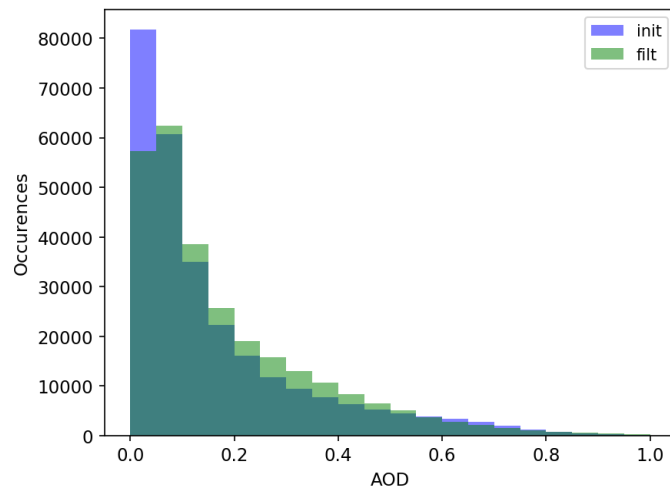


FIGURE 5.18 : Histogramme de la distribution, en nombre de profils, des valeurs d' AOD_{v4+} (avant optimisation) et $AOD_{v4,SODA}$ (après optimisation).

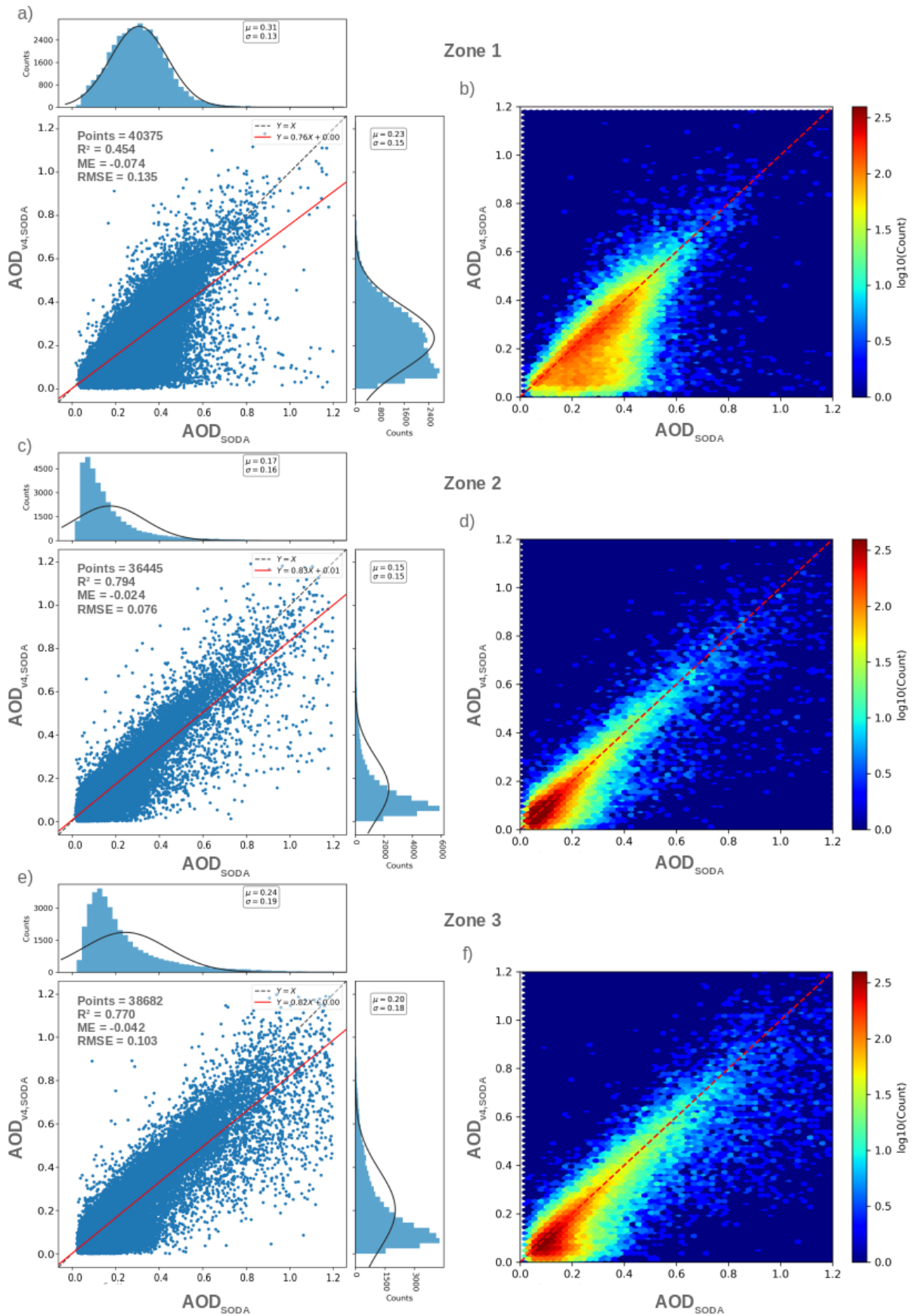


FIGURE 5.19 : Nuages de points et régression linéaire associées (colonne de gauche) et histogramme 2D (colonne de droite) pour les comparaisons $AOD_{v4,SODA}$ et AOD_{SODA} : a, b) Zone 1 ; c, d) Zone 2 ; e, f) Zone 3.

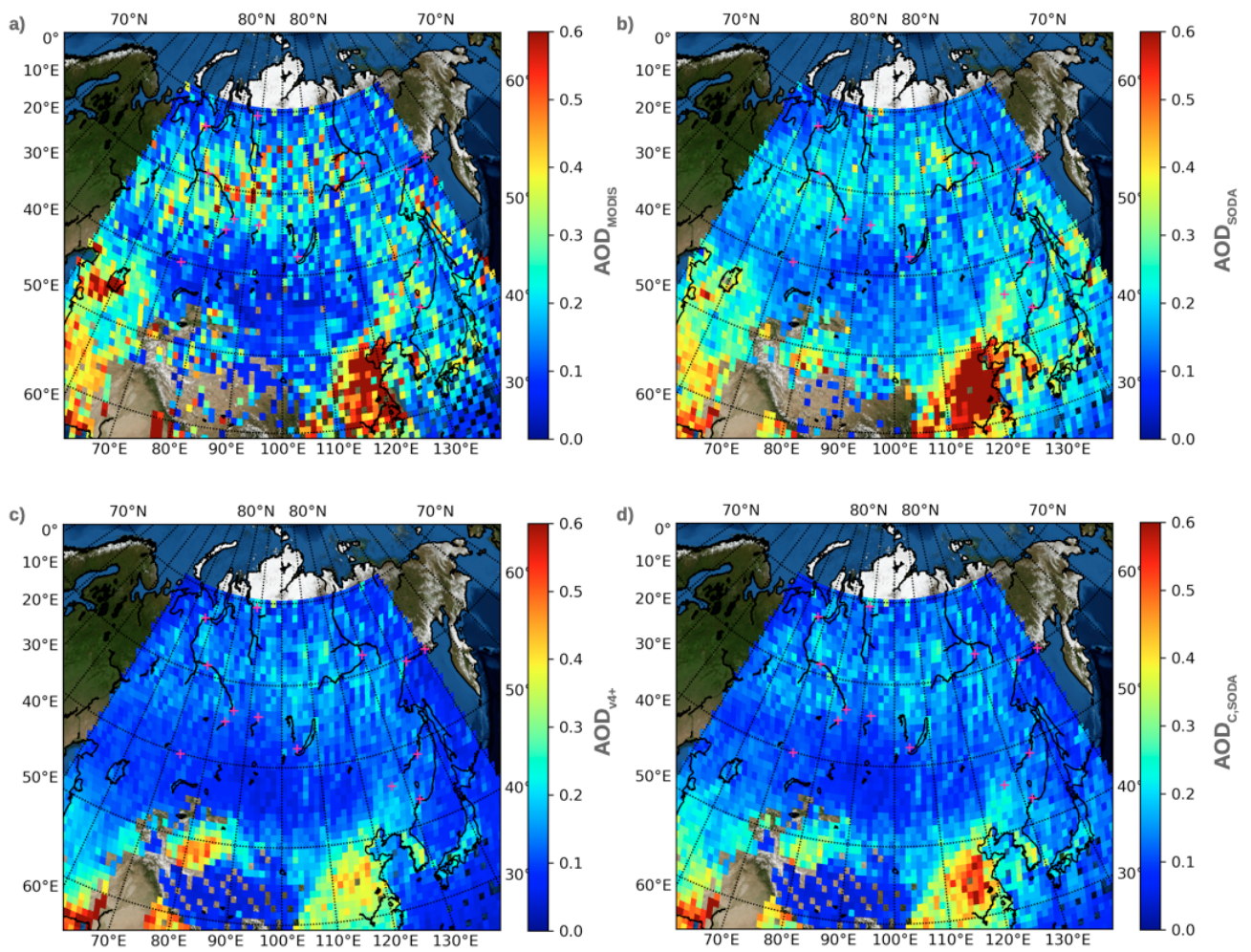


FIGURE 5.20 : Cartes d'AOD moyennes, de résolution $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ pour les mois d'été (de juin à aout) pour les années allant de 2010 à 2017 (même base de données que dans la section 5.5.1) réalisées à partir des données : a) AOD_{MODIS} ; b) AOD_{SODA} (Land + Ocean) ; c) AOD_{v4+} ; d) $AOD_{v4,SODA}$.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

Il existe peu d'études sur la distribution spatiale, les propriétés optiques et l'origine des aérosols en Sibérie. Une telle étude à l'échelle régionale est nécessaire afin de mieux comprendre les interactions entre moyennes latitudes et régions polaires, identifiées comme très sensibles à une modification du transport des aérosols dès lors que l'on s'intéresse au changement climatique (effet direct avec de possibles rétroactions positives, effet indirect sur le cycle de vie des nuages). Les feux de forêt intenses qui se produisent l'été en Sibérie, constituent une source majeure de BC et de CO. Ces feux peuvent injecter des aérosols à haute altitude, troposphère libre et basse stratosphère, qui seront ensuite transportés sur plusieurs milliers de kilomètres dans tout l'hémisphère Nord et notamment en Arctique. L'impact du vieillissement sur les propriétés optiques de ces panaches, lors de leur transport, est encore mal évalué. Les émissions industrielles associées à l'exploitation des extractions d'hydrocarbures ont été identifiées comme des sources d'aérosols d'importance grandissante à haute latitude mais leur impact est sous-estimé en grande partie en raison du manque de données fiables dans les inventaires d'émissions. La Sibérie est la seconde région du monde pour les émissions de gaz et particules à partir des torchères et nous disposons d'une opportunité pour caractériser ce type de source. Enfin, le mélange de nombreux types d'aérosol, comme le mélange des poussières désertiques en provenance des déserts d'Asie Centrale et des aérosols de combustion issus de feux de forêt ou d'émissions industrielles sibériennes, ont un impact mal connu sur les propriétés optiques.

Afin de répondre à ces objectifs, les données, lidar et *in-situ*, issues des campagnes aéroportées YAK-AEROSIB de juillet 2013 et juin 2017 ont été analysées dans ce travail de thèse. Le couplage des données aéroportées avec les données satellites (MODIS, IASI, CALIOP) et l'utilisation du modèle de transport FLEXPART ont permis, pour chaque couche observée lors des vols, de déterminer le type et les propriétés optiques des aérosols (coefficient d'extinction, rapport de dépolarisation et rapport de couleur). Ces deux campagnes ont permis d'échantillonner : (i) les panaches de pollution urbaine des grandes villes sibériennes (Novossibirsk, Tomsk, Krasnoïarsk, Iakoutsk) ; (ii) les émissions des torchères de gaz de la vallée de l'Ob ; (iii) les feux de forêt saisonniers ; (iv) le transport à longue distance de panaches de pollution depuis le nord de la Chine. Ces deux campagnes ont ainsi permis de mieux caractériser les principales sources d'aérosols en Sibérie et les mécanismes de transport à l'échelle régionale.

Le vol au-dessus des émissions de torchage de gaz a été utile pour discuter les caractéristiques de ces panaches avec peu de grosses particules et un rapport lidar de l'ordre de 50-60 sr, dans le premier quartile des valeurs utilisées pour l'étude des émissions des principales villes de Sibérie (43-90 sr). De plus, c'est pour ce type de masse d'air que nous avons obtenu les plus fortes valeurs d'AOD, quel que soit le type d'observations (avion, CALIOP, MODIS). L'analyse de ces campagnes a également permis de comparer les panaches âgés et récents pour les émissions urbaines et les émissions des feux de forêt. Les panaches âgés sont caractérisés par une augmentation de l' AOD_{532} et de la taille des particules aérosols, conformément à des études similaires menées sur le vieillissement de la combustion de biomasse en Amérique du Nord et en Europe du Sud. Enfin, les panaches d'aérosols transportés au-dessus de la couche limite n'ont été observés que dans le cas du soulèvement synoptique des émissions du nord de la Chine et dans le cas de panache de feux de forêt.

Compte tenu de l'importance de l'apport des mesures satellites dans l'analyse des campagnes aéroportées, ce travail de thèse s'est ensuite intéressé à l'utilisation des mesures du lidar spatial CALIOP pour analyser les propriétés optiques (profil d'extinction, rapport de couleur, rapport de dépolarisation, le rapport lidar) et la distribution verticale des aérosols. L'algorithme destiné à la génération des produits aérosols opérationnels CALIOP utilise les mesures de dépolarisation et de diffusion pour déterminer un type d'aérosol, auquel une valeur de rapport lidar (LR) est associée (Omar et collab., 2009). Une hypothèse incorrecte pour le LR est une source d'erreur substantielle ($\approx 20 - 50\%$) dans la restitution des profils d'extinction avec cette méthode.

Si, pour les couches d'aérosols isolées dans la troposphère libre la méthode de l'atténuation permet d'évaluer le LR, pour les autres couches une contrainte sur le LR peut être appliquée à partir de l'utilisation d'une valeur d'AOD indépendante et co-localisée avec les observations CALIOP. Plusieurs mesures d'AOD indépendantes peuvent être utilisées comme celles issues des mesures spatiales de l'instrument MODIS qui présente une bonne co-localisation spatiale et temporelle avec CALIPSO (produit CALTRACK). Cependant aucune mesure d'AOD à 550 nm n'est disponible de nuit ($\approx 30\%$ des données CALIOP) ou au-dessus des surfaces enneigées.

Le produit SODA, basé sur l'utilisation de la réflectance lidar CALIOP sur les surfaces océaniques (SODA OVOC) ou les nuages opaques d'eau liquide (SODA OLIWAC), permet la restitution d'AOD à 532 nm ($AOD_{SODA,marin}$) en s'affranchissant des informations du profil vertical lidar.

L'évaluation de ces produits SODA au-dessus du Pacifique Nord a constitué une première étape de cette analyse de l'apport des produits SODA. Pour cela les $AOD_{SODA,marin}$ ont été comparés aux AOD MODIS (AOD_{MODIS}) pour 3 zones géographiques : (i) le Pacifique Nord (NPO) influencé par les panaches de pollution exportés depuis le nord de la Chine et les panaches de feux de forêt saisonniers venus de Sibérie ; (ii) l'Atlantique Sud (SAO) influencée par les panaches de feux saisonniers de la partie sud du continent Africain ; (iii) l'Atlantique Nord (NAO) sous influence des aérosols de poussières désertiques en provenance du Sahara.

Les comparaisons des $AOD_{SODA,marin}$ avec les AOD_{MODIS} ont montré un bon accord pour les zones SAO et NAO avec une corrélation > 0.7 et un biais faible < 0.008 . Cependant les

resultats obtenus sont moins bons pour la zone NPO, avec une corrélation plus faible ($= 0.418$) et un biais qui reste très faible ($< 10^{-2}$), dû en partie à la forte proportion de faibles valeurs d'AOD. L'accord des $AOD_{SODA,marin}$ avec les AOD_{MODIS} est meilleur que celui des AOD_{MODIS} avec les AOD CALIOP (AOD_{v4+}), notamment pour les zones NPO et SAO, fortement influencées par des aérosols de combustion ayant subi du transport. Dans ces cas, l'identification du type d'aérosol est plus difficile et l'algorithme CALIOP a tendance à attribuer des valeurs de LR trop faibles et donc à sous estimer l' AOD_{v4+} . Pour l'ensemble des zones, l'utilisation des $AOD_{SODA,marin}$ pour contraindre le LR lors de l'inversion des données CALIOP permet d'améliorer les résultats obtenus lors des comparaisons avec les AOD_{MODIS} , avec notamment de meilleurs corrélations ($R^2 > 0.5$) et des biais plus faibles ($|ME| \leq 0.04$). Le produit SODA actuel, aussi bien comme mesure directe d'AOD que pour contraindre les inversions CALIOP, n'est pas utilisable sur le continent où seules les mesures au-dessus des nuages opaques sont envisageables (SODA OLIWAC). Cependant l'évaluation préliminaire de l'apport de SODA OLIWAC a montré que son utilisation sera limitée à l'exploration de la haute et moyenne troposphère. L'extension aux surfaces continentales de l'utilisation des reflectances lidar de surface pour la restitution d'AOD ($AOD_{SODA,land}$) à donc constitué le troisième et dernier objectif de ce travail de thèse.

Deux méthodologies ont été développées : (i) la méthode DLRSCC basée sur l'utilisation des observations de reflectance lidar de surface en condition ciel clair comme observation de référence pour l'évaluation de l'épaisseur optique ; (ii) la méthode de la droite de Bouguer utilisant la relation de linéarité entre reflectance lidar de surface et l' AOD_{MODIS} pour déterminer cette observation de référence. L'évaluation de ces deux méthodes a été faite pour 32 mois de données (mai à août pour les années de 2010 à 2017). Si ces deux méthodes présentent de bon résultats lorsque les restitutions d' $AOD_{SODA,land}$ sont comparées aux AOD_{MODIS} pour les zones de réflectance de surface faible ($< 0.75 \text{ sr}^{-1}$), la saturation du signal de reflectance de surface lidar limite l'utilisation de la méthode DLRSCC dans les zones de plus forte reflectance de surface. Si la méthode Bouguer permet de s'affranchir en partie des problèmes de saturation, elle ne permet pas de prendre en compte toute la variabilité des reflectances lidar de surface non atténuées à une échelle inférieure à $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. L'utilisation des profils d'extinction CALIOP avec une échelle beaucoup plus fine ($\approx 15 \text{ km}$) pour tracer les droites de Bouguer pourrait permettre d'être totalement indépendant des autres sources de mesures (MODIS dans le cas présent) et d'améliorer la résolution spatiale pour le calcul des droites de Bouguer.

A l'exception de la zone désertique se trouvant au sud de la mer d'Aral les comparaisons des AOD_{v4+} avec les AOD_{MODIS} ont présenté de bons accords avec des biais faibles ($|ME| < 0.052$) mais une dispersion qui reste parfois élevée (jusqu'à 0.181). L'utilisation de l' $AOD_{SODA,land}$ pour contraindre le calcul du profil d'extinction de CALIOP a permis d'améliorer les biais ($|ME| < 0.034$) et la dispersion (< 0.145) des AOD_{v4+} en comparaison aux observations MODIS. Cependant, l'utilisation de l' $AOD_{SODA,land}$ comme contrainte n'est pas suffisante pour corriger la totalité du biais dans la zone au sud de la mer d'Aral. L'utilisation du signal de rétro-diffusion à 1064 nm pourrait permettre d'améliorer les restitutions des profils d'extinction. La

prise en compte de la contrainte $AOD_{SODA,land}$ dans l'inversion du profil de rétro-diffusion atténué reste donc le point critique à améliorer.

Dans ce travail de thèse seuls les mois d'été ont été étudiés afin d'éviter en partie les problèmes de saturation du signal de réflectance lidar de surface dus à la présence de neige ou de glace. Pour un certain nombre de régions, dont la Sibérie fait partie, le fait de ne pouvoir appliquer ces méthodologies sur les surfaces enneigées est très limitant. Un travail sur la correction de la saturation est donc primordial afin de pouvoir améliorer les résultats SODA et de pouvoir étendre son utilisation tout au long de l'année.

Au-delà de l'aspect méthodologique il serait intéressant d'étudier la variabilité inter-annuelle des AOD CALIOP ainsi que la distribution spatio-temporelle des différents types d'aérosols identifiés à partir des données de niveau 2 opérationnelles CALIOP. Une telle étude, à partir des 15 ans de données CALIOP, permettrait de mieux caractériser les sources d'aérosols en Sibérie (type de sources, quantité d'aérosols émis, altitude d'injection des aérosols, l'évolution de leur importance dans le temps...) ainsi que leur transport et le rôle de ces derniers sur l'évolution des propriétés optiques des aérosols. Cette étude pourrait également s'appuyer sur l'utilisation des produits SODA, au-dessus des surfaces océaniques et continentales, qui permettent d'améliorer la restitution des profils d'extinction (AOD) CALIOP.

Bibliographie

- Albert, P., R. Bennartz, R. Preusker, R. Leinweber et J. Fischer. 2005, «Remote sensing of atmospheric water vapor using the moderate resolution imaging spectroradiometer», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 22, n° 3, doi :10.1175/JTECH1708.1, p. 309–314.
- Ancellet, G., J. Pelon, Y. Blanchard, B. Quennehen, A. Bazureau, K. S. Law et A. Schwarzenboeck. 2014, «Transport of aerosol to the arctic : analysis of caliop and french aircraft data during the spring 2008 polarcat campaign», *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 14, n° 16, doi : 10.5194/acp-14-8235-2014, p. 8235–8254.
- Ancellet, G., J. Pelon, J. Totems, P. Chazette, A. Bazureau, M. Sicard, T. Di Ioro, F. Dulac et M. Mallet. 2016, «Long-range transport and mixing of aerosol sources during the 2013 north american biomass burning episode : analysis of multiple lidar observations in the western mediterranean basin», doi :10.5194/acp-16-4725-2016.
- Ancellet, G., I. E. Penner, J. Pelon, V. Mariage, A. Zabukovec, J. C. Raut, G. Kokhanenko et Y. S. Balin. 2019, «Aerosol monitoring in siberia using an 808 nm automatic compact lidar», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 12, n° 1, doi :10.5194/amt-12-147-2019, p. 147–168.
- Ankilov, A., A. Baklanov, M. Colhoun, K.-H. Enderle, J. Gras, Y. Julanov, D. Kaller, A. Lindner, A. Lushnikov, R. Mavliev et collab.. 2002a, «Intercomparison of number concentration measurements by various aerosol particle counters», *Atmospheric Research*, vol. 62, n° 3-4, doi :10.1016/S0169-8095(02)00010-8, p. 177–207.
- Ankilov, A., A. Baklanov, M. Colhoun, K.-H. Enderle, J. Gras, Y. Julanov, D. Kaller, A. Lindner, A. Lushnikov, R. Mavliev et collab.. 2002b, «Particle size dependent response of aerosol counters», *Atmospheric Research*, vol. 62, n° 3-4, doi :10.1016/S0169-8095(02)00011-X, p. 209–237.
- Ankilow, A., A. Baklanov, R. Mavliev, S. Eremenko, G. Reischl et A. Majerowicz. 1991, «Comparison of the novosibirsk automated diffusion battery with the vienna electro mobility spectrometer», *Journal of Aerosol Science*, vol. 22, doi :10.1016/S0021-8502(05)80103-X, p. S325–S328.

- Ansmann, A., R. Engelmann, D. Althausen, U. Wandinger, M. Hu, Y. Zhang et Q. He. 2005, «High aerosol load over the pearl river delta, china, observed with raman lidar and sun photometer», *Geophysical Research Letters*, vol. 32, n° 13, doi :10.1029/2005GL023094.
- Aurela, M., J. P. Beukes, P. Van Zyl, V. Vakkari, K. Teinilä, S. Saarikoski et L. Laakso. 2016, «The composition of ambient and fresh biomass burning aerosols at a savannah site, south africa», *South African Journal of Science*, vol. 112, n° 5-6, doi :10.17159/sajs.2016/20150223, p. 1-8.
- Balin, Y., G. Bairashin, G. Kokhanenko, I. Penner et S. Samoilova. 2011, «Losa-m2 aerosol raman lidar», *Quantum Electronics*, vol. 41, doi :10.1070/QE2011v041n10ABEH014574, p. 945.
- Barrick, D. 1968, «Rough surface scattering based on the specular point theory», *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, vol. 16, n° 4, doi :10.1109/TAP.1968.1139220, p. 449-454.
- Bäumer, D., B. Vogel, S. Versick, R. Rinke, O. Möhler et M. Schnaiter. 2008, «Relationship of visibility, aerosol optical thickness and aerosol size distribution in an ageing air mass over south-west germany», *Atmospheric Environment*, vol. 42, n° 5, doi :10.1016/j.atmosenv.2007.10.017, p. 989-998.
- Bertschi, I. T. et D. A. Jaffe. 2005, «Long-range transport of ozone, carbon monoxide, and aerosols to the ne pacific troposphere during the summer of 2003 : Observations of smoke plumes from asian boreal fires», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 110, n° D5, doi :10.1029/2004JD005135.
- Bond, T. C., S. J. Doherty, D. Fahey, P. Forster, T. Berntsen, B. DeAngelo, M. Flanner, S. Ghan, B. Kärcher, D. Koch et collab.. 2013, «Bounding the role of black carbon in the climate system : A scientific assessment», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 118, n° 11, doi :10.1002/jgrd.50171, p. 5380-5552.
- Bréon, F.-M., V. Vanderbilt, M. Leroy, P. Bicheron, C. L. Walthall et J. Kalshoven. 1997, «Evidence of hot spot directional signature from airborne polder measurements», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, n° 2, doi :10.1109/36.563289, p. 479-484.
- Bucholtz, A. 1995, «Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere», *Applied Optics*, vol. 34, n° 15, doi :10.1364/AO.34.002765, p. 2765-2773.
- Bufton, J. L., F. E. Hoge et R. N. Swift. 1983, «Airborne measurements of laser backscatter from the ocean surface», *Applied Optics*, vol. 22, n° 17, doi :10.1364/AO.22.002603, p. 2603-2618.

- Burton, S., R. Ferrare, C. Hostetler, J. Hair, R. Rogers, M. Obland, C. Butler, A. Cook, D. Harper et K. Froyd. 2012, «Aerosol classification using airborne high spectral resolution lidar measurements—methodology and examples», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 5, n° 1, doi :10.5194/amt-5-73-2012, p. 73–98.
- Burton, S., R. Ferrare, M. Vaughan, A. Omar, R. Rogers, C. Hostetler et J. Hair. 2013, «Aerosol classification from airborne hsrl and comparisons with the calipso vertical feature mask», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 6, n° 5, doi :10.5194/amt-6-1397-2013, p. 1397–1412.
- Cahoon Jr, D. R., B. J. Stocks, J. S. Levine, W. R. Cofer III et J. M. Pierson. 1994, «Satellite analysis of the severe 1987 forest fires in northern china and southeastern siberia», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 99, n° D9, p. 18 627–18 638.
- Cairo, F., G. Di Donfrancesco, A. Adriani, L. Pulvirenti et F. Fierli. 1999, «Comparison of various linear depolarization parameters measured by lidar», *Applied Optics*, vol. 38, n° 21, doi :10.1364/AO.38.004425, p. 4425–4432.
- Cape, J., M. Coyle et P. Dumitrean. 2012, «The atmospheric lifetime of black carbon», *Atmospheric Environment*, vol. 59, doi :10.1016/j.atmosenv.2012.05.030, p. 256–263.
- Capelle, V., A. Chédin, M. Pondrom, C. Crevoisier, R. Armante, L. Crepeau et N. Scott. 2018, «Infrared dust aerosol optical depth retrieved daily from iasi and comparison with aeronet over the period 2007–2016», *Remote Sensing of Environment*, vol. 206, doi :10.1016/j.rse.2017.12.008, p. 15–32.
- Capelle, V., A. Chédin, M. Siméon, C. Tsamalis, C. Pierangelo, M. Pondrom, R. Armante, C. Crevoisier, L. Crepeau et N. Scott. 2014, «Evaluation of iasi derived dust aerosols characteristics over the tropical belt.», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 14, n° 17, doi :10.5194/acp-14-9343-2014, p. 9343–9362.
- Chand, D., T. Anderson, R. Wood, R. Charlson, Y. Hu, Z. Liu et M. Vaughan. 2008, «Quantifying above-cloud aerosol using spaceborne lidar for improved understanding of cloudy-sky direct climate forcing», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 113, n° D13, doi :10.1029/2007JD009433.
- Changes.”, I. G.-B. P. G. et I. C. of Scientific Unions. 1990, *The International Geosphere-Biosphere Programme : A Study of Global Change, IGBP : the Initial Core Projects*, 12, IGBP.
- Chazette, P., C. Flamant, J. Totems, M. Gaetani, G. Smith, A. Baron, X. Landsheere, K. Desboeufs, J.-F. Doussin et P. Formenti. 2019, «Evidence of the complexity of aerosol transport in the lower troposphere on the namibian coast during aeroclo-sa.», *Atmospheric Chemistry & Physics*, vol. 19, n° 23, doi :10.5194/acp-19-14979-2019.

- Chazette, P., H. Randriamiarisoa, J. Sanak, P. Couvert et C. Flamant. 2005, «Optical properties of urban aerosol from airborne and ground-based in situ measurements performed during the etude et simulation de la qualité de l'air en ile de france (esquif) program», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 110, n° D2, doi :10.1029/2004JD00481.
- Chazette, P., J.-C. Raut et J. Totems. 2018, «Springtime aerosol load as observed from ground-based and airborne lidars over northern norway», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 18, n° 17, doi :10.5194/acp-18-13075-2018, p. 13 075–13 095.
- Chosson, F. 2006, *Transfert radiatif dans les nuages de couche limite hétérogenes*, thèse de doctorat.
- Clarke, A. D. et K. J. Noone. 2007, «Soot in the arctic snowpack : A cause for perturbations in radiative transfer», *Atmospheric Environment*, vol. 41, doi :https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2007.10.059, p. 64–72.
- Clerbaux, C. 2018, «Daily iasi/metop-a ulb-latmos carbon monoxide (co) l2 product (total column)», <https://doi.org/10.25326/16>.
- Clerbaux, C., P. Chazette, J. Hadji-Lazaro, G. Mégie, J.-F. Müller et S. Clough. 1998, «Remote sensing of co, ch4, and o3 using a spaceborne nadir-viewing interferometer», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 103, n° D15, doi :10.1029/98JD01422, p. 18 999–19 013.
- Cox, C. et W. Munk. 1954, «Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter», *Josa*, vol. 44, n° 11, doi :10.1364/JOSA.44.000838, p. 838–850.
- Damoah, R., N. Spichtinger, C. Forster, P. James, I. Mattis, U. Wandinger, S. Beirle, T. Wagner et A. Stohl. 2004, «Around the world in 17 days - hemispheric-scale transport of forest fire smoke from russia in may 2003», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 4, n° 5, doi : 10.5194/acp-4-1311-2004, p. 1311–1321.
- Dawson, K., N. Meskhidze, D. Josset et S. Gassó. 2015, «Spaceborne observations of the lidar ratio of marine aerosols.», *Atmospheric Chemistry & Physics*, vol. 15, n° 6, doi :10.5194/acp-15-3241-2015.
- Deaconu, L. T., F. Waquet, D. Josset, N. Ferlay, F. Peers, F. Thieuleux, F. Ducos, N. Pascal, D. Tanré, J. Pelon et collab.. 2017, «Consistency of aerosols above clouds characterization from a-train active and passive measurements», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 10, n° 9, doi :10.5194/amt-10-3499-2017.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. Balmaseda, G. Balsamo, d. P. Bauer et collab.. 2011, «The era-interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system», *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, vol. 137, n° 656, doi :10.1002/qj.828, p. 553–597.

- Devasthale, A., M. Tjernström et A. H. Omar. 2011, «The vertical distribution of thin features over the arctic analysed from calipso observations : Part ii : Aerosols», *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, vol. 63, n° 1, doi :10.1111/j.1600-0889.2010.00517.x, p. 86–95.
- Di Biagio, C., J. Pelon, G. Ancellet, A. Bazureau et V. Mariage. 2018, «Sources, load, vertical distribution, and fate of wintertime aerosols north of svalbard from combined v4 caliop data, ground-based iaos lidar observations and trajectory analysis», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 123, n° 2, doi :10.1002/2017JD027530, p. 1363–1383.
- Dieudonné, E., P. Chazette, F. Marnas, J. Totems et X. Shang. 2015, «Lidar profiling of aerosol optical properties from paris to lake baikal (siberia)», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 15, n° 9, doi :10.5194/acp-15-5007-2015, p. 5007–5026.
- Dieudonné, E., P. Chazette, F. Marnas, J. Totems et X. Shang. 2017, «Raman lidar observations of aerosol optical properties in 11 cities from france to siberia», *Remote Sensing*, vol. 9, n° 10, doi :10.3390/rs9100978, p. 978.
- Duncan, B. et I. Bey. 2004, «A modeling study of the export pathways of pollution from europe : Seasonal and interannual variations (1987–1997)», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 109, n° D8, doi :10.1029/2003JD004079.
- Dusek, U., G. Frank, L. Hildebrandt, J. Curtius, J. Schneider, S. Walter, D. Chand, F. Drewnick, S. Hings, D. Jung et collab.. 2006, «Size matters more than chemistry for cloud-nucleating ability of aerosol particles», *Science*, vol. 312, n° 5778, doi :10.1126/science.1125261, p. 1375–1378.
- El Amraoui, L., B. Sič, A. Piacentini, V. Marécal, N. Frebourg et J.-L. Attié. 2020, «Aerosol data assimilation in themocage chemical transport model during the traqa/charmex campaign : lidar observations», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 13, n° 9, doi : 10.5194/amt-13-4645-2020, p. 4645–4667.
- Elvidge, C. D., M. Zhizhin, K. Baugh, F.-C. Hsu et T. Ghosh. 2016, «Methods for global survey of natural gas flaring from visible infrared imaging radiometer suite data», *Energies*, vol. 9, n° 1, doi :10.3390/en9010014, ISSN 1996-1073.
- Fernald, F. G. 1984, «Analysis of atmospheric lidar observations : some comments», *Applied optics*, vol. 23, n° 5, doi :10.1364/AO.23.000652, p. 652–653.
- Ferrel, W. 1856, «Essay on the winds and ocean currents», *Nashville J. of Medicine and Surgery*, vol. 11, p. 287–301.
- Flamant, C., J. Pelon, D. Hauser, C. Quentin, W. M. Drennan, F. Gohin, B. Chapron et J. Gourrion. 2003, «Analysis of surface wind and roughness length evolution with fetch using a combination of airborne lidar and radar measurements», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 108, n° C3, doi :https://doi.org/10.1029/2002JC001405.

- Flamant, C., V. Trouillet, P. Chazette et J. Pelon. 1998, «Wind speed dependence of atmospheric boundary layer optical properties and ocean surface reflectance as observed by airborne backscatter lidar», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 103, n° C11, doi :10.1029/98JC02284, p. 25 137–25 158.
- Formenti, P., S. J. Piketh, A. Namwoonde, D. Klopper, R. Burger, M. Cazaunau, A. Féron, C. Gaimoz, S. Broccardo, N. Walton et collab.. 2018, «Three years of measurements of light-absorbing aerosols over coastal namibia : seasonality, origin, and transport», doi :10.5194/acp-18-17003-2018.
- Forster, C., U. Wandinger, G. Wotawa, P. James, I. Mattis, D. Althausen, P. Simmonds, S. O'Doherty, S. G. Jennings, C. Kleefeld, J. Schneider, T. Trickl, S. Kreipl, H. Jäger et A. Stohl. 2001, «Transport of boreal forest fire emissions from canada to europe», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 106, n° D19, doi :10.1029/2001JD900115, p. 22 887–22 906.
- Friedl, M. A., D. K. McIver, J. C. Hodges, X. Y. Zhang, D. Muchoney, A. H. Strahler, C. E. Woodcock, S. Gopal, A. Schneider, A. Cooper et collab.. 2002, «Global land cover mapping from modis : algorithms and early results», *Remote sensing of Environment*, vol. 83, n° 1-2, doi :https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00078-0, p. 287–302.
- Friedl, M. A., D. Sulla-Menashe, B. Tan, A. Schneider, N. Ramankutty, A. Sibley et X. Huang. 2010, «Modis collection 5 global land cover : Algorithm refinements and characterization of new datasets», *Remote sensing of Environment*, vol. 114, n° 1, doi :https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.08.016, p. 168–182.
- Furutani, H., M. Dall'osto, G. C. Roberts et K. A. Prather. 2008, «Assessment of the relative importance of atmospheric aging on ccn activity derived from field observations», *Atmospheric Environment*, vol. 42, n° 13, doi :10.1016/j.atmosenv.2007.09.024, p. 3130–3142.
- Gehrels, A. M. 1956, «The light curve and phase function of 20 massalia photographic magnitudes.», *PhDT*.
- Generoso, S., I. Bey, J.-L. Attié et F.-M. Bréon. 2007, «A satellite-and model-based assessment of the 2003 russian fires : Impact on the arctic region», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 112, n° D15, doi :0.1029/2006JD008344.
- George, M., C. Clerbaux, D. Hurtmans, S. Turquety, P.-F. Coheur, M. Pommier, J. Hadji-Lazaro, D. Edwards, H. Worden, M. Luo et collab.. 2009, «Carbon monoxide distributions from the iasi/metop mission : evaluation with other space-borne remote sensors», doi :10.5194/acp-9-8317-2009.
- Giglio, L., J. Descloitres, C. O. Justice et Y. J. Kaufman. 2003, «An enhanced contextual fire detection algorithm for modis», *Remote sensing of environment*, vol. 87, n° 2-3, doi : 10.1016/S0034-4257(03)00184-6, p. 273–282.

- Giglio, L., W. Schroeder et C. O. Justice. 2016, «The collection 6 modis active fire detection algorithm and fire products», *Remote Sensing of Environment*, vol. 178, doi :10.1016/j.rse.2016.02.054, p. 31–41.
- van Ginneken, B., M. Stavridi et J. J. Koenderink. 1998, «Diffuse and specular reflectance from rough surfaces», *Applied optics*, vol. 37, n° 1, doi :10.1364/AO.37.000130, p. 130–139.
- Gravseth, I. J. et B. Pieper. 2013, «Cloudsat’s return to the a-train», *International Journal of Space Science and Engineering* 5, vol. 1, n° 4, doi :10.1504/IJSPACESE.2013.059269, p. 410–431.
- Groß, S., M. Esselborn, B. Weinzierl, M. Wirth, A. Fix et A. Petzold. 2013, «Aerosol classification by airborne high spectral resolution lidar observations», *Atmospheric chemistry and physics*, vol. 13, n° 5, doi :10.5194/acp-13-2487-2013, p. 2487–2505.
- Groß, S., M. Tesche, V. Freudenthaler, C. Toledano, M. Wiegner, A. Ansmann, D. Althausen et M. Seefeldner. 2011, «Characterization of saharan dust, marine aerosols and mixtures of biomass-burning aerosols and dust by means of multi-wavelength depolarization and raman lidar measurements during samum 2», *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, vol. 63, n° 4, doi :10.1111/j.1600-0889.2011.00556.x, p. 706–724.
- Guerova, G., I. Bey, J.-L. Attié, R. V. Martin, J. Cui et M. Sprenger. 2006, «Impact of transatlantic transport episodes on summertime ozone in europe», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 6, n° 8, doi :10.5194/acp-6-2057-2006, p. 2057–2072.
- Hadji-Lazaro, J., C. Clerbaux et S. Thiria. 1999, «An inversion algorithm using neural networks to retrieve atmospheric co total columns from high-resolution nadir radiances», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 104, n° D19, doi :10.1029/1999JD900431, p. 23 841–23 854.
- Hadley, G. «Concerning the cause of the general trade-winds, philos», *Trans*, vol. 39.
- Hansen, A. et T. Novakov. 1989, «Aerosol black carbon measurements in the arctic haze during agasp-ii», *Journal of Atmospheric Chemistry*, vol. 9, n° 1-3, p. 347–361.
- Hansen, J. et L. Nazarenko. 2004, «Soot climate forcing via snow and ice albedos», *Proceedings of the national academy of sciences*, vol. 101, n° 2, doi :https://doi.org/10.1073/pnas.2237157100, p. 423–428.
- Hansen, J., M. Sato et R. Ruedy. 1997, «Radiative forcing and climate response», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 102, n° D6, doi :10.1029/96JD03436, p. 6831–6864.
- Hapke, B., D. DiMucci, R. Nelson et W. Smythe. 1996, «The cause of the hot spot in vegetation canopies and soils : shadow-hiding versus coherent backscatter», *Remote Sensing of Environment*, vol. 58, n° 1, doi :10.1016/0034-4257(95)00257-X, p. 63–68.

- Haywood, J. et K. Shine. 1995, «The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget», *Geophysical Research Letters*, vol. 22, n° 5, doi : 10.1029/95GL00075, p. 603–606.
- He, M., Y. Hu, J. P. Huang et K. Stamnes. 2016, «Aerosol optical depth under “clear” sky conditions derived from sea surface reflection of lidar signals», *Optics express*, vol. 24, n° 26, doi :10.1364/OE.24.0A1618, p. A1618–A1634.
- Heald, C., D. Henze, L. Horowitz, J. Feddema, J.-F. Lamarque, A. Guenther, P. Hess, F. Vitt, J. Seinfeld, A. Goldstein et collab.. 2008, «Predicted change in global secondary organic aerosol concentrations in response to future climate, emissions, and land use change», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 113, n° D5.
- Heese, B., H. Baars, S. Bohlmann, D. Althausen et R. Deng. 2017, «Continuous vertical aerosol profiling with a multi-wavelength raman polarization lidar over the pearl river delta, china», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 17, n° 11, doi :10.5194/acp-17-6679-2017, p. 6679–6691.
- Horstmann, J., H. Schiller, J. Schulz-Stellenfleth et S. Lehner. 2003, «Global wind speed retrieval from sar», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, n° 10, doi :10.1109/TGRS.2003.814658, p. 2277–2286.
- Hsu, N., M.-J. Jeong, C. Bettenhausen, A. Sayer, R. Hansell, C. Seftor, J. Huang et S.-C. Tsay. 2013, «Enhanced deep blue aerosol retrieval algorithm : The second generation», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 118, n° 16, doi :10.1002/jgrd.50712, p. 9296–9315.
- Hu, Y., Z. Liu, D. Winker, M. Vaughan, V. Noel, L. Bissonnette, G. Roy et M. McGill. 2006, «Simple relation between lidar multiple scattering and depolarization for water clouds», *Optics letters*, vol. 31, n° 12, doi :10.1364/OL.31.001809, p. 1809–1811.
- Hu, Y., K. Powell, M. Vaughan, C. Tepte, C. Weimer, M. Behrenfeld, S. Young, D. Winker, C. Hostetler, W. Hunt et collab.. 2007a, «Elevation information in tail (eit) technique for lidar altimetry», *Optics express*, vol. 15, n° 22, doi :10.1364/OE.15.014504, p. 14 504–14 515.
- Hu, Y., K. Stamnes, M. Vaughan, J. Pelon, C. Weimer, D. Wu, M. Cisewski, W. Sun, P. Yang, B. Lin et collab.. 2008, «Sea surface wind speed estimation from space-based lidar measurements», doi :10.5194/acp-8-3593-2008.
- Hu, Y., M. Vaughan, Z. Liu, K. Powell et S. Rodier. 2007b, «Retrieving optical depths and lidar ratios for transparent layers above opaque water clouds from calipso lidar measurements», *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 4, n° 4, doi :10.1109/LGRS.2007.901085, p. 523–526.
- Huang, K., J. S. Fu, V. Y. Prikhodko, J. M. Storey, A. Romanov, E. L. Hodson, J. Cresko, I. Morozova, Y. Ignatieva et J. Cabaniss. 2015, «Russian anthropogenic black carbon : Emis-

- sion reconstruction and arctic black carbon simulation», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 120, n° 21, doi :10.1002/2015JD023358.
- Hurtmans, D., P.-F. Coheur, C. Wespes, L. Clarisse, O. Scharf, C. Clerbaux, J. Hadji-Lazaro, M. George et S. Turquety. 2012, «Forli radiative transfer and retrieval code for iasi», *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 113, n° 11, doi :10.1016/j.jqsrt.2012.02.036, p. 1391–1408.
- Jaffe, D., I. McKendry, T. Anderson et H. Price. 2003, «Six ‘new’ episodes of trans-pacific transport of air pollutants», *Atmospheric Environment*, vol. 37, n° 3, doi :10.1016/S1352-2310(02)00862-2, p. 391–404.
- Johnson, B., K. Shine et P. Forster. 2004, «The semi-direct aerosol effect : Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 130, n° 599, doi :10.1256/qj.03.61, p. 1407–1422.
- Josset, D. 2009, *Etude du couplage radar-lidar sur plates-formes spatiales et aeroportees. Application a l’etude des nuages, des aerosols et de leurs interactions*, thèse de doctorat. URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00559472>.
- Josset, D., W. Hou, J. Pelon, Y. Hu, S. Tanelli, R. Ferrare, S. Burton et N. Pascal. 2015, «Ocean and polarization observations from active remote sensing : atmospheric and ocean science applications», dans *Ocean Sensing and Monitoring VII*, vol. 9459, International Society for Optics and Photonics, p. 94590N, doi :10.1117/12.2181544.
- Josset, D., Y. Hu, J. Pelon, P. Zhai, D. Tanré, R. Rogers, P. Lucker, C. Trepte, K. Powell, S. Rodier et collab.. 2010a, «Advances in research products from calipso : Optical depth direct retrieval over ocean, water clouds and land», .
- Josset, D., J. Pelon et Y. Hu. 2009, «Multi-instrument calibration method based on a multiwavelength ocean surface model», *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 7, n° 1, doi :<https://ieeexplore.ieee.org/abstract/document/5299031>, p. 195–199.
- Josset, D., J. Pelon, N. Pascal, Y. Hu et W. Hou. 2018, «On the use of calipso land surface returns to retrieve aerosol and cloud optical depths», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 56, n° 6, doi :10.1109/TGRS.2018.2796850, p. 3256–3264.
- Josset, D., P.-W. Zhai, Y. Hu, J. Pelon et P. L. Lucker. 2010b, «Lidar equation for ocean surface and subsurface», *Optics express*, vol. 18, n° 20, doi :10.1364/OE.18.020862, p. 20 862–20 875.
- Jost, H.-J., K. Drdla, A. Stohl, L. Pfister, M. Loewenstein, J. P. Lopez, P. K. Hudson, D. M. Murphy, D. J. Cziczo, M. Fromm et collab.. 2004, «In-situ observations of mid-latitude forest fire plumes deep in the stratosphere», *Geophysical Research Letters*, vol. 31, n° 11, doi :10.1029/2003GL019253.

- Kaufman, Y., A. Setzer, D. Ward, D. Tanre, B. Holben, P. Menzel, M. Pereira et R. Rasmussen. 1992, «Biomass burning airborne and spaceborne experiment in the amazonas (base-a)», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 97, n° D13, doi :10.1029/92JD00275, p. 14 581–14 599.
- Kaufman, Y., D. Tanré, L. A. Remer, E. Vermote, A. Chu et B. Holben. 1997, «Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from eos moderate resolution imaging spectroradiometer», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 102, n° D14, doi : 10.1029/96JD03988, p. 17 051–17 067.
- Kavaya, M. J., R. T. Menzies, D. A. Haner, U. P. Oppenheim et P. H. Flamant. 1983, «Target reflectance measurements for calibration of lidar atmospheric backscatter data», *Applied optics*, vol. 22, n° 17, doi :10.1364/AO.22.002619, p. 2619–2628.
- Kawanishi, T., T. Sezai, Y. Ito, K. Imaoka, T. Takeshima, Y. Ishido, A. Shibata, M. Miura, H. Inahata et R. W. Spencer. 2003, «The advanced microwave scanning radiometer for the earth observing system (amsr-e), nasda's contribution to the eos for global energy and water cycle studies», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, n° 2, doi : 10.1109/TGRS.2002.808331, p. 184–194.
- Keil, A. et J. M. Haywood. 2003, «Solar radiative forcing by biomass burning aerosol particles during safari 2000 : A case study based on measured aerosol and cloud properties», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 108, n° D13, doi :10.1029/2002JD002315.
- Kim, M.-H., A. H. Omar, J. L. Tackett, M. A. Vaughan, D. M. Winker, C. R. Trepte, Y. Hu, Z. Liu, L. R. Poole, M. C. Pitts et collab.. 2018, «The calipso version 4 automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 11, n° 11, doi :10.5194/amt-11-6107-2018, p. 6107–6135.
- Klimont, Z., K. Kupiainen, C. Heyes, P. Purohit, J. Cofala, P. Rafaj, J. Borken-Kleefeld et W. Schöpp. 2017, «Global anthropogenic emissions of particulate matter including black carbon», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 17, n° 14, doi :10.5194/acp-17-8681-2017, p. 8681–8723.
- Koepke, P. 1984, «Effective reflectance of oceanic whitecaps», *Applied optics*, vol. 23, n° 11, doi :10.1364/AO.23.001816, p. 1816–1824.
- Lancaster, R. S., J. D. Spinhirne et S. P. Palm. 2005, «Laser pulse reflectance of the ocean surface from the glas satellite lidar», *Geophysical research letters*, vol. 32, n° 22, doi :10. 1029/2005GL023732.
- Lavoué, D., C. Liousse, H. Cachier, B. J. Stocks et J. G. Goldammer. 2000, «Modeling of carbonaceous particles emitted by boreal and temperate wildfires at northern latitudes», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 105, n° D22, doi :10.1029/2000JD900180, p. 26 871–26 890.

- Law, K. S. et A. Stohl. 2007, «Arctic air pollution : Origins and impacts», *science*, vol. 315, n° 5818, p. 1537–1540.
- Lebel, T., D. J. Parker, C. Flamant, B. Bourlès, B. Marticorena, E. Mougin, C. Peugeot, A. Diedhiou, J. Haywood, J.-B. Ngamini et collab.. 2010, «The amma field campaigns : multiscale and multidisciplinary observations in the west african region», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 136, n° S1, doi :10.1002/qj.486, p. 8–33.
- Levy, R., C. Hsu et al. 2015, «Modis atmosphere l2 aerosol product. nasa modis adaptive processing system, goddard space flight center, usa», http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MYD04_L2.006.
- Levy, R., S. Mattoo, L. Munchak, L. Remer, A. Sayer, F. Patadia et N. Hsu. 2013, «The collection 6 modis aerosol products over land and ocean», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 6, n° 11, doi :10.5194/amt-6-2989-2013, p. 2989.
- Levy, R., L. Remer, R. Kleidman, S. Mattoo, C. Ichoku, R. Kahn et T. Eck. 2010, «Global evaluation of the collection 5 modis dark-target aerosol products over land», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 10, n° 21, doi :10.5194/acp-10-10399-2010, p. 10 399.
- Li, H., J. Cheng, Q. Zhang, B. Zheng, Y. Zhang, G. Zheng et K. He. 2019, «Rapid transition in winter aerosol composition in beijing from 2014 to 2017 : response to clean air actions», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 19, n° 17, doi :10.5194/acp-19-11485-2019, p. 11 485–11 499.
- Li, J., R. Liu, S. C. Liu, C.-J. Shiu, J. Wang et Y. Zhang. 2016, «Trends in aerosol optical depth in northern china retrieved from sunshine duration data», *Geophysical Research Letters*, vol. 43, n° 1, doi :10.1002/2015GL067111, p. 431–439.
- Li, L.-H., G. M. Heymsfield, L. Tian et P. E. Racette. 2004, «Measurements of ocean surface scattering using an airborne 94-ghz cloud radar : Implication for calibration of airborne and spaceborne w-band radars», doi :10.1175/JTECH1722.1.
- Liao, H., W.-T. Chen et J. H. Seinfeld. 2006, «Role of climate change in global predictions of future tropospheric ozone and aerosols», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 111, n° D12.
- Liao, H. et J. Seinfeld. 1998, «Radiative forcing by mineral dust aerosols : sensitivity to key variables», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 103, n° D24, doi :10.1029/1998JD200036, p. 31 637–31 645.
- Litvinov, P., V. Tishkovets et K. Ziegler. 2007, «Coherent backscattering effects for discrete random media : numerical and theoretical results», *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 103, n° 1, doi :10.1016/j.jqsrt.2006.06.002, p. 131–145.

- Liu, D., Z. Wang, Z. Liu, D. Winker et C. Trepte. 2008, «A height resolved global view of dust aerosols from the first year calipso lidar measurements», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 113, n° D16, doi :10.1029/2007JD009776.
- Lu, X., Y. Hu, Y. Yang, M. Vaughan, Z. Liu, S. Rodier, W. Hunt, K. Powell, P. Lucker et C. Trepte. 2018, «Laser pulse bidirectional reflectance from calipso mission», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 11, n° 6, doi :10.5194/amt-11-3281-2018, p. 3281–3296. URL <https://amt.copernicus.org/articles/11/3281/2018/>.
- Lucht, W., C. B. Schaaf et A. H. Strahler. 2000, «An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical brdf models», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing*, vol. 38, n° 2, doi :10.1109/36.841980, p. 977–998.
- Lund, M. T., B. H. Samset, R. B. Skeie, D. Watson-Parris, J. M. Katich, J. P. Schwarz et B. Weinzierl. 2018, «Short black carbon lifetime inferred from a global set of aircraft observations», *npj Climate and Atmospheric Science*, vol. 1, n° 1, doi :10.1038/s41612-018-0040-x, p. 31.
- Mallet, M., F. Dulac, P. Formenti, P. Nabat, J. Sciare, G. Roberts, J. Pelon, G. Ancellet, D. Tanré, F. Parol et collab.. 2016, «Overview of the chemistry-aerosol mediterranean experiment/aerosol direct radiative forcing on the mediterranean climate (charmex/adrimed) summer 2013 campaign», doi :10.5194/acp-16-455-2016.
- Marticorena, B. et G. Bergametti. 1995, «Modeling the atmospheric dust cycle : 1. design of a soil-derived dust emission scheme», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 100, n° D8, doi :0.1029/95JD00690, p. 16 415–16 430.
- Mattis, I., A. Ansmann, D. Müller, U. Wandinger et D. Althausen. 2004, «Multiyear aerosol observations with dual-wavelength raman lidar in the framework of earlinet», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 109, n° D13, doi :10.1029/2004JD004600.
- Menzies, R. T., D. M. Tratt et W. H. Hunt. 1997, «Lite measurements of sea surface directional reflectance», doi :http://hdl.handle.net/2014/22789.
- Mie, G. 1908, «Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen», *Annalen der physik*, vol. 330, n° 3, p. 377–445.
- Müller, D., A. Ansmann, I. Mattis, M. Tesche, U. Wandinger, D. Althausen et G. Pisani. 2007, «Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with raman lidar», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 112, n° D16, doi :10.1029/2006JD008292.
- Müller, D., I. Mattis, U. Wandinger, A. Ansmann, D. Althausen et A. Stohl. 2005, «Raman lidar observations of aged siberian and canadian forest fire smoke in the free troposphere over germany in 2003 : Microphysical particle characterization», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 110, n° D17, doi :10.1029/2004JD005756.

- Murayama, T., D. Müller, K. Wada, A. Shimizu, M. Sekiguchi et T. Tsukamoto. 2004, «Characterization of asian dust and siberian smoke with multi-wavelength raman lidar over tokyo, japan in spring 2003», *Geophysical Research Letters*, vol. 31, n° 23, doi : 10.1029/2004GL021105.
- Nedelec, P., J.-P. Cammas, V. Thouret, G. Athier, J.-M. Cousin, C. Legrand, C. Abonnel, F. Lecoœur, G. Cayez et C. Marizy. 2003, «An improved infrared carbon monoxide analyser for routine measurements aboard commercial airbus aircraft : technical validation and first scientific results of the mozaic iii programme», *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, vol. 3, n° 4, doi :10.5194/acp-3-1551-2003, p. 3713–3744.
- Nicolae, D., A. Nemuc, D. Müller, C. Talianu, J. Vasilescu, L. Belegante et A. Kolgotin. 2013, «Characterization of fresh and aged biomass burning events using multiwavelength raman lidar and mass spectrometry», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 118, n° 7, doi :10.1002/jgrd.50324, p. 2956–2965.
- Noh, Y. M., Y. J. Kim et D. Müller. 2008, «Seasonal characteristics of lidar ratios measured with a raman lidar at gwangju, korea in spring and autumn», *Atmospheric Environment*, vol. 42, n° 9, doi :10.1016/j.atmosenv.2007.11.045, p. 2208–2224.
- O’Connor, E. J., A. J. Illingworth et R. J. Hogan. 2004, «A technique for autocalibration of cloud lidar», *Journal of Atmospheric and oceanic technology*, vol. 21, n° 5, doi :10.1175/1520-0426(2004)021(0777:ATFAOC)2.0.CO, p. 777–786.
- Omar, A. H., D. M. Winker, M. A. Vaughan, Y. Hu, C. R. Trepte, R. A. Ferrare, K.-P. Lee, C. A. Hostetler, C. Kittaka, R. R. Rogers et collab.. 2009, «The calipso automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 26, n° 10, doi :10.1175/2009JTECHA1231.1, p. 1994–2014.
- Overland, J., E. Hanna, I. Hanssen-Bauer, S. Kim, J. Walsh, M. Wang, U. Bhatt, R. Thoman et collab.. 2015, «Surface air temperature», *Arctic report card*, vol. 2015, p. 10–16.
- Painemal, D., M. Clayton, R. Ferrare, S. Burton, D. Josset et collab.. 2019, «Novel aerosol extinction coefficients and lidar ratios over the ocean from calipso–cloudsat : evaluation and global statistics», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 12, n° 4, doi :10.5194/amt-12-2201-2019, p. 2201–2217.
- Panchenko, M., V. Kozlov, S. Terpugova, V. Shmargunov et V. Burkov. 2000, «Simultaneous measurements of submicron aerosol and absorbing substance in the height range up to 7 km», dans *Tenth ARM Science Team Meeting Proceeding, San Antonio, Texas*, p. 13–17.
- Pandis, S. N. et J. H. Seinfeld. 2006, *Atmospheric chemistry and physics : From air pollution to climate change*, Wiley.

- Paris, J.-D., M. Y. Arshinov, P. Ciais, B. D. Belan et P. Nedelec. 2009a, «Large-scale aircraft observations of ultra-fine and fine particle concentrations in the remote siberian troposphere : New particle formation studies», *Atmospheric environment*, vol. 43, n° 6, doi :10.1016/j.atmosenv.2008.11.032, p. 1302–1309.
- Paris, J.-D., P. Ciais, P. Nedelec, M. Ramonet, B. Belan, M. Y. Arshinov, G. Golitsyn, I. Granberg, A. Stohl, G. Cayez et collab.. 2008, «The yak-aerosib transcontinental aircraft campaigns : new insights on the transport of co₂, co and o₃ across siberia», *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, vol. 60, n° 4, doi :10.1111/j.1600-0889.2008.00369.x, p. 551–568.
- Paris, J.-D., A. Stohl, P. Nedelec, M. Y. Arshinov, M. Panchenko, V. Shmargunov, K. S. Law, B. Belan et P. Ciais. 2009b, «Wildfire smoke in the siberian arctic in summer : source characterization and plume evolution from airborne measurements», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 9, n° 23, doi :10.5194/acp-9-9315-2009, p. 9315–9327.
- Pelon, J., C. Flamant, P. Chazette, J.-F. Leon, D. Tanré, M. Sicard et S. Satheesh. 2002, «Characterization of aerosol spatial distribution and optical properties over the indian ocean from airborne lidar and radiometry during indoex'99», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 107, n° D19, doi :10.1029/2001JD000402, p. INX2–28.
- Penner, I. E., Y. S. Balin, G. P. Kokhanenko, B. D. Belan, M. Y. Arshinov, D. G. Chernov et V. S. Kozlov. 2015, «Detection of aerosol plumes from associated gas flaring by laser sensing», dans *21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics : Atmospheric Physics*, vol. 9680, édité par O. A. Romanovskii, International Society for Optics and Photonics, SPIE, p. 919 – 923, doi :10.1117/12.2205797.
- Petetin, H., B. Sauvage, M. Parrington, H. Clark, A. Fontaine, G. Athier, R. Blot, D. Boulanger, J.-M. Cousin, P. Nédélec et V. Thouret. 2018, «The role of biomass burning as derived from the tropospheric co vertical profiles measured by iagos aircraft in 2002–2017», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 18, n° 23, doi :10.5194/acp-18-17277-2018, p. 17 277–17 306.
- Peyridieu, S., A. Chédin, V. Capelle, C. Tsamalis, C. Pierangelo, R. Armante, C. Crevoisier, L. Crépeau, M. Siméon, F. Ducos et collab.. 2013, «Characterisation of dust aerosols in the infrared from iasi and comparison with parasol, modis, misr, caliop, and aeronet observations», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 13, n° 12, doi :10.5194/acp-13-6065-2013, p. 6065–6082.
- Pierro, M. D., L. Jaeglé et T. Anderson. 2011, «Satellite observations of aerosol transport from east asia to the arctic : three case studies», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 11, n° 5, doi :10.5194/acp-11-2225-2011, p. 2225–2243.
- Pinnick, R., S. Jennings, P. Chylek, C. Ham et W. Grandy Jr. 1983, «Backscatter and extinction in water clouds», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 88, n° C11, doi :10.1029/JC088iC11p06787, p. 6787–6796.

- Platnick, S. et al. 2015, «Modis atmosphere l3 monthly product. nasa modis adaptative processing system., goddard space flight center, usa.», http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD08_M3.006.
- Platt, C. 1979, «Remote sounding of high clouds : I. calculation of visible and infrared optical properties from lidar and radiometer measurements», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 18, n° 9, doi :10.1175/1520-0450(1979)018<1130:RSOHC1>2.0.CO, p. 1130–1143.
- Queffelec, P., B. Chapron et A. Bentamy. 1999, «Comparing ku-band nscat scatterometer and ers-2 altimeter winds», *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 37, n° 3, doi :0196-2892(99)03579, p. 1662–1670.
- Quennehen, B., A. Schwarzenboeck, A. Matsuki, J. Burkhart, A. Stohl, G. Ancellet et K. S. Law. 2012, «Anthropogenic and forest fire pollution aerosol transported to the arctic : observations from the polarcat-france spring campaign», doi :10.5194/acp-12-6437-2012.
- Radke, L. F., P. V. Hobbs et M. W. Eltgroth. 1980, «Scavenging of aerosol particles by precipitation», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 19, n° 6, doi :10.1175/1520-0450(1980)019<0715:SOAPBP>2.0.CO;2, p. 715–722.
- Rahn, K. A. et R. J. McCaffrey. 1980, «On the origin and transport of the winter arctic aerosol», *Annals of the New York Academy of Sciences*, p. 486–503.
- Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. Lelieveld, A. Mitra, D. Althausen, J. Anderson, M. O. Andreae, W. Cantrell, G. Cass, C. Chung et collab.. 2001, «Indian ocean experiment : An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great indo-asian haze», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 106, n° D22, doi :10.1029/2001JD900133, p. 28 371–28 398.
- Rayleigh, J. W. S. B. 1871, *On the scattering of light by small particles*.
- Redemann, J., M. A. Vaughan, Q. Zhang, Y. Shinozuka, P. B. Russell, J. M. Livingston, M. Kacenelenbogen et L. A. Remer. 2012, «The comparison of modis-aqua (c5) and caliop (v2 v3) aerosol optical depth», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 12, n° 6, doi :10.5194/acp-12-3025-2012, p. 3025–3043. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/12/3025/2012/>.
- Remer, L. A., Y. Kaufman, D. Tanré, S. Mattoo, D. Chu, J. V. Martins, R.-R. Li, C. Ichoku, R. Levy, R. Kleidman et collab.. 2005, «The modis aerosol algorithm, products, and validation», *Journal of the atmospheric sciences*, vol. 62, n° 4, doi :h10.1175/JAS3385.1, p. 947–973.
- Russell, P. B., P. V. Hobbs et L. L. Stowe. 1999, «Aerosol properties and radiative effects in the united states east coast haze plume : An overview of the tropospheric aerosol radiative forcing observational experiment (tarfox)», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 104, n° D2, doi :10.1029/1998JD200028, p. 2213–2222.

- Sakamoto, K. M., J. R. Laing, R. G. Stevens, D. A. Jaffe et J. R. Pierce. 2016, «The evolution of biomass-burning aerosol size distributions due to coagulation : dependence on fire and meteorological details and parameterization», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 16, n° 12, doi :10.5194/acp-16-7709-2016, p. 7709–7724.
- Salomonson, V. V. et I. Appel. 2004, «Estimating fractional snow cover from modis using the normalized difference snow index», *Remote sensing of environment*, vol. 89, n° 3, doi : 10.1016/j.rse.2003.10.016, p. 351–360.
- Samoilova, S., Y. S. Balin, G. Kokhanenko et I. Penner. 2010, «Investigation of the vertical distribution of tropospheric aerosol layers from multifrequency laser sensing data. part 2 : The vertical distribution of optical aerosol characteristics in the visible region», *Atmospheric and Oceanic Optics*, vol. 23, n° 2, doi :10.1134/S102485601002003X, p. 95–105.
- Samoilova, S., Y. S. Balin, G. Kokhanenko et I. Penner. 2012, «Investigation of the vertical distribution of tropospheric aerosol layers using the data of multiwavelength lidar sensing. part 3. spectral peculiarities of the vertical distribution of the aerosol optical characteristics», *Atmospheric and oceanic optics*, vol. 25, n° 3, doi :10.1134/S1024856012030098, p. 208–215.
- Sandu, I., J.-L. Brenguier, O. Geoffroy, O. Thouron et V. Masson. 2008, «Aerosol impacts on the diurnal cycle of marine stratocumulus», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 65, n° 8, p. 2705–2718.
- Sayer, A. M., N. Hsu, C. Bettenhausen et M.-J. Jeong. 2013, «Validation and uncertainty estimates for modis collection 6 deep blue aerosol data», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 118, n° 14, doi :10.1002/jgrd.50600, p. 7864–7872.
- Schroeder, W., P. Oliva, L. Giglio et I. A. Csiszar. 2014, «The new viirs 375 m active fire detection data product : Algorithm description and initial assessment», *Remote Sensing of Environment*, vol. 143, doi :10.1016/j.rse.2013.12.008, p. 85–96.
- Schuster, G. L., M. Vaughan, D. MacDonnell, W. Su, D. Winker, O. Dubovik, T. Lapyonok et C. Trepte. 2012, «Comparison of calipso aerosol optical depth retrievals to aeronet measurements, and a climatology for the lidar ratio of dust», *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 12, n° 16, doi :10.5194/acpd-12-11641-2012, p. 7431–7452.
- Seibert, P. et A. Frank. 2004, «Source-receptor matrix calculation with a lagrangian particle dispersion model in backward mode», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 4, n° 1, doi :10.5194/acp-4-51-2004, p. 51–63.
- Seinfeld, J. H., S. N. Pandis et K. Noone. 1998, «Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change», *PhT*, vol. 51, n° 10, doi :10.1063/1.882420, p. 88.
- Sharma, S., E. Andrews, L. Barrie, J. Ogren et D. Lavoué. 2006, «Variations and sources of the equivalent black carbon in the high arctic revealed by long-term observations at alert

- and barrow : 1989–2003», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 111, n° D14, doi :10.1029/2005JD006581.
- Shaw, J. A. et J. H. Churnside. 1997, «Scanning-laser glint measurements of sea-surface slope statistics», *Applied optics*, vol. 36, n° 18, doi :10.1364/AO.36.004202, p. 4202–4213.
- Sic, B., L. El Amraoui, A. Piacentini, V. Marécal, E. Emili, D. Cariolle, M. Prather et J.-L. Attié. 2016, «Aerosol data assimilation in the chemical transport model mocage during the traqa/charmex campaign : aerosol optical depth», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 9, n° 11, doi :https://doi.org/10.5194/amt-2016-60, p. 5535–5554.
- Stephens, G. L., D. G. Vane, S. Tanelli, E. Im, S. Durden, M. Rokey, D. Reinke, P. Partain, G. G. Mace, R. Austin et collab.. 2008, «Cloudsat mission : Performance and early science after the first year of operation», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 113, n° D8, doi :10.1029/2008JD009982.
- Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P. M. Midgley. 2014, «Climate change 2013 : The physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of ipcc the intergovernmental panel on climate change», doi :https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.
- Stohl, A. 2006, «Characteristics of atmospheric transport into the arctic troposphere», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 111, n° D11, doi :10.1029/2005JD006888.
- Stohl, A., E. Andrews, J. Burkhardt, C. Forster et A. Herber. «co-authors. 2003. pan-arctic enhancements of light absorbing aerosol concentrations due to north american boreal forest fires during summer 2004», *J. Geophys. Res*, vol. 111.
- Stohl, A., S. Eckhardt, C. Forster, P. James et N. Spichtinger. 2002a, «On the pathways and timescales of intercontinental air pollution transport», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 107, n° D23, doi :10.1029/2001JD001396, p. ACH-6.
- Stohl, A., S. Eckhardt, C. Forster, P. James, N. Spichtinger et P. Seibert. 2002b, «A replacement for simple back trajectory calculations in the interpretation of atmospheric trace substance measurements», *Atmospheric Environment*, vol. 36, n° 29, doi :10.1016/S1352-2310(02)00416-8, p. 4635–4648.
- Stohl, A., Z. Klimont, S. Eckhardt, K. Kupiainen, V. P. Shevchenko, V. Kopeikin et A. Novigatsky. 2013, «Black carbon in the arctic : the underestimated role of gas flaring and residential combustion emissions», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 13, n° 17, doi : 10.5194/acp-13-8833-2013, p. 8833–8855.
- Stohl, A. et P. Seibert. 1998, «Accuracy of trajectories as determined from the conservation of meteorological tracers», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 124, n° 549, doi :10.1002/qj.49712454907, p. 1465–1484.

- Stohl, A. et T. Trickl. 1999, «A textbook example of long-range transport : Simultaneous observation of ozone maxima of stratospheric and north american origin in the free troposphere over europe», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 104, n° D23, doi :10.1029/1999JD900803, p. 30 445–30 462.
- Stull, R. B. 1988, «Mean boundary layer characteristics», dans *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Springer, p. 1–27.
- Tanimoto, H., Y. Kajii, J. Hirokawa, H. Akimoto et N. P. Minko. 2000, «The atmospheric impact of boreal forest fires in far eastern siberia on the seasonal variation of carbon monoxide : Observations at rishiri, a northern remote island in japan», *Geophysical Research Letters*, vol. 27, n° 24, p. 4073–4076.
- Tanré, D., J. Haywood, J. Pelon, J. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, E. Highwood et G. Myhre. 2003, «Measurement and modeling of the saharan dust radiative impact : Overview of the saharan dust experiment (shade)», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 108, n° D18, doi :10.1029/2002JD003273.
- Tegen, I. et A. A. Lacis. 1996, «Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 101, n° D14, doi :10.1029/95JD03610, p. 19 237–19 244.
- Tesche, M., A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, R. Engelmann, M. Hu et Y. Zhang. 2007, «Particle backscatter, extinction, and lidar ratio profiling with raman lidar in south and north china», *Applied optics*, vol. 46, n° 25, doi :10.1364/AO.46.006302, p. 6302–6308.
- Tesche, M., S. Gross, A. Ansmann, D. Mueller, D. Althausen, V. Freudenthaler et M. Esselborn. 2011, «Profiling of saharan dust and biomass-burning smoke with multiwavelength polarization raman lidar at cape verde», *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, vol. 63, n° 4, doi :10.1111/j.1600-0889.2011.00548.x, p. 649–676.
- Tishkovets, V. P. et M. I. Mishchenko. 2004, «Coherent backscattering of light by a layer of discrete random medium», *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 86, n° 2, doi :10.1016/S0022-4073(03)00281-4, p. 161–180.
- Toth, T. D., J. R. Campbell, J. S. Reid, J. L. Tackett, M. A. Vaughan, J. Zhang et J. W. Marquis. 2018, «Minimum aerosol layer detection sensitivities and their subsequent impacts on aerosol optical thickness retrievals in calipso level 2 data products», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 11, n° 1, doi :10.5194/amt-11-499-2018, p. 499–514. URL <https://amt.copernicus.org/articles/11/499/2018/>.
- Townshend, J. R. 1992, «Improved global data for land applications. a proposal for a new high resolution data set. report of the land cover working group of igbp-dis», *Global Change Report (Sweden)*.

- Tsigaridis, K. et M. Kanakidou. 2007, «Secondary organic aerosol importance in the future atmosphere», *Atmospheric Environment*, vol. 41, n° 22, p. 4682–4692.
- Tunved, P., H.-C. Hansson, V.-M. Kerminen, J. Ström, M. Dal Maso, H. Lihavainen, Y. Viisanen, P. P. Aalto, M. Komppula et M. Kulmala. 2006, «High natural aerosol loading over boreal forests», *Science*, vol. 312, n° 5771, p. 261–263.
- Twomey, S. 1977, «The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds», *Journal of the atmospheric sciences*, vol. 34, n° 7, doi :10.1175/1520-0469(1977)034(1149:TIOPOT)2.0.CO;2, p. 1149–1152.
- Vaughan, M., K.-P. Lee, A. Garnier, B. Getzewich et J. Pelon. 2018, «Surface detection algorithm for space-based lidar», .
- Venkata, S. L. et J. A. Reagan. 2016, «Aerosol retrievals from calipso lidar ocean surface returns», *Remote Sensing*, vol. 8, n° 12, doi :10.3390/rs8121006, p. 1006.
- de Villiers, R. A., G. Ancellet, J. Pelon, B. Quennehen, A. Schwarzenboeck, J.-F. Gayet et K. S. Law. 2010, «Airborne measurements of aerosol optical properties related to early spring transport of mid-latitude sources into the arctic», doi :10.5194/acp-10-5011-2010.
- Wang, P., N. Elansky, Y. M. Timofeev, G. Wang, G. Golitsyn, M. Makarova, V. Rakitin, Y. Shtabkin, A. Skorokhod, E. Grechko et collab.. 2018, «Long-term trends of carbon monoxide total columnar amount in urban areas and background regions : Ground-and satellite-based spectroscopic measurements», *Advances in Atmospheric Sciences*, vol. 35, n° 7, doi : 10.1007/s00376-017-6327-8, p. 785–795.
- Wanner, W., X. Li et A. Strahler. 1995, «On the derivation of kernels for kernel-driven models of bidirectional reflectance», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 100, n° D10, doi :10.1029/95JD02371, p. 21 077–21 089.
- Wanner, W., A. Strahler, B. Hu, P. Lewis, J.-P. Muller, X. Li, C. B. Schaaf et M. Barnsley. 1997, «Global retrieval of bidirectional reflectance and albedo over land from eos modis and misr data : Theory and algorithm», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 102, n° D14, doi :0.1029/96JD03295, p. 17 143–17 161.
- Waquet, F., C. Cornet, J.-L. Deuzé, O. Dubovik, F. Ducos, P. Goloub, M. Herman, T. Lapyonok, L. Labonnote, J. Riedi et collab.. 2013, «Retrieval of aerosol microphysical and optical properties above liquid clouds from polder/parasol polarization measurements», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 6, n° 4, doi :10.5194/amt-6-991-2013, p. 991.
- Warren, S. G. et W. J. Wiscombe. 1980, «A model for the spectral albedo of snow. ii : Snow containing atmospheric aerosols», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 37, n° 12, doi : [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037\(2734:AMFTSA\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037(2734:AMFTSA)2.0.CO;2), p. 2734–2745.

- Whitby, K. T. 1978, «The physical characteristics of sulfur aerosols», dans *Sulfur in the Atmosphere*, Elsevier, p. 135–159, doi :10.1016/B978-0-08-022932-4.50018-5.
- Willeke, K. et K. T. Whitby. 1975, «Atmospheric aerosols : size distribution interpretation», *Journal of the Air Pollution Control Association*, vol. 25, n° 5, doi :10.1080/00022470.1975.10470110, p. 529–534.
- Winker, D., J. Tackett, B. Getzewich, Z. Liu, M. Vaughan et R. Rogers. 2013, «The global 3-d distribution of tropospheric aerosols as characterized by caliop.», *Atmospheric Chemistry & Physics*, vol. 13, n° 6, doi :10.5194/acp-13-3345-2013.
- Winker, D. M., M. A. Vaughan, A. Omar, Y. Hu, K. A. Powell, Z. Liu, W. H. Hunt et S. A. Young. 2009, «Overview of the calipso mission and caliop data processing algorithms», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 26, n° 11, doi :10.1175/2009JTECHA1281.1, p. 2310–2323.
- Wooster, M., B. Zhukov et D. Oertel. 2003, «Fire radiative energy for quantitative study of biomass burning : derivation from the bird experimental satellite and comparison to modis fire products», *Remote Sensing of Environment*, vol. 86, n° 1, doi :10.1016/S0034-4257(03)00070-1, p. 83–107.
- Xie, C., T. Nishizawa, N. Sugimoto, I. Matsui et Z. Wang. 2008, «Characteristics of aerosol optical properties in pollution and asian dust episodes over beijing, china», *Applied optics*, vol. 47, n° 27, doi :10.1364/AO.47.004945, p. 4945–4951.
- Yu, H., Y. Kaufman, M. Chin, G. Feingold, L. Remer, T. Anderson, Y. Balkanski, N. Bellouin, O. Boucher, S. Christopher et collab.. 2006, «A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 6, n° 3, doi :10.5194/acp-6-613-2006, p. 613–666.

Annexe A

Équation lidar

A.1 Equation lidar et inversion

Dans cette annexe nous allons décrire la restitution des paramètres optiques à partir des observations effectuées par un lidar à rétro-diffusion. Un lidar à rétro-diffusion mesure l'énergie lumineuse rétrodiffusée par une tranche d'atmosphère (d'épaisseur Δz^1) et reçue par le télescope. Le lien entre le signal mesuré par le lidar, corrigé de la distance² $P_\lambda(z)$, à la distance z , et le coefficient de rétrodiffusion de l'atmosphère $\beta_\lambda(z)$ est donné par l'équation suivante :

$$P_\lambda(z) = K_\lambda ((\beta_{\lambda,a}(z) + \beta_{\lambda,m}(z)) \times T_{\lambda,a}^2(z) \times T_{\lambda,m}^2(z)) \quad (\text{A.1})$$

avec K_λ le coefficient de calibration (indépendant de la distance) du signal lidar, T^2 la transmission aller-retour due à toute espèce (molécule ou aérosol) diffusante (ou absorbante) le long du chemin optique entre le volume de rétro-diffusion à la distance z et le télescope, et $\beta_\lambda(z)$ sont les coefficients de rétrodiffusion (en volume total) à la longueur d'onde λ avec les indices m et a spécifiant, respectivement, les contributions des molécules et des aérosols au processus de diffusion. Dans un souci de lisibilité du texte, la référence à λ ne sera plus spécifiée.

La transmission aller retour s'exprime pour un processus d'extinction de la façon suivante :

$$T_x^2(z) = \exp(-2\tau_x(z)) = \exp\left(\int_{z_2}^{z_1} \alpha_x(z') dz'\right) \quad (\text{A.2})$$

avec $\tau_x(z)$ l'épaisseur optique et α_x le coefficient d'extinction en volume. La contribution de la diffusion moléculaire peut être estimée avec une bonne précision en utilisant le modèle de densité atmosphérique calculé avec les analyses météorologique ERA-Interim fournies par ECMWF avec une résolution de $0,75^\circ$ (Dee et collab., 2011). Lorsque la contribution des aérosols est négligeable, à une distance z_r , dans la troposphère libre alors $\beta_a(z_r) \ll \beta_m(z_r)$ et $T_a^2(z_r) \approx 1$,

¹ $\Delta z = \frac{c}{2\Delta t}$, avec c la vitesse de la lumière et Δt qui est le maximum entre la durée de l'impulsion laser et le temps de réponse de la détection.

²Correction de la décroissance en z^{-2} de l'intensité du signal lidar du fait de l'angle de vue du télescope.

la constante système s'exprime :

$$K = \frac{P(z_r)}{\beta_m(z_r) \times T_m^2(z_r) \times T_a^2(z_r)} \approx \frac{P(z_r)}{\beta_m(z_r) \times T_m^2(z_r)} \quad (\text{A.3})$$

Si nous divisons $P(z)$ par cette valeur et normalisons à la contribution de Rayleigh, nous obtenons le rapport de rétrodiffusion atténué, $R_{att}(z)$, donné par :

$$R_{att}(z) = \frac{P(z)}{K \times \beta_m(z) \times T_m^2(z)} = \left(1 + \frac{\beta_a(z)}{\beta_m(z)}\right) \times T_a^2(z) \quad (\text{A.4})$$

Pour les parties du profil où la contribution des aérosols n'est plus négligeable, le rapport de rétrodiffusion $\left(\frac{\beta_a(z) + \beta_m(z)}{\beta_m(z)}\right)$ est obtenu en effectuant une inversion de Fernald (Fernald, 1984). Cette inversion peut être effectuée vers l'avant ("mode forward") ou vers l'arrière ("mode backward") en faisant l'hypothèse d'un rapport lidar aérosol connu ($LR = \frac{\alpha_a(z)}{\beta_a(z)}$). Nous présentons ici la version "forward" car c'est celle qui a été utilisée dans ce travail de thèse. Le rapport de rétrodiffusion $R(z)$ s'exprime alors, pour une altitude z dans une couche d'atmosphère $[z_b, z_z]$ où le lidar ratio est constant, par l'expression suivante :

$$R(z) = \frac{P(z) \cdot \exp\left[-2\left(LR - \frac{8\pi}{3}\right) \int_{z_r}^z \beta_m(z) dz\right]}{\frac{P(z_r)}{R(z_r)} - 2LR \int_{z_r}^z P(z) \exp\left[-2\left(LR - \frac{8\pi}{3}\right) \int_{z_r}^z \beta_m(z') dz'\right] dz} \quad (\text{A.5})$$

Cette équation A.5 est valable à la fois pour l'analyse des mesures aéroportées et CALIPSO.

Le rapport lidar est déterminé soit par une mesure directe, par exemple avec un lidar Raman ou un lidar à haute résolution spectrale, soit avec une tabulation des rapports lidar en fonction du type d'aérosols, soit, si le rapport lidar est identique pour toutes les couches du profil, par une mesure d'épaisseur optique de la colonne totale.

A.2 Analyse du rapport de dépolarisation CALIOP

Lorsqu'un faisceau laser polarisé linéairement est émis, la dépolarisation liée à la rétro-diffusion dans l'atmosphère peut être mesurée par un système lidar possédant un récepteur avec une sélection optique du signal à polarisation parallèle et croisée. Les rapports de rétro-diffusion, R , pour la lumière à polarisation perpendiculaire et parallèle sont définis comme suit :

$$\begin{aligned} R_{\perp}(z) &= 1 + \frac{\beta_{\perp,aero}(z)}{\beta_{\perp,mol}(z)} = \frac{R_{att,\perp}(z)(1 + \delta_{mol})}{\delta_{mol} T_{aero}^2(z)} \\ R_{\parallel}(z) &= 1 + \frac{\beta_{\parallel,aero}(z)}{\beta_{\parallel,mol}(z)} = \frac{(R_{att}(z) - R_{att,\perp}(z))(1 + \delta_{mol})}{T_{aero}^2(z)} \end{aligned} \quad (\text{A.6})$$

où $\delta_{mol} = \frac{\beta_{\perp,mol}}{\beta_{\parallel,mol}}$ est la dépolarisation Rayleigh, dont la dépendance à la longueur d'onde peut être trouvée dans Bucholtz (1995) (par exemple $\delta_{mol} = 0.015$ à 532 nm). Le rapport entre le coefficient de rétro-diffusion des aérosols à polarisation croisée $\beta_{\perp,aero}(z)$ et à polarisation

parallèle $\beta_{\parallel,aero}(z)$, appelé rapport de dépolarisation des aérosols δ_{aero} , est donné par :

$$\begin{aligned}\delta_{aero}(z) &= \frac{\beta_{\perp,aero}(z)}{\beta_{\parallel,aero}(z)} = \frac{R_{\perp}(z) - 1}{R_{\parallel}(z) - 1} \\ \delta_{mol}(z) &= \frac{R(z)\delta(z)(1 + \delta_{mol}) - \delta_{mol}}{R(z)(1 - \delta(z))(1 + \delta_{mol}) - 1}\end{aligned}\tag{A.7}$$

où $\delta(z) = \frac{R_{att,\perp}(z)}{R_{att}(z)}$ est le rapport de dépolarisation totale. Le rapport de dépolarisation totale δ a l'avantage d'être moins instable lorsque la couche d'aérosols est faible et il est également moins dépendant des paramètres instrumentaux (Cairo et collab., 1999). Comme la dépolarisation de l'aérosol dépend fortement de la précision de $R_{532}(z)$, nous ne calculons pas ce rapport comme $R_{532}(z) < 1.75$.

Annexe B

FLEXPART

FLEXPART est un modèle Lagrangien de Dispersion de Particule (LPD) dédié au calcul du transport d'espèces chimiques et particulaires. Le modèle représente le transport et le dépôt d'une quantité infinitésimale de petites parcelles d'air. Ainsi, l'ensemble des équations paramétrant le transport, la diffusion turbulente et le dépôt sont appliqués à chaque parcelle d'air. Le principal avantage de ce type de modèle réside dans le fait qu'il n'y a pas de diffusion numérique au contraire des modèles eulériens. En effet, dans le cas eulérien lors de l'émission d'un polluant, celui-ci est instantanément dilué dans l'ensemble de la maille dans laquelle l'émission est localisée.

Le code FLEXPART a été initialement développé par Andreas Stohl de l'Université de Munich dans les années 90. Il s'agit d'un projet sous LPG (open source) et le code est disponible sur le site internet du modèle¹. Le langage utilisé est Fortran 77 et il a été compilé avec pgf90. FLEXPART a été validé avec les données provenant d'une campagne de mesure utilisant des traceurs troposphériques [Stohl et al., 1998]. Il peut être utilisé afin d'étudier le transport intercontinental de l'ozone [Stohl et Trickl, 1999], l'advection vers l'Europe des émissions de polluants résultant de feux de forêts canadiennes [Forster et al., 2001] mais également durant des études de cas visant à étudier des intrusions stratosphériques et la dispersion des émissions d'avions dans la stratosphère. FLEXPART a aussi été testé en mode retro-plume afin de déterminer l'origine au niveau régional, de certains panaches de pollution d'origines nord américaines, transportés en Europe [Stohl et al., 2003].

B.1 Données météorologiques

FLEXPART est un modèle off-line. La version de FLEXPART utilisé dans le cadre de cette thèse accepte uniquement les données météorologiques du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyens Termes (CEPMMT). Les fichiers de données provenant du CEPMMT sont convertis au format GRIB2 (Gridded binary) afin d'être intégrés à FLEXPART. Ce format a été développé par le CEPMMT et est largement utilisé dans la gestion des données météorologiques. L'ensemble des données nécessaire au fonctionnement de FLEXPART est indiqué dans le Tableau B.1. Nous ajoutons que FLEXPART utilise, pour l'occupation des sols, les données de van de

Velde et al. (1994).

TABLE B.1 : Variables météorologiques utilisées par FLEXPART

Données météorologiques	Dimension	Unité
Vitesse du vent (U, V, W)	3D	m/s
Température	3D	K
Humidité spécifique	3D	kg eau/kg d'air sec
Température du point de rosé	2D	K
Précipitation convectives	2D	kg/m ² /heure
Flux de chaleur sensible	2D	kg/m ² /heure
Vitesse de friction	2D	m/s

B.2 Architecture

Cinq fichiers d'entrées sont à configurer selon les applications désirées (Figure 3.20). Le fichier COMMAND permet d'indiquer la période sur laquelle la simulation s'étend, le fichier OUT-GRID spécifie les coordonnées et la résolution du domaine modélisé, le fichier SPECIES permet de sélectionner la ou les espèces à modéliser et le fichier RELEASE permet d'indiquer la quantité de matière (kg) émise ainsi que sa durée de l'émission dans l'atmosphère en un point donné. Les coordonnées du point d'émission sont également précisées dans ce dernier fichier. Plusieurs émissions peuvent être spécifiées. Enfin, le fichier pathnames indique les chemins des données en entrée et en sortie du modèle.

B.3 Principales paramétrisations du modèle FLEXPART

Transport horizontal

les coordonnées verticales sont définies sur une grille de type terrain-following. Le maillage horizontal est uniforme et régulier. FLEXPART utilise le schéma dit « d'accélération nulle » pour le transport horizontal des particules :

$$X(t + \Delta t) = X(t) + v(X, t)\Delta t \quad (\text{B.1})$$

ce qui revient à intégrer l'équation différentielle du premier ordre suivante [Stohl, 1998] :

$$\frac{dX}{dt} = v[X(t)] \quad (\text{B.2})$$

où t est le temps (s), Δt le pas de temps, X la position du vecteur décrivant la trajectoire de la particule et $v = \bar{v} + v_t + v_m$ le vecteur vent qui est composé du vecteur vent de la maille \bar{v} , du vent turbulent v_t et du vent turbulent meso-échelle v_m .

Vent turbulent

Le vent turbulent v_{t_i} (i = composantes du vent) est paramétré pour chaque maille selon le processus de Markov basé sur l'équation de Langevin [Thomson, 1987] :

$$dv_{t_i} = a(x, v_t, t)dt + b_{i,j}(x, v_t, t) + dW_j \quad (\text{B.3})$$

où le terme de dérive (*drift*) a et le terme de diffusion b sont fonction de la position, de la vitesse turbulente et du temps. dW_j sont des composantes incrémentées du processus de Wiener avec une moyenne de 0 et une variance notée dt [Legg et Raupach., 1982].

Une diffusion Gaussienne est considérée dans FLEXPART ce qui est vérifié uniquement pour des conditions stable et neutre. Lors de forts mouvements convectifs, lorsque la turbulence est assurée pour les courants ascendants et descendants, l'hypothèse d'une diffusion Gaussienne n'est plus validée. Cependant pour le transport moyen et longue distance, les particules sont dispersées de manière homogène au sein de la CLA et l'erreur associée à l'hypothèse évoquée précédemment est minimale. Selon les hypothèses mentionnées ci-dessus, l'équation de Langevin pour le vent vertical (w) peut s'écrire :

$$dw = -w \frac{dt}{\tau L_w} + \frac{\partial \sigma_w^2}{\partial z} \frac{\partial \sigma_w^2}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} dt + \left(\frac{2}{\tau L_w} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{B.4})$$

où w et σ_w sont respectivement la composante verticale du vent turbulent et son écart type associé. Le deuxième et le troisième terme sont la correction de dérive (*drift*) et de la densité de l'air, respectivement. Cette équation de Langevin est identique à celle décrite par [Legg et al., 1982] excepté pour l'ajout du terme de Stohl et Thomson (1999) paramétrisant la diminution de la densité de l'air avec l'altitude.

Hauteur de la CLA

La hauteur de la CLA est calculée en utilisant le nombre de Richardson (Ri) selon Vogelezang Holtslag (1996) . Le nombre de Richardson Ri est le rapport de flottabilité sur le terme de cisaillement :

$$Ri = \frac{\text{flottabilite}}{\text{cisaillement}} = \frac{\left(\frac{g}{T}\right) \overline{w'\theta'}}{\overline{u'_i u'_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j}}} \quad (\text{B.5})$$

où $g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$, T est la température de la parcelle d'air en (K), w la vitesse verticale en (m/s), θ est la température potentielle en (K) et u_i et u_j sont les composantes horizontales du vent (m/s). On utilise en général le nombre de Richardson de couche pour déterminer la part de la flottabilité dans l'instabilité d'une parcelle d'air. Trois cas sont alors envisagés :

- $Ri > 0$ stable
- $Ri = 0$ neutre
- $Ri < 0$ instable

Le nombre de Richardson critique est souvent employé en modélisation. Il définit la hauteur de la CLA sur un profil vertical de Ri . Dans FLEXPART, la hauteur de la CLA correspond à la hauteur de la première couche verticale dans laquelle Ri excède la valeur critique de 0,25.

convection humide Le mécanisme de transport associé aux courants ascendants dans les nuages convectifs est très important. Pour représenter le transport convectif dans un modèle de dispersion particulaire, il est nécessaire de redistribuer les particules dans une colonne verticale. Pour FLEXPART on utilise le schéma d'Emanuel et Zivkovic-Rothman (1999), qui, sur la grille des champs de température et d'humidité, calcule une matrice de déplacement qui fournit les informations de flux de masse, nécessaires à la redistribution des particules. Cette paramétrisation est déclenchée en fonction des champs de précipitation du CEPMMT.

B.4 Modélisation forward et backward

Normalement, quand FLEXPART tourne en mode forward, les particules sont libérées à partir d'une ou plusieurs sources et les concentrations sont déterminés sous le vent sur la grille. Cependant, FLEXPART peut aussi tourner en mode backward. Cette option est moins efficace que le mode forward pour le calcul de relation source-recepteur si le nombre de récepteur est plus petit que le nombre de source (potentielle). Cependant elle permet de définir la cohérence d'une approche trajectographique pour interpréter une observation en un point donné. Dans l'option backward, les particules sont libérées (RELEASE) à l'endroit des récepteurs (lieu où l'on effectue la mesure du panache dont on aimerait connaître la source). Une réponse à quatre dimensions (3 dimensions d'espace et une de temps), fonction de l'émission, est alors calculée. Dans nos modélisations trajectographiques, on se concentre uniquement sur une source (pour les simulations forward) ou un récepteur (pour les simulations backward). Les « Releases » (lâché de particules) s'effectuent sur une zone géographique déterminée par les latitudes et longitudes (tous les 1°) et concernent 10000 particules par niveau (tranche de 1 km d'épaisseur).

Une fois les particules relâchées à partir des points de release décrits plus haut, Flexpart calcule la position des particules toutes les quinze minutes (mode forward ou backward). Une fois les positions calculées, nous regroupons les particules en cinq clusters en fonction de leur proximité géographique. Ainsi nous pouvons établir des (rétro)trajectoires en montrant les positions des clusters à différentes échéances temporelles. La fiabilité de la (rétro)trajectoire est d'autant plus grande que pour une échéance temporelle donnée la distance entre les clusters est faible.