



HAL
open science

Complémentarité et représentativité des observations atmosphériques effectuées par instrumentation active et passive sur les nouvelles plates-formes spatiales

Sébastien Berthier

► **To cite this version:**

Sébastien Berthier. Complémentarité et représentativité des observations atmosphériques effectuées par instrumentation active et passive sur les nouvelles plates-formes spatiales. Autre. Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines, 2007. Français. NNT: . tel-00327231

HAL Id: tel-00327231

<https://theses.hal.science/tel-00327231>

Submitted on 7 Oct 2008

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.

**THESE de DOCTORAT
de l'Université de Versailles Saint Quentin en Yvelines**

UFR de PHYSIQUE

THESE

Présentée par

Sébastien BERTHIER¹

Pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE
VERSAILLES SAINT QUENTIN EN YVELINES

Spécialité : Méthodes Physiques en Télédétection

Sujet de la thèse :

**Complémentarité et représentativité des observations
atmosphériques effectuées par instrumentation active et passive
sur les nouvelles plates-formes spatiales**

Thèse soutenue le 22 février 2007, devant le jury composé de :

Pr. Gérard Caudal	UVSQ	Président du Jury
Pr. Guy Cautenet	LAMP	Rapporteur
Pr. Gérard Brogniez	LOA	Rapporteur
Pr. Pierre Flamant	LMD/IPSL	Examineur
Dr. Patrick Chazette	LSCE/CEA/IPSL	Directeur de Thèse
Dr. Jacques Pelon	SA/CNRS/IPSL	Directeur de Thèse
Mr. Jean-Yves Labandibar	ALCATEL ALENIA SPACE	Membre Invité

¹ Service d'Aéronomie du CNRS, Institut Pierre-Simon Laplace, 4, Place Jussieu, boîte 102, 75252 Paris Cedex 05, France, Sebastien.Berthier@aero.jussieu.fr, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Bât. 701, Orme des Merisiers, F-91191 GIF-SUR-YVETTE CEDEX, Sebastien.Berthier@cea.fr

Remerciements

Après être (enfin, diront certains !) venu au bout de cette thèse, je tiens particulièrement à remercier plusieurs personnes qui, de par leurs aides, leurs soutiens, l'apport de données ou de conseils, leurs patiences aussi, et que sais-je encore ... ont fortement influé sur son cours et sa finition.

Je tiens tout d'abord à remercier mes parents, sans qui je n'aurais jamais pu aller aussi loin dans mes études. La thèse n'est en fait que la finalité d'un long, très long processus de formation. Ils m'ont permis, par leurs soutiens moraux et la confiance de chaque instant, à ce que aujourd'hui, j'arrive au terme de ce chemin. Je tiens à souligner ensuite l'aide financière qu'ils m'ont offerte tout au long de mes études. On évalue souvent le coût de la formation d'un thésard/ingénieur pour son Etat, mais rarement le prix que ce dernier coûte à sa famille. Or ce dernier est loin d'être négligeable. Je tiens aussi à remercier ma mère pour les nombreuses relectures qu'elle a faite.

Je tiens aussi à remercier mes sœurs, Sandrine et Valérie, pour leurs écoutes attentives, qualités dont elles ont finies par faire leur métier. « Parler est un besoin, écouter est un art » (Johann Wolfgang Von Goethe). Je leur souhaite plein de bonheur et de succès dans leur vie à venir, et dans les voies qu'elles ont choisies d'emprunter pour la parcourir.

Je vous souhaite en avance, à toi Sandrine et toi Gregory tout mes vœux de bonheur pour ce mariage que nous attendons tous maintenant avec impatience.

Je tiens ensuite à remercier l'ensemble des personnes qui ont participé à mon jury de thèse, le Professeur Gérard CAUDAL, Président du Jury, les Professeurs Guy CAUTENET et Gérard BROGNIEZ, tous deux rapporteurs de ma thèse, le Professeur Pierre FLAMANT, pour la lecture attentive qu'ils ont fait de mon manuscrit, ainsi que par leur écoute non moins attentive lors de ma soutenance.

Je tiens aussi à remercier la société ALCATEL ALENIA Space, par le financement qu'elle m'a apporté lors de ma thèse, ainsi que par la confiance qu'elle m'a apporté. Je tiens tout particulièrement à remercier chez ALCATEL le Docteur Thierry Pain, pour ses conseils et son encadrement durant les deux premières années de ma thèse. Je tiens de même à remercier Mr. Jean-Bernard Ghibaud et Jean-Yves Labandibar, invités lors de ma soutenance de thèse, qui ont pris la suite de cet encadrement à ALCATEL.

Une mention spéciale est ensuite réservée à mes deux encadrants de thèse, le Dr. Jacques PELON, de l'équipe MAE (Météorologie Appliquée et Environnement) du Service d'Aéronomie (CNRS), et le Dr. Patrick CHAZETTE, du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, qui ont tous deux activement participé à l'élaboration de cette thèse.

Je me rappellerais les moments partagés (... à *s'arracher les cheveux*) autours des climatologies nuageuses de LITE et GLAS. J'ai appris à vos côtés plus qu'en plusieurs années d'étude, et en cela je vous suis reconnaissant. Même si parfois, certaines étapes ont été difficiles, je pense aujourd'hui que l'apprentissage effectué par la recherche à cela de formateur qu'il colle avec les réalités de la vie. Il m'a obligé à gérer les stress trop importants, les joies excessives, les désillusions qui cherchent à vous mettre à plat, les relations humaines, ...

Je vous remercie aussi pour l'aide que vous m'avez apportée lors de mes participations aux conférences internationales, et dans la rédaction de l'article que nous avons écrit ensemble.

Je tiens particulièrement ici à remercier Patrick CHAZETTE pour son investissement dans ma thèse. J'ai eu grâce à lui, à trois occasions, l'opportunité de participer à des campagnes de mesures sur le terrain, lors des campagnes POVA (Pollution dans les Vallées Alpines). Il m'a ainsi fait goûter à une science bien différente de celle qui se fait sur le papier, ou devant son ordinateur ... bien au chaud. Cela m'a bien sûr permis de participer à l'acquisition des données.

Ces campagnes m'ont montré aussi qu'un des facteurs essentiels de la science, qui reste trop souvent caché derrière l'aspect purement abstrait des données, est le facteur humain.

Je tiens ici, Patrick, à t'apporter mon soutien dans les moments de tourmentes que tu traverses maintenant depuis un an, et te souhaite de te sortir de ces derniers par le haut.

Je garderais aussi au fond de moi une pensée toute spéciale pour Pierre Couvert, qui nous a quitté lors de cette thèse. Au-delà des discussions scientifiques assidues que nous avons eues avoir ensemble, c'est surtout ton côté humain et ta grande bonté que je garderais à l'esprit.

J'ai tout particulièrement apprécié lors de cette thèse les différentes collaborations scientifiques que j'ai pu avoir, au sein des différents laboratoires de l'IPSL, de la NASA, ou de la société LEOSPHERE. Je tiens tout particulièrement à remercier :

- **au laboratoire du LSCE** : Bernard Bonsang, Philippe Bousquet, François-Marie Bréon, Philippe Ciais, Frédéric Chevalier, Elsa Cortijo, Valérie Gros, François Dulac, Pascale Delecluse, Christine Hatte, Sang-Woo Kim, Mathieu Labonne, Fabienne Maignan, Dominique Mazière, Cyril Moulin, Jean Poitou, Jean-Christophe Raut, Laurent Turpin, Laurent Poitou, Joseph Sanak, François Thieuleux.
- **au laboratoire du SA** : Gérard Ancellet, Augustin Colette, Cyrille Flamant, Jacques Lefrère, Andréa Pazmino, Maï Pham, Jérôme Tarniewicz.
- **au laboratoire du LMD** : Juan Cuesta, Alma Hodzic, Mathieu Lalande, Geneviève Sèze.
- **au laboratoire du LISA** : Béatrice Marticorena, Benoît Laurent.
- **à la NASA** : Gerry Schwemmer, Dave Winker.
- **la société LEOSPHERE** : Laurent et Alexandre Sauvage, Mélodie.

Je tiens aussi à remercier chaleureusement les équipes informatiques, desquelles j'ai abusé à loisir, et en particulier Julien Bruna (LSCE), Pascal Genau (SA), François Marabelle (LSCE), Olivier Thauvin (SA), Gaëlle Tristant (LSCE), Philippe Weill (SA), Jean-Yves Peterschmitt (LSCE).

Je remercie aussi tout particulièrement les nombreux services administratifs auxquels j'ai eu recours lors de ma thèse, et en particulier Tara BIZET (SA), Florence Gerry (LSCE), Michèle Levasseur (CNRS), Armella LONGREZ (IPSL), Hélène Mignot (LSCE), Michèle Moreau (CNRS), Maryse Mouveroux (LSCE), Evelyne Quinsac (SA), Cécile Takacs (SA), Cécile Tessier (LSCE), ...

Je remercie les services techniques de nettoyage du LSCE et du SA. Je remercie aussi l'ensemble du personnel administratif de l'ADFAC.

Je tiens à remercier les nombreux collègues de bureau, qui ont contribué à rendre ces locaux plus vivants et conviviaux. Au Service d'Aéronomie, Line Jourdain, Aude Mieville, Elsa Real, Christoforos TSAMALIS, et au LSCE, Marie Berthelot, Hariliva Randriamisoa, Jean-Christophe Raut, Sophie Salanave.

Je tiens aussi à remercier les différentes personnes avec qui je partageais quotidiennement un coin de table à midi :

Au SA : Maya George, Hadji-Lazaro Juliette, Damien Josset, Marion Marchand, Ivan Pouchet, Jérôme Tarniewicz, Solène Turquety, Nicolas Yan.

Au LSCE : Ramdane Alkama, Soumaya Belmecheri, Amandine Bordon, Edouard Davin, Claire Carouge, Remy Dallmayr, Céline Deandreis, François Delage, Stéphane Devaux, Gabrielle Dreyfus, Christophe Dumas, Cécile Gaimoz, Hans Grigaut-Desbrosses, Benjamin Guinot, Nathalie Guitard, Marc Jamous, Christian Laguerre, Alexandre Laine, Juliette Lathière, Ute Merkel, Philippe Peylin, Christopher Pickett-Heaps, Adrien Royer, Pierre Sepulchre, Pascale Smith, Didier Swingedouw, Sylvain Weill, Sönke Zaehle, Yan Zhao.

Je tiens avant de finir à remercier mes amis hors des laboratoires du CEA et du SA, qui d'abord m'ont supporté pendant ces longues années, et qui m'ont aussi permis de souffler lorsque j'en avais besoin, en me permettant de rentrer en contact avec d'autres univers que ceux purement scientifiques. Je tiens entre autre à remercier Serge Da Silva Dias (*sans en rajouter, le futur Spielberg du film d'animation, et accessoirement partenaire de mes folles tribulations kayakistes*), Delphine Le Marinier (*une fille qui en veut !... et qui monte... qui monte*), Simone Chilesse (*L'Architecte Milanais*), Alexandra Lefebvre (*toujours en vadrouille internationale*), et Sandie Bousquet (*... en retard comme d'habitude !*). Et bien d'autres que je n'ai pas cité ici mais qui font bien sûr parti du pack !

Enfin, et je finirais là-dessus, comme on clôt un chapitre, pour en débiter rapidement un nouveau. Je tiens en effet à tourner maintenant mon regard vers les yeux bleu-vert rieurs de celle que je considère aujourd'hui comme ma compagne dans la vie.

Elle a été successivement ma partenaire de pause, mon amie, ma confidente, mon égérie, pour enfin devenir celle que je souhaiterais chérir jusqu'au bout. Gwenaëlle Philippon, tu as été tout au long de cette thèse d'un soutien indéfectible et sans commune mesure, et en cela je ne te remercierai jamais assez.

Je nous souhaite de partager, ensemble, ce long et beau chemin que constitue la vie.

**« Si j'avais mille âmes, je te les donnerais toutes ;
Je n'en ai qu'une, prends-la mille fois »**

Vieux proverbe espagnol, cité dans l'album d'I Muvrini, Alma (2006).

« *La Terre est le berceau de l'humanité. Mais passe-t-on sa vie entière dans un berceau ?* »
C.E.Tsiolkovski (1857-1935), visionnaire, et père de l'astronautique moderne.

Résumé

« Complémentarité et représentativité des observations atmosphériques effectuées par instrumentation active et passive sur les nouvelles plateformes spatiales »

Un des objectifs majeurs des programmes de recherches actuels est de comprendre quel est l'impact des nuages et des aérosols au sein du bilan radiatif global. En effet, les nuages et les aérosols ont une influence significative sur la balance radiative terrestre, et induisent des réponses climatiques diverses qui ne sont pas encore pleinement connues.

L'hétérogénéité spatiale des structures nuageuses et de leurs propriétés microphysiques, contribue de manière significative à la modulation du budget énergétique terrestre. Les flux radiatifs pris à la surface sont très sensibles à la structure géométrique de ces nuages, ainsi qu'à leur altitude. Un des premiers objectifs afin d'améliorer les modèles climatiques existant, est donc d'acquérir une meilleure connaissance sur la distribution tri-dimensionnelle des structures nuageuses.

Les systèmes spatiaux comportant des instrumentations lidar nous apportent aujourd'hui de nouvelles informations sur la distribution verticale des aérosols. Notre second objectif est donc d'améliorer l'obtention des propriétés des aérosols au dessus des surfaces continentales, lieu où l'obtention de résultat via les systèmes de détection passif sont connus pour être difficiles du fait de la contribution radiative de la surface.

Afin de remplir le premier objectif, nous avons appliqué et adapté un algorithme nous permettant d'estimer la fonction de densité de probabilité du sommet des structures nuageuses, à partir des profils lidar fournis par la mission satellite GLAS (Geoscience Laser Altimeter System, NASA) et la mission LITE (In-space Technology Experiment, NASA, 1994). La méthodologie utilisée est dans un premier temps expliquée. Les résultats obtenus grâce à l'utilisation des données GLAS et LITE sont présentés et discutés. La validation de cette méthode du point de vue de ses performances est ensuite effectuée grâce à une étude de sensibilité.

La synergie entre les mesures des instruments passifs et actifs peut amener à des améliorations significatives de l'inversion lidar. Dans le but de remplir notre second objectif, nous présentons alors dans la suite de ce travail le potentiel apporté par l'utilisation du couplage entre un lidar spatial (LITE en l'occurrence) et un satellite géostationnaire (Meteosat-5) afin de retrouver les propriétés optiques de l'aérosol au dessus des océans et des continents, dans le cas particulier des poussières désertiques Africaines. Pour ce faire, un algorithme a été implémenté. Les résultats fournis par cette méthode sont présentés. Les erreurs faites sur l'estimation de l'impact radiatif de l'aérosol sont estimées pour cette synergie, mais aussi dans le cas des autres synergies possibles pouvant allier les instruments de télédétection actifs et passifs, embarqués à bord des satellites actuellement en orbite.

Mots clés :

Statistique nuageuse, climatologie nuageuse, propriétés des aérosols, bilan radiatif, LITE, GLAS, CALIPSO, Meteosat, Lidar spatial, satellite, synergies instrumentales.

Abstract

“Complementarity and representativity of the atmospheric observations done by active and passive instrument on the new spatial platform”

One of the important objectives of the current climate research programs is the understanding of the impacts of clouds and aerosols on the global radiation budget. Indeed, clouds and aerosols have a significant influence on the Earth's radiative balance and induce various climatic feedbacks that are still not enough known.

The spatial heterogeneity of cloud structures and their microphysical properties significantly contribute to the modulation of the earth energy budget. Moreover, the surface longwave flux distribution is very sensitive to both the geometrical structures and altitudes of clouds. A first objective to improve existing climatic models is then to have a knowledge about the tri-dimensional distribution of cloud layers.

Futhermore, spaceborne backscatter lidar systems allow new insights on the vertical distribution of aerosols. Second objective of this study is to improve the retrieval of aerosols properties over land, where retrievals from passive sensors are known to be more difficult due to surface contribution.

To fullfile the first objective, I have applied and adapted an algorithm to assess the probability density function (PDF) of cloud layer top heights from GLAS (Geoscience Laser Altimeter System, NASA) and LITE Lidar (In-space Technology Experiment, NASA, 1994) profiles. The methodology is first explained and results based on all the GLAS and LITE data are presented and discussed. This method is validated by a sensibility study.

Then, the synergy between active and passive measurements can lead to significant improvement of the lidar inversion. To answer the second objective, we present in the following of this work the potential of using the coupling between a spaceborne lidar (LITE) and a geostationary satellite (Meteosat-5) to retrieve the aerosol optical properties over both ocean and continent, with a focus on African dust. Therefore, a retrieval algorithm has been implemented. Results and validation of the method are presented. The error on the dust radiative impact has been assessed for this synergy, and by using the simultaneous data sets derived from other space-borne passive and active instruments.

Keywords :

Cloud statistic, Cloud Climatology, Aerosols properties, Radiative budget, LITE, GLAS, CALIPSO, Meteosat, Spaceborne Lidar, Instrumental Synergy.

Table des matières

0	Chapitre 0 : Introduction Générale	13
0.1	Contexte Scientifique	13
0.2	L'impact des nuages	18
0.3	Impact des aérosols	20
0.4	Les instruments de détection spatiale	23
0.5	Objectif de l'étude et stratégie adoptée.....	26
1	Chapitre 1 : La télédétection spatiale lidar	29
1.1	Introduction.....	29
1.2	La méthode de télédétection lidar	29
1.2.1	Description générale de la technologie lidar.....	29
1.2.2	Propriétés optiques des diffuseurs	33
1.2.3	L'équation lidar.....	36
1.3	Historique du lidar spatial	43
1.4	Présentation des missions spatiales lidar	52
1.4.1	La mission LITE	52
1.4.2	La mission GLAS	55
1.4.3	La mission CALIPSO et L'A-Train.....	57
1.4.4	Le futur : la mission EarthCare.....	62
1.4.5	La future mission ADM/Aeolus.....	63
2	Chapitre 2 : Statistiques obtenues à partir des données de lidar spatial.....	66
2.1	Méthode d'analyse	66
2.1.1	Revue de l'existant.....	67
2.1.2	Présentation de la méthode utilisée.....	68
2.1.3	Détection de structures.....	70
2.2	Séparation aérosols/nuages	73
2.3	Etudes de cas sur les observations GLAS.....	76
2.3.1	Choix des cas	76
2.3.2	Application.....	80
2.3.3	Détermination des seuils	84
2.3.4	Résultats sur les cas tests et intercomparaison à l'algorithme opérationnel	95
2.3.5	Résultats globaux obtenus à partir des données GLAS opérationnelles.....	104
2.4	Application aux observations du lidar LITE	109
2.4.1	Adaptation de la méthode	110
2.4.2	Résultats à partir des données LITE	112

2.4.3	Intercomparaison des statistiques LITE et GLAS (données opérationnelles)	125
2.5	Etude de la structure de l'objet nuageux.....	129
2.5.1	Positionnement du problème (qu'est-ce qu'un nuage ?).....	129
2.5.2	La méthode d'agglomération	133
2.5.3	Résultats et comparaison.....	135
2.6	Conclusion du chapitre sur la partie nuage détectée par instrumentation active ...	142
3	Chapitre 3 : Comparaison des statistiques nuageuses entre les instruments d'Observation satellite actifs et passifs	144
3.1	Comparaison des climatologies des nuages par observations actives lidar et passives radiométriques	144
3.2	Comparaisons LITE-GLAS-ISCCP-MODIS.....	149
3.2.1	Le couvert nuageux.....	149
3.2.2	Les densités de probabilité.....	150
3.2.3	Comparaisons spécifiques aux résultats de MODIS.....	154
3.3	Conclusion	158
4	Chapitre 4 : Etude sur la répartition géographique des aérosols observés par LITE	160
4.1	Localisation géographique des aérosols.....	160
4.1.1	Zones d'occurrence des poussières désertiques.....	163
4.1.2	Zones d'occurrences des feux de biomasses (Biomass Burning)	164
4.1.3	Les zones de mélanges entre les aérosols désertiques et de feux de Biomasse	167
4.2	Tentative de restitution de la distribution verticale des aérosols	169
4.3	Conclusion	173
5	Chapitre 5 : Synergie ACTIF/PASSIF pour l'étude des aerosols désertiques ...	175
5.1	Introduction.....	175
5.2	Méthode d'inversion des données LITE	180
5.2.1	Choix du modèle de transfert radiatif : Le modèle STREAMER.....	183
5.2.2	Le renseignement du modèle Streamer.....	185
5.3	Article JGR "Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from LITE and METEOSAT synergy"	194
5.3.1	Introduction.....	195
5.3.2	Basic spaceborne observations	196
5.3.3	Dust source identification	199
5.3.4	Methodological synergy between LITE and Meteosat-5.....	206
5.3.5	Results.....	207
5.3.6	Discussion on the lidar-retrieved parameters.....	214
5.3.7	Discussion on the aerosol radiative impact.....	220
5.3.8	Conclusion	222

5.4	Résultats	225
5.5	Application à d'autres configurations de synergie Active/passive	232
6	Conclusion -Perspectives	234
6.1	Conclusion	234
6.2	Perspectives	235
7	Annexe A : Titres et travaux	239
7.1	Introduction	239
7.2	Abstract pour l'ILRC N°22 (Matera, Italie)	241
7.3	Abstract pour l'ILRC N°23 (Nara, Japon)	246
7.4	Article Atmospheric Environnement	251
8	Annexe B : Description de l'algorithme opérationnel GLAS	272
8.1	Theoretical Description	272
8.2	Confidence Flags	286
8.3	Sample of Results	287
	Lexique	289
	Références Bibliographiques	296

CHAPITRE 0 : INTRODUCTION GENERALE

0.1 Contexte Scientifique

Sur les dernières décennies, l'industrialisation de nos sociétés a introduit des perturbations significatives au sein de cette complexe et fragile machine que constitue le système climatique terrestre. Dans ce monde qui change, l'impact des activités humaines sur ce dernier est devenu aujourd'hui une des préoccupations scientifiques majeures.

Bien que d'une épaisseur infime par rapport au rayon de la terre², l'atmosphère est un des rouages majeurs de ce système qui tente difficilement de rester en équilibre. L'atmosphère protège la terre et ses habitants de l'incidence des dangereux rayonnements solaires ultraviolets. Elle atténue les variations climatiques au niveau global par le déplacement des masses d'air. Elle contient les éléments gazeux nécessaires à la vie. Elle participe aux échanges de matière et d'énergie entre les différents milieux terrestres (lithosphère, biosphère, océans, ruissellements de surface). Enfin, elle participe à l'équilibre thermique de la terre par l'effet de serre.

L'histoire de l'équilibre climatique terrestre suit des variations naturelles, et est composée d'une succession d'épisodes glaciaires entrecoupée de périodes chaudes assez brèves. Une des questions actuelle est de savoir si l'augmentation de température observée depuis un siècle est vraiment imputable à l'homme (origine anthropique), ou si elle n'est qu'une manifestation de la variabilité naturelle du climat. Il est donc très important pour les modélisateurs d'avoir une connaissance très documentée du climat.

² Toutes proportions gardées, l'atmosphère terrestre est à peu de chose près aussi mince que la pelure d'une pomme. Sa couche supérieure se situe à 50 km au dessus de la surface du globe, soit 0.78 % du rayon moyen de la terre (6378 km).

Cependant, la mesure systématique des conditions météorologiques n'a réellement débuté que dans la seconde moitié du XIX^{ème} siècle. Afin de connaître les climats du passé, et valider cette augmentation, le climatologue doit donc aller chercher des indices qui témoignent du climat qui prévalait au moment de leur archivage. Ces indices permettent une mesure indirecte de la température.

Selon les époques où l'échelle des phénomènes auxquels on s'intéresse, on utilisera différentes techniques.

Comme le montre la **Figure 0.1.1**, des estimations assez précises de l'historique de la température peuvent être effectuées jusqu'à plus de mille ans grâce à la dendrochronologie (comptage des cernes annuels d'arbres) [Jones et al, 2004].

Les carottes de glace qui sont extraites en Arctique ou en Antarctique, nous apportent une connaissance des bilans gazeux terrestres, et par conséquent des températures³, sur une échelle de temps de plus de 740000 ans [McManus, 2004 ; Augustin et al, 2004].

D'autres méthodes existent aussi, comme l'étude des sédiments marins et lacustres, l'étude des squelettes de coraux, des concrétions (stalagmites), etc.

La connaissance de cet historique nous permet de construire les modèles climatologiques, et de tester la capacité de ces derniers à reproduire des climats réels très différents du notre.

Les modèles climatiques actuels prévoient dans leur ensemble d'ici à 2100 une augmentation de la température globale terrestre de 1,2 à 5,8°C liée aux émissions anthropiques [IPCC, 2001] (voir la **Figure 0.1.2**). Les modèles de circulation générale, appelés GCM (Global Circulation Model) sont des outils puissants afin de prévoir l'évolution du climat à l'échelle de la planète. Cependant, ces derniers demeurent encore aujourd'hui mal contraints, ce qui explique les incertitudes entachant leurs prévisions (1.5 à 2°C sur une prédiction moyenne de 100 ans).

Les effets de ce réchauffement tendent à devenir de plus en plus visibles, et commencent à être mesurés. On relève une augmentation du niveau des mers de 2.75 (±0.10) mm par an [Cazenave,

³Cette détermination se fait grâce à la connaissance de la concentration en ¹⁸O présent dans la glace. L'atome ¹⁸O étant plus lourd que l'atome ¹⁶O, H₂¹⁸O va se condenser plus rapidement en eau ou en glace que le H₂¹⁶O (dans le nuage). Plus le rapport H₂¹⁸O / H₂¹⁶O est grand, et plus la température était basse dans le nuage au moment de la condensation.

2004], mesuré par les satellites Topex/Poseidon et Jason-1. On note aussi une accélération de l'écoulement des glaciers au Groenland et en Antarctique [Rignot et al, 2002(a) et (b), 2006 ; Joughin, 2005], ainsi qu'un recul de la plupart des glaciers tropicaux depuis le milieu du 19^{ème} siècle [Kaser et al, 1999, 2006].

Le satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), effectue la mesure des changements dans le champ gravitationnel terrestre. Ces mesures ont permis de définir l'évolution du bilan de masse de l'Antarctique sur 5 années consécutives, avec une précision d'environ 7 mm/an sur l'ensemble du bilan de masse de la calotte [Wahr, 2000]. Ces mesures suggèrent que la masse de l'Antarctique a diminué avec une vitesse de $152 \pm 80 \text{ km}^3$ par an d'avril 2002 à août 2005 [Velicogna et Wahr, 2006].

Les conséquences d'un réchauffement climatique si brutal seraient, si il était vérifié dans le futur, très importantes.

Au niveau animal, une récente étude, recensant plus de 866 publications scientifiques⁴ a encore souligné l'impact de ce changement climatique, dans les réponses qu'il induit au niveau écologique par l'adaptation des espèces animales ... ou par leurs disparitions pur et simple [Parmesan, 2006]. Une étude publiée par la revue scientifique *Nature* en janvier 2004 [Thomas, 2004] suggère qu'un réchauffement de 1,8 à 2 °C entre 1990 et 2050 pourrait conduire à la suppression d'un quart des espèces vivantes en 2050 par rapport à aujourd'hui.

Au niveau végétal, la réponse aussi est loin d'être négligeable. Une étude de 2004 [Chuine, 2004], a montré comment les dates des vendanges, qui sont fonction de la température des saisons printemps/été, étaient modifiées. Il a pu ainsi reconstruire la température entre 1370 et 2003, et a montré l'influence du réchauffement global actuel.

Les migrations des chênes verts, châtaigniers, noisetiers, épicéas ou mélèzes ont été étudiées en fonction des différents scénarios climatiques [Schröter et al, 2005]. Le chêne vert envahirait tout le sud de l'Europe et la France entière en 2080 et le noisetier disparaîtrait pratiquement des forêts françaises dans le cas d'une élévation de la température de 4°C liée à une politique de forte

⁴ Les dates de ces publications sont comprises entre 1899 et 2006. 40% de ces publications ont été publiées sur les trois dernières années, ce qui montre l'intérêt et la prise de conscience générale de la communauté scientifique quant au problème du réchauffement climatique.

consommation énergétique. Autour de Grenoble, les épicéas seraient amenés à prendre de l'altitude et certaines espèces plus fragiles comme le mélèze ne trouvant plus de climat adapté seraient vouées à quasiment disparaître des Alpes françaises. Localement, la perte de biodiversité pourrait atteindre 50%... ce qui risquerait de bouleverser en profondeur les paysages de cette fin du 21ème siècle.

Variations de la température à la surface de la Terre :

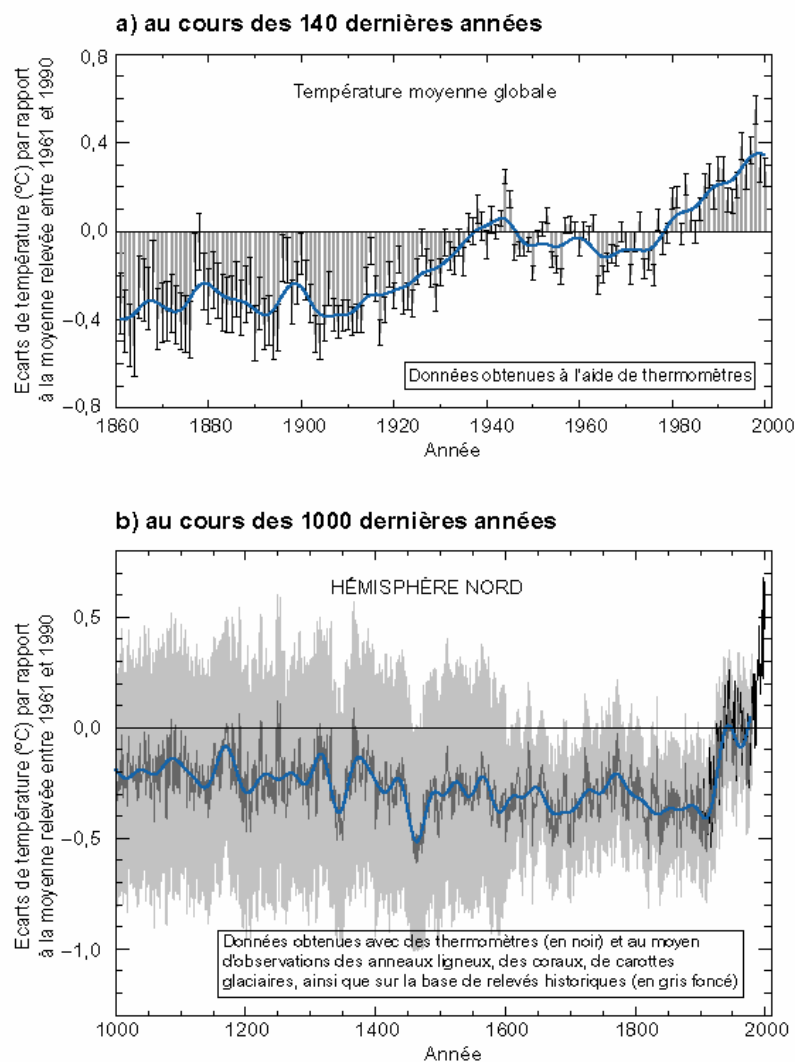


Figure 0.1.1 : Variations de la température à la surface de la Terre au cours des 140 dernières années et au cours du dernier millénaire ([IPCC, 2001]).

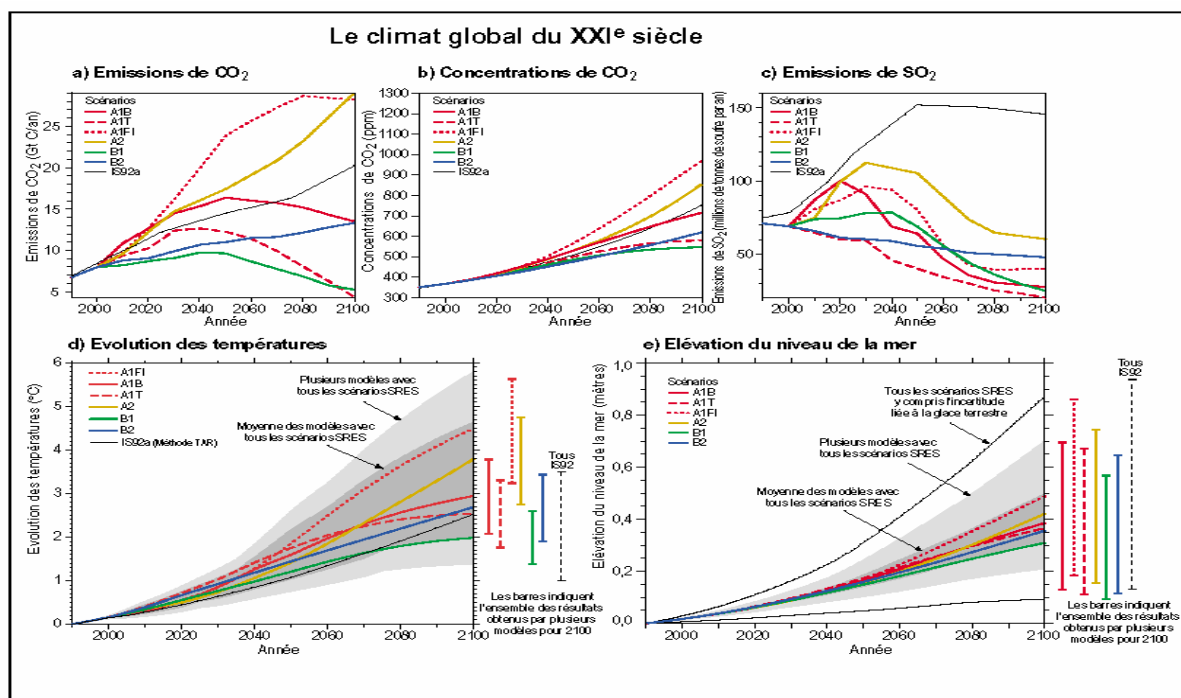


Figure 0.1.2 : Au XXI^e siècle, le climat global dépendra des changements naturels et de la réaction du système climatique aux activités humaines [IPCC, 2001].

Les impacts du changement climatique nécessitent d'être anticipés, et accompagnés par la mise en place de politiques environnementales adéquates.

La prise en compte du facteur climat est devenue aujourd'hui inévitable de part les enjeux humains et économiques, loin d'être négligeables sur lesquels il influe (gestion de l'agriculture, prévision des phénomènes climatiques extrêmes, etc.). Les experts estiment qu'environ 30 % de l'économie mondiale est directement influencée par les conditions météorologiques, et un rapport du ministère du commerce américain de 1997 évalue pour sa part que les conditions météorologiques ont un impact direct d'environ 22% sur le produit intérieur brut (PIB) américain.

Un rapport récemment paru, le rapport Stern⁵ [Stern, 2006], donne les résultats d'une modélisation économique basée sur les conclusions scientifiques concernant le réchauffement global, conclusions fournies par le GIEC [IPCC, 2001]. Ce rapport évalue que le monde doit aujourd'hui investir 1% de son PIB par an pour lutter efficacement contre le réchauffement du climat. Si tel n'était pas le cas, les dégâts risqueraient de lui coûter de 5 à 20% de son PIB par an.

⁵Sir Nicholas Stern, ancien économiste en chef de la Banque Mondiale.

Ce rapport estime que les changements climatiques pourraient coûter jusqu'à 5.500 milliards d'euros si les gouvernements ne prennent pas dès maintenant des mesures radicales.

De telles anticipations nécessitent de reposer sur des bases scientifiques solides. Entre autres actions, l'établissement de modèles de climatologie et de prévision météorologique fiables, concernant notamment les événements extrêmes, est aujourd'hui vital.

Les améliorations engagées sur les modèles de climatologie doivent, et devront encore à l'avenir, être accompagnées du développement de nouveaux systèmes d'observation. Les données expérimentales issues de ces systèmes sont les seuls éléments permettant la validation des modèles construits.

Le développement des satellites en tant que systèmes d'observations a constitué une révolution majeure dans la vision que l'être humain avait de sa propre planète. Cela lui a permis de mettre un « visage » sur cet objet abstrait que constituait la terre, si difficilement appréhendable dans sa globalité avec les technologies jusque là utilisées. Outre l'aspect esthétique des images qui nous sont renvoyées par ces systèmes, elles ont eu pour action psychologique de nous faire prendre conscience de cette appartenance commune à cette planète, si belle, si vaste, si complexe, mais surtout si fragile face à l'ensemble de nos agressions.

Cette nouvelle technologie a permis la construction de bases de données cohérentes à destination de l'ensemble des communautés scientifiques mondiales impliquées dans les études climatiques ou météorologiques. Elle a, entre autres, permis de mettre en relief le rôle essentiel que constituent les nuages et les couches d'aérosols au sein du bilan radiatif terrestre. Nous détaillerons dans les sections suivantes l'intérêt de différents moyens de télédétection spatiale.

0.2 L'impact des nuages

La majorité de l'énergie extérieure reçue par la Terre provient de son Soleil. Ce corps noir a une température de l'ordre de 6000 K, il émet donc l'essentiel de son énergie à de courtes longueurs d'onde, dans le visible [400-700 nm] et proche infrarouge [700-4000 nm]. Au sommet de

l'atmosphère, le flux solaire incident moyen (moyenne globale annuelle) est de 342 W.m^{-2} . Moins d'un tiers de ce flux, soit 100 W.m^{-2} , est réfléchi vers l'espace par l'atmosphère (6%), les nuages (20%) et la surface de la Terre (4%) (Voir la **Figure 0.2.1**).

Les nuages ont pour action de modifier le bilan radiatif, en réfléchissant le rayonnement solaire, par un effet appelé « effet parasol ». Les nuages les plus denses réduisent ainsi la quantité d'énergie traversant l'atmosphère terrestre, en provoquant par conséquent un refroidissement de la surface. Dans le même temps, en faisant écran au rayonnement infrarouge renvoyé par la Terre, et en réémettant vers l'espace ce dernier à des températures plus froides, ils contribuent à l'effet de serre, en réchauffant l'atmosphère terrestre.

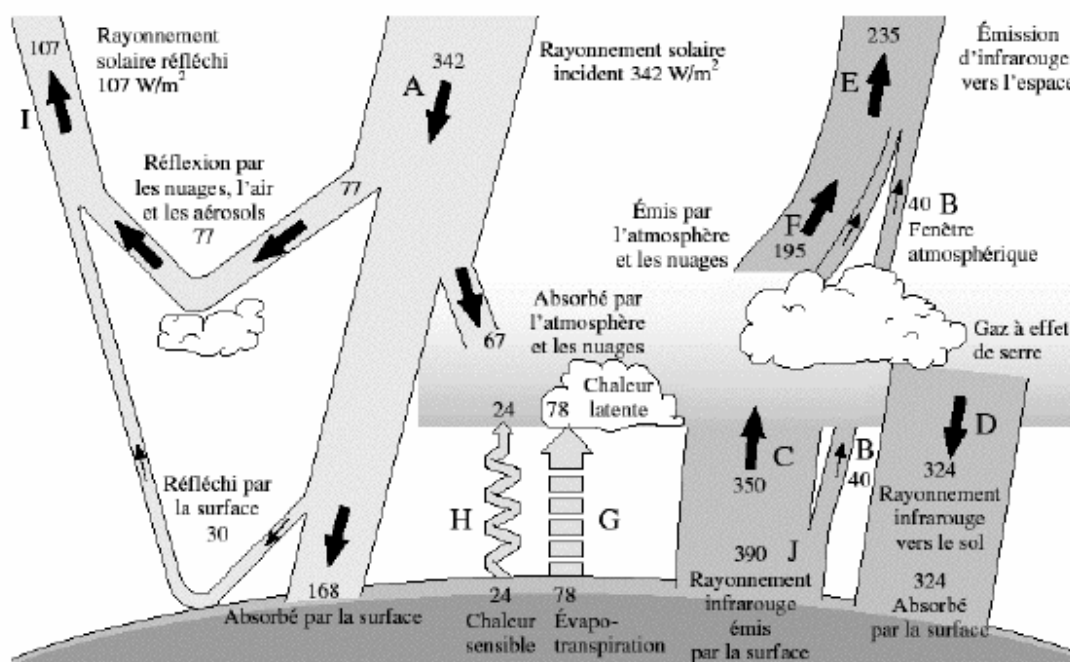


Figure 0.2.1 : Fonctionnement général simplifié de l'atmosphère. Les chiffres donnent la valeur moyenne, temporelle (sur l'année) et géographique (sur la surface de la Terre) en W.m^{-2} de chaque flux considéré [Jancovici, 2002].

Le bilan entre ces deux effets reste aujourd'hui encore assez mal estimé [Arking, 1991 ; IPCC, 2001], car les propriétés optiques et radiatives des nuages sont encore aujourd'hui mal connues.

La distribution spatiale tridimensionnelle nuageuse est un des paramètres majeurs dans l'étude de l'impact radiatif nuageux. Or la connaissance même de cette distribution spatiale, bien qu'ayant été améliorée ces dernières années, reste encore aujourd'hui assez peu précise.

Les obstacles rencontrés dans l'établissement de ces statistiques proviennent, entre autre, des difficultés à effectuer la caractérisation de différentes cibles (aérosols, nuages denses, semi-transparents, systèmes multicouches dans les régions polaires ou tropicales, ...), à partir d'un système unique de détection passive, et pour différentes échelles spatiales.

Nous avons aussi peu d'informations en ce qui concerne la phase des hydrométéores constituant les nuages. Ainsi selon les paramétrisations utilisées, un modèle de circulation générale, ou GCM (Global Circulation Model), peut prévoir des contenus en glace dans les nuages par unité de surface allant de 150 g.m² [Del Genio et al., 1996], à 18 g.m⁻² [Fowler et al., 1996], en passant par 20g.m² [Rasch et Kristjánsson, 1998].

La forme et l'orientation des cristaux, ainsi que les processus de nucléations qui s'effectuent au sein des nuages sont aussi pour leur part encore mal connus. Or [Takano et al., 1992] ont mis en évidence l'impact de la forme des particules sur les températures de brillances simulées pour les cirrus, et ont en particulier montré que le refroidissement dans les courtes longueurs d'ondes pouvait être augmenté de 25 W.m² et le réchauffement de 10 W.m² suivant qu'on considère des particules de glace de forme sphériques ou planaires.

La paramétrisation au sein des modèles de GCM des nuages peu denses et faiblement précipitants (tels que les cirrus, altostratus, stratocumulus, stratus épais, ...) reste encore très sensible. C'est particulièrement le cas des cirrus, qui sont des nuages de hautes altitudes caractérisés par une très faible épaisseur optique, et donc difficilement caractérisable optiquement par les instruments passifs. Cependant, les cirrus recouvrent presque la moitié de la surface de notre planète, et ne peuvent donc être négligés quant à leurs contributions au bilan radiatif terrestre.

0.3 Impact des aérosols

Le rôle des aérosols atmosphériques sur le bilan radiatif a pour sa part déjà été amplement analysé ([IPCC, 2001], [Kaufman et al, 2002]). Ils contribuent à la complexité du système radiatif, car ils vont, du fait de leurs propriétés optiques, diffuser et absorber le rayonnement solaire et tellurique. Ils interviennent aussi sur le cycle de vie des nuages. Plus largement, les aérosols ont

aussi un impact sur le cycle hydrologique [Ramanathan et al, 2001], l'équilibre des écosystèmes océaniques et terrestres, la production photochimique de polluants secondaires comme l'ozone, la qualité de l'air, et la santé humaine.

De même que les nuages, les aérosols, en diffusant et en absorbant la lumière solaire provoquent une diminution du flux solaire disponible à la surface. C'est l'effet parasol encore appelé « effet direct », et qui a pour conséquence de refroidir la surface terrestre. Ils augmentent ainsi l'albédo planétaire et contrebalancent le réchauffement global par un refroidissement d'environ 25 à 50 % ([IPCC, 2001 ; Kiehl et Briegleb, 1993]). Les aérosols exercent également un effet indirect sur le bilan radiatif, en constituant des noyaux de condensation, qui initient la nucléation des gouttes d'eau et des cristaux de glace, menant à la formation des nuages. Selon leurs concentrations, ils modifient ainsi le pouvoir réfléchissant et le cycle de vie des nuages, et par voie de conséquence, l'intensité des précipitations ([Rosenfeld et al, 2002]). Des nuages moins précipitants peuvent avoir ainsi une influence sur les ressources en eau potable, comme dans les régions sahéliennes.

Les aérosols atmosphériques sont des corps complexes, ayant une nature chimique et des tailles variées. Ils peuvent en effet être émis directement sous forme particulaire, ou peuvent résulter de la condensation de précurseurs gazeux. De plus, leur concentration est caractérisée par une grande variabilité spatiale et temporelle, qui est due à leur faible durée de vie. En effet, et contrairement aux gaz à effet de serre, à durée de vie longue, les aérosols ont une durée de vie très courte dans l'atmosphère. C'est pourquoi le forçage radiatif qui leur est imputable suit rapidement l'augmentation ou la diminution des émissions.

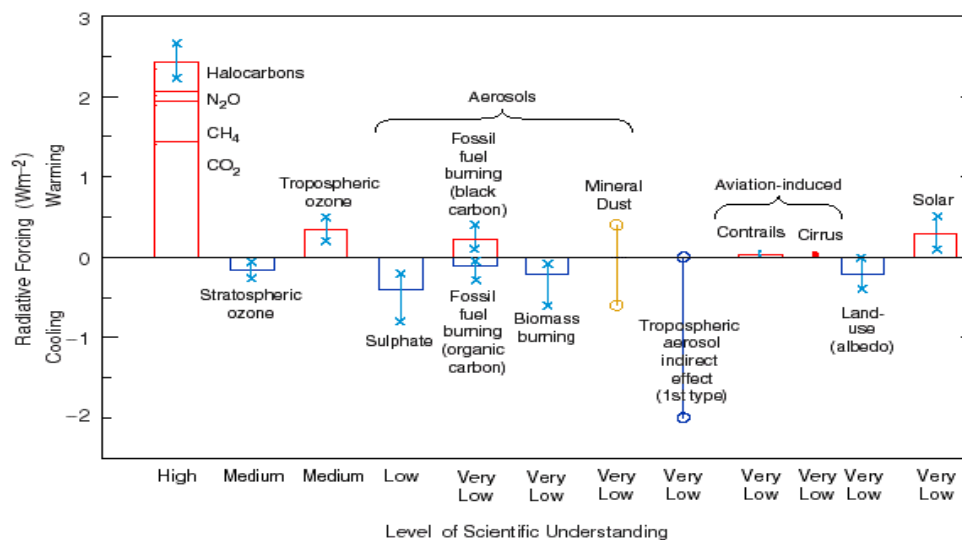


Figure 0.3.1 : Impact radiatif et incertitudes associées aux différents acteurs du forçage radiatif. [IPCC, 2001]).

Il existe donc un réel intérêt à l'étude de ces particules d'aérosols, avec pour finalité de caractériser leurs propriétés macrophysiques (sources, localisation spatiale, transport, ...) et microphysiques, ainsi que leur impact radiatif. Il existe en effet encore aujourd'hui une grande incertitude sur la contribution des aérosols au niveau du bilan radiatif terrestre (BRT), tel que le démontre les barres d'erreurs concernant les valeurs de forçage radiatif additionnel correspondant aux aérosols, données dans la **Figure 0.3.1** ([IPCC, 2001]). De nombreux travaux ont été effectués depuis le rapport IPCC édité en 2001, afin de caractériser les aérosols. De nombreuses campagnes de mesures (**ACE-ASIA**⁶, 2001, [Huebert, 2003]), **POVA**⁷ (2002) [Chazette, 2005], **AMMA**⁸(2006) [Chazette, 2006 ; <http://amma.mediasfrance.org/>]), ainsi que des études plus poussées des données spatiales ont permis d'augmenter nos bases de données, d'améliorer nos algorithmes de traitement, et donc d'affiner nos connaissances sur ces derniers. Cependant, de nombreuses incertitudes demeurent encore sur les aérosols. Par exemple, la quantification du rôle des particules aérosols en tant que noyaux potentiels de condensation permettant la nucléation nuageuse est encore aujourd'hui assez mal connue. Ceci est principalement dû à un manque d'observations, lié à des mises en place d'approches expérimentales complexes.

⁶ Asian-Pacific Regional Aerosol Characterization Experiment.

⁷ Pollution dans les Vallées Alpines.

⁸ African Monsoon Multidisciplinary Analyses.

0.4 Les instruments de détection spatiale

Il apparaît clairement aujourd'hui que les instruments de détection spatiale constituent un apport incontournable à la description globale de la distribution spatiale des nuages et des aérosols. La télédétection spatiale offre en effet actuellement l'ensemble d'observations le plus complet permettant d'atteindre cette information.

Les instruments spatiaux, se distinguent principalement, suivant leur mode de détection, passif ou actif.

Les instruments spatiaux **passifs** (radiomètres ou spectromètres imageurs ou non, tels que AVHRR⁹, TOMS¹⁰, POLDER¹¹, MISR¹², MODIS¹³, OMI¹⁴, SEVIRI¹⁵, etc.) mesurent la luminance diffusée par les nuages et les aérosols en direction du satellite (visée au nadir) ou en transmission au limbe (SAGE I/II¹⁶).

Ce type de détecteur, utilisé depuis les années soixante à des fins météorologiques, permet une large couverture spatiale, en profitant d'une large fauchée associée à une résolution élevée. Ils permettent ainsi pour la majorité des satellites défilant de profiter d'une répétitivité quasi-journalière des mesures à haute résolution horizontale (250 m pour MODIS). Grâce à une fréquence temporelle plus élevée associée à une résolution kilométrique, les observations des satellites géostationnaires ont permis d'obtenir dans le cadre du programme ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Program) la première climatologie des nuages à partir de l'espace ([Rossow et al., 1991]). Cette climatologie nuageuse fait aujourd'hui référence. Néanmoins, cette analyse intègre une approche tridimensionnelle simplifiée, regroupant l'information sur la verticale en trois classes nuageuses (hauts, moyens bas) pour lesquelles un seul niveau nuageux équivalent est considéré. Par ailleurs, la sensibilité des capteurs limite les épaisseurs optiques des nuages détectés ce qui ne permet pas

⁹ AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer.

¹⁰ TOMS : Total Ozone Mapping Spectrometer.

¹¹ POLDER : Polarization and Directionality of Earth's Reflectances.

¹² MISR : Multi-angle Imaging Spectro Radiometer.

¹³ MODIS : MODerate resolution Imaging Spectroradiometer.

¹⁴ OMI : Ozone Monitoring Instrument. Instrument embarqué à bord du satellite Aura/AquaTrain.

¹⁵ SEVIRI : Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager. Radiomètre du satellite MSG-2.

¹⁶ SAGE : The Stratospheric Aerosol and Gas Experiment.

d'obtenir une détermination précise du forçage radiatif sur la verticale. En revanche, ces mesures permettent une bonne description de l'hétérogénéité horizontale des cibles observées.

A la différence des instruments passifs, les instruments **actifs** utilisent leur propre source émettrice. Cette source est en général impulsionnelle. Le principe de mesure repose sur l'analyse de l'onde rétrodiffusée par les particules situées aux différents niveaux de l'atmosphère.

Ce type d'instrument permet donc, et c'est le cas en particulier du lidar (ex : LITE¹⁷, GLAS¹⁸, CALIPSO¹⁹), et du radar (TRMM²⁰) un accès direct à la distribution en altitude des structures nuageuses, des aérosols ou des précipitations. Cependant, la sensibilité d'analyse et la pénétration dans les couches nuageuses dépendent de la longueur d'onde émise. Ces limitations peuvent être en partie compensées par la fréquence de répétition élevée de la source permettant de tirer avantage de l'inhomogénéité des champs nuageux. Dans le cas du lidar, le champ d'analyse est toutefois restreint à la verticale de l'orbite du satellite : aucun de ces systèmes ne permet actuellement de mesure en fauchée. La répétitivité des orbites peut alors conduire à une revisite d'un site de l'ordre de plusieurs jours ou semaines, ce qui peut être une limite pour l'analyse de la variabilité spatiale ou temporelle.

¹⁷ LITE : Lidar In-space Technology Experiment.

¹⁸ GLAS : Geoscience Laser Altimeter System.

¹⁹ CALIPSO : Cloud Aerosol Lidar and infrared Pathfinder Satellite Observations.

²⁰ TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission

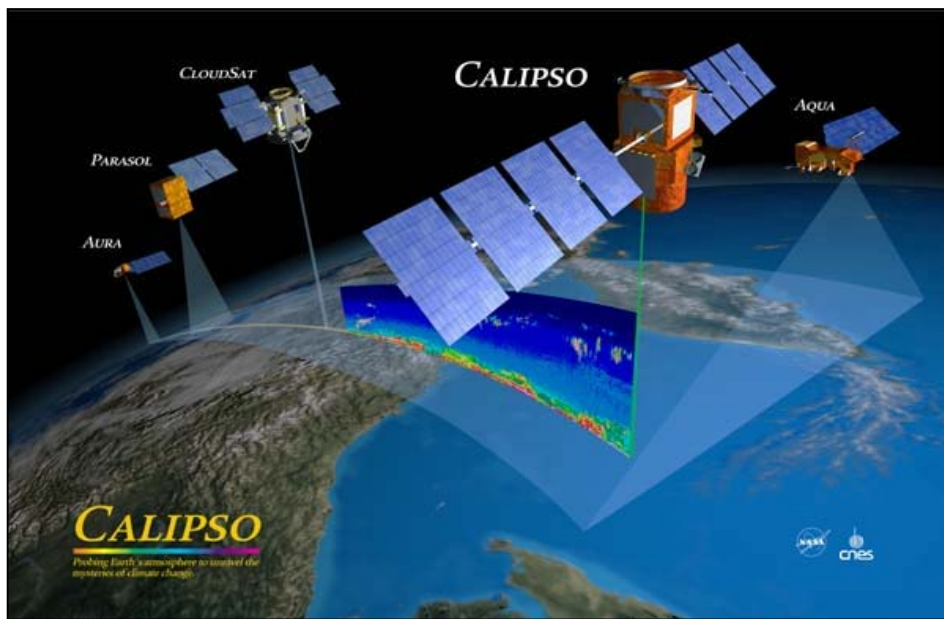


Figure 0.4.1 : Constellation satellite de la mission AQUA-TRAIN.

Le fort intérêt d'un système résultant de la synergie entre des systèmes de détection actifs et passifs paraît dès lors évident pour permettre une analyse quasi-tridimensionnelle des structures nuageuses, des aérosols et des précipitations. Cet intérêt s'est traduit par la mise en place de la mission TRMM pour les précipitations, et plus récemment par la NASA, l'Agence Spatiale Canadienne et le CNES, de la mission CALIPSO. Cette mission, faisant partie du train spatial A-train, est constituée d'un ensemble de 6 satellites franco-américains (Aura, PARASOL²¹, CALIPSO, CloudSat, Aqua, OCO²²) évoluant en formation (constellation de satellites) (voir la **Figure 0.4.1**). Les satellites CLOUDSAT et CALIPSO ont pris leur place au sein de ce train de satellite le 28 avril 2006. Ce dispositif inédit permet d'observer les mêmes phénomènes atmosphériques à quelques minutes d'intervalles au plus, et ceci grâce à l'aide de différentes techniques de mesure, autorisant un couplage plus direct entre les observations.

²¹ PARASOL : Polarisation et Anisotropie des Réflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar.

²² OCO : Orbiting Carbon Observatory

0.5 Objectif de l'étude et stratégie adoptée

Dans le cadre de la préparation à l'exploitation des mesures du lidar spatial CALIPSO, des approches basées sur la synergie instrumentale actif-passif ont conduit à se poser plusieurs questions sur l'apport des mesures lidar pour la restitution des paramètres optiques structuraux des aérosols et des nuages, à partir des plates-formes spatiales :

- comment détecter un nuage en fonction de ses caractéristiques, de leur variabilité et des performances du système de mesure ?
- quels sont les paramètres mesurables ?
- mesure-t-on la même chose et aux mêmes endroits que les capteurs passifs ?
- quelle est la limitation due aux observations actives : champ d'observation étroit, rapport signal sur bruit, diffusion multiple... ?)
- peut-on développer de nouvelles méthodologies d'inversion de la mesure spatiale, utilisant le couplage entre détecteurs actif et passif, afin d'obtenir, ou d'améliorer, la restitution de certains paramètres physiques des nuages et des aérosols?

C'est dans ce contexte que s'inscrit mon travail de thèse. Les analyses ont été développées sur les données existantes, c'est à dire à partir des données des missions LITE (NASA, 1994) et GLAS (2003 - ²³) et de leur couplage avec les observations passives comme celles obtenues par radiométrie à partir des plates-formes polaires (TERRA, AQUA) ou géostationnaires (METEOSAT).

Après avoir présenté la méthode de télédétection lidar (Chapitre 1), la première partie de mon travail de thèse (chapitre 2 et 3) a donc consisté à caractériser les mesures lidar spatiales, et à effectuer à partir de ces mesures l'extraction et la différenciation des structures nuageuses et aérosols. J'ai commencé ce travail à partir des données de la mission GLAS. Nous avons développé un algorithme qui nous a permis de caractériser la distribution spatiale des structures nuageuses et

²³ Satellite encore en service au moment de l'écriture du manuscrit.

aérosols. Cet algorithme d'extraction a été validé par une étude de sensibilité, ainsi que par une comparaison des résultats obtenus grâce à l'algorithme opérationnel. Ce travail m'a permis d'aboutir, à la construction de tableaux statistiques, traduisant la distribution spatiale des structures nuageuses.

Afin de garantir la robustesse de notre algorithme, nous avons ensuite appliqué ce dernier aux données lidar issue de la mission LITE. Les climatologies retrouvées grâce à l'instrument GLAS ont ainsi pu être intercomparées avec celles retrouvées à partir de l'instrument LITE.

Les résultats obtenus à partir de l'extraction des données lidar précédentes sont ensuite comparés avec ceux obtenus par la télédétection passive (AVHRR, MODIS, Meteosat/GOES²⁴) (chapitre 3).

Cette partie de mon travail me permettra de souligner l'apport du lidar spatial, dans la construction des climatologies nuageuses actuelles.

Je présenterai ensuite dans la deuxième partie de mon travail de thèse l'apport qui peut être amené par l'utilisation des données lidar afin de caractériser les propriétés optiques des aérosols.

Après avoir présenté les cartes géographiques de l'occurrence de couches aérosols obtenues à partir de l'extraction des données LITE (Chapitre 4), nous présenterons dans le chapitre 5 une nouvelle méthode d'inversion du signal lidar, basée sur la synergie offerte par le couplage entre les données actives de la mission LITE, et les données passives de METEOSAT-5.

J'ai ainsi pu accéder aux propriétés optiques des aérosols désertiques, au-dessus des surfaces océaniques. Les performances de cette méthode de couplage sont validées grâce à une étude de sensibilité aux différentes sources d'erreurs introduites. Les propriétés optiques des aérosols sont alors discutées et comparées aux résultats obtenus par d'autres auteurs. Par extension de la méthode mise en place, l'inversion des profils aérosols présents au-dessus des surfaces continentales est alors effectuée. Cette restitution est supportée par l'analyse des conditions d'émission et de transport de ces aérosols.

²⁴ Données ayant permis d'obtenir la climatologie nuageuse ISCCP.

Enfin j'aborderai dans la dernière partie de ce chapitre 5, une étude de l'impact radiatif des aérosols, vue sous l'angle des améliorations, mais aussi des incertitudes introduites par l'utilisation des mesures actives.

1 CHAPITRE 1 : LA TELEDETECTION SPATIALE LIDAR

1.1 Introduction

Dans ce chapitre nous ferons une présentation générale de la technologie de télédétection que constitue le lidar à rétrodiffusion.

Nous définirons dans un premier temps quelles sont les méthodologies utilisées permettant de restituer les paramètres caractérisant les propriétés optiques et radiatives de l'atmosphère.

Nous retracerons ensuite le cheminement historique de cette technologie sur les 40 dernières années, depuis sa création, jusqu'à sa récente implémentation dans le cadre des missions spatiales telles que LITE, GLAS et CALIPSO. Nous présenterons ces missions spatiales et donnerons pour chacune d'elles les caractéristiques de l'instrument lidar utilisé.

1.2 La méthode de télédétection lidar

1.2.1 Description générale de la technologie lidar

Le LIDAR, acronyme de LIght Detection And Ranging, est un système de télédétection active fonctionnant sur le même principe qu'un RADAR (RAdio Detection And Ranging) ou qu'un SODAR (SOund Detection And Ranging). Le lidar a eu historiquement comme autre nom « laser radar », « optical radar » et « ladar ». Comme ces instruments, le lidar a pour but d'apporter de l'information sur une cible donnée, et/ou sur le trajet effectués jusqu'à cette cible. Mais à la différence du RADAR et du SODAR, le lidar utilise une source laser, émettant dans le domaine

spectral optique, pour des longueurs d'ondes allant de l'ultraviolet (environs $0.2 \mu\text{m}$) à l'infrarouge (environs $10 \mu\text{m}$).

Le faisceau laser émis est diffusé par les molécules et les particules en suspension dans l'air (voir la **Figure 1.2.1**). La lumière réfléchie (ou rétrodiffusée) est collectée par un système de télescope, ou un système de lentilles. Le signal est ensuite obtenu grâce à un photomultiplicateur (PM) ou une photodiode à avalanche (APD), couplée à une chaîne électronique d'analyse des signaux. Le signal y est filtré afin d'éliminer les signaux ne provenant pas du laser. Le signal est ensuite numérisé et enregistré en vue des traitements algorithmiques d'extraction, qui seront appliqués de façon informatique.

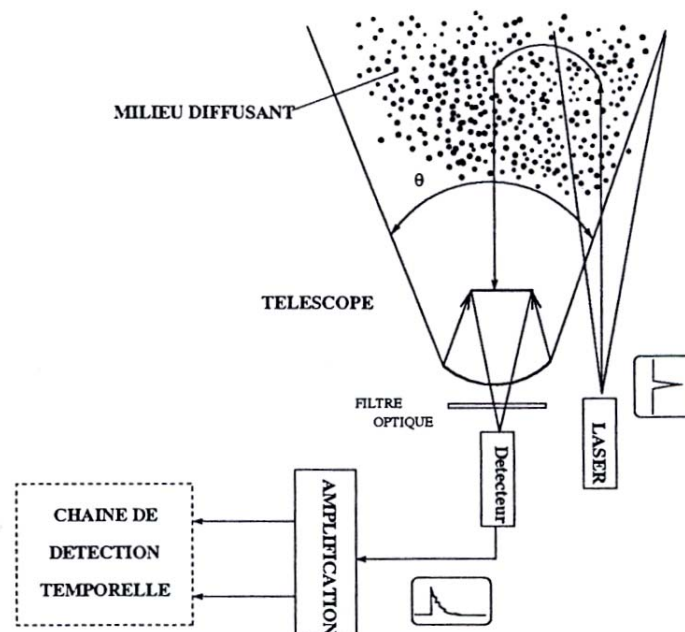


Figure 1.2.1 : Principe de fonctionnement d'un lidar

Il existe principalement quatre grands types de système lidar :

- **Le lidar à rétrodiffusion** : Le lidar à rétrodiffusion est le plus ancien des lidar. Il mesure la puissance du rayonnement optique « rétrodiffusé » par l'atmosphère. Cette puissance est fonction de la réflectivité des couches atmosphériques traversées par le faisceau laser et de l'atténuation du rayonnement optique le long du trajet aller-retour. La réflectivité de

l'air est elle-même fonction de la concentration en cibles rétrodiffusantes et du pouvoir réflecteur de chaque cible.

- **Le lidar à absorption différentielle** : Les premières expériences mettant en œuvre un lidar à absorption différentielle date du début des années 80. Le lidar DIAL cible une molécule chimique particulière. Le principe est simple : deux rayonnements sont émis simultanément, ou presque, sur deux longueurs d'ondes très proches l'une de l'autre, dont l'une est absorbée par les molécules cibles et l'autre pas. A une altitude donnée, le rapport entre les puissances reçues est proportionnel à l'absorption différentielle entre les deux voies. Celle-ci est fonction de la densité des cibles et de leur pouvoir absorbant, lui-même proportionnel à la température. Il est alors possible de remonter à la densité des cibles, ou à la température si l'on choisit une molécule comme l'oxygène dont la densité est connue.
- **Le lidar Doppler** : ce lidar effectue la mesure de la vitesse du vent. Cette dernière est déterminée à partir du décalage de longueur d'onde entre les ondes émises et reçues (effet Doppler). Les lidars Doppler se sont développés à partir des années 80.
- **Le lidar Raman** : Comme les lidar Dial, les lidar Raman ciblent une particule particulière. Le principe est d'émettre dans une gamme de longueur d'onde susceptible de donner lieu à une diffusion anélastique de la part de la cible. Le rayonnement diffusé est à une longueur d'onde décalée par rapport à la longueur d'onde d'émission. Ce décalage en fréquence est alors propre à la nature de la molécule à étudier. C'est ainsi que l'on va remonter à la concentration de cette dernière. La diffusion Raman fut historiquement la première voie envisagée pour la mesure de la concentration chimique, de rapport d'humidité ou de température. Les premières expériences furent conduites à la fin des années 70. Avec l'apparition des instruments capables de fonctionner de jour comme de nuit, il présente aujourd'hui une véritable alternative au lidar DIAL.
- **Le lidar femtoseconde** : Nouveau type de lidar, basé sur un système laser produisant des impulsions ultrabrèves (100fs) et de fortes puissances (TW). En effet, lorsqu'une impulsion de très haute puissance crête est envoyée dans l'atmosphère, elle subit spatialement deux effets principaux qui se compensent : la focalisation par effet Ker (variation radiale de l'indice de réfraction non-linéaire due au profil Gaussien de l'intensité) et la diffraction. Le faisceau laser se focalise ainsi en un (ou plusieurs) filament(s) de petit diamètre (100 μm) qui par diffraction a tendance à diverger à nouveau. Ceci aboutit à un régime d'équilibre où la lumière est autoguidée sur de grandes distances.

Parallèlement à cet effet de variation spatiale de l'indice de réfraction non-linéaire, la variation temporelle de la phase induit un élargissement spectral très important : il y a création d'un continuum de lumière blanche. L'écho du continuum rétrodiffusé est analysé par un spectromètre couplé à un télescope.

La présence des gaz polluants est alors détectée par des bandes d'absorption dans le spectre du continuum. L'extraordinaire étendue spectrale, de l'UV à l'IR jusqu'à $5\mu\text{m}$, permet alors une détection à plusieurs longueurs d'ondes.

Les questions principales à se poser afin de caractériser et identifier un système lidar sont :

- Une détection **Incohérente** (Détection directe du signal brut) ou **Cohérente** (Hétérodyne) ? La détection cohérente correspond à un montage interférométrique utilisant le mixage du signal avec celui de l'oscillateur local.
- Une émission **Pulsée** ou **Continue** (CW, Continuous-Wave) ? Les lidars CW sont utilisés quand le signal doit être intégré sur une longue période de temps, et/ou quand la cible est très proche. Cette technique est principalement utilisée pour déterminer les propriétés moyennes sur le trajet de la source à la cible.
- Un système lidar **Monostatique** ou **Bistatique** ? Un système lidar est dit monostatique si l'axe d'émission du faisceau laser et l'axe de réception du télescope sont proches l'un de l'autre tout en étant pratiquement parallèles.
- Un lidar **Doppler** ou **Non Doppler** ?
- Une détection à longueurs d'onde **unique**, ou **DIAL** ou **femto-seconde** ?
- Un mode de détection en **comptage** de photons, ou en **analogique** ? Lorsque le flux de photons incident sur la cathode est faible, on utilise le mode comptage qui consiste à compter le nombre d'impulsions électriques engendrées par l'émission des photoélectrons. Par contre, un flux de photons trop important conduit à un phénomène de saturation du système de comptage qui perd alors sa linéarité. Dans ce cas, il est nécessaire d'utiliser le mode analogique dans lequel le courant moyen de sortie du détecteur est échantillonné par un analyseur de transitoires.
- Quel est le type de **plateforme** utilisée (Laboratoire, véhicule au sol mobile, avion, ballon, bateau, navette, satellite, ...) ?

Spécificité des instruments lidar utilisés dans notre étude

Les instruments de détections actives (LITE et GLAS) utilisés dans le cadre de cette thèse sont pour l'ensemble des lidars à **rétrodiffusion**, **spatiaux** (embarqués sur une **navette spatiale**/ un **satellite**), **monostatique**, utilisant une détection **incohérente**, et une émission laser **pulsée**. Le faible flux de photons reçus par le système d'observation d'un lidar spatial nécessite une configuration de détection en **mode comptage**. Nous ne chercherons pas à utiliser les données de ces instruments pour caractériser la composition chimique des constituants atmosphériques, mais plutôt pour caractériser leurs propriétés optiques à l'échelle globale. Nous nous limiterons donc dans la suite de ce mémoire à ce type de lidar.

1.2.2 Propriétés optiques des diffuseurs

L'étude de l'atmosphère par instrumentation lidar nécessite un minimum de connaissance sur les propriétés optiques des nuages et des aérosols, et donc sur leurs propriétés de diffusion. Nous essaierons brièvement dans ce paragraphe de décrire le principe de l'interaction entre le laser et l'atmosphère.

Lors de la propagation de l'onde émise par le laser, on peut envisager deux types de diffusions par les composants atmosphériques rencontrés.

- Une diffusion **élastique** qui se produit sans échange d'énergie entre les photons incidents et la molécule rencontrée. Le photon est alors diffusé sans changement de fréquence. C'est le cas de la diffusion de **Rayleigh** (lorsque la taille du diffuseur est largement inférieure à la longueur d'onde utilisée) ou de celle de **Mie** (lorsque la taille du diffuseur est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde utilisée).
- Une première diffusion **inélastique** : la diffusion **Raman**. Dans moins d'1% des cas, lorsque qu'un photon rencontre une molécule, ce dernier peut alors être absorbé par la molécule.

L'énergie du photon alors diffusée correspond aux nombreuses vibrations et/ou rotations de la molécule. On observe alors un décalage de la fréquence de l'onde incidente ν_0 . Les photons sont alors diffusés selon 2 fréquences : $\nu_0 + \nu_r$ (décalage vers les hautes fréquences correspondant aux raies anti-Stokes) et $\nu_0 - \nu_r$ (décalage vers les basses fréquences correspondant aux raies Stokes). Ce décalage de fréquence est caractéristique de la molécule rencontrée et permet donc de la discriminer.

-Une seconde diffusion **inélastique** : la **fluorescence** : Une fois l'énergie du photon absorbée par une molécule ou un atome, ces derniers se retrouvent alors dans un état électroniquement excité. Le retour à l'état fondamental peut alors se faire de différentes manières. Le photon réémis par la molécule ou l'atome excité peut être de même longueur d'onde que la longueur d'onde d'excitation (fluorescence de résonance), qui montre peu d'intérêt. Cependant la dé-excitation peut aussi se faire en effectuant une ou plusieurs transitions vers des états d'énergie plus faible que l'état électronique excité, mais plus grand que l'état d'énergie fondamental. La molécule ou l'atome émet alors un photon de plus faible énergie, correspondant à la différence d'énergie entre l'état excité et les états électroniques intermédiaires.

Les lidar utilisés dans le cadre de cette thèse émettent aux longueurs d'ondes de 532 nm et de 1064 nm. Pour ces longueurs d'ondes, seule la diffusion élastique sera considérée, ces longueurs d'ondes ne correspondant à aucune raie d'absorption d'un des constituants de l'atmosphère. En conséquence, les seuls processus à prendre en compte sont la diffusion par les aérosols et par les molécules.

Sans interactions multiples, la diffusion par les particules (supposées sphériques et de rayon r) est décrite par la diffusion de Mie. Celle-ci permet le calcul des facteurs d'efficacité de diffusion (Q_d), d'absorption (Q_a), et d'extinction (Q_e). Ces facteurs sont fonctions de l'indice de réfraction m de la particule, ainsi que du paramètre de taille k_r , ou k est le vecteur d'onde.

En l'absence de diffusion multiple, l'intensité résultante de la traversée par une onde lumineuse d'un volume contenant des particules atmosphériques sur une distance d est donnée par la loi de Beer Lambert :

$$I = I_0 \exp(-\alpha d) \quad (1.1)$$

ou α est le coefficient d'extinction, résultant de la somme des contributions dues à l'extinction et l'absorption. On appelle la transmission, $T(r, \lambda)$, le rapport I/I_0 .

Comme les particules sont distribuées aléatoirement dans l'espace, les phases des ondes réémises par les différentes particules ne présentent pas de relation de cohérence. Par conséquent l'intensité diffusée est la somme des intensités individuelles. Il faut alors pondérer les facteurs d'efficacité $Q_{d,a,e}$ par une fonction de distribution $\rho_p(r)$ des particules (p) et $\rho_m(r)$ des molécules (m) pour calculer le coefficient d'extinction $\alpha_{p,m}$ lié à la surface élémentaire de chaque particule (molécule). On peut alors poser le coefficient d'extinction :

$$\alpha_{p,m} = \pi \int_0^{\pi} r^2 \cdot Q_e(k_r, m) \cdot \rho_{p,m}(r) \cdot dr \quad (1.2)$$

Dans le cas de la télédétection par une source lidar, le signal analysé est dû à la rétrodiffusion, on définit alors le coefficient de rétrodiffusion :

$$\beta_{p,m} = \pi \int_0^{\pi} r^2 \cdot Q_r(k_r, m) \cdot \rho_{p,m}(r) \cdot dr \quad (1.3)$$

Un autre paramètre important pour la restitution des propriétés optiques des diffuseurs est le rapport k entre l'extinction et la rétrodiffusion :

$$k_{p,m} = \frac{\alpha_{p,m}}{\beta_{p,m}} \quad (1.4)$$

Il est égal à la fonction de phase normalisée à 4π sr de la diffusion pour un angle $\varphi=\pi$. Le coefficient moléculaire k_m vaut $3/8\pi$ (Measures, 1984), et pour les particules, k_p dépend du type de l'aérosol.

On peut désormais écrire le coefficient de rétrodiffusion volumique, $\beta(r,\lambda)$, le coefficient d'extinction volumique, $\alpha(r,\lambda)$, et la transmission, $T(r,\lambda)$ comme les résultantes des contributions moléculaires et particulaires :

$$\beta(r) = \beta_m(r) + \beta_p(r) \quad (1.5)$$

$$\alpha(r) = \alpha_m(r) + \alpha_p(r) \quad (1.6)$$

$$T(r) = T_m(r).T_p(r) \quad (1.7)$$

Les mesures lidar sont affectées par la présence de diffusion multiple. Nous reviendrons sur ce point dans une prochaine section, mais nous supposons que le coefficient de diffusion reste inchangé et que seule la transmission l'est. Nous noterons α_a la valeur apparente de l'extinction α_p . Nous pouvons alors écrire que $\alpha_a = v \alpha_p$, où v est le paramètre de diffusion multiple ($v < 1$) défini par Platt ([Platt, 1973]).

1.2.3 L'équation lidar

L'équation lidar permet de définir la puissance rétrodiffusée en fonction des paramètres du système et de la diffusion de l'atmosphère. La puissance instantanée reçue par le détecteur peut s'écrire de façon analytique comme la double convolution de la puissance émise par la réponse atmosphérique, elle-même convoluée par la réponse du système électronique de détection.

Ayant le souci didactique de bien faire comprendre chaque terme de cette équation, nous en proposons une construction « pas à pas » dans la suite de cette section.

Supposons donc que nous ayons une source laser émettant un faisceau très étroit, ayant un angle de divergence ϕ , et illuminant un faible volume, $dV = A_t dr$, avec A_t (t pour target) correspondant à la surface de la cible (voir la **Figure 1.2.2**). Le volume dV contient n particules par unité de volume, et chaque particule diffusante ayant une section efficace différentielle $d\sigma/d\Omega$:

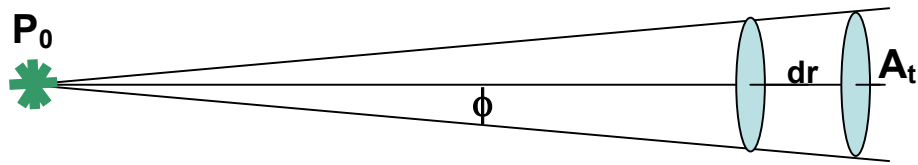


Figure 1.2.2 : Angle solide correspondant au faisceau lidar

La puissance illuminant chaque diffusant est donc :

$$P_I(\lambda, r) = \iint_{d\lambda dV} I(\lambda, r, \rho) n \left(\frac{d\sigma}{d\Omega} \right)_{\theta} dV d\lambda \quad (1.8)$$

ou P_I est la puissance atteignant chacun des diffusants, et \mathbf{I} est l'intensité rayonnée en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{nm}^{-1}$. Pour un laser, $I(\lambda) = I_0.\delta(\lambda - \lambda_0)$ ou λ_0 est la longueur d'onde d'émission du laser.

Nous pouvons aussi définir le coefficient différentiel de diffusion volumique $\beta_{\theta} = n d\sigma / d\Omega$, ou l'angle θ est fixé à π pour un lidar rétrodiffusion.

Notre volume est $dV = A_t dr$ et, constatant que $I(\lambda, r, \rho) A_t d\Omega = \mathbf{P}_0$, nous pouvons écrire la puissance incidente sur la cible comme étant :

$$P_I(\lambda, r) = \int_{dr} P(\lambda_0, r) e^{-\int_0^r \alpha(r') dr'} \beta_{\pi} dr \quad (1.9)$$

ou $\alpha(r)$ est le coefficient d'extinction volumique sur le parcours jusqu'à la cible (l'intégrale correspondant à la transmission jusqu'à la cible).

Nous savons que le temps mis par la lumière pour atteindre la cible et revenir est de $2r = ct$ et que pour un volume de taille supérieure à la durée d'émission de l'impulsion laser $\tau_L \leq \Delta t$, nous pouvons écrire :

$$P_l(\lambda, r) = \int_{\frac{ct}{2}}^{\frac{c(t+\Delta t)}{2}} P(\lambda_0, r) e^{-\int_0^r \alpha(r') dr'} \beta_\pi dr \quad (1.10)$$

En supposant que β est constant sur cette petite intervalle de temps, nous avons alors :

$$P_l(\lambda, r) = P(\lambda_0, r) e^{-\int_0^r \alpha(r') dr'} \beta_\pi \frac{c\Delta t}{2} \quad (1.11)$$

Nous cherchons maintenant à mettre en équation l'énergie retournée vers le télescope.

En posant A_0 , l'ouverture du télescope, l'angle solide de réception est donc égal à $d\Omega = A_0/r^2$,

et nous pouvons poser :

$$P_r(\lambda, r) = P(\lambda_0, r) e^{-2\int_0^r \alpha(r') dr'} \beta_\pi \frac{c\Delta t}{2} \frac{A_0}{r^2} \quad (1.12)$$

Les autres éléments rentrant en compte dans le bilan de transmission sont :

- La Transmission T_i , correspondant à la traversée des éléments optiques de réception, ainsi qu'à l'effet de fenêtrage introduit par le détecteur.
- Nous ne mesurons pas directement à partir du détecteur une puissance, mais une tension, et nous devons par conséquent introduire une notion de gain de détection électronique $V_r = G \cdot P_r$.

Nous obtenons finalement l'équation :

$$P(r) = \frac{C}{r^2} \cdot F(r) \beta_\pi(r) \cdot e^{-2\int_0^r \alpha(r') dr'} + P_b(r) + P_d(r) \quad (1.13)$$

ou :

- C est la constante d'étalonnage du système expérimental. La constante C inclut la surface A_t du télescope, la transmission du système optique T_s (comprenant l'efficacité de l'optique de réception (η_0) ainsi que celle du filtre (η_f)), le rendement quantique du détecteur (η_d), le gain G du détecteur, et l'énergie par impulsion du laser E_0 .

$$C = A_t T_s \eta_d G E_0 \frac{c}{2} = A_t \eta_0 \eta_f \eta_d G E_0 \frac{c}{2} \quad (1.14)$$

- $F(r)$ est la fonction de recouvrement du système, ou fonction de transfert optique, associée au recouvrement entre le faisceau émis et le champ de vue de détection.
- P_b est la puissance de bruit due à la luminance du ciel

- P_d est la puissance de bruit résultant des bruits de la chaîne de détection (courant d'obscurité, «dark current ») et de la mise en forme du signal.

Pour analyser les propriétés atmosphériques, on considère habituellement le signal corrigé du bruit, du facteur de recouvrement et de l'angle solide de diffusion. On obtient alors l'équation générale lidar (voir Measure, 1984):

$$S(r) = \frac{r^2}{F(r)} (P(r) - P_b(r)) = C\beta_\pi(r) \exp\left[-2\int_0^r \alpha(r') dr'\right] \quad (1.15)$$

A la simple analyse de cette équation, nous nous rendons compte que le calcul des deux inconnues β_π et α à partir de $S(r)$, en d'autre terme l'inversion de cette équation, n'est pas aisée, car nous sommes alors en présence d'un système sous déterminé (une équation et deux inconnues). De plus, β_π et α sont fonction de l'altitude z et de la composition atmosphérique (moléculaire et aérosols).

1.2.3.1 Analyse du facteur de calibration C en mode comptage

Comme précisé précédemment, l'utilisation d'un instrument lidar à bord d'un système spatial sous entend un faible flux de photon acquit par le système de détection. L'avantage d'une détection en comptage de photon par rapport à une acquisition en analogique, est d'offrir une meilleure efficacité quantique, d'être généralement plus précis, et de ne poser que peu de problèmes d'acquisition pour des signaux de très faibles niveaux. Le mode comptage du nombre de photons est par conséquent le mode le plus couramment utilisé par de tels systèmes satellites.

Le détecteur utilisé peut soit être un photomultiplicateur à tube (PMT) ou une diode à avalanche en mode Geiger (APDG). Pour les missions GLAS, LITE et CALIPSO, les détecteurs utilisés à 532 nm (et à 355nm pour LITE) sont des détecteurs PMT, alors qu'à 1064 nm les détecteurs sont constitués par des photodiodes à avalanche silicone.

La raison en est que la voie à 532 nm est généralement la voie sur laquelle la détection des cirrus, des couches aérosols et de la couche limite planétaire (CLP, en anglais « Planetary Boundary Layer », PBL) est la meilleure. La différence entre le faible nombre de photons rétrodiffusés par une couche d'aérosols, et le grand nombre de photons rétrodiffusés par un nuage nécessite par conséquent une grande dynamique de comptage sur cette voie. On utilise alors pour cette voie une batterie de PMT (8 PMT dans le cas de GLAS par exemple). On bénéficie en outre par ce moyen d'une efficacité quantique raisonnable, associée à un très faible bruit de courant. On augmente de plus la redondance entre les détecteurs dans le cas éventuel du dysfonctionnement d'un ou de plusieurs détecteurs.

Malgré cette très large dynamique du PMT, nous observerons, dans les cas des nuages denses, une saturation du signal à 532 nm. Bien que la réponse du détecteur ne soit alors plus linéaire, la mesure de l'altitude du sommet des nuages restera cependant encore possible.

La sensibilité à 1064 nm est pour sa part limitée par le bruit de détection inhérent à cette voie. Une mesure bien moins fine que celle effectuée à 532 nm sera donc effectuée. Une APD (Avalanche Photo Diode) unique est utilisée, montrant généralement une bande passante bien plus importante qu'à 532 nm (0.1 nm à 1064nm pour 30 picomètres à 532 nm pour la mission GLAS), ainsi qu'un champ de vue (FOV, Field of View) plus large (475 μ m à 1064nm pour 150 μ m pour la mission GLAS).

Cette voie à 1064nm fournit cependant un rapport signal à bruit suffisant pour faire la mesure des nuages optiquement denses, et pourra alors être directement utilisée dans le but d'estimer quelle aurait été la forme des signaux saturés à 532 nm.

- Dans le cas d'un PMT, la constante de calibration est donnée par :

$$C = gE_0 A_i T_s \lambda q / 2h \quad (1.16)$$

ou λ est la longueur d'onde, q est la probabilité de détection photonique ou l'efficacité quantique, et h est la constante de Planck, et g est le gain en tension du préamplificateur du détecteur.

- Dans le cas d'un APD, la constante de calibration est donnée par :

$$C = E_0 A_i T_s c r g_v / 2 \quad (1.17)$$

ou r est la réponse du détecteur en Ampère/watt, et g_v est le gain en tension du préamplificateur du détecteur.

1.2.3.2 Analyse de la luminance atmosphérique en mode comptage

Le signal réellement enregistré par les détecteurs prend en compte les photons issus de la luminance atmosphérique qui peut représenter une source non négligeable de bruit. Les contributions à cette luminance sont de 2 origines :

- Le rayonnement solaire diffusé par les constituants de l'atmosphère ou la surface
- Le rayonnement propre du système Terre-atmosphère.

Il faut noter que la luminance atmosphérique peut varier de plusieurs ordres de grandeur en fonction de la luminosité solaire et de la couverture nuageuse. De jour, elle varie de $0.1 \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ en ciel clair à $1 \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ en ciel nuageux, alors que de nuit, elle prend des valeurs de l'ordre de $0.1 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ mais augmente de deux ordres de grandeur pour une période de pleine lune ([Chazette, 1990]).

En mode comptage, le signal de radiance en terme de nombre de photons dû à la luminance du ciel s'écrit :

$$n_b = AT_s I_b \Omega \Delta f / hc \quad (1.18)$$

ou I_b est la radiance du ciel, Ω est l'angle solide du récepteur et Δf est la bande passante du récepteur (largeur de la transmission à mi-hauteur du filtre) et h la constante de Planck ($6.62 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}^{-1}$).

1.2.3.3 Le rapport signal sur bruit (RSB) en mode comptage pour un PM

Le bruit d'obscurité d'un PM correspond aux photoélectrons d'obscurité qui seraient détectés avec une énergie du même ordre de grandeur que le seuil énergétique du système de comptage. Il est très faible, inférieur à 100 photoélectrons par seconde à 25°C. Le seul bruit à retenir est alors le bruit de grenaille. Il est maintenant nécessaire d'introduire le nombre de tirs lidars p , effectués pendant la mesure pour définir le rapport signal sur bruit. Puisque la puissance détectée est directement proportionnelle au nombre de photons détectés, nous travaillerons avec cette dernière grandeur.

Le signal délivré par le détecteur suit une distribution statistique de Poisson. Cette loi statistique caractérise la photoémission des électrons par la photocathode. Le bruit, défini alors par l'écart type de la distribution s'écrit alors :

$$\sigma(r) = \frac{\sqrt{n(r) + n_b}}{\sqrt{p}} \quad (1.19)$$

avec $n(r)$ le nombre de photons rétrodiffusés hors influence de la luminance atmosphérique (le fond de ciel).

Le rapport signal sur bruit, noté RSB, est alors donné par :

$$RSB(r) = \sqrt{p} \frac{n(r)}{\sqrt{n(r) + n_b}} \quad (1.20)$$

Les RSB est directement proportionnel à la racine du nombre de tirs. Il sera d'autant meilleur que le filtre sera de bande étroite, le champ d'ouverture étroit aussi et le nombre de tirs grand. Un compromis est donc à trouver entre ces trois grandeurs afin d'obtenir un RSB optimum.

Les mesures de jour et de nuit doivent être traitées différemment en ce qui concerne le RSB. En effet, lors d'une détection de nuit :

$$n_b \ll n(r) \text{ donc } RSB(r) \approx \sqrt{pn(r)} \quad (1.21)$$

Le nombre de photons rétrodiffusés est proportionnel à l'énergie émise E_0 , d'où en utilisant les égalités $P_0 = f_t E_0$ et $p = f_t \Delta t'$ avec f_t la fréquence de tir pour accumuler p tirs :

$$RSB(r) \approx \sqrt{\Delta t' P_0} \quad (1.22)$$

De jour, par contre, le fond de ciel est prépondérant dans le bruit :

$$n_b \gg n(r) \text{ donc } RSB(r) \approx \sqrt{p} \frac{n(r)}{\sqrt{n_b}} \quad (1.23)$$

Ce qui peut encore s'écrire :

$$RSB(r) \approx \frac{1}{\sqrt{n_b}} E_0 \sqrt{\Delta t'} \sqrt{f_t} \quad (1.24)$$

Si nous considérons une durée de mesure et une puissance d'émission fixées, nous constatons en comparant les relations du RSB de jour et de nuit que :

- de nuit, le RSB dépend indifféremment de l'énergie E_0 ou de la puissance d'émission P_0 et pour une puissance P_0 donnée on peut donc diminuer E_0 en augmentant la fréquence de tir.
- de jour, pour une puissance P_0 donnée, le RSB diminue comme la racine carrée de la fréquence de tir. Par contre, il augmente comme l'énergie d'émission E_0 à cadence donnée. Il est préférable de travailler avec une énergie émise par impulsion laser élevée.

1.3 Historique du lidar spatial

Dès les premiers balbutiements de cette technologie dans le début des années 60, le lidar a toujours eu une vocation intrinsèquement reliée au spatial.

L'étincelle ayant donné la naissance à la technologie lidar est constituée par la construction par Ted Maiman en 1960, du premier laser pulsé à haute énergie (Laser à rubis).

L'intérêt de cette découverte a rapidement été compris, et dans un délai record de deux années, la première démonstration d'un radar laser, alors nommé radar optique a été effectuée par

Ligda au Stanford Research Institute. Dans le cadre du projet « Project Luna See »²⁵, Giorgio Fiocco et L.D. Smullin, obtinrent les premiers échos lidar de la surface lunaire, pendant 3 nuits de mai 1962 (voir la

Figure 1.3.1). La nouvelle a rapidement eu un grand écho dans la littérature scientifique (Smullin and Fiocco, 1962), et non scientifique (première page du New York Time le 11 mai 1962). L'année suivante, Giorgio Fiocco, de l'Université de Rome publiait les premiers profils lidar.

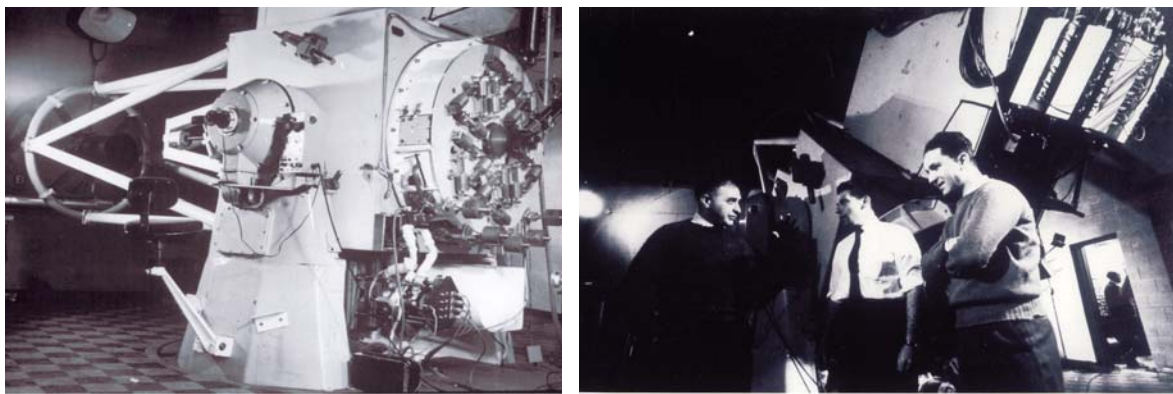


Figure 1.3.1 : Photographie de gauche : premier lidar ayant permis d'obtenir les échos de surface lunaire en mai 1962. Photographie de droite : Les pères du premier lidar en 1962 (de gauche à droite L.D SMullin, S. Kass et G. Fiocco).

Le développement du lidar a, et on le voit bien, profité de l'existence de l'énorme travail de théorisation du signal déjà effectué par la communauté radariste, pendant et à la suite de la seconde guerre mondiale. Ce fait explique le peu de temps ayant été nécessaire à la construction du premier lidar dès lors que la technologie laser était née, et la très grande vitesse à laquelle elle a pu être intégrée au sein des missions spatiales.

²⁵ Aussi appelé ironiquement à l'époque « lunacy project », ce qui montre le peu d'espoir qui était apporté à la faisabilité de ce projet.

1962: Premiers echo de surface lidar (Ligda, Fiocco)
1964: Collis and Ligda Nature 203, 508 papier sur la turbidité de la troposphère
1964: Schotland propose le lidar DIAL (Differential Absorption Lidar)
1964: Premier celomètre laser (Andermo)
1964: Observations de Fiocco et Grams sur les aerosols stratospheriques
1964: Schotland mesure la vapeur d'eau dans l'atmosphère en utilisant un DIAL
1965: Premières observations de Collis sur la structure nuageuse
1969: Melfi, Lawrence et McCormick mesure la vapeur d'eau atmosphérique avec un lidar Raman
1971: Schotland et Sassen montre la dépolarisation dans les nuages
1972: Uthe BAMS 53, 358 étude sur l'évolution de la couche limite
1972: Lawrence et al. propose un lidar Doppler CO ₂ pour la mesure du vent
1973: Pal et Carswell mesure l'épaisseur optique des nuages
1974: Platt, étude sur la microphysique nuageuse
1975: Uthe et Allen , étude des cirrus.
1975: McCormick et Fulle, étude des aérosols Volcaniques
1976: Résumé dans Applied Physics 14 "Laser Monitoring of the Atmosphere". ed. Ed Hinckley published. pp 372 : "what is known about lidar".
1977: Hoff obtient ses premiers profiles lidar avec un lidar à rubis AES.
1977: Biomation fournis le premier digitaliseur à 8 bit 100 MHz pour ordinateur PDP-11.

Table 1.1 : Développement du lidar au cours des années 1960-1980

La vitesse de développement de cette technologie (cf. la **Table 1.1**) a cependant été freinée au cours des années 70, par l'inexistence de système d'acquisition informatique capable à cette époque de faire l'acquisition de signaux à haute fréquence. Cette lacune ne sera compensée qu'à partir de 1977.

Cependant, l'acquisition et le traitement des données lidar nécessitent des coûts en calcul, de la place en mémoire, des capacités de stockage, des vitesses de connectiques,... qui n'étaient pas disponibles à cette époque (voir la **Figure 1.3.2**). Il aura fallu attendre réellement le milieu des années 1980 pour effectuer des opérations d'acquisition en temps réel, et bien plus tard pour gérer les flux de données qui étaient générées.²⁶

²⁶ A titre de comparaison, on peut se reposer sur la pseudo loi de Moore [Moore, 1965], qui énonce le doublement des capacités des instruments informatiques tous les 18 mois. Pour anecdote, les 40 Go constituant l'ensemble des données LITE telles que fournies par la NASA en 1994, ne pouvaient pas être traitées par un ordinateur standard présent dans un laboratoire lambda de cette époque. Pour information :

Au moment de l'écriture de ce manuscrit (2006), nous voyons la sortie de l'Intel® Core® 2 Extreme QX6700, offrant le nombre de 2×291.10^6 transistors. Nous avons par conséquent aujourd'hui des ordinateurs qui sont environ 180 fois plus puissants que ceux utilisés en 1994 (Ex.: Intel®Pentium®, $3,1.10^6$ transistors), ce qui réduit d'autant les temps de calculs nécessaires.

Le laboratoire du SA possédait en 1994 une taille de disque totale de 70Go (Serveur Eole, HP 740/256 Mo), soit à peine plus que la taille de la base LITE. Et ceci réparti sur plus d'une centaine d'utilisateurs. Aujourd'hui, cette taille est d'environ 10To, soit 140 fois plus importante qu'en 1994. J'estime à 300Go la taille totale qu'il m'a été nécessaire lors du traitement des données LITE pour effectuer mes analyses, soit 7.5 fois la taille de la base de données initiales.

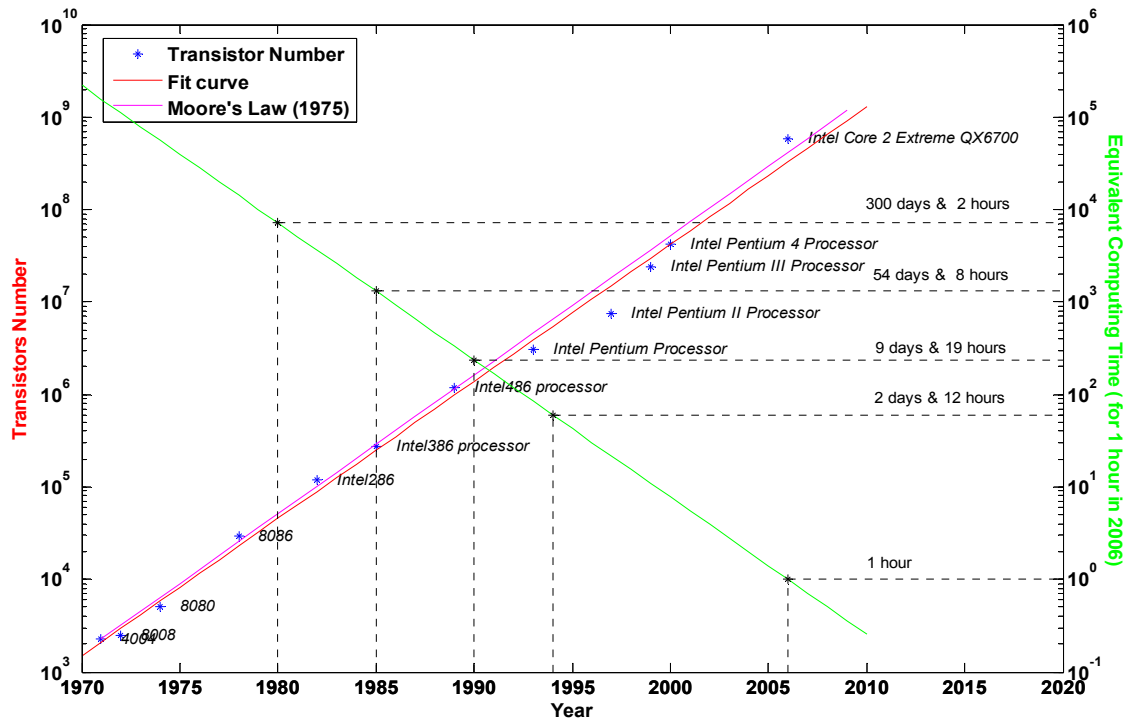


Figure 1.3.2 : Evolution des performances informatiques entre 1970 et 2006, en nombre de Transistors. La régression linéaire correspondante à cette évolution (en magenta), ainsi que la loi de Moore de 1975 (en rouge) sont données pour comparaison. Les temps équivalents de calculs rapportés au temps de calculs de 2006 sont donnés par la ligne verte.

Au fur et à mesure des améliorations technologiques apportées dans sa conception, le lidar été perçu par la communauté scientifique comme un outil de télédétection exceptionnel, et a par conséquent été rapidement intégré afin de répondre à diverses questions scientifiques et à diverses applications technologiques nécessitant une finesse de mesure jusqu'à maintenant inégalée.

On peut citer, et ceci de façon non exhaustive parmi les applications actuelles :

- La Météorologie (mesures dynamiques des températures, vents, ondes, ozone, pollution, etc.)
- L'Astronomie (optique adaptative, cartographie planétaire)
- La Topographie (surveillance de l'érosion)
- L'Océanographie (bathymétrie, zones de pêche)
- L'Ecologie (mesure au sol et sur la canopée)

- La Construction civile et l'aéronautique (mesure du stress des structures, manoeuvres des avions près des aéroports)
- La Sécurité civile (mesure des excès de vitesses sur la route, sécurité portuaire, lutte anti-terroriste).

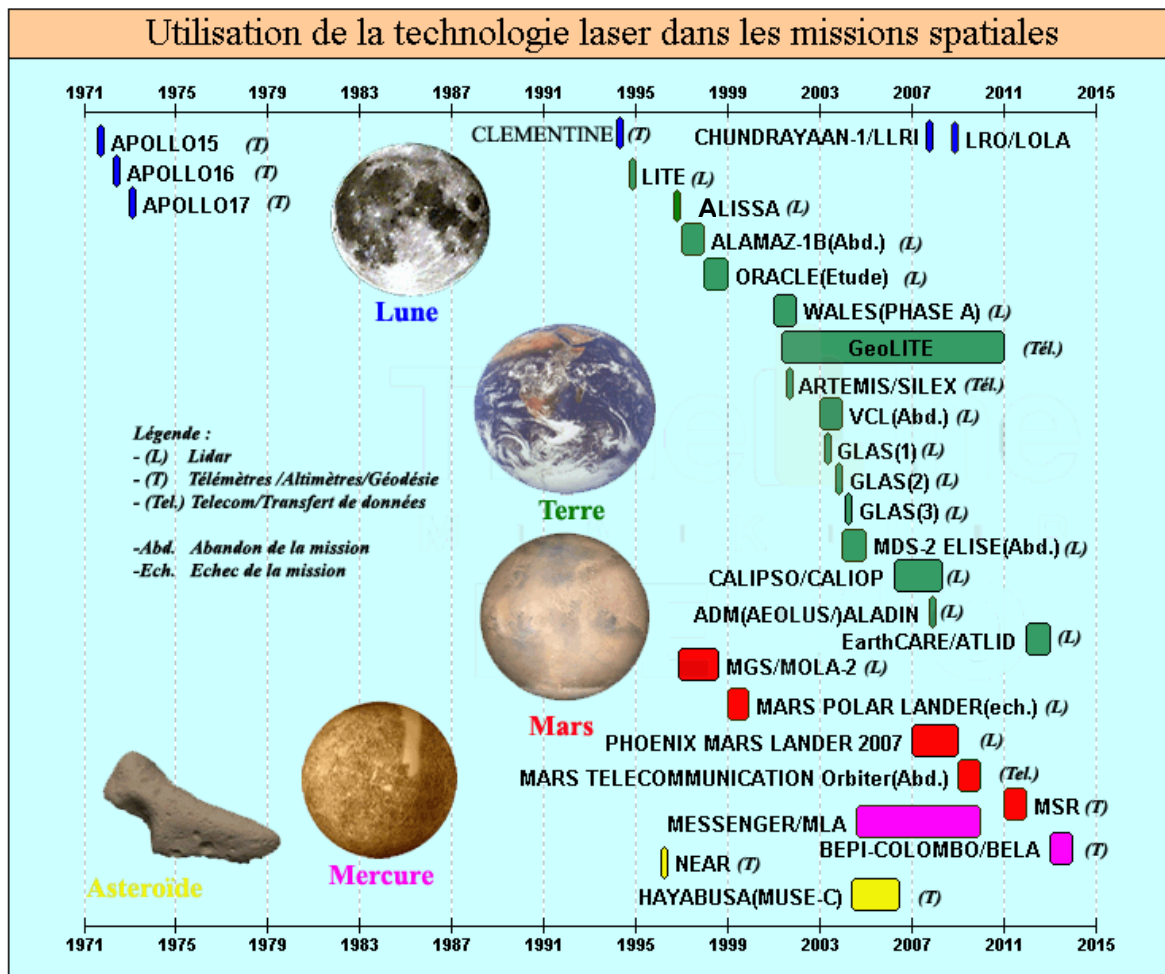


Figure 1.3.3 : Planification des missions spatiales mettant en jeu l'utilisation de la technologie laser. Pour chacune de ces missions, la couleur utilisée caractérise l'astre auquel la mission est rattachée. La fonction principale de l'instrument (lidar, télémètre, télécommunication) a été reportée pour chacune de ces missions. Les missions qui ont connu un échec ou qui ont été abandonnées avant lancement sont aussi reportées.

Les années 1980 voient donc la multiplication du nombre de stations sols comprenant des lidars. Cette augmentation du nombre de stations amènera dans le début des années 1990 au

regroupement de certaines stations en réseau, permettant un élargissement de cette analyse à des échelles continentales. On recense principalement les réseaux (voir la **Figure 1.3.4**):

- EARLINET²⁷ (Europe),
- ARM²⁸ (Etats-Unis, Alaska et Nouvelle-Guinée),
- ADN²⁹ (Chine, Japon, Corée),
- Cis Linet (Russie).
- NDSC (Etats-Unis, Canada, NZ, UK, EU, Russie, Japon), aussi appelé NDACC³⁰
- MPLNET (NASA Micro-Pulse Lidar Network) : colocalisation des lidars avec les sites AERONET.

Dans le but d'apporter une couverture plus globale des structures nuageuses et aérosols, l'export de cette technologie vers le spatial est dès lors envisagé.

L'instrument lidar est dans un premier temps intégré à bord d'avions, ce qui permet de tester cette technologie avec les contraintes inhérentes à des conditions de vol, c'est-à-dire les vibrations, les restrictions de volume et de poids, l'alimentation, etc. Cette étape essentielle, offre en outre l'intérêt d'analyser de la structure nuageuse à méso-échelle. Ces analyses ont par la suite été comparées et validées avec celles obtenues à partir de stations sols.

En parallèle, deux utilisations du lidar ayant déjà été validées « au sol » (sur terre) vont successivement être exportées vers le spatial (voir la **Figure 1.3.3**):

- Le lidar vu comme outil de **Téléométrie/Altimétrie/Géodésie** : Cette première utilisation a permis de faire les premières études géodésiques lunaires, à bord des missions Apollo 15 (juillet 1971) ,16 et 17 (avril et décembre 1972), et à bord de la mission Clémentine en 1994. Cette emploi du lidar a, entre autre, par la suite, été utilisé pour faire l'analyse de la géodésie de la terre elle-même (Mission GLAS en

²⁷ EARLINET : European Aerosol Research Lidar Network

²⁸ ARM : Atmospheric Radiation Measurement Program

²⁹ ADN : Asian Dust Network

³⁰ NDACC : Network for the Detection of Atmospheric Composition Change

2003, analyse de la hauteur de la calotte glaciaire), ainsi que l'analyse et l'approche d'astéroïdes dans le cadre des missions NEAR (1996) et mission HAYABUSA(ex MUSE-C) (2003). Les futures missions MSR (2011) et BEPI-COLOMBO (2013) auront pour fonction de retrouver la géodésie des planètes Mars et Mercure.

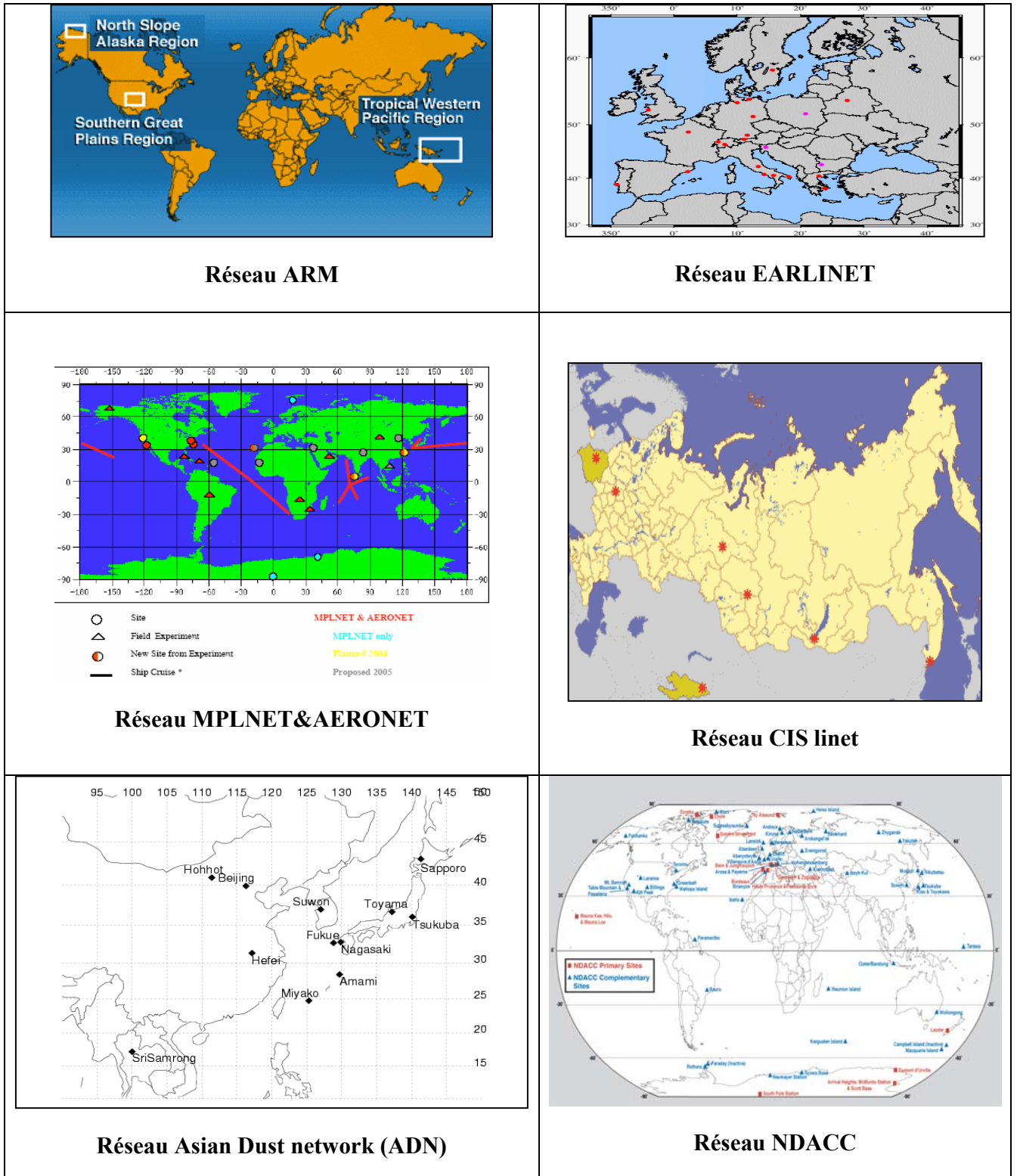


Figure 1.3.4 : Principaux réseaux lidar mondiaux

- Le lidar vu en tant que **profileur atmosphérique** : Cette nouvelle utilisation du lidar, est mise à l'étude dès 1985, et initiée en septembre 1994 par la mission américaine LITE. Embarquée à bord de la navette spatiale Discovery, cette mission a permis de mesurer pendant 10 jours la couverture nuageuse et les couches d'aérosols terrestres. Le succès de cette mission, dont la qualité des données reste encore aujourd'hui, il faut le dire, inégalée, a constitué la démonstration de la possibilité et de l'importance de l'implémentation de cette technologie au sein de stations satellites, permettant d'obtenir une information globale et de longue durée.

La mission franco-russe ALISSA, basée à bord d'un module Pryorda arrimé à la station spatiale MIR, tenta en 1996 de remplir les mêmes objectifs que la mission LITE, mais sans atteindre le succès de son prédécesseur, mettant en relief les difficultés à résoudre quant à l'intégration d'un lidar en mode « autonome » à bord d'un satellite.

La mission américaine GLAS est donc en 2003 la première mission spatiale satellite intégrant un instrument lidar. Cette mission a permis d'obtenir des renseignements sur la climatologie nuageuse sur une plus longue période que celle fournie par mission LITE. Cependant, cette mission a connu des défaillances touchant le fonctionnement de ses lasers, réduisant ainsi la durée de mesures (initialement prévue sur 3 ans) à quelques mois. Afin d'économiser les lasers et augmenter leurs durées de vie, les enregistrements ont donc été répartis sur 4 périodes de mesures entre 2003 et 2004 (voir la **Figure 1.3.3**). La détection des aérosols à partir des données de GLAS a de plus été rendue difficile de par son très faible rapport signal à bruit, empêchant la construction d'une climatologie aérosols complète.

L'aboutissement actuel de l'ensemble de ces développements est constitué par la mission franco-américaine CALIPSO/ Aqua-Train, lancée en avril 2006. Un des objectifs principaux de cette mission est de tirer partie de la synergie possible entre les instruments actifs (lidar, radar) et passifs. Cette synergie nous permettra d'améliorer de façon conséquente notre connaissance de la distribution statistique nuageuse. De plus, la presque simultanéité des mesures entre les détecteurs passifs et

actifs nous permettra d'améliorer l'inversion des données lidar aérosols, ce qui permettra de réduire l'incertitude sur l'impact radiatif de ces derniers.

1.4 Présentation des missions spatiales lidar

Nous présenterons dans cette section les deux missions spatiales LITE et GLAS directement utilisées dans le cadre de la thèse. Nous passons sur les caractéristiques techniques de la mission ALISSA, dont les données, de moindre qualité, n'ont pas été utilisées. Cette étude étant effectuée en vue de la mission CALIPSO, nous donnons à titre indicatif les caractéristiques de l'instrument CALIOP ainsi que ses performances attendues.

1.4.1 La mission LITE

La mission LITE (Lidar In-space Technology Experiment, NASA) a été initiée en 1985 afin de démontrer la faisabilité d'un lidar dans l'espace. Il avait alors été décidé que la démonstration la plus convaincante d'un lidar spatial concernerait les recherches sur l'atmosphère. Afin de répondre à cet objectif, le groupe scientifique LITE SSG (Science Steering Group) a été formé en 1988 afin de définir les performances à atteindre par le développement d'un tel instrument, de guider et planifier les expériences de la mission LITE, et d'exploiter les données scientifiques qui seront fournies par l'instrument.

LITE a volé à bord de la navette spatiale Discovery, au cours de la mission STS-64 de la NASA, entre le 9 Septembre et le 20 septembre 1994 (voir la **Figure 1.4.1**).

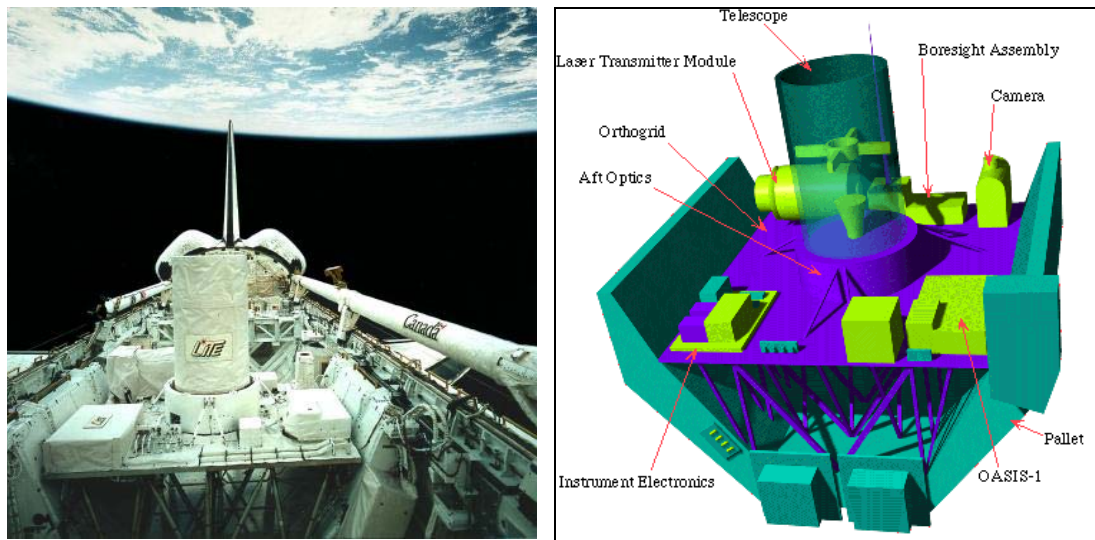


Figure 1.4.1 : *A gauche : Le lidar LITE à bord de navette spatiale de la mission STS-64. A droite : Plan d'installation des divers instruments de la mission LITE sur la palette d'intégration.*

EMISSION	LITE
Laser	Diode-pumped Nd :Yag
Energie d'impulsion	De 380 à 532 mJ à 532 nm, de 400 à 471 mJ à 1064nm
Cadence d'impulsion	10 Hz
Polarisation ? Fréquence ?	non
Divergence nominale du faisceau	à 355 nm, 0.9 mrad (laserA), 1.1 mrad (laser B) à 532 nm, 1.1 mrad (laserA), 1.2 mrad (laser B) à 1064 nm, 1.8 mrad (laserA), 1.8 mrad (laser B)
Diamètre de l'empreinte au sol	280 m
Espacement entre les empreintes	740 m
RECEPTION	
Diamètre du Télescope	1 mètre
Champ de vue (FOV)	3 mrad de nuit /1.1 mrad de jour
Détecteurs	PMT (532 nm + 355 nm) + APD à 1064 nm
Résolution des Données	
Résolution Horizontale	740m
Résolution verticale	15m
Durée de vie	10 jours
Orbitographie	
Altitude	De 260 km à 240 km en fin de mission
Inclinaison	57° Orbite circulaire
Plate-forme	berceau/ palette dans la baie à charge utile de la navette spatiale Discovery

Table 1.2 : Caractéristiques techniques de la mission lidar LITE

Les caractéristiques de la mission LITE sont données dans la **Table 1.2**. L'émetteur de l'instrument LITE consiste en une lampe flash pompée (laser Nd:YA) qui est doublé et triplé en fréquence afin de fournir en sortie des impulsions quasi-simultanées à 1064 nm, 532 nm et 355 nm. Le récepteur est un télescope de 1 mètre de diamètre. Un système de contrôle actif est utilisé afin de maintenir l'alignement entre l'émetteur laser et le récepteur. Une platine rotative à trois ouvertures est située près du point focal du télescope. Une des trois ouvertures peut ainsi être sélectionnée, ou alors un obturateur peut être fermé afin d'empêcher l'entrée de la lumière dans le système optique.

Une partie du signal reçu à 532 nm est focalisée sur un détecteur quatre cadrans qui est utilisé afin de dériver l'erreur sur le signal dû à l'alignement. Un séparateur de faisceau dichroïque est utilisé pour séparer les trois longueurs d'ondes. Les faisceaux correspondant sont alors respectivement dirigés vers trois détecteurs : des tubes photomultiplicateurs (PMT) à 355 et 532 nm, et une photodiode à avalanches à 1064nm

Une description plus détaillée de la mission LITE, ainsi que l'ensemble des données correspondantes sont en libre accès, et accessible sur Internet à l'adresse web <http://www-lite.larc.nasa.gov> .

1.4.2 La mission GLAS

La mission GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) (voir la **Figure 1.4.2**) est une mission couverte intégralement par la section ESE (Earth Science Enterprise) de la NASA. GLAS est un instrument qui a été conçu pour mesurer la topographie de la calotte glaciaire et ses évolutions temporelles. L'instrument GLAS Permet mesure aussi les propriétés nuageuses et aérosols.

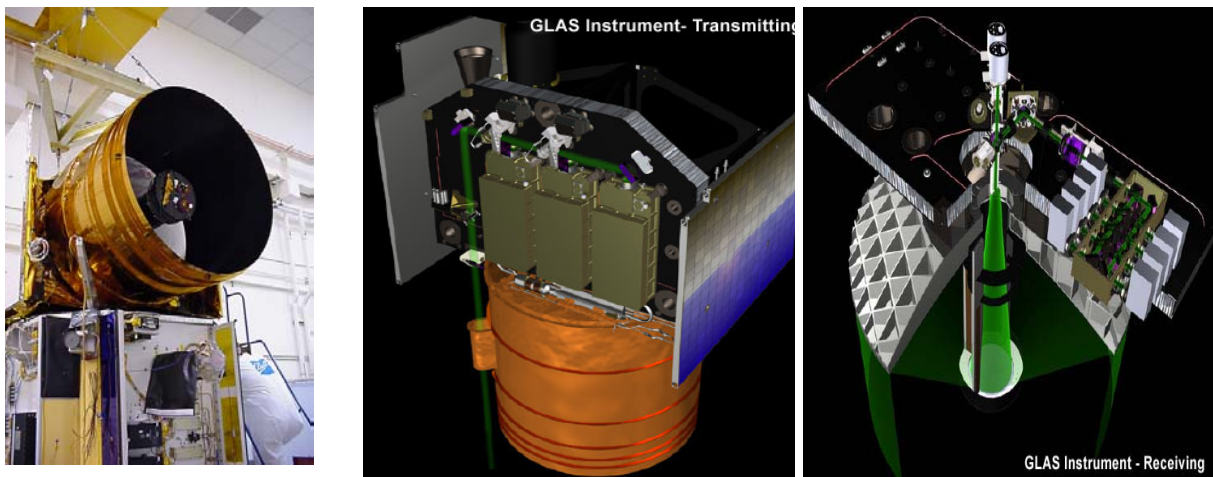


Figure 1.4.2 : *A gauche : Le satellite ICESat en intégration. Au centre et à droite: Vue en coupe du satellite ICESat montrant le lidar GLAS en mode d'émission et en mode de réceptions.*

L'instrument GLAS est porté par le satellite ICESat (the Ice, Cloud and land Elevation Satellite, qui a été mis en orbite le 13 janvier 2003 à partir de la base militaire de l'US Air Force Vandenberg située en Californie.

L'ensemble des observations de l'instrument GLAS s'étend sur les périodes du 12/03/2003 au 20/03/2003, du 25/09/2003 au 18/11/1003, et du 17/02/2004 au 21/03/2004.

Les caractéristiques de la mission GLAS sont données dans la **Table 1.3**. Une diode laser Nd:YAG opérant dans le proche infra rouge (1064 nm) est utilisée pour la mesure de la topographie de surface. La lumière rétrodiffusée à 532 nm est utilisée pour effectuer la mesure des aérosols et des autres caractéristiques de l'atmosphère. Les photons rétrodiffusés sont collectés par un télescope d'un mètre de diamètre, à la cadence de 40 impulsions par seconde. L'empreinte sur la surface terrestre du spot à un diamètre de 70 mètres, et l'espace entre les spots est de 175 mètres. L'altitude de l'orbite est de 600 km, avec une inclinaison de 94°.

La résolution de l'orbitographie en mode mission, est déterminée par une répétitivité du satellite de 183 jours, entraînant une résolution spatiale à l'équateur de 15 km.

Une description plus détaillée de la mission GLAS, ainsi que l'ensemble des données correspondantes sont en libre accès, et accessible sur Internet à l'adresse : <http://nsidc.org/data/icesat/index.html>

EMISSION	GLAS
Laser	Diode-pumped Nd :Yag
Energie d'impulsion	36 mJ/74 mJ (532 nm/1064 nm)
Cadence d'impulsion	40 Hz
Durée de l'impulsion	4 ns
Largeur de bande	30 pm à 532 nm, 800 pm à 1064 nm
Polarisation ? Fréquence ?	Non
Divergence nominale du faisceau	110 μ rad à 532 nm / 110 μ rad à 1064 nm
Diamètre de l'empreinte au sol	70 m
Espacement entre les empreintes	175 m
RECEPTION	
Diamètre du Télescope	95 cm
Champ de vue (FOV)	0.19 mrad à 532 nm / 0.5 mrad à 1064nm
Détecteurs	compteur GAPD à 532 nm, APD à 1064nm
Résolution des Données	
Résolution Horizontale	175 m
Résolution verticale	76.8 m
Durée de vie	3 ans prévu initialement
Orbitographie	
Altitude	590 km
Inclinaison i	94°
Demi Grand Axe a	6970,00 km (mode initial) 6971 ,50 km (mode mission)
Excentricité e	0.0013
Estimation Cycle / Phasage (jour)	16 jours
Résolution à l'équateur sur le cycle de répétitivité	2693,25 km (mode initial) (calcul logiciel Ixions) 2694,00 km (mode mission)
Triplet de Phasage	[15 -22 183] 2723 (mode initial) [15 -1 8] 119 (mode mission)
Nbre de Révolutions / Jours	14.9
Plate-forme	Ball Commercial Platform 2000 (BCP 2000)

Table 1.3 : Caractéristiques techniques de la mission lidar GLAS/ICESat

1.4.3 La mission CALIPSO et L'A-Train

Le satellite Calipso (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations), est né d'une coopération entre la NASA, le CNES, l'Institut Pierre-Simon Laplace du CNRS et l'entreprise Alcatel Alenia Space. Il a été développé à partir de la mini plate-forme satellite PROTEUS, conçue par le CNES et Alcatel Space. Les laboratoires français ont participé à la définition des trois instruments embarqués.

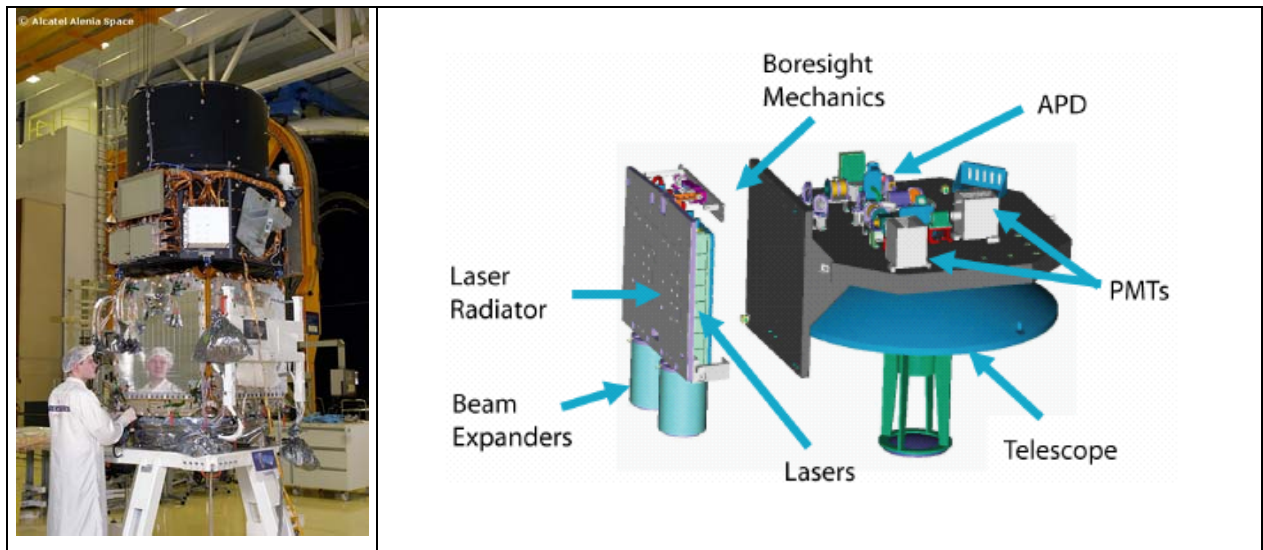


Figure 1.4.3 : *A gauche :* Le satellite CALIPSO en intégration chez ALCATEL à Canne la Bocca ; *A droite :* Transmetteur laser et système de réception de CALIOP.

CALIPSO fournit un jeu de données uniques de profils verticaux de l'atmosphère terrestre mesurés, grâce à son lidar à rétrodiffusion nommé CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization). CALIOP a été conçu par la NASA et la société américaine Ball Aerospace. Une caméra visible (WFC, NASA) et un imageur infrarouge (IIR, CNES) complètent la charge utile de CALIPSO, fournissant le contexte spatial de la mesure acquise par le lidar CALIOP.

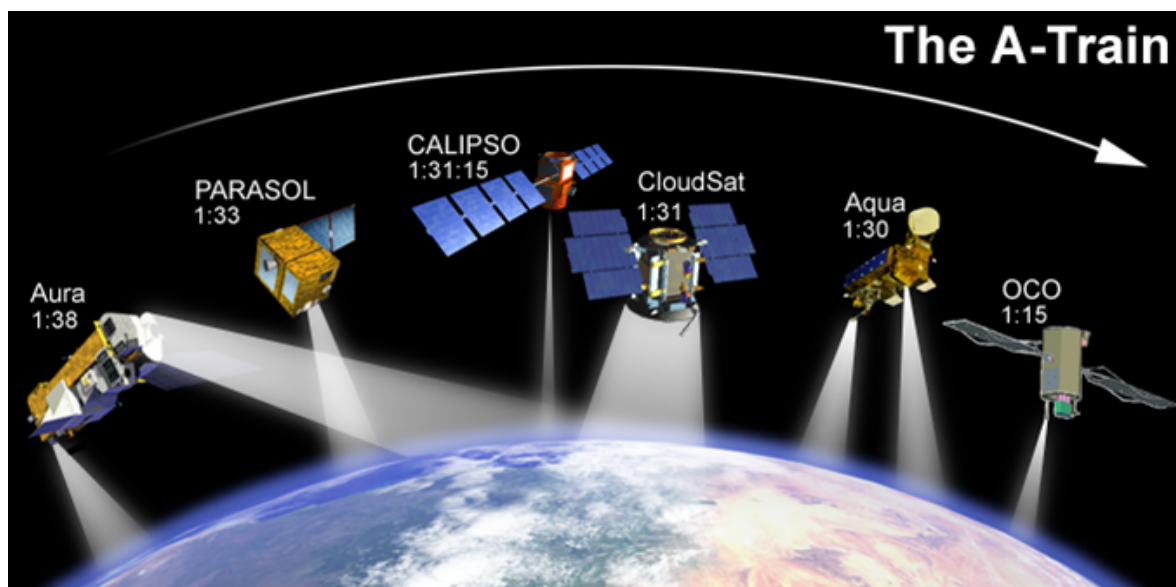


Figure 1.4.4 : Constellation de satellites composant le A-Train

Les satellites CALIPSO et CLOUDSAT (NASA, ASC) ont été tous deux lancés le 28 avril 2006 à partir de la base militaire de Vandenberg (Californie). Ils ont rejoint leurs orbites définitives après deux mois d'opérations courant juillet 2006. Ils rejoignent ainsi trois autres satellites déjà en orbite, Aqua et Aura de la NASA, ainsi que le microsatellite du CNES nommé PARASOL (CNES), formant ainsi une constellation de satellites baptisée A-Train³¹ (voir la **Figure 1.4.4**), qui voleront alors en tandem à seulement 15 secondes d'écart. En 2008, Le satellite OCO (NASA), viendra compléter cette formation. L'A-Train au grand complet constituera alors la première réalisation de ce type de constellations, entièrement dédiée à l'observation de la terre.

Entièrement dédié à l'observation des nuages, des aérosols et du cycle de l'eau, cet observatoire exceptionnel mettra en œuvre toutes les techniques de mesures actuellement disponibles depuis l'espace, donnant ainsi accès à la première vision en 3D de l'atmosphère terrestre. Il permettra de plus de profiter de la synergie possible entre l'ensemble de ces instruments de télédétection.

L'ensemble des données de l'A-Train alimente le pôle de compétence thématique Icare dédié à l'étude des interactions entre nuages, aérosols, rayonnement et cycle de l'eau. Le centre de traitement et d'archivage d'Icare facilitera l'accès des climatologues aux données spatiales.

La synergie entre les différents capteurs, offrant chacun une mesure quasi simultanée de l'atmosphère sera alors mise en place, et exploitée dans le but d'améliorer notre connaissance de l'atmosphère.

Ces derniers satellites profiteront avantageusement de leur proximité pour permettre l'exploitation de la synergie instrumentale, et en particulier les synergies instrumentales possibles entre Radar/Radiomètre (Cloudsat/Parasol), Lidar/Radiomètre (Calipso/Parasol), et Radar/Lidar (Cloudsat/Calipso).

Un des objectifs principaux de cette mission est de réduire les incertitudes sur notre connaissance de l'impact radiatif des nuages et des aérosols.

³¹ Ces 6 satellites franchiront l'équateur avec quelques minutes d'écart vers 13h 30 heure locale d'où le nom d'« Afternoon Train ou A- Train »

Les principales caractéristiques de l'instrument CALIOP sont fournies en **Table 1.4**.

EMISSION	CALIOP/CALIPSO
Laser	Diode-pumped Nd :Yag
Energie d'impulsion	110mJ 532 nm 110mJ 1064 nm
Cadence d'impulsion	20.16 Hz
Durée de l'impulsion	20nsec
Largeur de bande	30 pm à 532 nm 100 pm à 1064 nm
Polarisation ? Fréquence ?	Oui, à 532nm
Divergence nominale du faisceau	110 à 115 μ rad à 532 nm 130 à 140 μ rad à 1064 nm
Diamètre de l'empreinte au sol	70 m
Espacement entre les empreintes	330m
RECEPTION	
Diamètre du Télescope	1 mètre
Champ de vue (FOV)	130 μ rad
Détecteurs	PMT à 532 nm APD à 1064 nm
Résolution des Données	
Résolution Horizontale	330 m entre -0.5 km et 8.2 km 1 km entre 8.2 km et 20.2 km
Résolution verticale	30 m entre -0.5 km et 8.2 km 60 m entre 8.2 km et 20.2 km
Durée de vie	3 ans
Orbitographie	
Altitude	705 km
Inclinaison i	98.2°
Demi Grand Axe a	7077,739 km
Excentricité e	0.001182
Estimation Cycle / Phasage (jour)	16 jours
Résolution à l'équateur sur le cycle de répétitivité	2751,93 km (calcul Ixions)
Triplet de Phasage	[15 -7 16] 233
Nbre de Révolutions / Jours	14.57
Plate-forme	PROTEUS (ALCATEL)

Table 1.4 : Caractéristiques techniques du lidar CALIOP et de la mission CALIPSO

1.4.4 Le futur : la mission EarthCare

La mission EarthCare (Earth Clouds Aerosols and Radiation Explorer) (voir la **Figure 1.4.5**) est une mission menée par l'agence spatiale européenne (ESA) et le Japon (Japan Aerospace Exploration Agency). Elle a pour principal objectif, de déterminer l'interaction et l'impact des nuages et des aérosols sur le bilan radiatif de la planète. Le but est de fournir une importante base de données à grande échelle, constituée de profils verticaux de nuages et d'aérosols. Toutes ces informations permettront ainsi de valider et d'améliorer les modèles numériques de circulation atmosphérique et de prévision météorologique. Le lancement de cette mission est prévu en 2011. Elle disposera d'un radar (CPR (Cloud Profiler Radar), JAXA/NICT) et d'un lidar (ATLID (ATmospheric LIDar), ESA) à haute résolution spectrale basée sur la même plate-forme, ce qui supprimera les potentiels problèmes de colocalisation retrouvés sur l'A-Train.

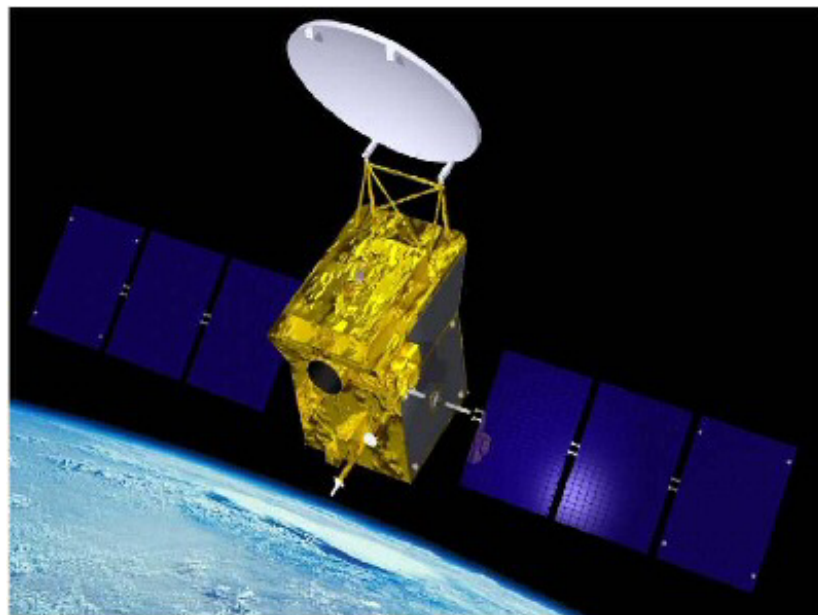


Figure 1.4.5 : Une des possibles configurations du satellite de la mission EarthCare

Il disposera aussi de l'imageur multi spectral MSI (Multi-Spectral Imager, ESA), et du radiomètre large bande BBR (BroadBand Radiometer).

L'imageur MSI permettra de distinguer les différents types de nuages et d'aérosols, et de donner le contexte météorologique et optique des profils échantillonnés par le Lidar et le

Radar. Le radiomètre BBR permettra de donner les radiances au sommet des nuages afin de valider les restitutions des propriétés radiatives des nuages obtenues par les instruments de télédétection active.

Les caractéristiques du lidar ATLID ont été définies par ALCATEL SPACE, dans le cadre de l'étude de Phase A. Il sera constitué d'un laser Nd-YAG, opérant à la longueur d'onde de 354,8 nm. La fréquence de répétition sera de 70 Hz, pour une énergie émise de 25 mJ par tir lidar ([Pain et al, 2004]).

Les deux principaux objectifs de cette mission seront comme dans le cas de l'A-train, de décrire les propriétés des nuages et des aérosols.

1.4.5 La future mission ADM/Aeolus

Mission centrale prévue pour un lancement en 2009 dans le cadre du programme Earth Explorer de l'agence spatiale européenne ESA, ADM-Aeolus (voir la **Figure 1.4.6**) permettra d'étudier des champs tridimensionnels de vents à l'échelle de la planète, dans le but d'affiner les caractéristiques actuellement connues et d'améliorer les techniques de modélisation et d'analyse de l'atmosphère terrestre pour les besoins des prévisions météorologiques et de la recherche en climatologie.



Figure 1.4.6 : Conception d'artiste du satellite d'observation ADM-Aeolus (credit: ESA/ESTEC)

ADM-Aeolus (Atmospheric Dynamics Mission) est équipé d'un lidar anémométrique à effet Doppler composé d'une source à impulsions laser et d'un récepteur capable de mesurer le saut de fréquences sur un signal en retour réfléchi à différents niveaux de l'atmosphère. Les données ainsi recueillies permettront de déterminer la force et la direction des vents par niveau d'altitude, mais également les taux d'humidité et de poussières présents dans l'atmosphère.

Au cœur d'Aeolus, Aladin (Atmospheric LAsEr Doppler INstrument) est un lidar à détection directe et incorporant une imagerie de Mie (impulsions reflétées par les aérosols et les nuages) et de Rayleigh (réflexions moléculaires). Le nom d'Aeolus est celui de l'homme désigné par les dieux de la mythologie grecque comme gardien des vents.

EADS Astrium est maître d'œuvre de la mission, de l'instrument Aladin (Atmospheric LAsEr Doppler INstrument), de l'architecture de la plate-forme électrique et des sous-systèmes.

Les principales caractéristiques du lidar ALADIN, sont fournies dans la Table 1.5 [Durand et al., 2005].

Instrument type	Diode-pumped Nd:YAG lidar with active Q-switch
Transmitter (emitter) - Emission wavelength - Pulse energy (emitted power) - Pulse Repetition Frequency (PRF), pulse width - Line width - Duty cycle	355 nm (eye-safe UV spectral region) 150 mJ/pulse 100 Hz, 15 ns 30 MHz 25%
Receiver - Line width of Fizeau spectrometer - Line width of double Fabry-Perot receiver - Spacing of double Fabry-Perot receiver - Optical efficiency (Mie/Rayleigh receivers) - Detector quantum efficiency (Mie/Rayleigh) - Signal detection (Mie receiver) - Signal detection (Rayleigh receiver)	30 MHz (Mie scattering) 2 GHz (Rayleigh scattering) 5 GHz (Rayleigh scattering) 3.1% / 4.6% 75% Silicon CCD detector in accumulation mode Silicon CCD detector and two read-outs
Signal processing capabilities - Altitude range (Mie + Rayleigh) - Vertical resolution - On-chip horizontal accumulation length - Processing integration length	-1 to 26.5 km (extendable) 1 km (adjustable) 3.5 km (adjustable) in along-track direction 50 km (sample)
Opto-mechanical subsystem - Telescope diameter, f number - Optical efficiency - TFOV (Total instrument FOV)	1.5 m aperture Cassegrain type telescope, f/0.9 0.8 22 μ rad
Instrument mass, power	450 kg, 800 W average power (25% duty cycle)
Instrument data rate	11 kbit/s (max)

Table 1.5 : Paramètres principaux de l'instrument ALADIN.
(http://directory.eoportal.org/pres_ADMAeolusAtmosphericDynamicsMission.html)

2 CHAPITRE 2 : STATISTIQUES OBTENUES A PARTIR DES DONNEES DE LIDAR SPATIAL

2.1 Méthode d'analyse

Dans cette première partie de l'étude, nous allons nous focaliser sur la restitution des paramètres de structure des nuages et des aérosols. Un premier algorithme a été développé pour retrouver les fonctions de densité de probabilité des sommets des structures nuageuses et des aérosols. Afin de répondre au questionnement concernant la définition des structures, deux approches ont été utilisées, qui permettent de considérer l'atmosphère soit avec une vision unidimensionnelle caractéristique des mesures instantanées, soit en terme de structure, plus proche d'une vision bi-dimensionnelle classique en imagerie spatiale.

Deux jeux de données lidar satellite sont accessibles afin de construire et tester les performances de notre algorithme :

- i) Les observations lidar effectuées à partir de la navette spatiale Discovery durant la mission LITE (Lidar In-space Technology Experiment, NASA, mission STS-64), qui s'est déroulée entre le 10 et le 20 septembre 1994).
- ii) Les données obtenues à partir de l'instrument GLAS (Geoscience Laser Satellite) sur le satellite polaire ICESat lancé en décembre 2002 également par la NASA.

Ces missions, bien que limitées dans le temps (10 jours pour LITE, un peu plus d'un mois pour GLAS si on se limite au meilleur jeu de données), nous donnent la possibilité d'estimer la distribution spatiale des nuages et des aérosols sous la trace du satellite avec une haute résolution spatiale. Les données de LITE n'ont pas fait l'objet d'une analyse en terme de produit tels que

l'altitude du sommet des nuages, comme c'est le cas pour GLAS. Nous avons donc été conduits à développer un algorithme d'analyse spécifique pour restituer les paramètres recherchés.

Dans une première partie, les méthodes existantes sont présentées. Les étapes de notre méthodologie sont ensuite expliquées. Les points critiques de l'algorithme font l'objet de plusieurs études de cas, à partir de l'utilisation des données GLAS. L'algorithme est dans un deuxième temps adapté au jeu de données LITE. Les résultats obtenus grâce à notre algorithme sur ces deux jeux de données sont ensuite présentés et comparés entre eux. Le comportement similaire des deux algorithmes étant prouvé, les climatologies nuageuses obtenues grâce aux données actives seront à terme comparées aux climatologies passives de ISCCP prises sous la trace de LITE (voir chapitre 3). Les différences sont alors discutées en terme de biais et d'erreur.

2.3.1 Revue de l'existant

Afin d'effectuer le traitement des données lidar, de nombreux algorithmes de seuillages ont déjà été développés par le passé.

On rappelle ici que, bien que la technologie lidar soit apparue très tôt dans le début des années 60 (plus exactement en 1962, voir l'historique sur la naissance du lidar contenue dans la partie introductive), le développement d'algorithmes permettant l'automatisation des tâches quant au traitement des données lidar n'est arrivé que bien plus tard, à la moitié des années 1980, lorsque les performances des outils informatiques le permirent (voir chapitre introductif sur l'historique des lidar, Section 1.3).

Il existe principalement deux approches basiques afin d'extraire les nuages des données lidar : la méthode par calcul de la dérivée [Pal et al., 1992], et la méthode de seuillage, telle que décrite par [Winker et Vaughan, 1994], [Clothiaux et al., 1998] et [Chazette et al, 2001].

Alors que la méthode de dérivation peut être employée avec des données lidar brutes non calibrées, et cela quelle que soit la longueur d'onde, elle ne peut souvent être utilisée que pour des systèmes lidar pointé vers le ciel. Par contre, la méthode de seuillage peut être utilisée avec les mêmes résultats aussi bien dans le cas des systèmes lidar tourné vers le ciel ou vers le sol.

Les méthodes de restitutions de structures utilisées dans le cadre du traitement des données lidar satellites des missions LITE, GLAS/ICESat et CALIOP/CALIPSO feront usage, par conséquent, de la seconde méthode.

Un algorithme de seuillage des données LITE a été développé dans le cadre de la préparation de la mission LITE, afin d'extraire le produit sommet/base de nuages, et fournir le produit aérosols. Cette méthode, appelée LITE Cloud Finding Algorithm (CFA) bien que très aboutie dans son principe n'as pas été appliquée aux données LITE. Elle a cependant servi de base de réflexion à la mise en place d'une méthode en vue du traitement des données lidar de CALIPSO (voir l'ATBD de CALIPSO, [Vaughan, 1999]).

L'instrument CALS (The Cloud and Aerosol Lidar system), volant sur l'avion de haute altitude ER-2 de la NASA, a été employé dans de multiples campagnes de mesures autour du monde. Un algorithme d'extraction a été développé afin d'extraire de ces données, la hauteur des structures nuageuses, l'épaisseur et l'émittance des nuages optiquement faible (cirrus) [Spinhirne and Hart, 1990], et de la hauteur de la couche limite atmosphérique [Palm and Spinhirne, 1987, 1998]. L'expérience qui a été retirée du traitement de ces données a permis l'élaboration d'un algorithme d'extraction des données de la mission lidar GLAS/ICESat (voir l'ATBD de GLAS, [Palm, 2001]).

La méthode de seuillage que nous avons développé est la première méthode de seuillage à avoir été testée dans le cas de données lidar spatiales. Cette méthode, après avoir été validée sur les données lidar LITE et GLAS, a pour objectif d'être dans le futur directement appliquée au cas des données lidar de la mission CALIPSO.

2.3.2 Présentation de la méthode utilisée

Comme nous l'avons décrit dans la section précédente, de nombreuses méthodes ont été précédemment développées afin d'effectuer le traitement des données lidar sol et avion.

Avec la migration de la technologie lidar vers les applications spatiales, les méthodes de traitement des données lidar ont été adaptées aux caractéristiques des instruments satellites.

Les premières données spatiales lidar furent constituées par celles de la mission spatiale LITE. Les données de cette dernière mission ont été fournies par la NASA à la communauté scientifique sous forme de données brutes (signal de retrodiffusion). Aucun algorithme de seuillage

n'a été développé dans le cadre de cette mission par la Science Team de LITE afin d'effectuer le traitement de ces données.

En conséquence, il a été nécessaire de développer nous mêmes un algorithme de seuillage robuste afin d'exploiter les données de cette mission pionnière.

Cet algorithme de seuillage a par conséquent été conçu avec l'expérience que nous avons au préalable du traitement des données lidar sol et avion. La science Team de GLAS a développé en parallèle de notre travail, un algorithme de seuillage de ses données lidar. A la différence de notre algorithme, l'algorithme de la Science Team de GLAS repose sur le seuillage du signal brut, alors que notre algorithme repose sur le seuillage du signal de variance.

Nous avons gardé comme idée sous jacente, lors de la construction de cet algorithme, de faire que ce dernier reste modulable. En effet, tenant compte de la croissance du nombre de missions satellites comportant un instrument Lidar (voir déjà les missions LITE, GLAS, MOLA, CALIPSO au moment de l'écriture), notre algorithme devra donc pouvoir s'adapter de manière générique aux différentes caractéristiques de ces missions.

Une première étape de l'algorithme consistera donc dans la mise en forme des données en vue de l'extraction qui sera effectuée dans la deuxième étape. Le caractère modulable de l'algorithme résidera grandement dans la manière de renseigner les paramètres fondamentaux nécessaires aux traitements des données. Cette partie comporte dans les faits peu de difficultés.

La seconde étape constituant le seuillage et l'identification des structures nuageuses et aérosols comporte en tant que tel beaucoup plus de difficultés. En effet, même si cette partie repose sur la seule opération de seuillage du signal de variance, certains points critiques de l'algorithme devront néanmoins être étudiés de façon à s'adapter à la nature des données. Les principales difficultés sont issues des différences observées quant à :

- **La résolution des données lidar utilisées** : 15 m sur la verticale pour les données de la mission LITE, pour 76.8 m en ce qui concerne les données de la mission ICESat/GLAS).
- **Le rapport signal à bruit (SNR) rencontré**: Les différences dans les caractéristiques optiques de l'instrument utilisé, l'altitude du satellite, son angle de visée expliquent les différences observées dans la moyenne de l'énergie émise et reçue, mais aussi dans la valeur de la variance du signal. Par conséquent, le rapport SNR peut varier grandement d'un type de données à l'autre.

Ces différences devront être prises en compte dans les seuils et la taille des filtres qui seront appliqués au sein de l'algorithme. Dans le cas de chaque traitement de données, une étude de sensibilité devra être au préalable effectuée.

La troisième étape de l'algorithme visera à analyser de manière statistique les sorties de l'extraction et visualiser l'ensemble des résultats. Cette dernière étape sera entièrement indépendante de la base de données utilisée.

L'étude des différentes étapes qui constitue notre méthode d'extraction est présentée dans la suite de ce chapitre.

2.3.3 Détection de structures

L'analyse statistique développée par Chazette et al. [2001] pour détecter des nuages à partir de signaux lidar simulés a été adaptée afin d'identifier les couches nuageuses et de déterminer leurs limites géométriques sur la verticale. La méthode est basée sur le calcul et le seuillage de la variance du signal lidar correspondant au signal brut corrigé de l'angle solide (voir la **Figure 2.1.1**).

On définit pour cela une fenêtre glissante qui est appliquée à chaque profil lidar. Ce filtrage passe-bas ne faisant appel à aucune normalisation, et pouvant être appliqué tir à tir, il permet l'identification des couches atmosphériques de manière fiable, avec une résolution sur l'horizontale identique à celle de l'échantillonnage lidar. Il peut être par principe même appliqué à toute mesure active lidar ou radar. Son avantage est de s'affranchir de la détermination du signal moléculaire (qui varie peu), ce qui permet une adaptation facile à différentes longueurs d'onde.

Cette étape nous permet d'éliminer la contribution de la diffusion moléculaire. Les profils verticaux de variance relative S_f du signal corrigé de l'angle solide S , au point d'altitude donné k , sont calculés dans un premier temps en utilisant une fenêtre de filtrage adaptée comprenant $(2n+1)$ points:

$$S_f[k] = \frac{1}{2n+1} \sum_{i=k-n}^{k+n} \left[\frac{S[i] - \bar{S}}{\sigma_N} \right]^2 \quad (2.1)$$

ou \bar{S} et σ_N sont respectivement la valeur moyenne et la déviation standard du signal détecté dans un intervalle d'altitude comprise entre 20 et 22 km, ou seul le bruit est supposé présent.

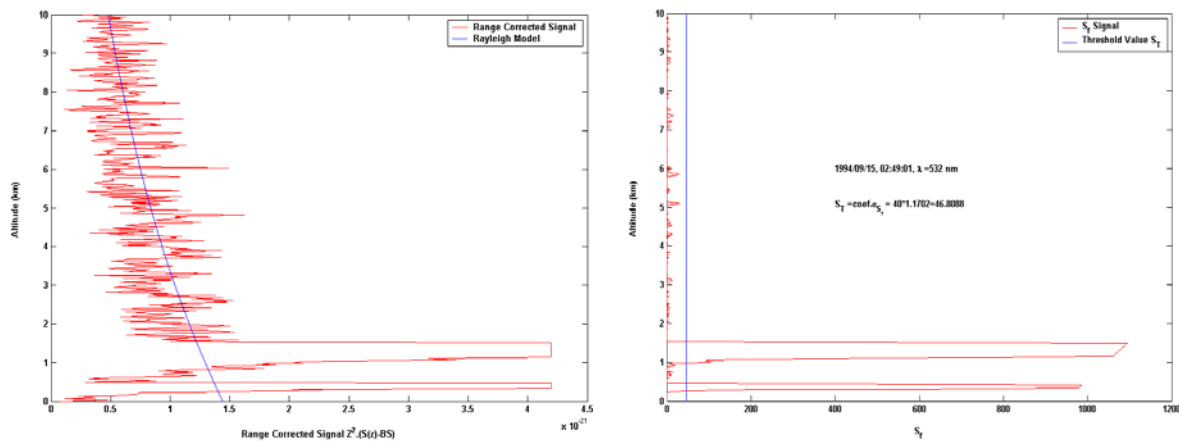


Figure 2.1.1: Présentation des différentes étapes de traitement des données lidar : La figure de gauche montre le signal lidar corrigé de l'angle solide, ainsi que le moléculaire qui lui correspond. La figure de droite montre l'opération de seuillage effectuée sur le signal de variance.

Une valeur de seuillage S_{th} est appliquée aux profils de variances retrouvées dans le but d'identifier les couches diffusantes et leurs propriétés géométriques :

$$S_{th} = \sigma_N \cdot F \quad (2.2)$$

où F est un coefficient définissant la force du seuillage et σ_N correspond à l'écart type du bruit. Ce seuil utilisé doit être indépendant de l'altitude et F est calculé dans ce sens (cf. l'étude de sensibilité qui suit à propos de F).

La valeur de seuillage est comme nous le voyons fonction de σ_N . D'une orbite à l'autre, d'un instrument à l'autre, les variations du rapport signal à bruit conduisent à une redéfinition du seuil utilisé.

Afin de fixer F , une analyse systématique de la sensibilité à S_{th} des fractions nuageuses retrouvées est effectuée, et ceci pour toutes les structures nuageuses observées (systèmes monocouches ou multicouches de nuages bas, moyens et haute altitude). La classification des nuages en différents niveaux d'altitude est la même que celle définie dans le protocole de ISCCP, c'est à dire grâce aux pressions limites standard de 680 hPa et 440 hPa, délimitant les classes de couches nuageuse basses (L), moyennes (M) et hautes (H) [Rossow et al, 1991].

Ce filtrage par seuillage nous amène donc à la construction d'une matrice binaire (altitude en ordonnée versus trajectoire au sol) décrivant les structures détectées et leurs limites.

Une analyse des structures de petites échelles est appliquée grâce à un filtre médian. Ce dernier permet d'analyser la vraisemblance de chacune de ces structures par l'étude des profils lidar voisins. La taille de ce filtre est définie à une échelle comparable avec celle des structures nuageuses 2D.

Nous avons choisi dans l'étude de ne considérer uniquement que l'altitude des sommets des couches nuageuses. Celles-ci sont retrouvées dans le cas des données LITE à haute résolution (de 100 m sur la verticale, correspondant aux $(2n+1)=7$ points de la fenêtre glissante de filtrage et 700 m sur l'horizontale, i.e. sur une base tir à tir). Elles sont retrouvées sans filtrage pour le cas des données GLAS, à la résolution de 76.8 m).

Nous avons donc construit un algorithme qui comporte un certain nombre de paramètres pouvant être ajustés en fonction des caractéristiques d'observation. Les choix faits sur les valeurs de seuillage utilisées, ainsi que sur les définitions de la fenêtre glissante utilisée pour le filtrage ont une influence sur les erreurs induites par l'algorithme. Cette erreur prendra en compte les probabilités de détection et de fausse alarme.

La probabilité de l'existence d'un pixel montrant une valeur de signal supérieure au seuil de détection, dans un espace de $M+1$ pixels d'un profil lidar a été formulée par Chazette [2001]. La probabilité de non détection p_n sera d'abord exprimée en fonction du complémentaire de la distribution normale F_c telle que :

$$p_n = 1 - F_c(x_s) \quad (2.3)$$

$$\text{avec } F_c = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot \int_{x_s}^{\infty} \exp\left[-\frac{x^2}{2}\right] \cdot dx \quad (2.4)$$

ou x_s est la valeur centrée réduite correspondant au seuil et associée à la distribution normale du signal. La probabilité globale de fausse alarme, pour M points de mesures indépendants, pris à une autre altitude que le sommet de la structure nuageuse, est donnée par :

$$P_f = 1 - (1 - p_f)^M \quad (2.5)$$

ou $p_f = F_c(x_B)$ est la probabilité qu'un pixel de bruit vienne au dessus du seuil et x_B est la variable centrée réduite correspondante au seuil associé avec la distribution normale centrée du bruit. P_f varie dans la zone d'altitude où les structures diffusantes sont retrouvées.

Le seuil X doit être défini de telle façon que les probabilités P_f et p_n soit minimales. Ces probabilités sont reliées et la diminution de l'un fait croître l'autre. Par conséquent, la fonction d'erreur peut être exprimée comme :

$$P_{err} = P_f + p_n - P_f \cdot p_n \quad (2.6)$$

Du fait du principe de l'algorithme, l'altitude du sommet de structure retrouvée pour une couche nuageuse donnée est influencée de façon importante par la diffusion multiple introduite par les nuages d'altitude supérieure, ce qui induit des variations lentes du signal. Néanmoins, l'effet écran des nuages bas et moyens par une couche assez épaisse de nuages hauts introduit un biais significatif qui n'est pas facile à évaluer. Quand plusieurs longueurs d'onde sont utilisées, la classification statistique précédente est effectuée de manière séparée.

2.2 Séparation aérosols/nuages

Nous choisissons de nous inspirer de la méthode utilisée par le GSFC afin de discriminer les structures nuageuses des structures aérosols dans le cadre du traitement des données lidar de GLAS. Cette méthode est fournie dans l'annexe B de cette thèse (voir la **Figure 2.2.1**). Nous présentons rapidement dans cette section comment cette méthode de discrimination fonctionne.

La technique de discrimination entre les structures nuages et aérosols repose sur l'analyse du coefficient de retrodiffusion atténuée $b'(r)$. La détection et la discrimination de ces structures, à partir des données GLAS, sont basées sur la connaissance que nous avons, grâce à l'observation, des différences qui les caractérisent, en terme de magnitude du signal $b'(r)$, et en terme de magnitude du gradient vertical de $b'(r)$.

A une altitude donnée, les termes $b'(r)$ et $|d[b'(r)]/dr|$ tendent à être plus importants dans le cas des couches nuageuses, que dans le cas des couches d'aérosols. En effet, les changements de phases de l'eau, entraînent la formation ou la dissipation des particules nuageuses.

La taille des particules, la concentration en nombre de ces particules et l'importance de l'inhomogénéité des couches nuageuses sont généralement plus importantes que celles concernant

les couches d'aérosols. Une plus complète description des bases sur laquelle repose cette discrimination entre les couches nuageuses et aérosols est donnée par Palm et al. [2002].

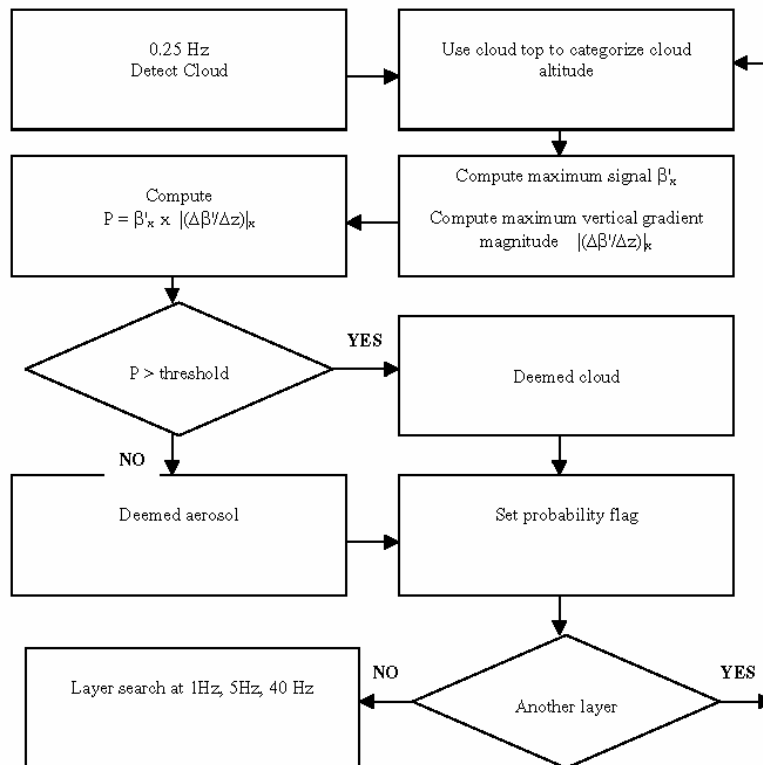


Figure 2.2.1: Algorithme de discrimination des couches nuageuses et aérosols (cf. ATBD GLAS, page 35, [Palm et al., 2002]).

Pour chacune des couches de particules détectées par GLAS, on détermine la valeur des termes $b'_x(r)$ et $|d[b'(r)]/dr|_x$, où x représente la valeur maximale dans la couche de particules. Le produit de ces termes est calculé, $P_l = b'_x(r) \cdot |d[b'(r)]/dr|_x$ où l'indice l correspond à la couche de particules. Le paramètre P_l est testé en fonction du seuil T_l . Si P_l est plus grand que T_l , la couche est déterminée comme étant de type nuageuse. Dans le cas contraire, cette couche est considérée comme étant de type aérosol. Si des couches de plus hautes altitudes sont présentes, une correction est appliquée à $b'_x(r)$ et $|d[b'(r)]/dr|_x$ avant que le produit ne soit effectué. Les pertes de transmission causées par la présence d'une couche de plus haute altitude recouvrant celle considérée sont estimées en utilisant le lidar ratio afin de calculer l'extinction en fonction de l'altitude, et en intégrant l'extinction afin d'obtenir la valeur de l'épaisseur optique et la transmission.

Le succès de cette technique est entièrement dépendant des valeurs de seuil T_i choisies. Les valeurs utilisées dans le cadre de l'extraction des données GLAS sont déterminées à partir de l'analyse des données lidar atmosphériques dérivées des mesures du lidar de haute altitude de la NASA ER-2 Cloud Lidar System [Spinhirne et al., 1982, 1996]. Dans ces études, les couches sont identifiées de manière semi-automatique par un utilisateur, comme étant des nuages ou des aérosols. Le paramètre de discrimination P_i est calculé pour ces couches de particules. A partir de ces études, une valeur de seuil T_i est choisie de manière à maximiser la probabilité d'effectuer une identification correcte de l'espèce de la couche lorsque l'on applique l'algorithme de traitement. Il a été retrouvé que les valeurs de seuil optimales de T_i sont fonction de l'altitude et par conséquent, la mise au point d'un profil vertical de T_i a été effectuée afin d'être utilisée dans l'algorithme opérationnel de GLAS. Un ajustement latitudinal de T_i est aussi nécessaire du fait que sa valeur appropriée décroisse aux régions polaires.

La **Figure 2.2.2** ([Hart et al, 2005, Fig.1 p 2]) fournit une illustration de l'application de la technique de discrimination appliquée au sein des données GLAS. On voit dans cette figure la forte dépendance du seuil de discrimination T_i en fonction de l'altitude.

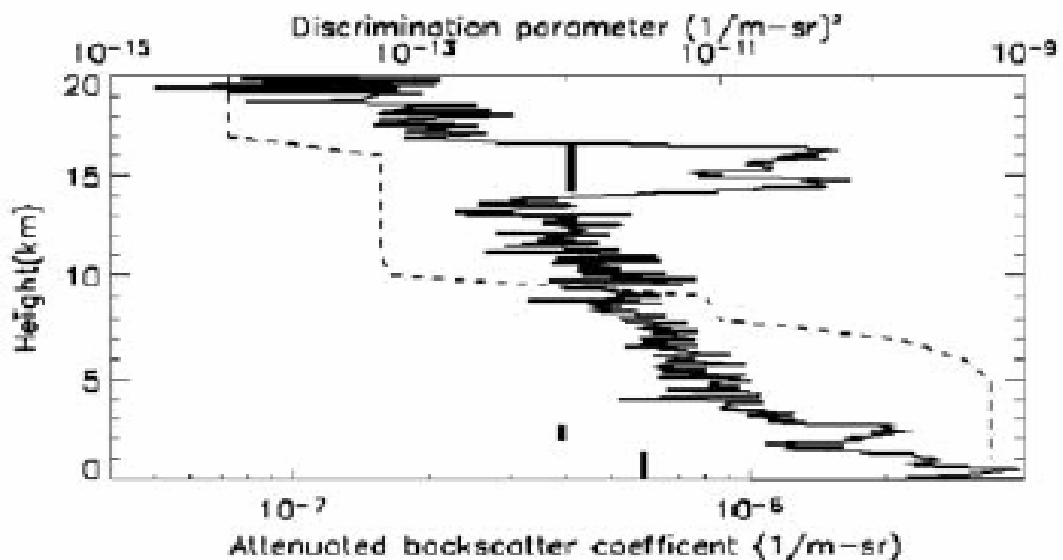


Figure 2.2.2: Discrimination entre les couches de particules nuageuses et aérosols. La ligne solide indique $b'(r)$, la ligne discontinue indique le seuil de discrimination, et les barres verticales indiquent le paramètre de discrimination calculé pour chacune de ces couches. La couche supérieure est identifiée comme étant de type nuageux, alors que les deux couches de basses altitudes sont identifiées comme étant des couches d'aérosols (voir ATBD GLAS[Palm, 2002]).

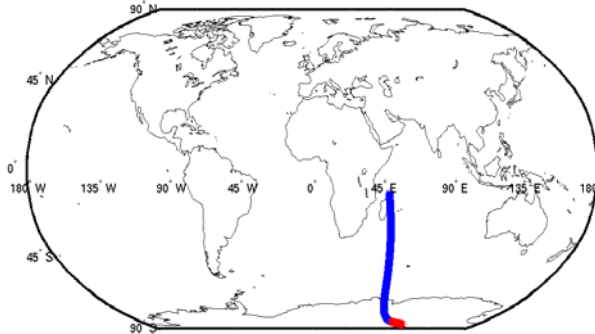
2.3 Etudes de cas sur les observations GLAS

2.3.1 Choix des cas

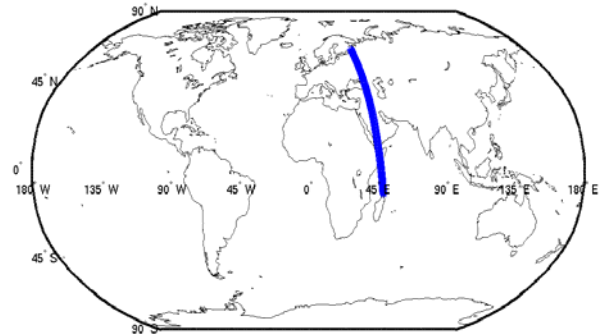
Nous avons dû dans le cadre de l'étude de cas que nous souhaitons mettre en place ici, sélectionner un ensemble de sections d'orbite dont l'étude, en tant que cas test, nous semble intéressante à faire, dans le but d'adapter et de faire évoluer les performances de notre algorithme de seuillage.

Chacun des fichiers GLA07 est composé de 10 sections, comportant chacune 36000 tirs à la résolution de 40 Hz. Nous avons retenu sur les 10 sections du fichier de données brutes **GLA07_026_2103_001_1233_0_01_0001**, 4 sections d'orbites (voir la **Figure 2.3.1**). Ces 4 sections d'orbites correspondent à la journée du 13/10/2003, ce qui correspond à la campagne L2a de GLAS, c'est-à-dire utilisant le laser 2a.

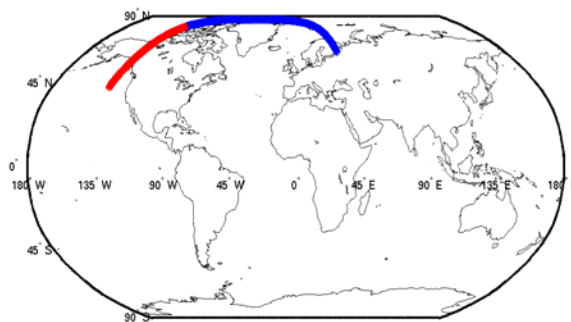
Section 4



Section 5



Section 6



Section 9

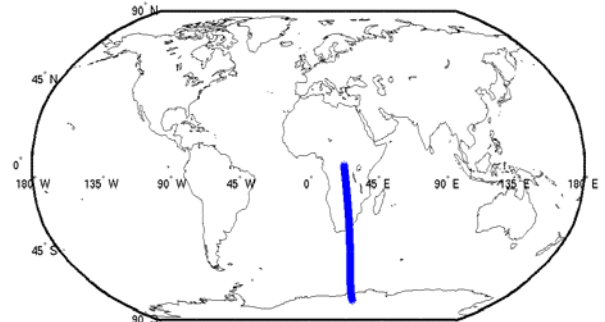


Figure 2.3.1: Localisation géographique des sections d'orbites choisie afin d'effectuer les tests de seuillage. Les horaires correspondant ainsi que les orbites sont fournis dans la table 2.1. Les données nocturnes sont tracées en couleur bleue, les diurnes en couleur rouge.

Les structures nuageuses présentes sur ces sections nous ont semblés typiques des structures nuageuses couramment rencontrées au sein de l'ensemble de la base de données GLAS.

Les horaires de chacune des sections d'orbites, et l'orbite de GLAS correspondante sont donnés dans la

Table 2.1.

Section	Heure de Début (GMT)	Heure de Fin (GMT)	N° de l'Orbite de GLAS
Section 4	16h39m21	16h59m31s	4077
section 5	16h59m21	17h19m40s	4077
Section 6	17h19m40	17h39m50s	4077
section 9	18h20m09	18h40m18s	4078

Table 2.1 : Horaires (GMT) des débuts et fins de section d'orbite GLAS.

Chacune de ces sections correspond à 1200 tirs à la résolution 1 Hz, et par conséquent 6000 tirs à la résolution 5 Hz. La distance au sol séparant deux tirs lidar de GLAS à 40 Hz étant de 170 m, la distance sur l'orbite correspondante à chacune de ces sections d'orbites est de 6120 km.

Les sections d'orbites choisies sont dans leur majorité des données acquises de nuit (tracées en bleu). Les sections 4 et 6 montrent cependant la présence d'une zone de transition Jour-Nuit ainsi que des zones diurnes (tracées en rouge). Bien que notre étude soit limitée aux cas des données nocturnes, qui présentent par rapport aux données diurnes de meilleures performances en terme de rapport signal à bruit (RSB, en anglais SNR : Signal to Noise Ratio), nous avons jugé intéressant de conserver ces zones de transition. Nous pourrions ainsi juger du comportement de notre algorithme d'extraction dans ces zones, qui montrent des variations importantes, dues au changement effectué par les opérateurs du lidar dans les paramètres d'acquisition instrumentale (par exemple, le changement des filtres utilisés de jour et de nuit, le changement de l'ouverture du récepteur, ...).

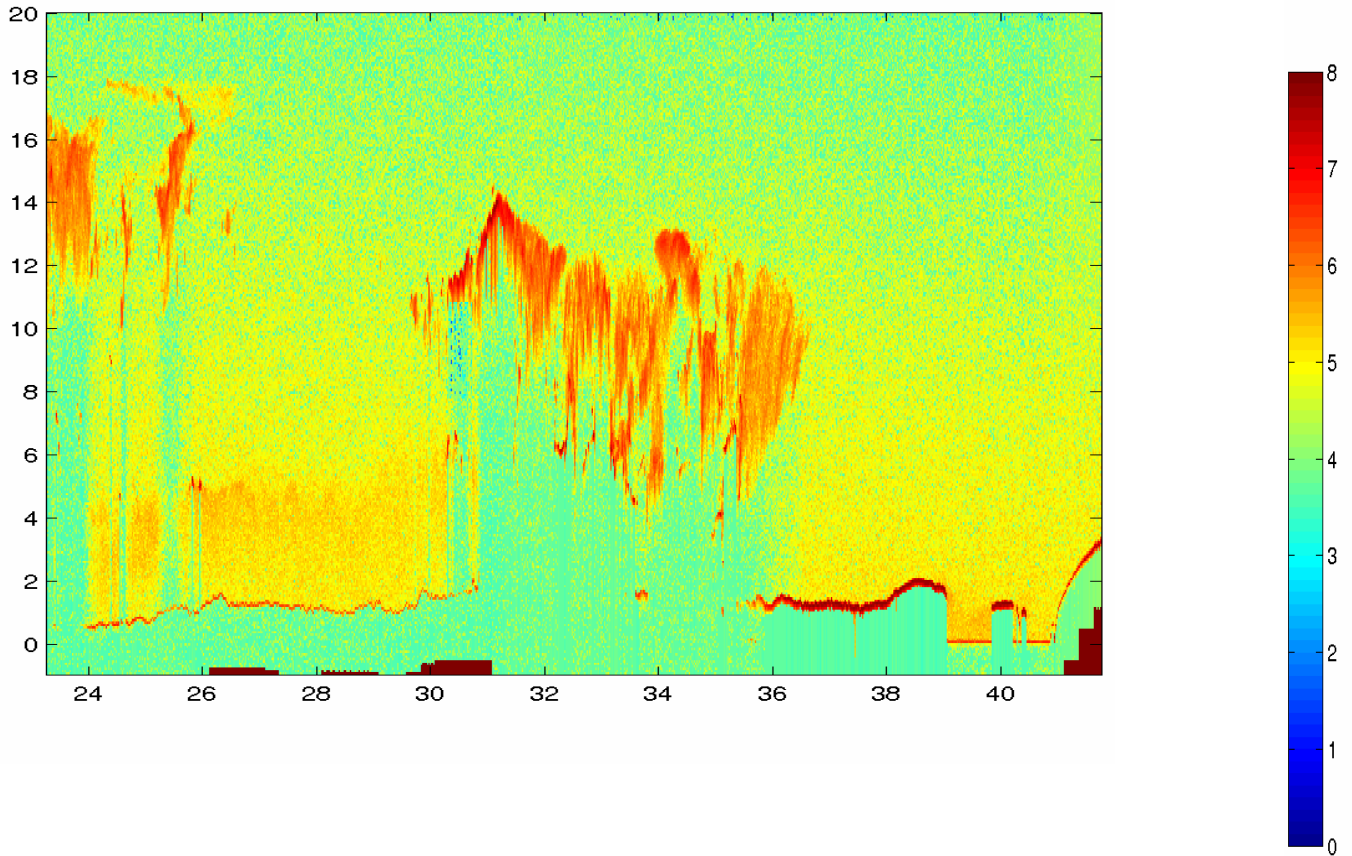
Il existe par ailleurs sur l'ensemble de la mission GLAS une évolution assez importante des performances instrumentales, et en particulier une détérioration assez notable de l'énergie d'émission des différents lasers utilisés, comme montré par [Abshire, 2005]).

Cependant, la durée séparant le début de la section 4 et la fin de la section 9 est exactement de 2 heures, ce qui reste court en regard de la durée totale de la mission. Ceci nous permet de négliger cette dépendance. Le laser 2a, à partir duquel ont été effectuées ces mesures montre en effet sur cette période une décroissance de l'énergie émise inférieure à 0.1mJ par jour, soit 5‰ de l'énergie émise.

La **Figure 2.3.2** présente le signal brut corrigé du fond de ciel, tel que fourni au sein des données GLA07, pour les sections 4, 5, 6 et 9. Pour des raisons de présentation, et du fait de la dynamique du signal, nous avons choisi d'utiliser une échelle de couleur logarithmique.

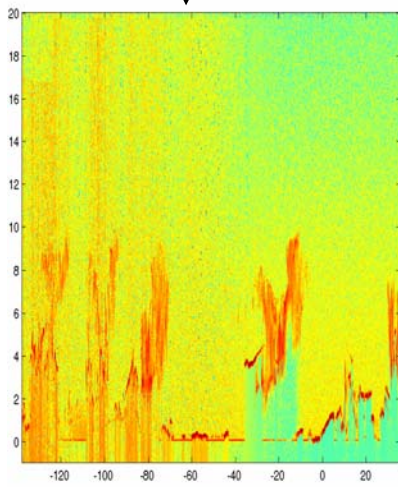
Section 9

NUIT



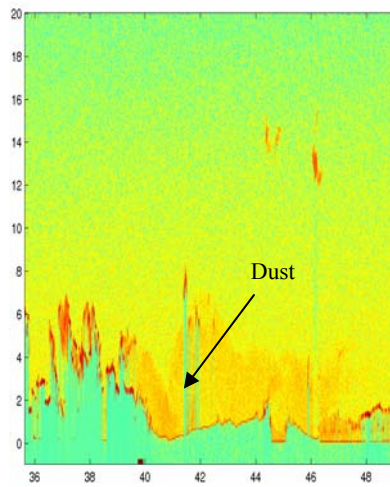
Section 6

JOUR



Section 5

NUIT



Section 4

JOUR

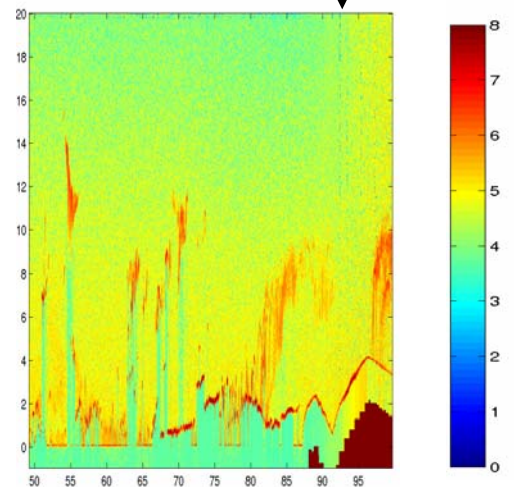


Figure 2.3.2: Logarithme du Signal brut de GLAS (corrigé du fond de ciel et de l'angle solide) sur les sections 4, 5 et 6 de l'orbite GLAS.

On remarque sur ces zones l'ensemble des nuages pouvant typiquement être retrouvés au sein des climatologies nuageuses. Nous apporterons une attention particulière lors de l'extraction de chacune de ces structures nuageuses.

On notera dans le cas des structures correspondant à des nuages semi-transparents les difficultés qui pourront être rencontrées. La structure située à l'altitude de 18 km et à 24.5°E de longitude sur la section 1, correspondant à un cirrus est en effet difficilement différenciable du bruit observé. Seule une analyse très fine des seuils à appliquer lors du seuillage, ainsi que l'utilisation de méthodes permettant l'appréhension de l'information sur les structures suivant la dimension horizontale (tirs suivant et précédant les tirs considérés) et la dimension verticale permettraient de retrouver ces structures.

On observe dans les cas des sections 4 et 6, une chute très nette de la valeur moyenne du signal au passage jour nuit. Cette chute est due à un signal de fond de ciel plus faible de nuit que de jour, lié à l'influence solaire.

Il faudra s'attendre dans ces zones de transitions jour/nuit, où des modifications des paramètres instrumentaux de détections ont été menées afin de s'adapter aux différentes conditions de mesures, à une dégradation des performances dans les restitutions des structures nuageuses et aérosols.

On observe sur le tracé de la section 5 une zone montrant l'occurrence d'une couche d'aérosols, dans une zone géographique située à l'est de la mer noire, entre les longitudes 40°E à 48°E. L'étude des aérosols présents sur cette zone va nous permettre de tester les performances des algorithmes précédemment discutés visant à la discrimination entre les structures nuageuses et les structures aérosols.

2.3.2 Application

On applique par conséquent l'algorithme d'extraction sur les 4 sections GLAS présentées. Nous calculons donc dans un premier temps le signal de variance correspondant.

La **Figure 2.3.3** donne le signal de variance S_{var} correspondant à la section 6. On tire plusieurs éléments de réflexion suite à l'étude de cette figure :

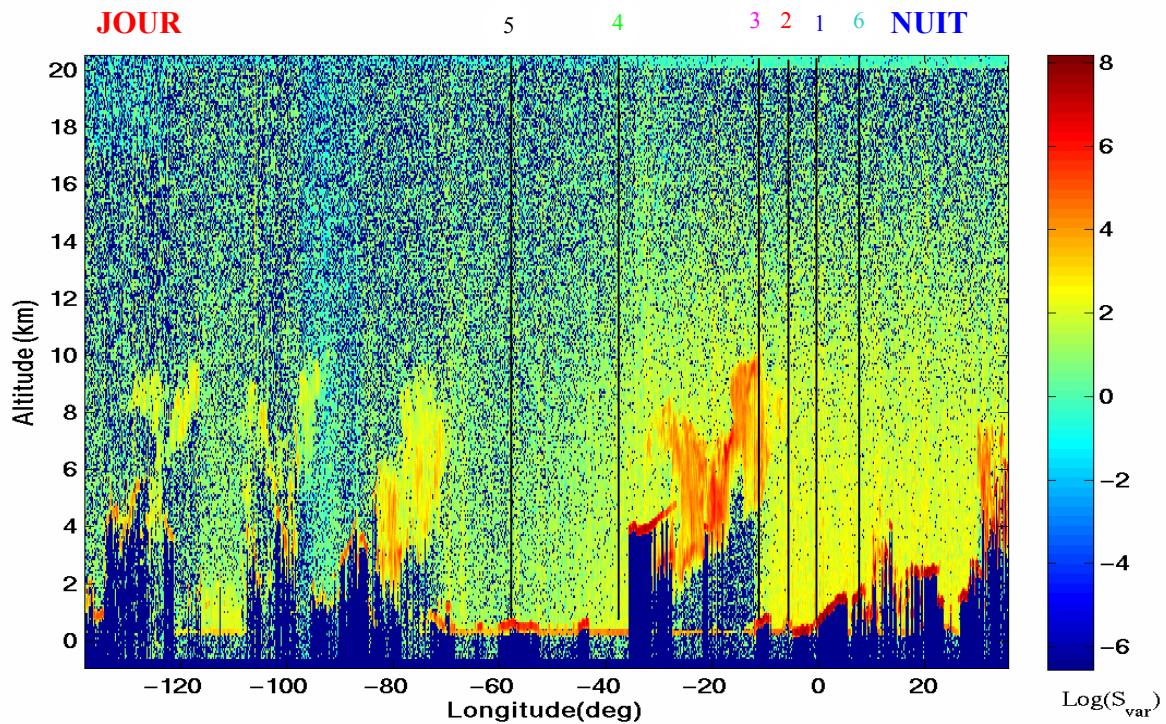


Figure 2.3.3: Signal de variance S_{var} correspondant à la section 6. L'échelle de couleur est donnée en fonction du logarithme de ce signal.

On note tout d'abord un contraste important du signal lorsque nous sommes en présence de structures nuageuses, ce qui va nous permettre une extraction aisée des structures nuageuses présentes.

On observe ensuite, à partir de l'étude de cette figure, que le comportement du signal de variance semble être fonction de l'altitude considérée, et semble croître en loi de puissance à mesure que l'on se rapproche de la surface. Comme il est clairement montré dans la **Figure 2.3.4**, le biais en altitude semble particulièrement visible dans le cas des données nocturnes. Nous n'avons pas réussi dans le cadre de cette étude à déterminer la cause de ce biais.

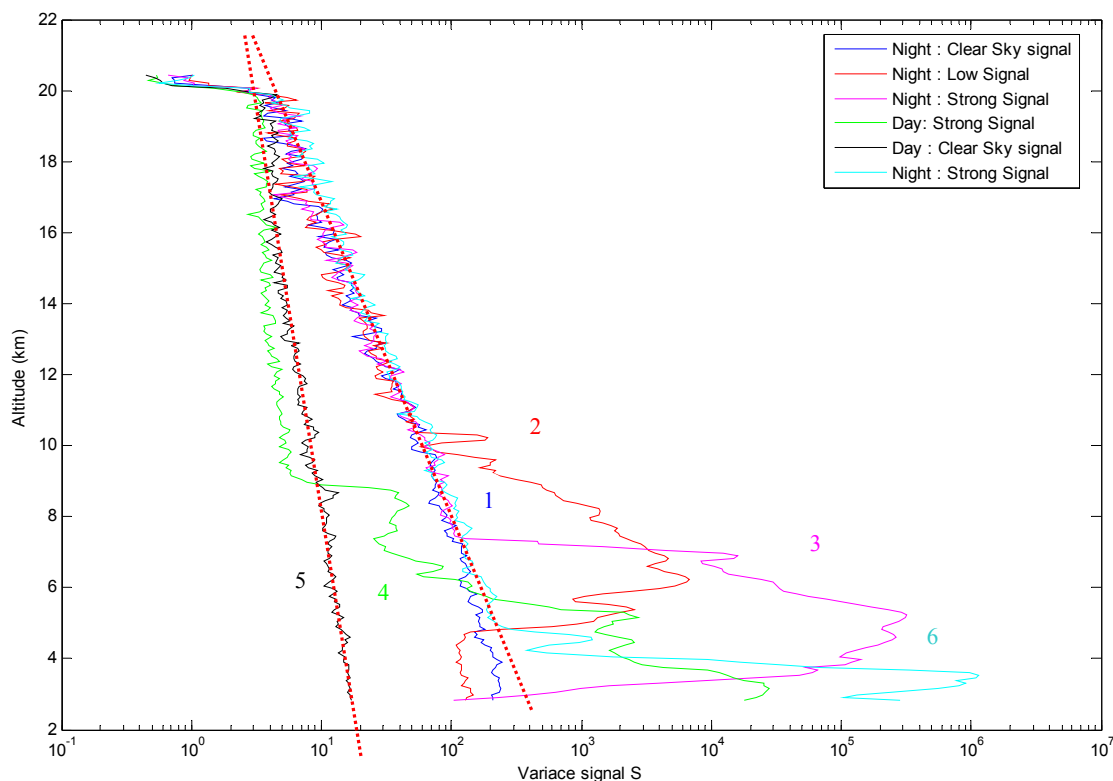


Figure 2.3.4: Signal de variance S_{var} correspondant à la section 6. Les indices correspondent aux profils présentés dans la figure 1.4. Les lignes en pointillés rouges correspondent aux biais retrouvés sur les signaux.

Après avoir étudié les caractéristiques de ce biais, et vérifié sa stabilité, on propose de corriger de ce biais le signal de variance. On propose comme correction à ce biais les droites adaptées aux profils 1, 4 et 5, avec pour équation :

$$S_{fit} = 10^{\left(\frac{Z-B}{A}\right)}, \text{ avec } B = Z_0 - A \cdot \log(S_0), \quad (2.7)$$

avec S_0 , la valeur du signal de variance prise à l'altitude Z_0 , altitude où le signal est considéré comme exempt de structures nuageuses. Cette zone d'altitude est ici prise entre 19 et 20 km d'altitude.

La **Table 2.2** recense l'ensemble des différentes valeurs des paramètres A et B retrouvées à partir des profils 1, 4 et 5.

Courbes	Conditions	A	B
Courbe 1	Nuit	-8.85	25.32
Courbe 4	Jour (Dans la zone de transition Jour Nuit)	-24.61	33.44
Courbe 5	Jour	-46,47	43.28

Table 2.2 : Paramètres A et B correspondant aux corrections de pentes appliquées au signal de Variance avant seuillage.

Après avoir effectué ces corrections de pente, nous devons maintenant prendre en compte les questions liées à la variabilité de la variance du signal de variance.

On rappelle en effet (voir méthode décrite dans la section précédente) que la valeur du seuil est proportionnelle au facteur F, conditionnant la force du seuillage. La variance de S_{var} prise à 1 Hz est jugée trop forte, et incompatible avec un mode de seuillage tir-à-tir. Son utilisation pour fixer F aurait pour conséquence de faire grandement augmenter le nombre de fausses alarmes, en faisant apparaître des structures factices fines et isolées. Il est donc nécessaire de moyennner ce signal de variance calculé à 1 Hz, grâce à une fenêtre glissante. Pour cela, nous avons effectué une étude sur la taille optimale de cette fenêtre glissante. Prendre une taille de fenêtre trop importante nous ferait perdre l'information liée à la variabilité du signal. Au contraire, choisir une fenêtre de taille trop petite nous introduirait trop de variabilité dans le seuillage.

La **Figure 2.3.5** présente pour les sections 4, 5 et 6, les courbes de la variance de S_{var} (avant correction du biais présenté dans le paragraphe précédent) en fonction des bandes d'altitudes choisies (entre 12 et 13 km (zone 1), entre 15 et 16 km (zone 2) et entre 18 et 19 km (zone 3)), et en fonction de la taille en nombre de tirs de la fenêtre de lissage utilisée (ici 100 tirs et 500 tirs). Après étude de ces courbes, nous voyons que le signal moyennné à 100 tirs montre encore une grande variabilité. Nous avons donc choisi une taille pour la fenêtre de lissage correspondant à 500 tirs, ce qui nous semble le plus approprié dans le cadre de notre algorithme de seuillage.

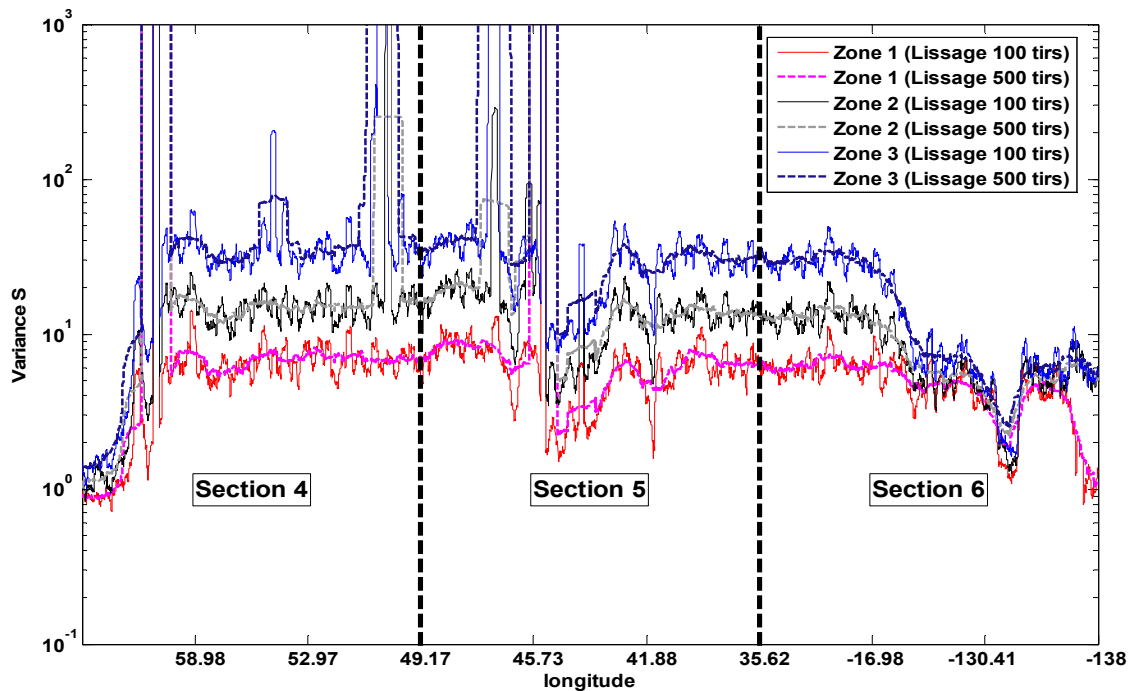


Figure 2.3.5 : Valeur de la variance du signal de variance S_{var} pour les sections 4,5 et 6. La courbe en bleu clair(bleu foncé) correspond à la variance de S_{var} calculée pour la zone d'altitude comprise entre 12 et 13 km d'altitude(Zone 1). La courbe en noir (gris) correspond à la variance de S_{var} calculée pour la zone d'altitude comprise entre 15 et 16 km d'altitude(Zone 2) et la courbe en rouge (magenta) correspond à la variance de S_{var} calculée pour la zone d'altitude comprise entre 18 et 19 km d'altitude(Zone 3), pour une fenêtre de lissage comportant 100 tirs (500 tirs).

2.3.3 Détermination des seuils

2.3.3.1 Identification directe d'un seuil

Le signal de variance S_{var} ayant été calculé, et les différentes corrections ayant été appliquées, nous allons pouvoir dès lors commencer les opérations de seuillage proprement dites. Afin d'effectuer un seuillage fin du signal de variance, nous allons devoir définir quelles sont les valeurs du facteur F , caractérisant au sein de l'algorithme la force de notre seuillage que nous allons appliquer. Du fait du faible rapport signal à bruit présent sur les données GLAS, la détermination de ce facteur est un point critique à maîtriser.

Nous allons donc rechercher, sous la forme d'une étude de sensibilité, et au travers de l'étude des différents paramètres géométriques, la valeur optimale de F , permettant de minimiser la probabilité de fausse alarme, tout en maximisant la probabilité de détection des structures nuageuses.

Nous nous intéresserons dans un premier temps à la distribution de l'épaisseur des structures détectées, en fonction de la valeur du facteur F utilisée (voir la Figure 2.3.6 et la Figure 2.3.7).

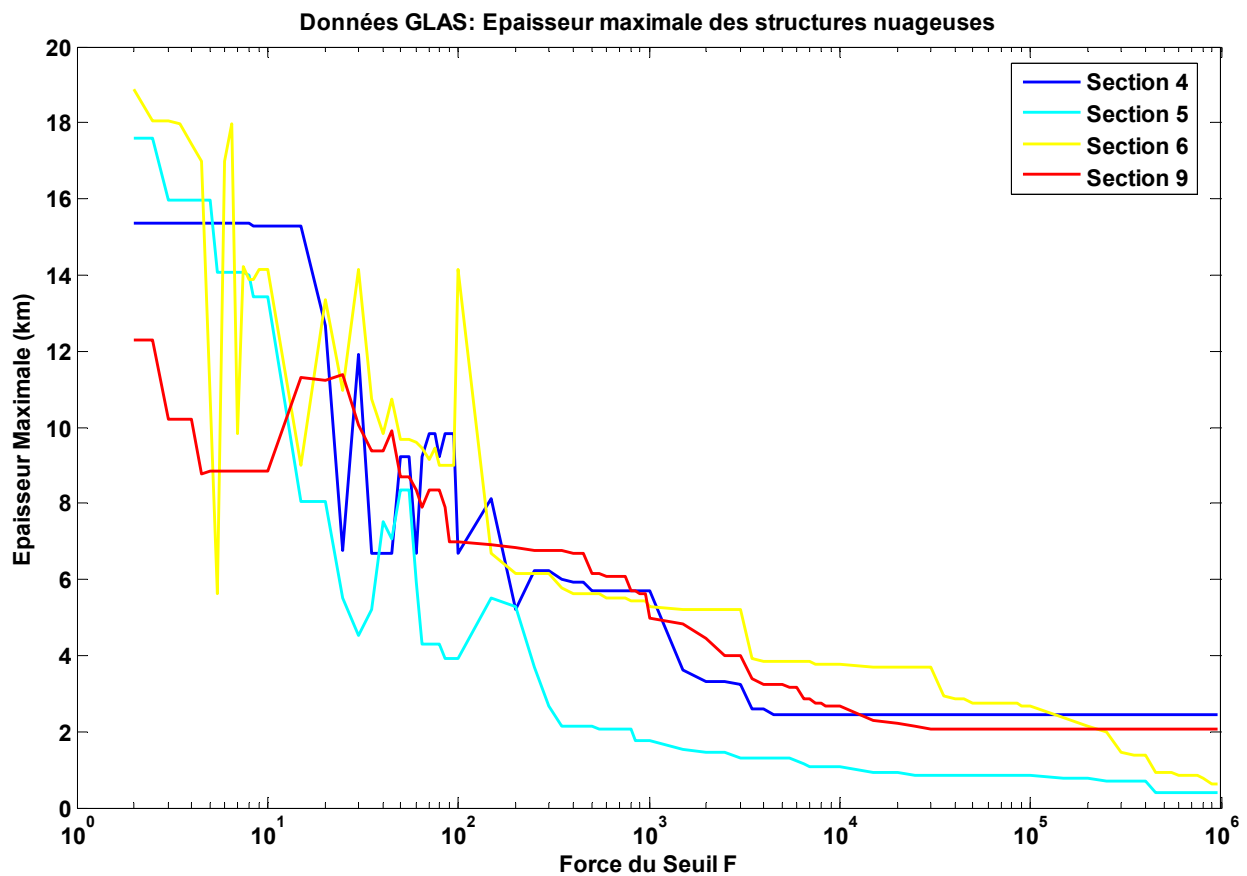


Figure 2.3.6 : Distribution de l'épaisseur maximale des structures détectées, en fonction de la valeur du facteur F utilisée pour les 4 sections correspondant à l'étude de cas.

La figure 2.10 caractérise la distribution des épaisseurs maximales des structures détectées sur chacune des sections en fonction de F .

Pour des valeurs de force de seuillage F très faibles, l'épaisseur des structures alors déterminées sont très fortes, et bien souvent supérieures à 12 km. La valeur du seuil se trouve alors dans ces conditions bien inférieure à la valeur du signal de bruit, et par conséquent, l'ensemble du signal sur l'altitude est détecté comme une seule structure. Au contraire, pour des valeurs de force

de seuil très fortes, seules les structures les plus fortes en valeur de signal « résistent » au seuillage. La valeur du seuil F qu'il nous faut maintenant déterminer est contenue entre ces deux cas extrêmes.

Il s'effectue entre ces deux extrêmes une compétition entre le nombre de structures détectées et la taille des structures détectées.

Mais nous ne percevons pas au travers de l'étude de ce paramètre d'épaisseur maximale une quelconque information nous permettant de fixer une plage de seuil possible.

Nous décidons donc de nous intéresser au paramètre d'épaisseur moyenne des structures (voir la Figure 2.3.7). Ce paramètre montre un comportement très différent du précédent. On observe en effet des valeurs plus importantes de l'épaisseur moyenne des structures, pour des valeurs du facteur F comprises entre 10 et 1000. Les valeurs maximales de chacune de ces distributions sont comprises suivant les sections regardées dans l'intervalle de valeur $F = [100 ; 600]$.

(Note : La section 6 a un comportement qui peut sembler marginal pour des petites valeurs de F par rapport aux sections 4, 5 et 9. A la différence des autres distributions, l'épaisseur moyenne paraît augmenter lorsque F diminue. Cet effet, a déjà été discuté dans le cadre de l'étude faite précédemment, de l'épaisseur maximale des structures, et correspond à la plage de valeurs de F inférieures au bruit, est aussi retrouvé pour les sections 4, 5 et 9, mais pour des valeurs de F inférieures à $F=1$, non montrées dans cette figure).

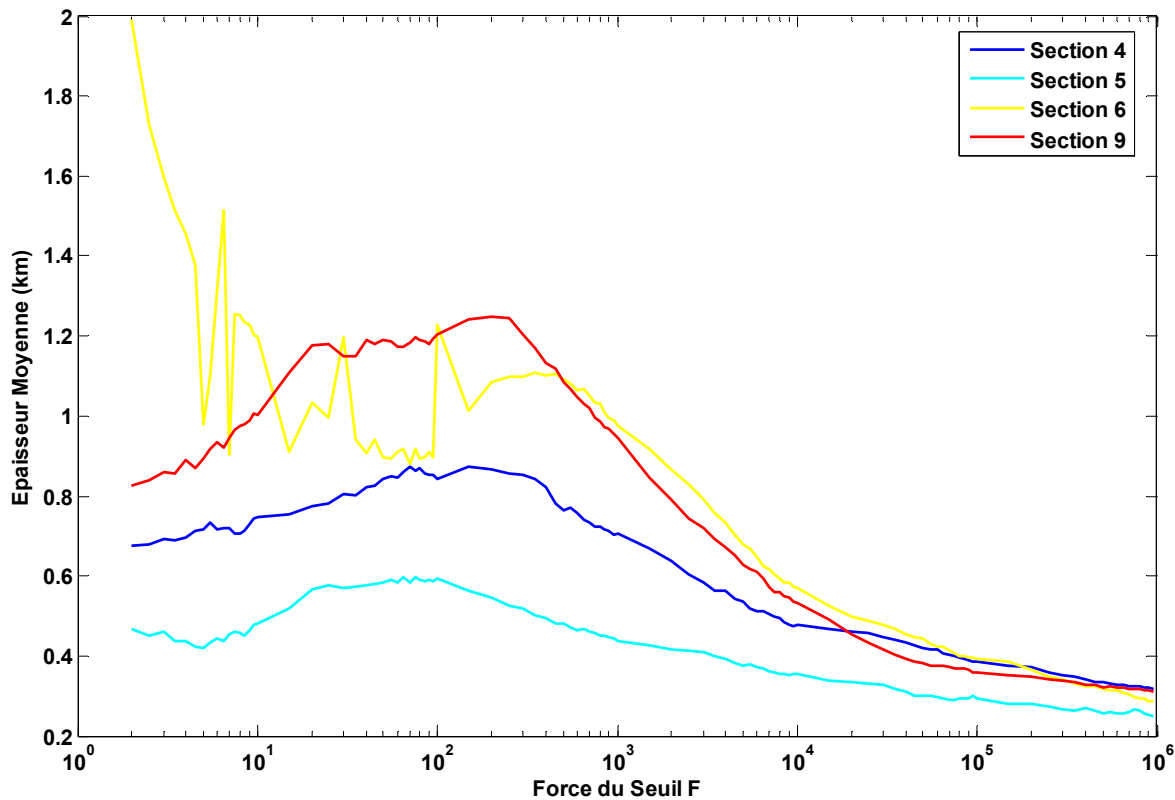


Figure 2.3.7 : Distribution de l'épaisseur moyenne des structures détectées, en fonction de la valeur du facteur F utilisée pour les 4 sections correspondant à l'étude de cas.

2.3.3.2 Séparation des nuages et des aérosols

On rappelle qu'en l'état actuel de cette étude, les distributions présentées considèrent les structures aérosols et nuageuses sans distinction. Afin de préciser la valeur optimale du facteur F , et donc par conséquent celle du seuil à appliquer, nous devons commencer à nous pencher sur cette discrimination qui doit être effectuée entre ces deux structures aux caractéristiques géométriques très différentes.

Comme décrit dans la méthode de discrimination présentée dans la section 2.2, nous identifions les structures aérosols et nuageuses entre elles grâce à l'étude du produit $\beta \cdot d\beta$ (produit du signal de rétrodiffusion, et de la dérivée de ce signal) correspondant à chacune des structures identifiées (voir la Figure 2.3.8). Sous l'altitude de 8.5 km, les valeurs de $\beta \cdot d\beta$ comprises sous la valeur de seuil de discrimination, notée S_d , sont identifiées comme des structures aérosols, alors que les structures supérieures à cette valeur sont identifiées comme des structures nuageuses.

La valeur S_d est prise équivalente à $3.10^{10} \text{ m}^{-3}.\text{sr}^{-2}$ après étude du signal $\beta.d\beta$ correspondant respectivement aux structures nuageuses et aérosols.

Afin d'éviter un effet de bord autour de l'altitude de 8.5 km (voir la Figure 2.3.9), les structures détectées comme nuages à 8.5 km, sont aussi identifiées comme tel par continuité sous cette limite arbitraire d'altitude. On peut néanmoins supposer de manière raisonnable qu'il n'y a pas d'aérosols au dessus de 8.5 km.

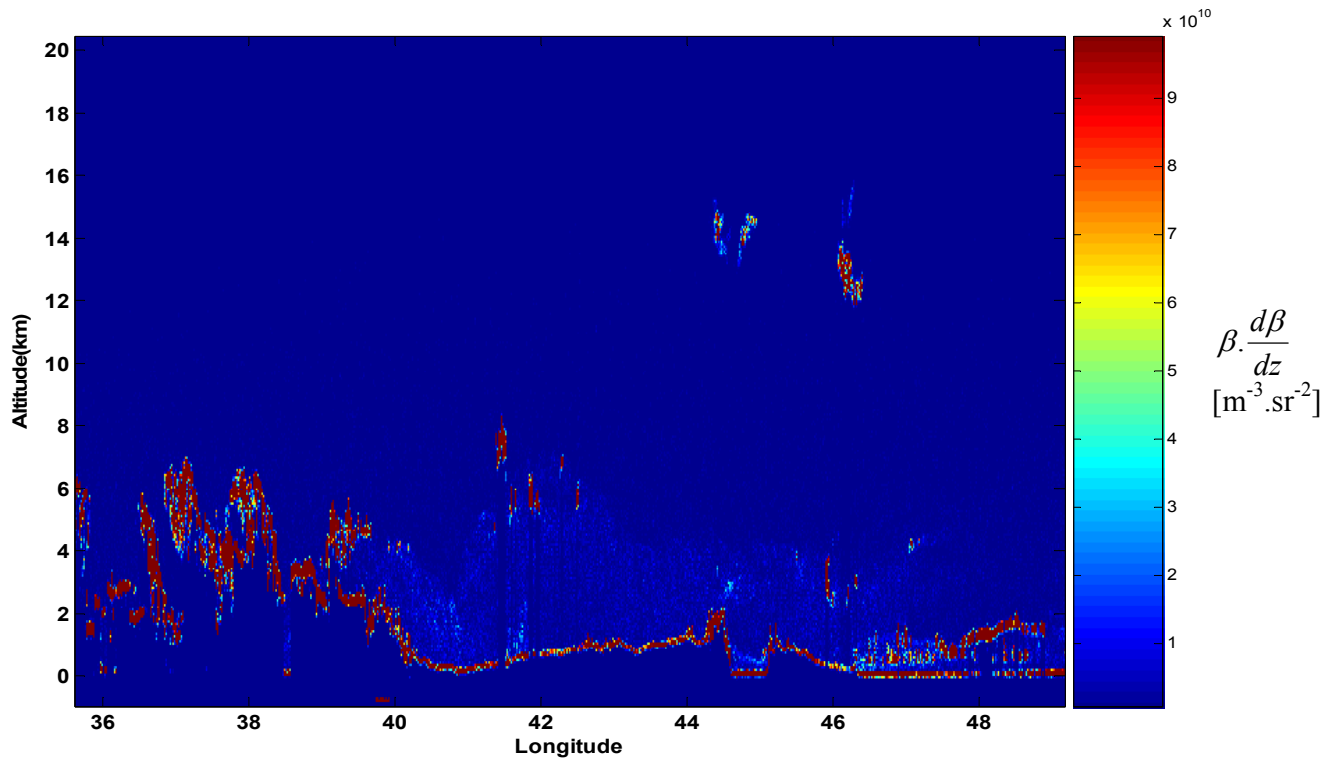


Figure 2.3.8 : Signal $\beta.d \beta$ correspondant à la section 5. On note le fort contraste existant entre les valeurs de $\beta.d \beta$ correspondant aux structures aérosols (comprises entre les longitudes 39 et 47°E), avec celui des structures nuageuses.

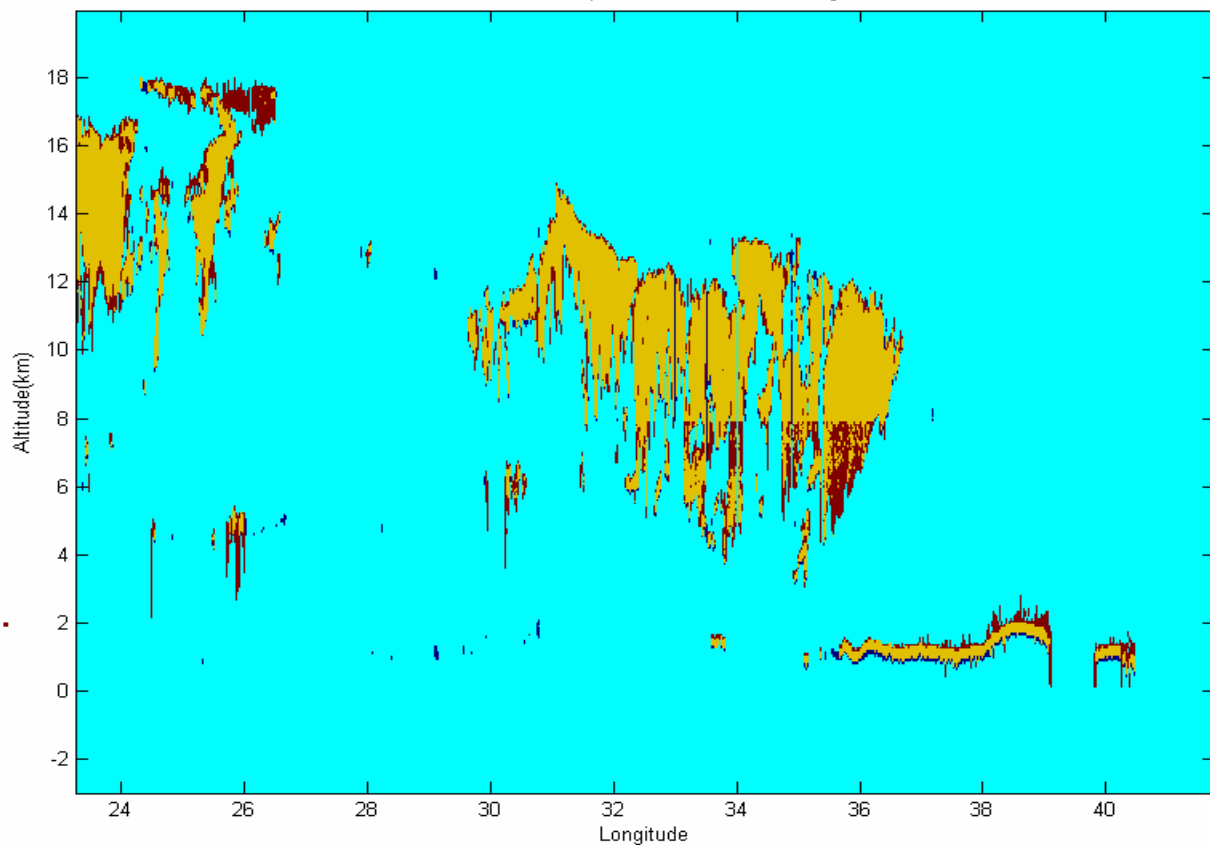


Figure 2.3.9 : Comparaison des structures nuageuses (vue en tant que surfaces), après détection par l'algorithme opérationnel et celle issue de notre algorithme. Les résultats de notre algorithme sont donnés ici avant avoir imposé la condition de continuité des structures nuageuses à l'altitude de 8.5 km. Les surfaces de couleur jaune correspondent aux surfaces détectées par les deux algorithmes, les surfaces de couleur marron à celles uniquement détectées par l'algorithme opérationnel, et les surfaces de couleur bleu foncé à celles uniquement détectées par notre algorithme.

On s'intéresse particulièrement ici à l'étude de la section 5, présentant l'occurrence de structures aérosols. Nous allons chercher à estimer quel serait le facteur F le plus approprié afin d'optimiser la probabilité de détection dans le même temps des structures aérosols et nuages, tout en minimisant la probabilité de fausse alarme (probabilité d'identifier le bruit comme une structure). La Figure 2.3.10 nous donne le résultat en sortie de l'algorithme de seuillage, correspondant à quatre valeurs de facteur F , prises dans l'intervalle de recherche déterminé précédemment. On observe que pour une valeur faible de $F=50$, les structures détectées sont noyées dans le bruit. Pour une valeur de seuil supérieure ($F=250$), le nombre des structures faussement attribuées à une structure aérosols ou nuageuse, et correspondant au bruit, a fortement chuté. On reconnaît maintenant (tracé en rouge) la forme caractéristique d'un panache d'aérosols. Des structures

parasites isolées sont néanmoins encore détectées. Pour des valeurs de F encore supérieures ($F=700$ et $F=1000$), on élimine l'ensemble de ces structures parasites, mais ceci se fait au dépend de la détection des structures aérosols et des structures nuageuses. Après de multiples ajustements, la valeur de seuil optimale retrouvée semble se situer autour de la valeur du facteur $F=250$, et en tout cas comprise dans l'intervalle $F = [100 ; 300]$.

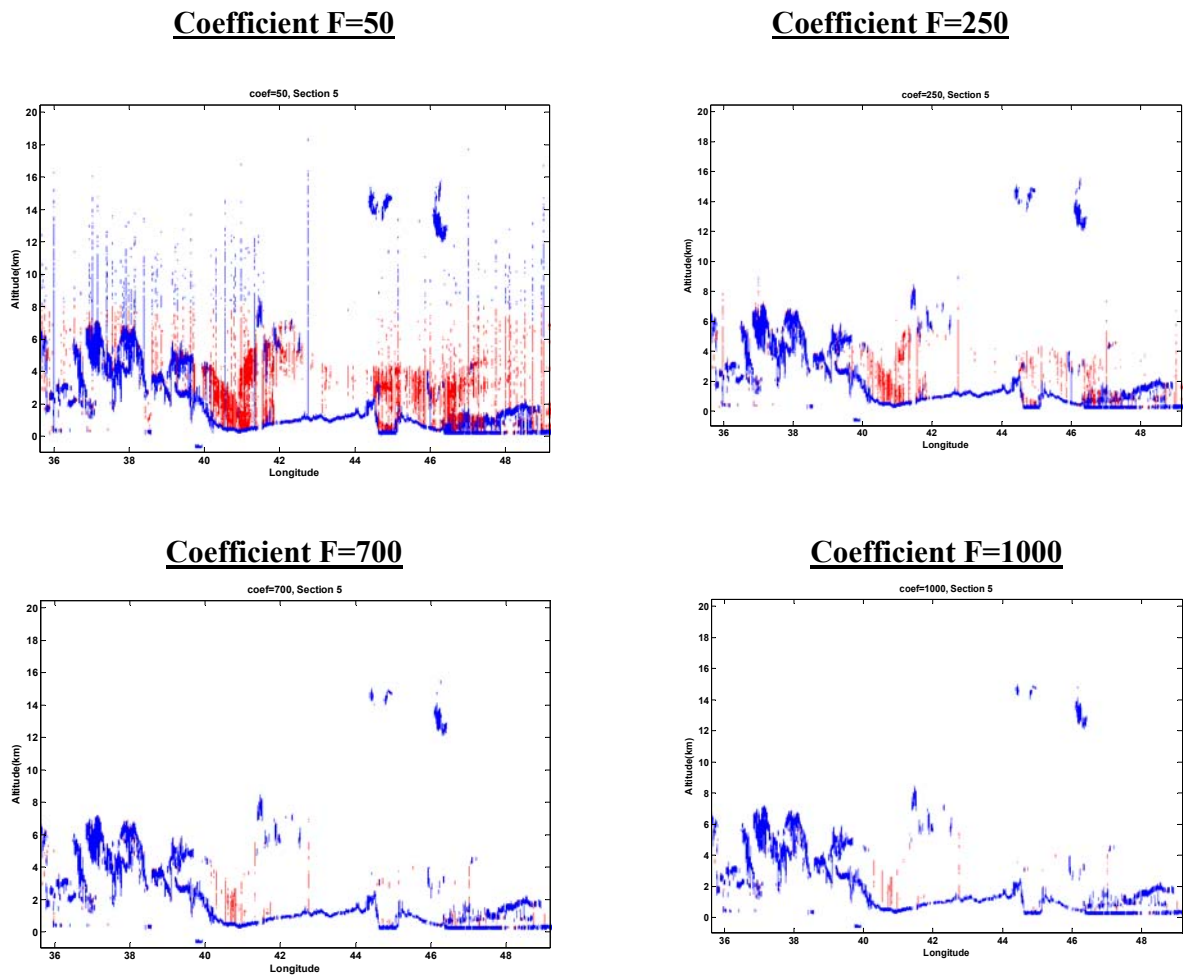


Figure 2.3.10 : Détection des couches aérosols (en rouge). La classe représentée en bleu est composée indistinctement des structures nuageuses et des structures correspondantes au sol.

2.3.3.3 Optimisation des seuils pour les nuages

Les structures aérosols étant maintenant identifiées, nous pouvons nous affranchir de celles-ci dans nos statistiques et nous intéresser plus particulièrement à celles concernant les structures nuageuses.

Chaque tir lidar peut être classé suivant les structures nuageuses qui le composent. Ils peuvent soit être monocouches, et ne contenir alors qu'une seule structure d'altitude basse (notée B), ou de moyenne altitude (notée M), ou de haute altitude (notée H). Les tirs peuvent aussi être la combinaison de structures d'altitudes multiples, et constituer alors des tirs multicouches.

La **Figure 2.3.11** et la **Figure 2.3.12** donnent les distributions normalisées par rapport au nombre total de structure, de chacune de ces classes en fonction des valeurs de F appliquées, et ceci respectivement pour les sections 5 et 9. On note pour chacune de ces sections un palier situé sur l'intervalle des valeurs de F comprises entre F=200 et F=700. Ce palier caractérise un état d'équilibre dans la répartition de ces classes d'altitude, état d'équilibre qui semble être caractéristique de la zone de recherche des valeurs de F optimales. Il s'établit, en effet, en fonction de la valeur de seuil, une balance entre l'ensemble des classes, et la classe correspondant aux tirs monocouches comportant un nuage bas.

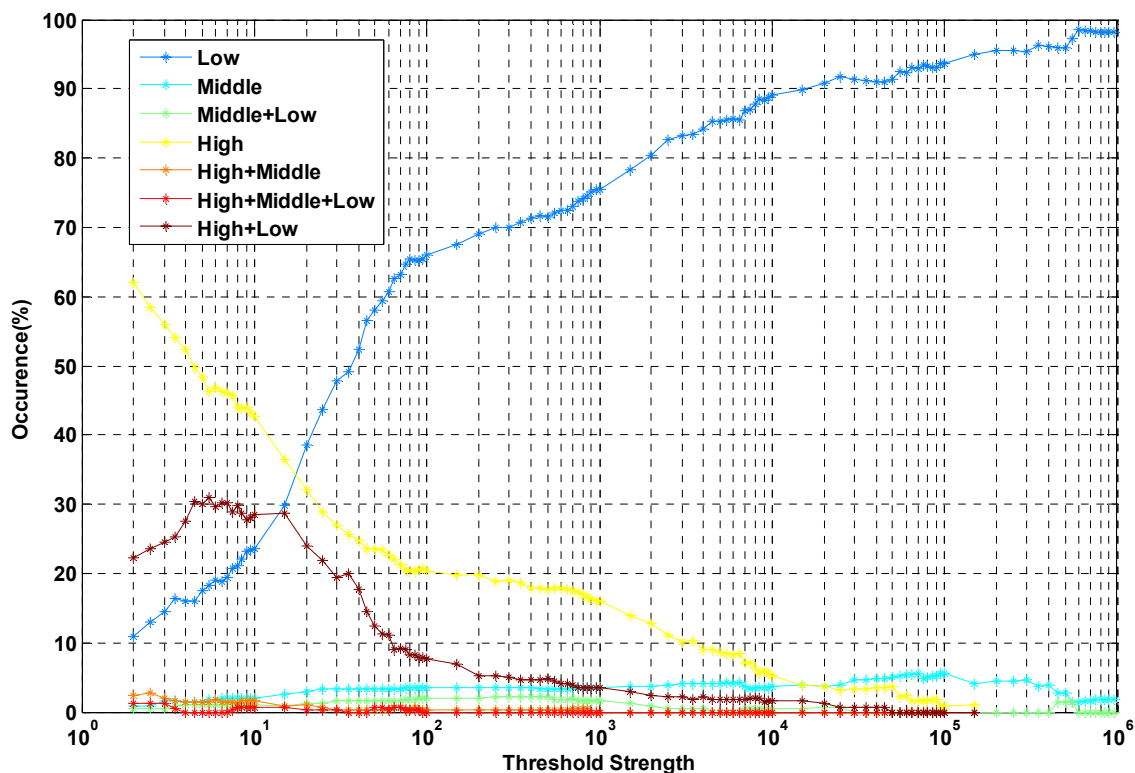


Figure 2.3.11 : Distributions des tirs lidar de GLAS pour la section 5, suivant les différentes classes monocouches (B, M et H) et multicouches (association de plusieurs structures classées B, M et H sur le même tir lidar). Les courbes sont données hors structures aérosols.

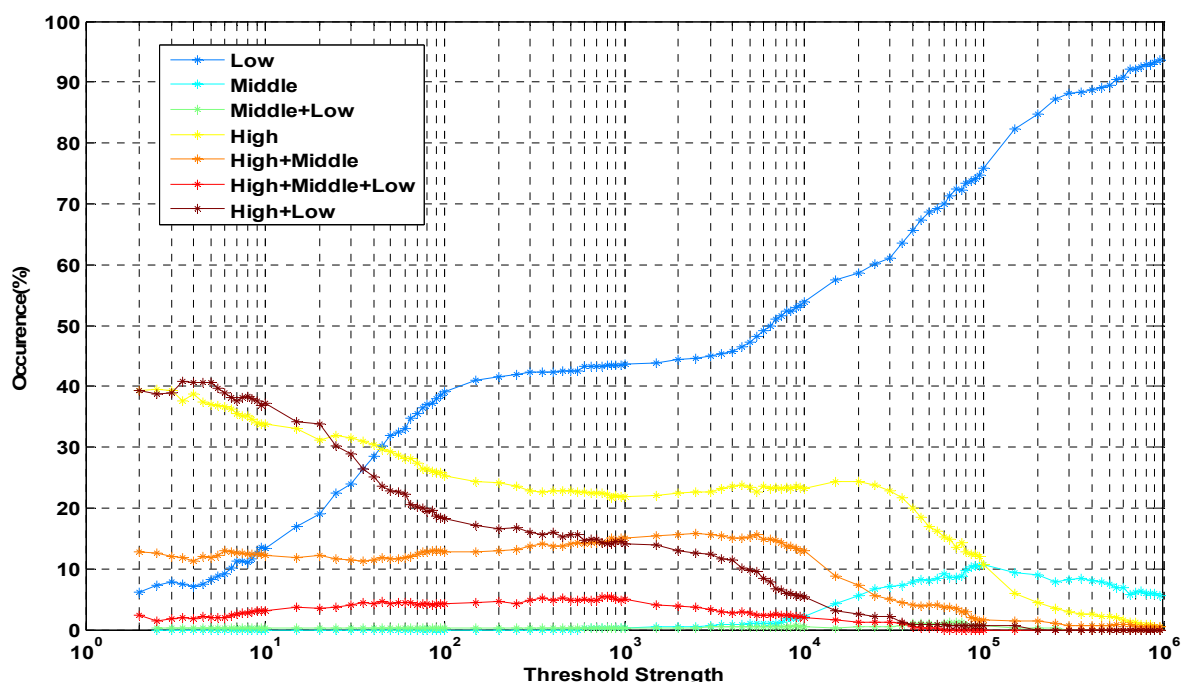


Figure 2.3.12 : Distributions des tirs lidar de GLAS pour la section 9, suivant les différentes classes monocouches (B, M et H) et multicouches (association de plusieurs structures classées B, M et H sur le même tir lidar). Les courbes sont données hors structures aérosols.

Nous pouvons maintenant nous pencher sur la **Figure 2.3.13** et la **Figure 2.3.14**, reprenant comme pour la **Figure 2.3.6** et la **Figure 2.3.7**, les distributions de l'épaisseur maximale et moyenne des structures détectées, mais maintenant après filtrage des structures aérosols, en fonction de la valeur du facteur F, et ceci pour les 4 sections correspondant à notre étude de cas. Comme dans le cas de la **Figure 2.3.6**, le paramètre d'épaisseur maximale (voir la **Figure 2.3.13**) ne semble pas porteur d'information sur la définition d'un seuil optimal. La **Figure 2.3.14** est par contre plus parlante sur ce sujet. L'ensemble des distributions présentées montre le même comportement en fonction du facteur de seuil F utilisé.

On remarque que les distributions sont construites selon deux modes. Un premier mode compris sur l'intervalle des valeurs $F = [0 ; 100]$, et montrant un optimum autour de la valeur $F=15$. Ce premier mode semble correspondre à la distribution des structures nuageuses en présence de bruit. Une seconde partie de la courbe a un profil plus linéaire et correspond à la distribution des épaisseurs moyennes pour des structures nuageuses hors présence de bruit. La valeur de F optimale sera celle qui séparera ces deux distributions, en minimisant ainsi la probabilité de fausse alarme.

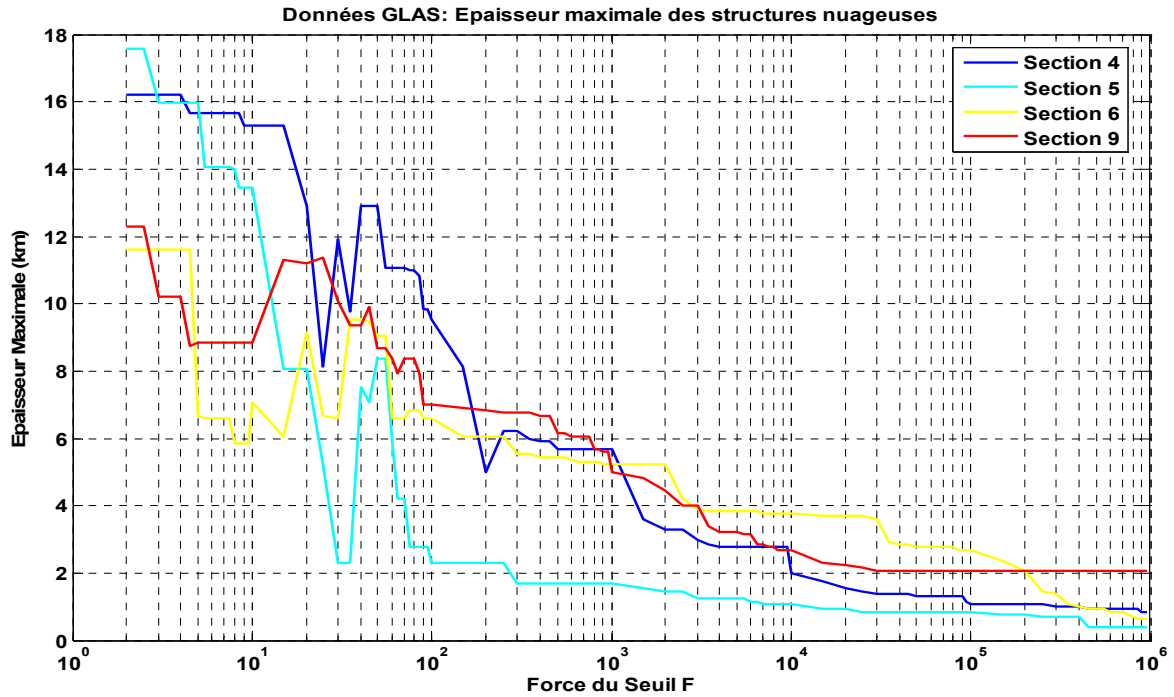


Figure 2.3.13 : Distribution de l'épaisseur maximale des structures détectées, en fonction de la valeur du facteur F utilisée pour les 4 sections correspondant à l'étude de cas, après élimination des structures aérosol.

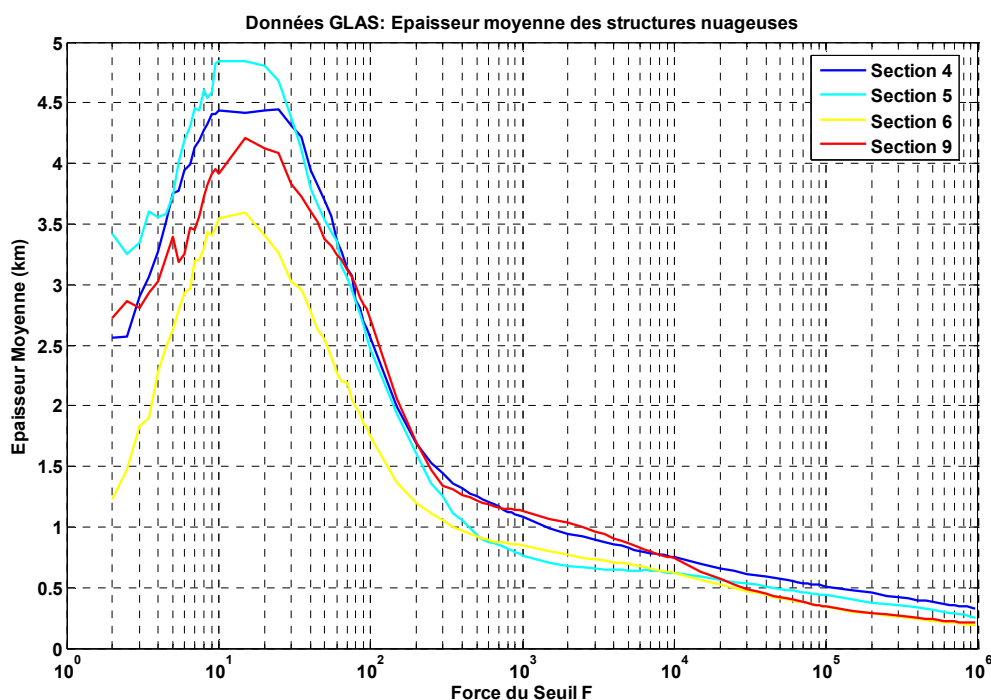


Figure 2.3.14 : Distribution de l'épaisseur moyenne des structures détectées, en fonction de la valeur du facteur F utilisée pour les 4 sections correspondant à l'étude de cas, après élimination des structures aérosol.

A partir des distributions précédentes, nous pouvons chercher à estimer la valeur de force de seuil F telle que la probabilité de fausse alarme soit minimum, tout en maximisant la probabilité de bonne détection (voir la Figure 2.3.15). Nous prolongeons la distribution correspondant à celle du bruit, et faisons la déduction en conséquence de la distribution en épaisseur des nuages.

Nous cherchons alors, pour chacune des sections, le point pour lequel la distribution correspondant au mode bruité, et celle correspondant à la distribution nuageuse sont égales. Nous trouvons pour les sections 4, 5, 6 et 9, respectivement les valeurs de force de seuil $F_4=395$, $F_5=441$, $F_6=413$ et $F_9=411$.

En utilisant ces valeurs de force de seuil, nous dégraderions trop fortement la distribution nuageuse. Un seuil plus faible paraît donc préférable. Nous choisissons par conséquent de conserver l'ensemble de la distribution nuageuse, ce qui est faisable en choisissant une valeur de force de seuil égale à $F=250$.

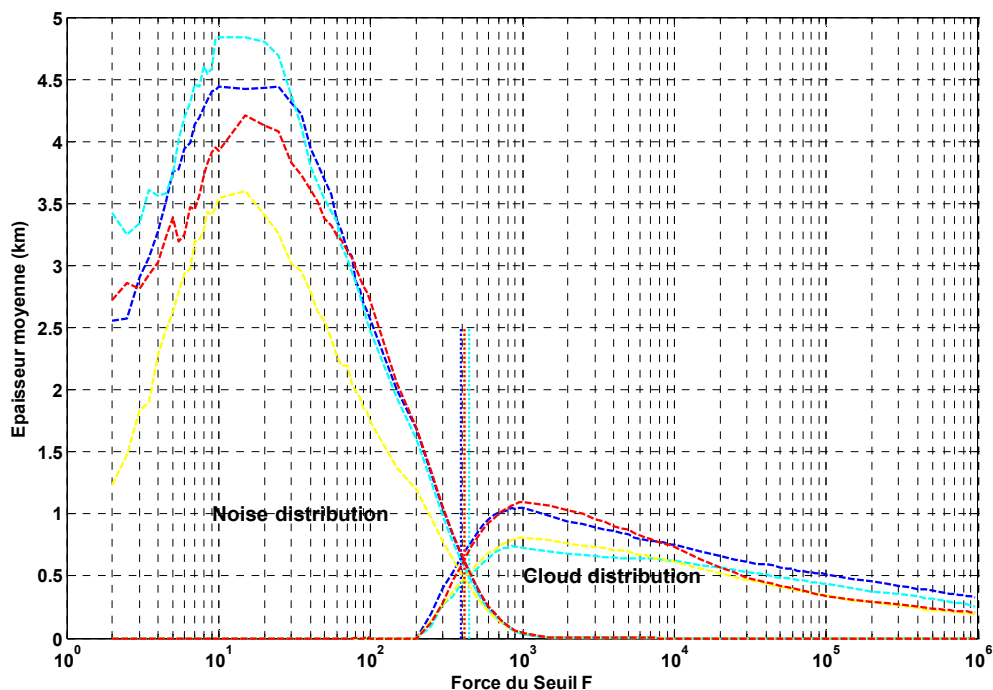


Figure 2.3.15 : Distribution de l'épaisseur moyenne des structures nuageuses et du bruit, en fonction de la valeur du facteur F utilisé pour les 4 sections, et après élimination des structures aérosol.

2.3.4 Résultats sur les cas tests et intercomparaison à l'algorithme opérationnel

2.3.4.1 Corrélation des sommets de structures

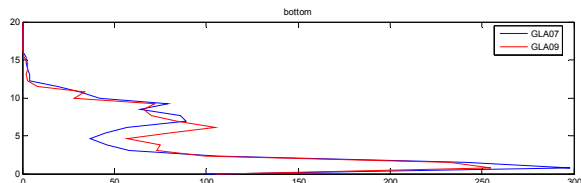
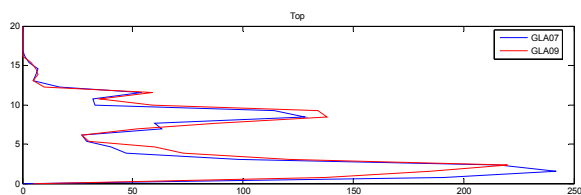
Dans la partie précédente, nous avons mis en place un algorithme qui va nous permettre d'effectuer le seuillage des données lidar de la mission GLAS, et d'effectuer ainsi une analyse statistique à l'échelle globale de la distribution spatiale des structures nuageuses.

En vue de valider notre algorithme d'extraction, nous avons choisi d'appliquer notre algorithme de seuillage au cas des données GLAS, et de comparer les résultats alors obtenus avec ceux fournis grâce à l'algorithme opérationnel de GLAS.

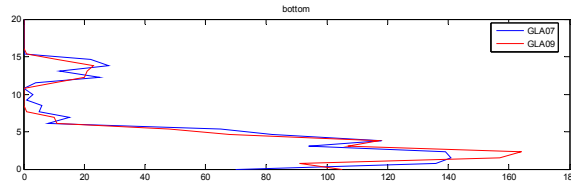
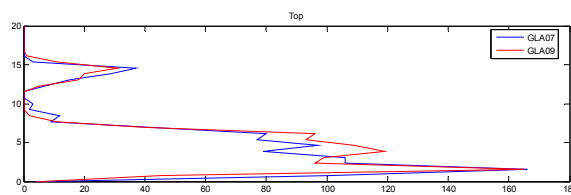
Nous avons ainsi souhaité par cette démarche montrer la souplesse et l'évolutivité de notre algorithme, et en particulier montrer la robustesse de ce dernier dans des conditions de SNR faible, telle que présente dans le cas de la mission GLAS, ou comme c'est le cas aussi de la mission CALIPSO. Les performances annoncées de ce capteur, ainsi que les premières données enregistrées et récemment rendues publiques, nous amènent à penser en effet que ces données seront caractérisées par un SNR équivalent à celui retrouvé grâce à l'instrument GLAS.

L'algorithme de traitement utilisé par le GSFC (Goddard Space Flight Center) afin de produire le produit opérationnel de GLAS est explicité dans l'ATBD de GLAS [Palm, 2001], dont un extrait est fourni en annexe de ce document de thèse.

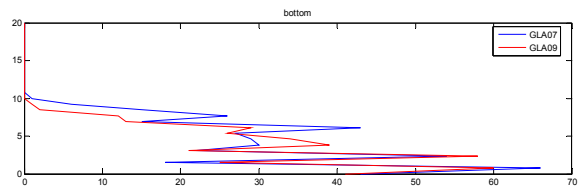
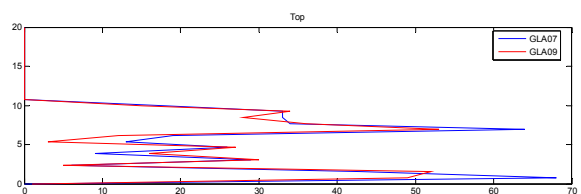
Après avoir choisi la force de seuil F équivalente à 250 comme définie dans la précédente section, nous produisons à partir des données brutes GLA07 et ceci pour chacune des sections, les distributions en altitudes des sommets de structures nuageuses (données GLA07, tracées en bleu dans la **Figure 2.3.16**). Ces fonctions de densité de probabilité (notée FDP) (en anglais PDF, pour Probability Density Function) sont directement comparées avec celles retrouvées grâce à l'algorithme opérationnel (données GLA09, tracées en rouge dans la **Figure 2.3.16**).



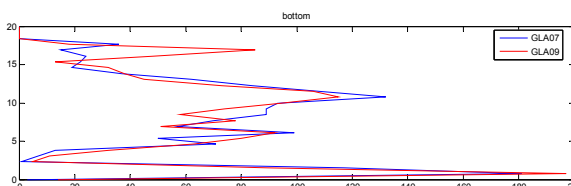
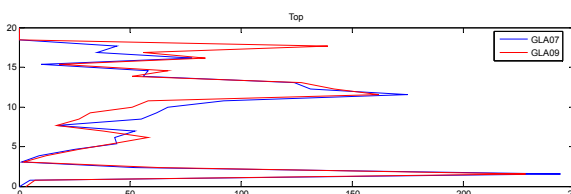
Section 4



Section 5



Section 6



Section 9

Figure 2.3.16 : PDF des sommets et des bases de structures nuageuses retrouvées grâce à l'extraction par notre algorithme des données brutes GLA07. Les PDF correspondantes retrouvées par l'algorithme opérationnel sont fournies en comparaison.

Les PDF des sommets de structures correspondent dans l'ensemble des sections avec les sorties de l'algorithme opérationnel, ce qui semble conforter la validité de notre algorithme. Quelques différences sont retrouvées (voir la **Figure 2.3.16**, section 9) pour les structures de hautes altitudes optiquement faibles, et dont la détection est critique, car leur signal est de même intensité que le signal correspondant au bruit.

Comme le montre la **Figure 2.3.17**, donnée pour le cas de la section 9, de très bonnes corrélations sont néanmoins retrouvées (Les points situés à gauche de la droite de corrélation correspondent à des sommets de structures non vus par l'extraction de l'algorithme opérationnel,

alors que ceux situés à droite correspondent à des sommets de structures non vus par notre algorithme).

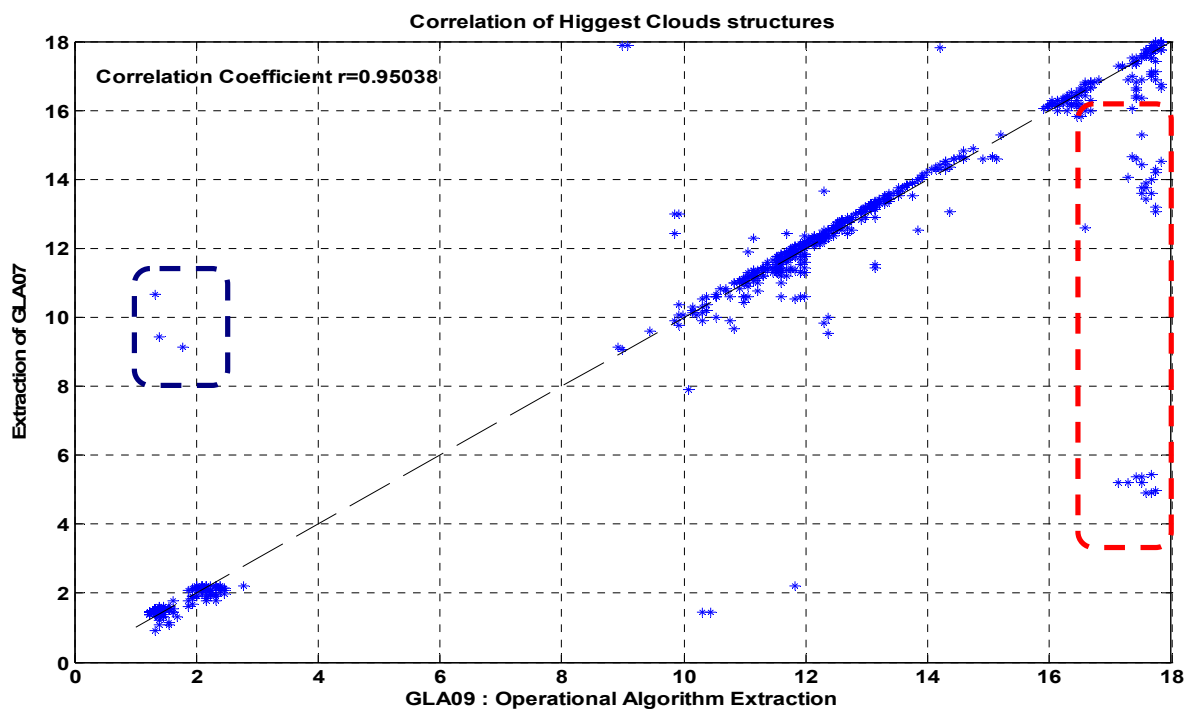


Figure 2.3.17 : *Corrélation des sommets de structures, retrouvés grâce à l'utilisation des deux algorithmes d'extraction des données GLAS, sur la section 9.*

La valeur du facteur de corrélation oscille autour de $r=0.95$. On observe que certaines structures ne sont pas détectées par notre algorithme. Ces sommets correspondent dans le cas de la section 9 aux sommets du cirrus compris entre les longitudes 24 et 25°E, à 18 km d'altitude (voir encadré en tirets rouges de la **Figure 2.3.17**, et de la **Figure 2.3.18**). Ce cirrus, partiellement détecté, explique les différences dans les PDF observées à ces altitudes (voir la **Figure 2.3.16**, Section 9). Notre extraction fait ressortir aussi des structures non détectées par l'algorithme opérationnel de GLAS (voir encadré en tirets bleus de la **Figure 2.3.17**, et de la **Figure 2.3.18**).

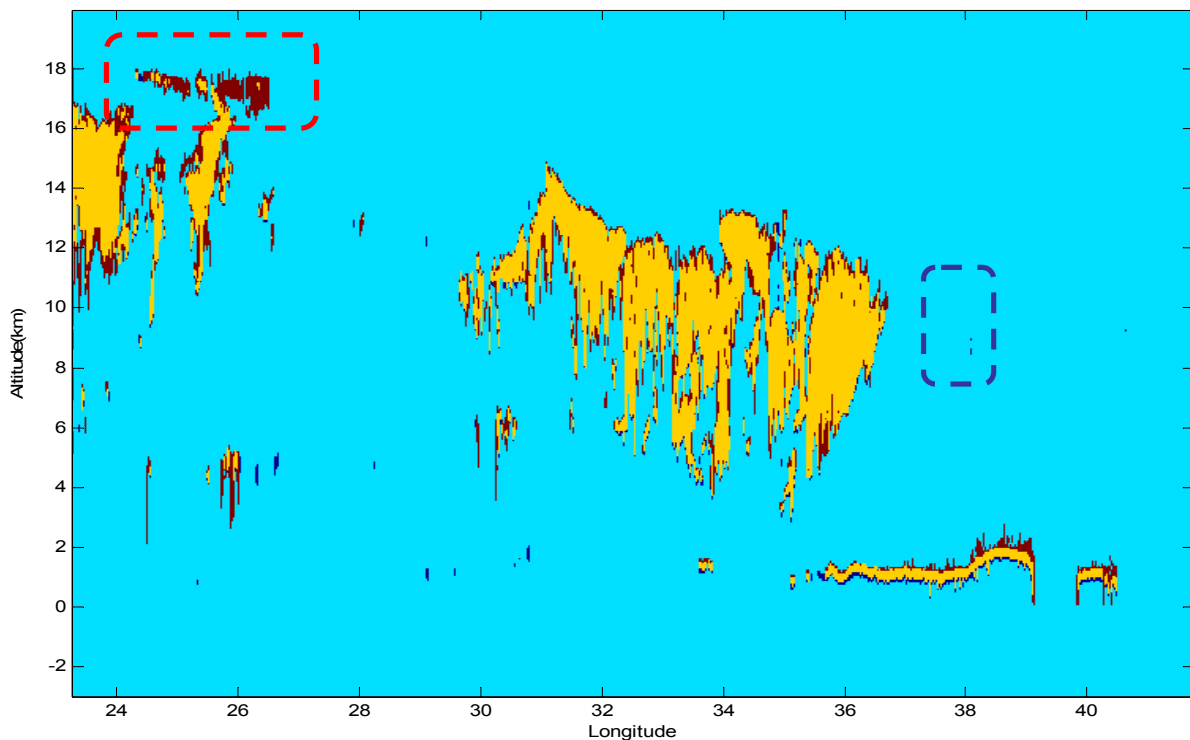


Figure 2.3.18 : Comparaison des structures nuageuses (vue en tant que surfaces), après détection par l'algorithme opérationnel et celle issue de notre algorithme dans sa version finalisée ($F=250$). Les surfaces de couleur jaune correspondent aux surfaces détectées par les deux algorithmes, les surfaces de couleur marron à celles uniquement détectées par l'algorithme opérationnel, et les surfaces de couleur bleu foncé à celles uniquement détectées par notre algorithme.

Nous profitons de cette analyse pour valider la définition de la valeur du facteur de force de seuillage $F=250$ effectuée dans la précédente section.

Nous cherchons donc à voir comment évolue la corrélation des résultats obtenus par l'algorithme opérationnel et le nôtre, en fonction de la force du seuillage F . Nous devrions ainsi retrouver un optimum. Nous confrontons donc entre elles les altitudes des sommets de structures nuageuses les plus hautes sur chacun des tirs lidar.

La corrélation est estimée grâce au coefficient de corrélation de Pearson r , dont la formule pour deux ensembles X et Y est :

$$r_{XY} = \frac{\sum (X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{N \cdot \sigma_X \cdot \sigma_Y} \quad (2.8)$$

La **Figure 2.3.19** donne l'évolution du coefficient de corrélation r en fonction de F , et pour chacune des sections 4, 5, 6 et 9.

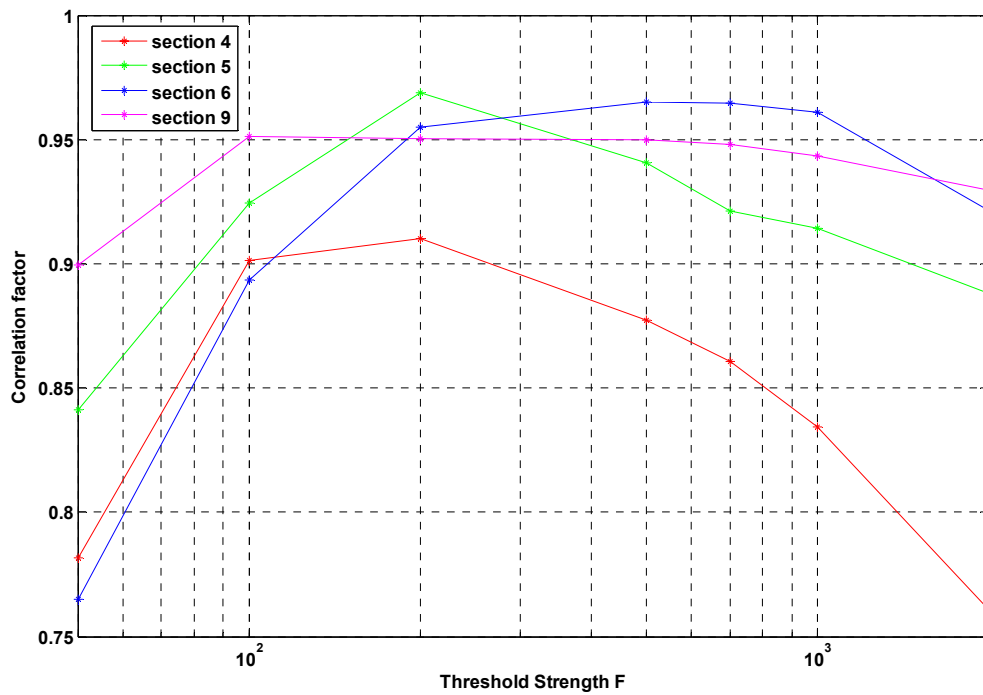


Figure 2.3.19 : Coefficient de corrélation retrouvé pour chacune des sections, en fonction du facteur de force de seuillage F .

On observe toutes sections confondues un optimum pour des valeurs proches de $F=250$. La **Figure 2.3.20**, correspondant au calcul du coefficient de corrélation r pour l'ensemble des sections, nous donne une valeur optimale de 250, avec un intervalle de confiance où $r > 0.95$ compris entre $F=126$ et $F=301$.

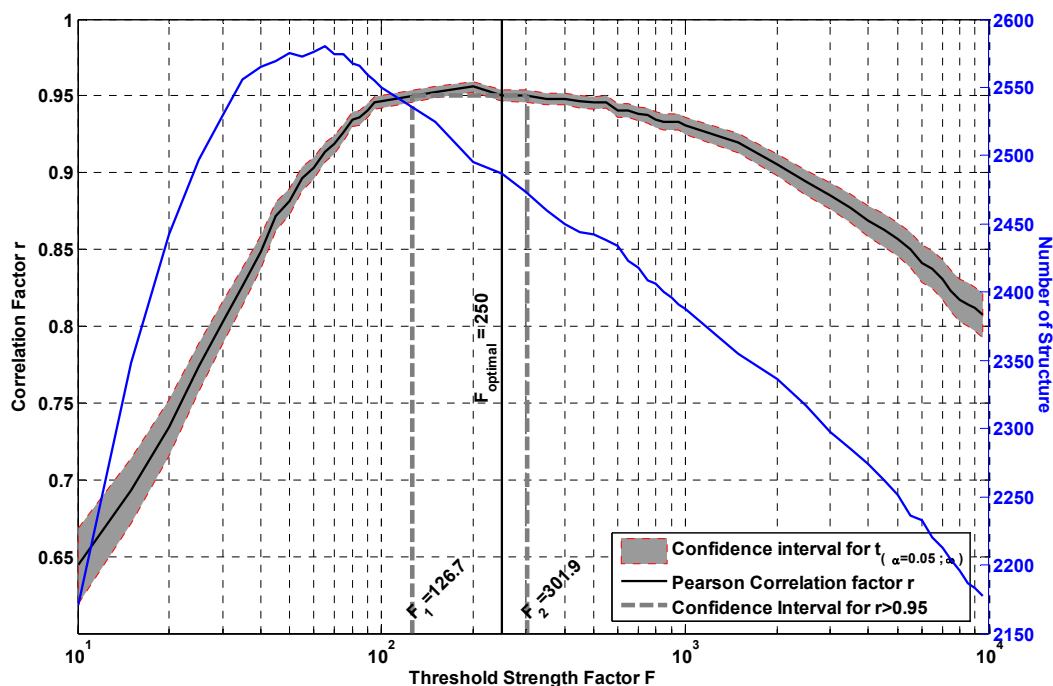


Figure 2.3.20 : Coefficient de corrélation de Pearson, calculé à partir des sorties des deux algorithmes, pour l'ensemble des 4 sections, en fonction du facteur de force de seuillage F . L'enveloppe grise donne l'intervalle de confiance sur le facteur de corrélation de Pearson r , calculé à partir de la table de student, avec $\alpha=0.05$, et pour un nombre de points > 400). Le nombre de points de corrélation est donné dans la courbe bleue. L'intervalle de confiance est donné pour les valeurs du coefficient de corrélation supérieures à 0.95.

Cette étude confirme la valeur de F choisie précédemment comme équivalente à 250. La très forte corrélation obtenue entre les résultats de l'algorithme opérationnel et le nôtre, confirme la qualité de notre algorithme.

2.3.4.2 Comparaison des structures nuageuses

2D

A partir des matrices de détections telles que fournies dans la **Figure 2.3.18**, nous pouvons calculer les corrélations en terme de surface commune des structures (c'est-à-dire en nombre de pixels), et non plus en terme de sommets de structures. On donne ainsi un nouvel indice sur les performances des algorithmes. La **Figure 2.3.21**, donne pour chacune des 4 sections test, la proportion des surfaces de détection commune, ramenée à l'ensemble des observations, pour les deux algorithmes et en fonction de la force de seuillage F . Les mêmes courbes sont fournies aussi

pour les détections de surfaces faites uniquement par l'algorithme opérationnel (voir la **Figure 2.3.22**), ou notre algorithme (voir la **Figure 2.3.23**).

Nous voyons qu'en terme de surface, les résultats paraissent moins bons que ceux précédemment présentés grâce au facteur de corrélation r . On observe en effet pour $F=250$, une probabilité de détection commune comprise entre 46 et 73 % (voir la **Figure 2.3.21**), une probabilité de détection uniquement faite par l'algorithme opérationnel comprise entre 16 et 37% (voir la **Figure 2.3.22**), et une probabilité de détection uniquement faite par notre algorithme comprise entre 5.5 et 17 % (voir la **Figure 2.3.23**).

Une des principales causes d'erreurs semble être liée à une détection des bords de structures moins performante que dans le cas de l'algorithme opérationnel de GLAS. Ce constat est particulièrement vérifié dans le cas de la détection des bases de structures nuageuses. On observe de plus dans certain cas une détection défailante sur les nuages semi transparents de hautes altitudes tels que les cirrus.

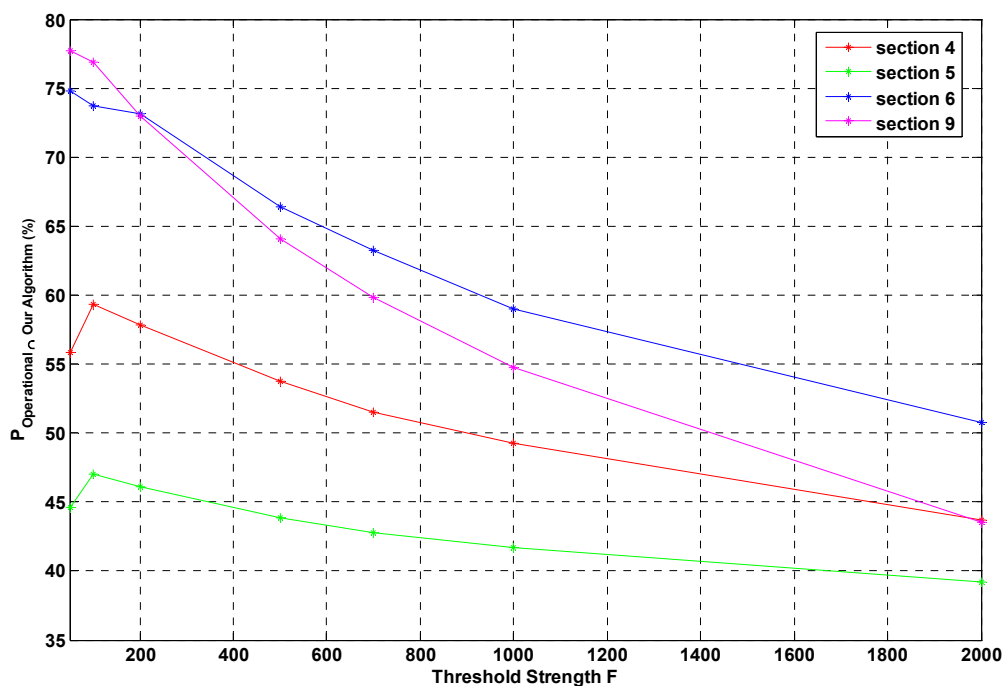


Figure 2.3.21 : Proportion du nombre de pixels nuageux détectés de façon commune par les deux algorithmes, en fonction de la force de seuillage F . Ce nombre de pixels est ramené à l'ensemble des observations. Les proportions sont données pour chacune des sections.

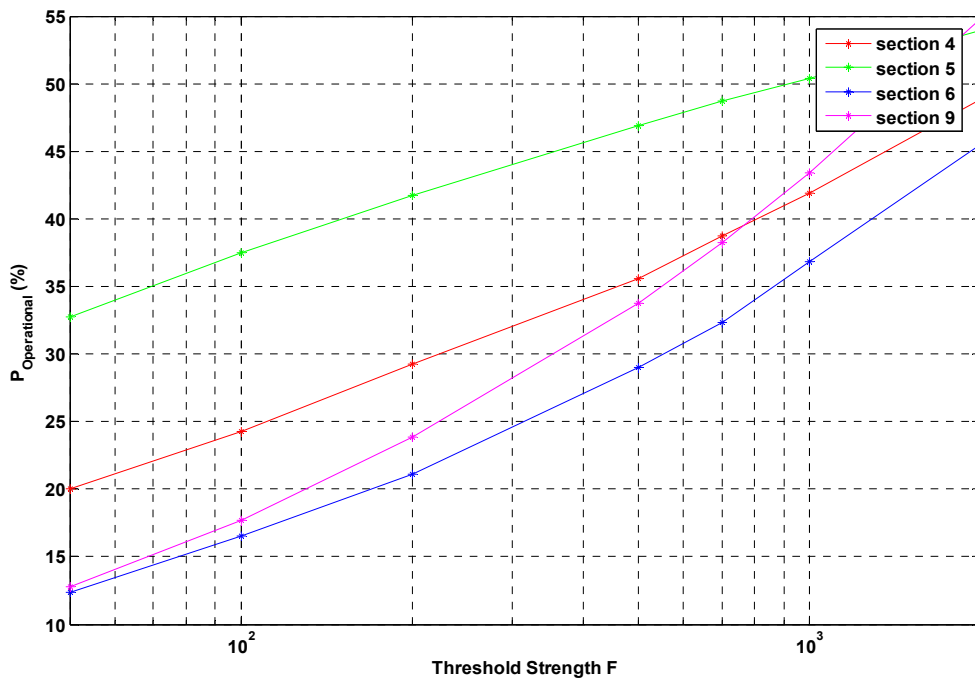


Figure 2.3.22 : Proportion du nombre de pixels nuageux détectés par l'algorithme opérationnel de GLAS uniquement, en fonction de la force de seuillage F . Ce nombre de pixels est ramené à l'ensemble des observations. Les proportions sont données pour chacune des sections.

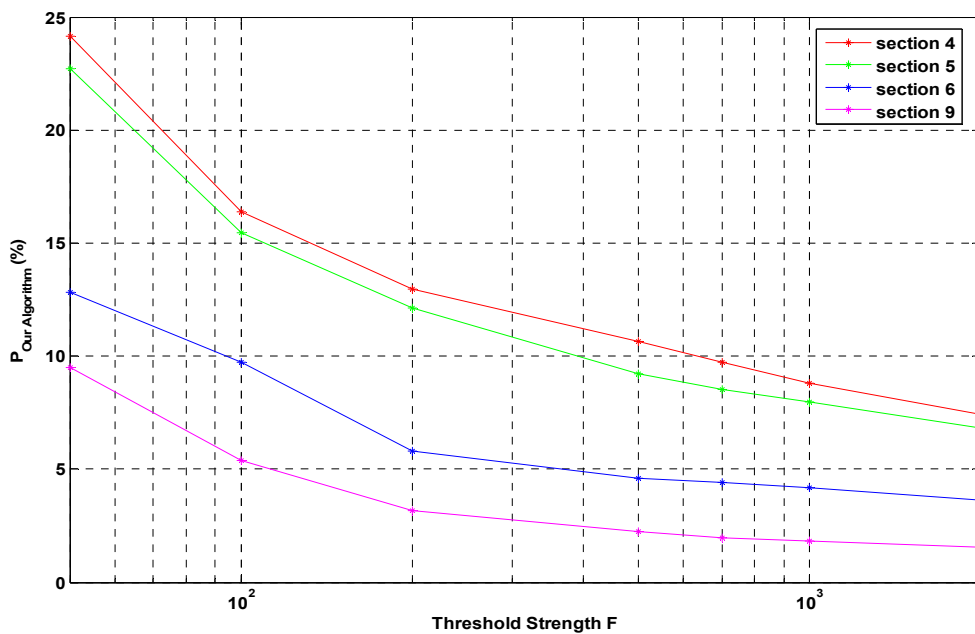


Figure 2.3.23 : Proportion du nombre de pixels nuageux détectés par notre algorithme uniquement, fonction de la force de seuillage F . Ce nombre de pixels est ramené à l'ensemble des observations. Les proportions sont données pour chacune des sections.

2.3.5 Résultats globaux obtenus à partir des données GLAS opérationnelles

L'orbitographie sur la première semaine d'octobre 2003 du satellite ICESat (voir la figure **Figure 2.3.24**), montre l'ensemble des $15 \times 7 = 105$ révolutions orbitales correspondantes. Cette figure souligne bien l'homogénéité spatiale des enregistrements sur une telle période.

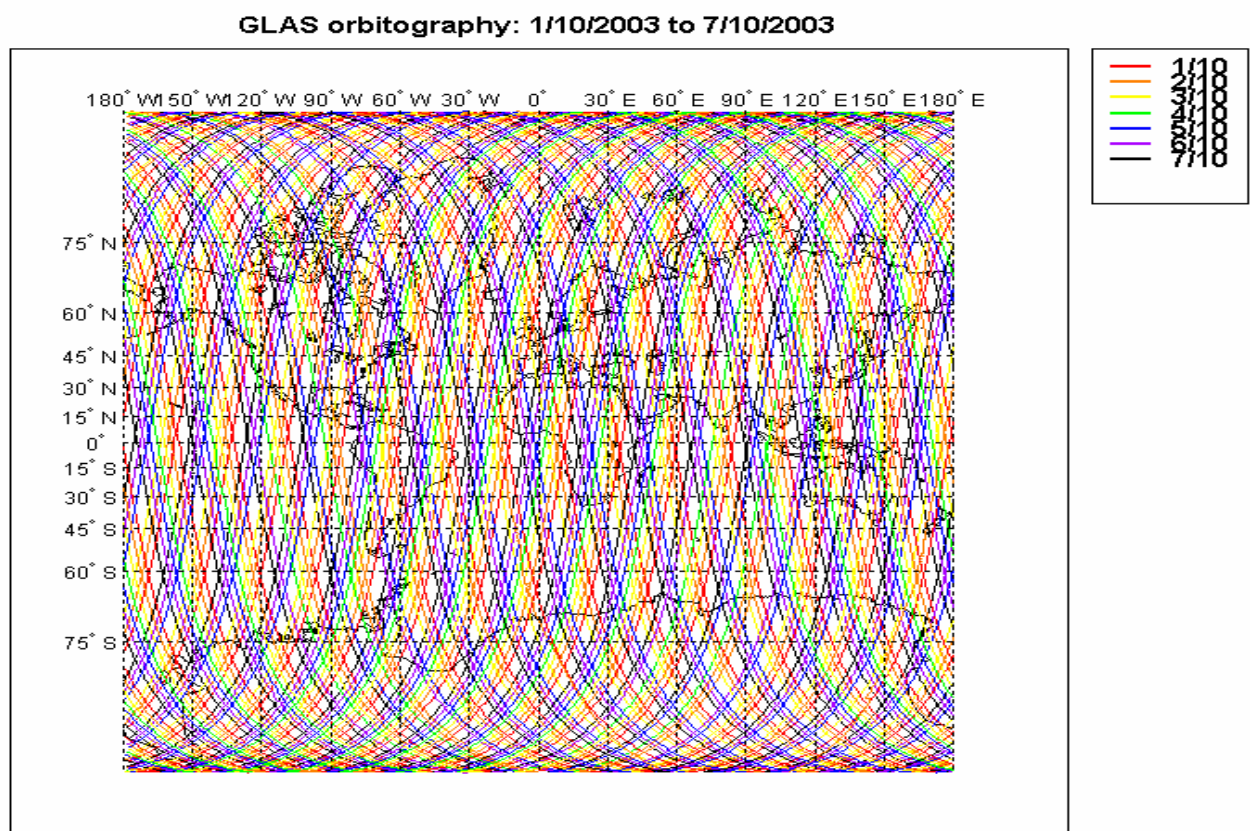


Figure 2.3.24 : Orbites de la mission GLAS pour la période du 1 au 7 octobre 2003

Le couvert nuageux (voir la **Figure 2.3.25**), obtenu à partir des données GLAS sur les 6 semaines comprises entre le 6/10/2003 et le 14/11/2003 montrent une variation de 1 à 15 % suivant le type de surface continentale ou océanique considérée.

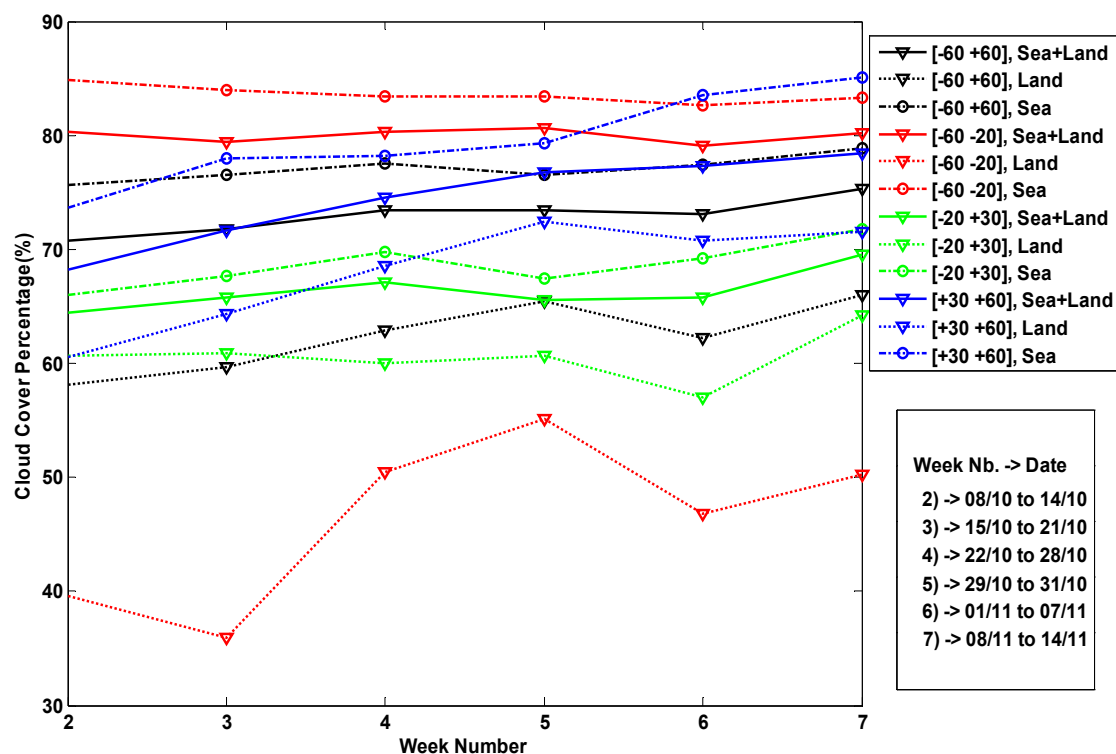


Figure 2.3.25 : Couverture nuageuse enregistrée par GLAS, sur chacune des semaines de la période comprise entre le 8/10/2003 et le 14/11/2003. Les résultats sont donnés sous forme globale et suivant les bandes de latitude, et suivant le type de surfaces (surfaces océaniques ou continentales) considérées.

Nous pouvons à partir des données de la mission GLAS effectuer l'analyse statistique de l'altitude des sommets de structures nuageuses (voir la **Figure 2.3.26** et la **Figure 2.3.27**), à 532 et 1064 nm. On remarque tout d'abord de faibles différences entre ces PDF induites par la longueur d'onde.

On peut ensuite remarquer, grâce à l'étude de la **Figure 2.3.26**, une faible différence entre les PDF calculées en ne considérant pour chacun des tirs lidar que l'altitude de la structure nuageuse la plus élevée, ou en prenant en compte l'ensemble des sommets de structures détectées.

La raison en est que le rapport signal à bruit qui caractérise le signal de GLAS est faible. Ceci s'explique du fait que la distance entre le satellite et la terre est assez grande (590 km), pour une énergie d'émission du laser assez faible (36 mJ). Par conséquent, le signal lidar tombera assez rapidement dans le bruit lors de sa traversée des couches nuageuses optiquement denses. Après seuillage de ce signal par notre algorithme, nous allons donc par conséquent aboutir à des structures ayant une faible épaisseur géométrique. Avec ce même algorithme de seuillage, le nombre de tirs

montrant une structure multicouche sera aussi moins important que dans le cas de données lidars caractérisées par un SNR plus important.

Cette absorption est particulièrement visible sur la **Figure 2.3.27**. Une grande partie des structures nuageuses observées entre 3 et 10 km sur les bandes de latitudes [60°S ; 20°S] et [30°N ; 60°N], est occultée sur la bande de latitude [20°S ; 30°N]. En effet, cette zone de latitude montre la présence de nombreux nuages de type Cumulonimbus (Cb) reliés à la présence de l'ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone), et caractérisés par une très forte extension verticale (jusqu'à environ 17 km) et une très grande épaisseur optique. La probabilité de détecter une structure nuageuse sous un tel type de structure est donc très faible.

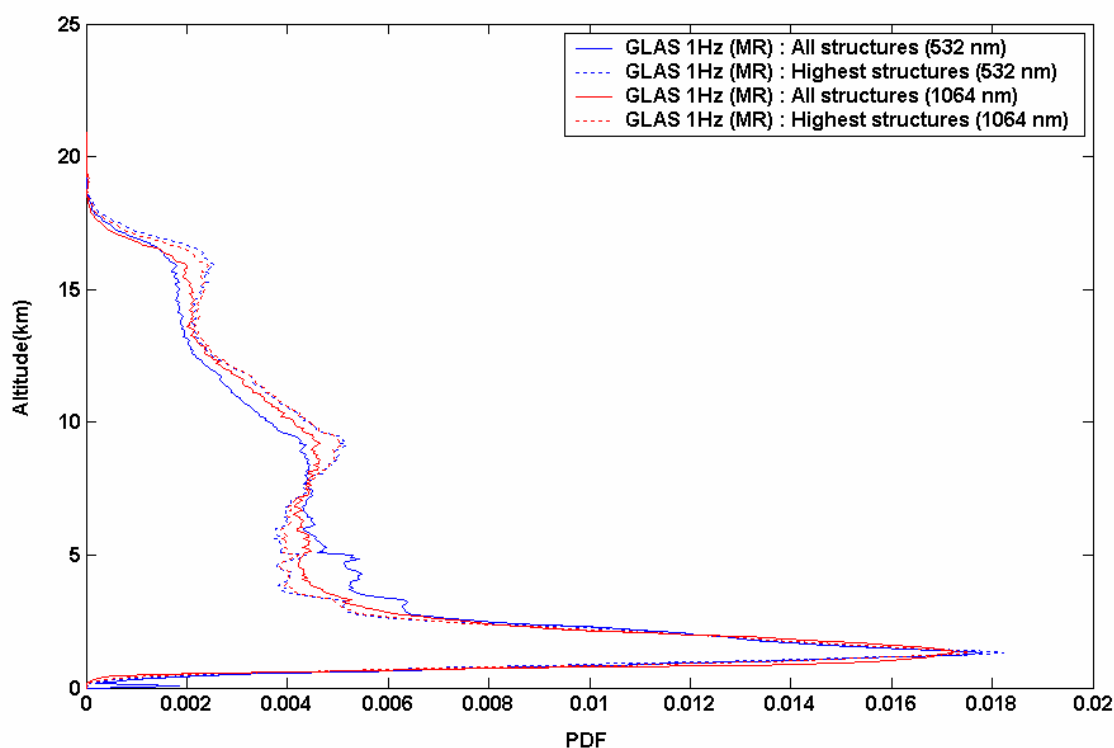


Figure 2.3.26 : PDF de l'altitude du sommet des structures nuageuses sur l'ensemble de la mission GLAS, à 532 et 1064 nm, et à moyenne résolution (1Hz). Les PDF sont données soit en prenant en compte pour chaque tir l'ensemble des structures nuageuses (All), soit en ne conservant pour chaque tir que la structure nuageuse la plus haute (Highest structures). (pas d'intégration des PDF de 0.5 km).

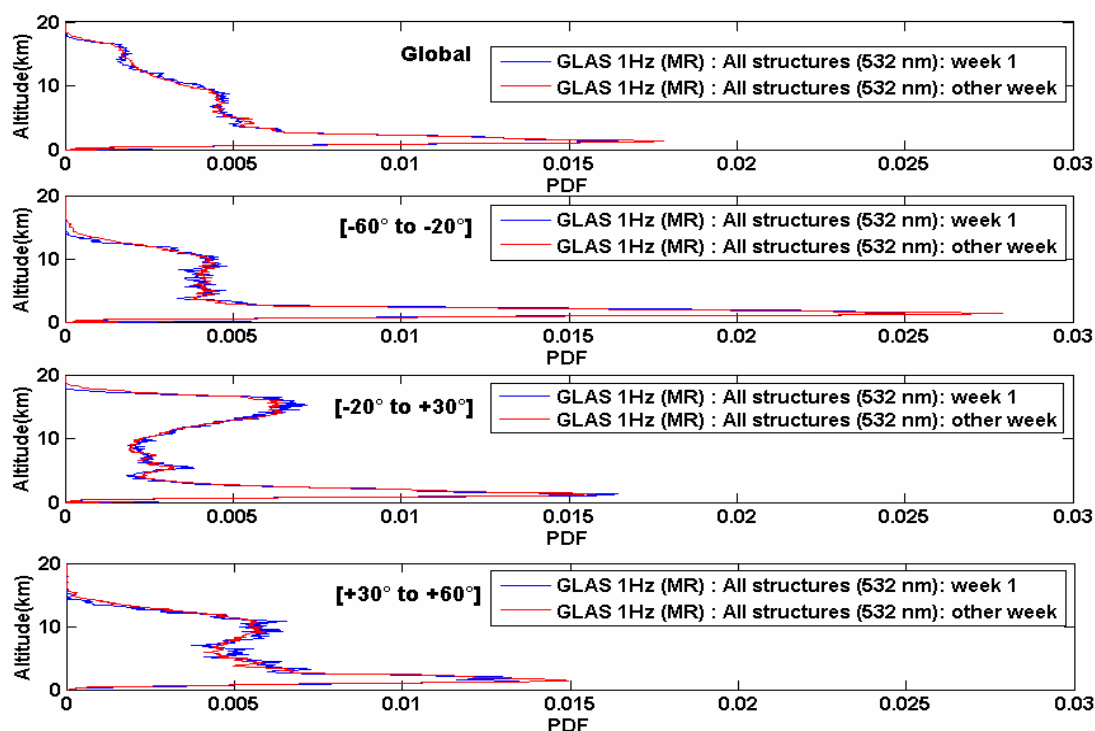


Figure 2.3.27 : PDF de l'altitude des sommets de structures nuageuses, sur la première semaine et sur l'ensemble des semaines de la mission GLAS, à 532 nm et à moyenne résolution (1Hz). Les PDF sont calculées en ne conservant pour chaque tir que la structure nuageuse la plus haute (Highest structures). Cette étude a été effectuée sur les trois bandes de latitudes et en global (pas d'intégration des PDF de 0.5 km)

Une climatologie nuageuse en mode « tir à tir » est obtenue à partir des données GLAS, sur l'intervalle de latitude $[60^{\circ}\text{S} ; 60^{\circ}\text{N}]$. Pour l'ensemble des tirs lidar ayant, comme structure la plus élevée, une structure de haute altitude, nous donnons alors la répartition entre les classes de tirs (H), (H+M), (H+L) et (H+M+L) (voir la Table 2.3). Nous effectuons ensuite le même travail dans le cas des tirs lidar présentant comme structure la plus élevée une structure de moyenne altitude, et donnons comme précédemment la répartition entre les classes de tirs (M) et (M+L).

On note dans ces statistiques, une assez grande proportion de structures monocouches comparativement à l'ensemble des structure multicouches. En effet, les structures nuageuses monocouches classées comme moyennes (M), sont trois fois plus présentes (73%) que les structures multicouches (M+L). De même, considérant le cas des tirs comportant une structure de haute altitude, le pourcentage de cas monocouche (H) reste bien supérieur (57.3%) à l'ensemble des cas multicouches (H+M, H+L, L+M+H).

Highest		All latitude range	[-60°;-20°]	[-20°; +30°]	[+30°; +60°]
High	H	57.3 (57.6; 56.5) %	58.0 (57.8; 59.5) %	58.1 (58.2; 57.9) %	54.8 (55.5; 54.0) %
	H+M	18.6 (18.4; 19.1) %	18.6 (18.7; 17.8) %	18.4 (18.2; 18.7) %	19.2 (18.5; 20.0) %
	H+L	19.8 (19.7; 20.1) %	18.7 (18.7; 18.3) %	19.6 (19.8; 19.2) %	21.8 (21.9; 21.6) %
	L+M+H	4.3 (4.3; 4.3) %	4.7 (4.8; 4.4) %	3.9 (3.8; 4.2) %	4.2 (4.1; 4.4) %
		$\Sigma=100\%$	$\Sigma=100\%$	$\Sigma=100\%$	$\Sigma=100\%$
Middle	M	73.4 (73.4; 73.4) %	71.8 (71.8; 72.0) %	74.7 (75.2; 73.5) %	73.4 (73.2; 73.7) %
	M+L	26.6 (26.6; 26.6) %	28.2 (28.2; 28.0) %	25.3 (24.8; 26.5) %	26.6 (26.8; 26.3) %
		$\Sigma=100\%$	$\Sigma=100\%$	$\Sigma=100\%$	$\Sigma=100\%$

Table 2.3 : Répartitions internes des classes nuageuses de GLAS pour lesquelles la structure la plus haute en altitude est de classe haute (H) ou de classe moyenne (M). Ces statistiques sont calculées dans l'intervalle de latitude [60°S ; 60°N]. Dans chacune des cases du tableau, le premier chiffre correspond à la couverture globale. Le second chiffre correspond à la couverture au dessus de la mer, et le troisième au dessus de la terre.

Ces observations nous permettent de vérifier la remarque effectuée plus haut dans cette section, sur le fait que le signal de GLAS, du fait de son faible SNR, tombe assez rapidement dans le bruit à la traversée des structures nuageuses denses. Cela nous permet aussi d'obtenir une information sur la proportion de nuages semi transparents dans chacune des classes. Les cas de tirs multicouches sont en effet un indice sur le fait que la structure d'altitude la plus élevée est de nature semi-transparente. La proportion de ces derniers paraît bien plus importante dans le cas des nuages de hautes altitudes (42.7% en global), que dans le cas des nuages de plus basses altitudes (26.6%). Il faut cependant tenir compte, pour caractériser la semi-transparence de chacune de ces classes d'altitude, de la proportion des tirs classés comme monocouches ((H), (M) et (L)), et dont la structure nuageuse est semi-transparente.

Cependant, cette information n'est pas disponible au sein de la base de données GLAS, telle que fournie dans le produit de niveau 2. Une première façon de se sortir de ce problème serait d'utiliser un niveau de traitement supérieur. Une autre manière de se sortir de ce problème serait

d'utiliser, après traitement des données GLAS par notre algorithme de seuillage, l'information liée à la détection, ou la non détection du sol. Nous pourrions ainsi conclure sur la nature semi-transparente ou dense de la structure. Nous utiliserons plus loin cette opportunité dans le cadre du traitement des données LITE.

Considérant les variations latitudinales, nous remarquons assez peu de différences dans la répartition interne des classes.

2.4 Application aux observations du lidar

LITE

L'algorithme permettant l'extraction des données lidar satellite, décrit précédemment, a été construit à partir de l'étude des données de la mission GLAS. Afin de valider notre algorithme, et montrer sa robustesse en terme de performance, nous avons jugé nécessaire d'étendre son utilisation aux données lidar issues d'autres instruments de mesures satellite.

Hormis les données de CALIPSO non encore accessibles au moment de l'écriture de cette thèse, les données de la mission LITE sont les seules données disponibles afin de remplir cet objectif.

Nous allons donc, dans une première partie, adapter les paramètres de l'algorithme précédemment construits, afin que ces derniers puissent convenir aux caractéristiques des données de la mission LITE, et ceci pour les deux longueurs d'ondes 532 nm et 1064 nm.

Les données de la mission LITE diffèrent en effet grandement dans leur caractéristiques de celles de GLAS. Des différences importantes existent entre les capacités de l'instrument LITE (240 km d'altitude, une puissance émise à 532 nm (1064 nm) comprise entre 380 mJ et 530 mJ (400 et 471mJ), une ouverture de 3.5mrad de nuit/1.1mrad de jour), et celles de l'instrument GLAS (591 km d'altitude, une puissance émise à 532 nm(1064 nm) d'environ 36 mJ (74 mJ) , une ouverture à 532nm (1064 nm) de 0.19mrad (0.5 mrad)).

L'ensemble de ces différences intervient de façon conséquente sur l'acquisition d'une même scène nuageuse.

Le SNR présent sur les données LITE est bien supérieur à celui des données GLAS (d'un facteur 2 à 3). Par conséquent la détermination de la base des structures nuageuses, ainsi que la

détermination des classes multicouches, seront par conséquent plus fortement biaisées dans le cas des données GLAS que dans le cas des données LITE.

On note aussi comme grande différence, une résolution verticale des données de la mission LITE (15 mètres), bien supérieure à celle fournie par la mission GLAS (76.8 mètres).

Ce travail d'adaptation de l'algorithme effectué, nous présenterons dans une seconde partie les résultats obtenus à partir du traitement des données LITE. Nous finirons ce chapitre sur l'intercomparaison des résultats obtenus grâce au traitement par notre algorithme de la base de données LITE, avec ceux obtenus à partir de la base de données GLAS traitées grâce à l'algorithme opérationnel.

2.4.1 Adaptation de la méthode

Nous allons tout d'abord, comme il a été fait précédemment dans le cadre du traitement des données GLAS, estimer pour les données LITE la valeur du facteur de force de seuillage F la plus appropriée afin de minimiser la probabilité de fausse détection. Nous estimons en fonction de la valeur de F , la répartition des classes nuageuses monocouches et multicouches (cf. la **Figure 2.4.1**).

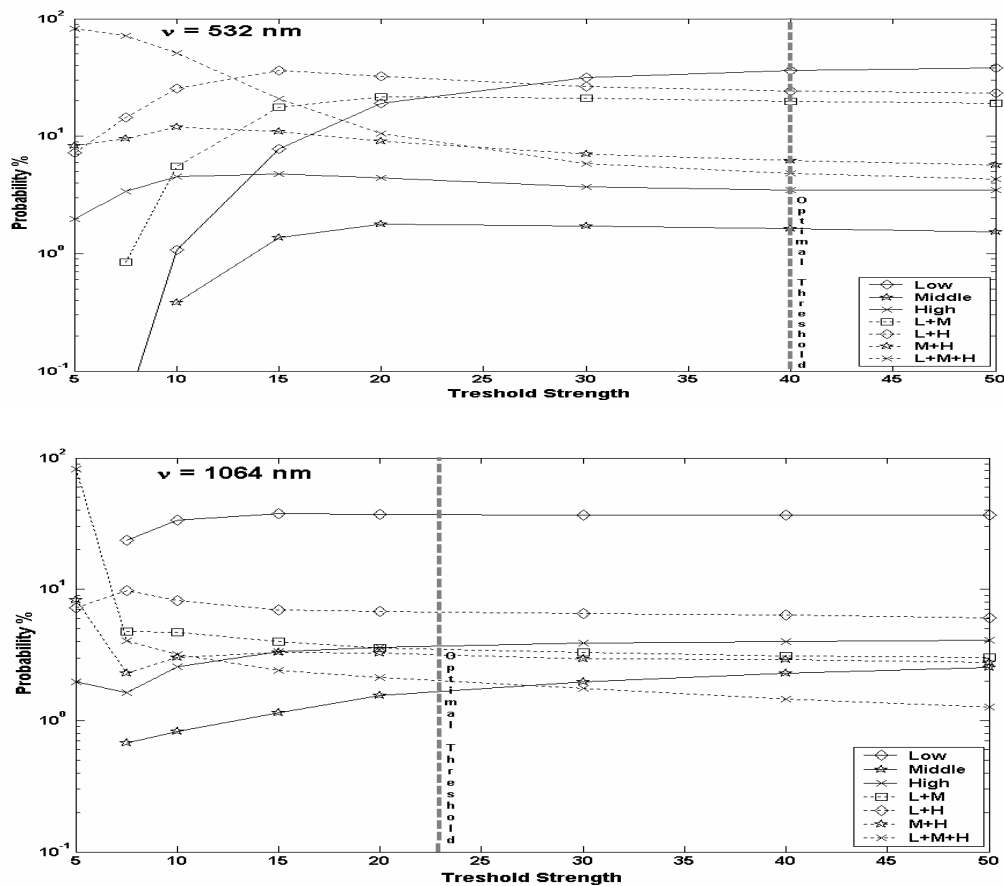


Figure 2.4.1 : Fraction nuageuse en fonction de la force de seuil appliquée F à 532 nm (haut) et 1064 nm (bas).

Pour les données prises à la longueur d'onde $\lambda=532 \text{ nm}$, une stabilisation des différentes couvertures nuageuses est obtenue pour des valeurs de F supérieures à 30. Pour de plus faibles valeurs de F , les occurrences de structures nuageuses monocouches de basse altitude décroissent rapidement, principalement au bénéfice des structures multicouches, indice d'un nombre croissant de structures bruitées. Une valeur de F équivalente à 40 semble être un bon compromis et a été adoptée par conséquent afin d'effectuer l'analyse des fractions nuageuses à 532 nm. La même étude de sensibilité est effectuée à 1064 nm, nous amenant à sélectionner une valeur plus faible pour F , et est égale à 23.

Pour ces valeurs de F , la sensibilité de la méthode en terme de probabilité d'erreurs sur la distribution des classes en fonction de la valeur choisie de F est d'environ 1%.

2.4.2 Résultats à partir des données LITE

2.4.2.1 Identification des structures verticales

Nous avons appliqué à l'ensemble des données de la mission LITE notre algorithme de seuillage, avec les valeurs de F telles que définies dans la section précédente.

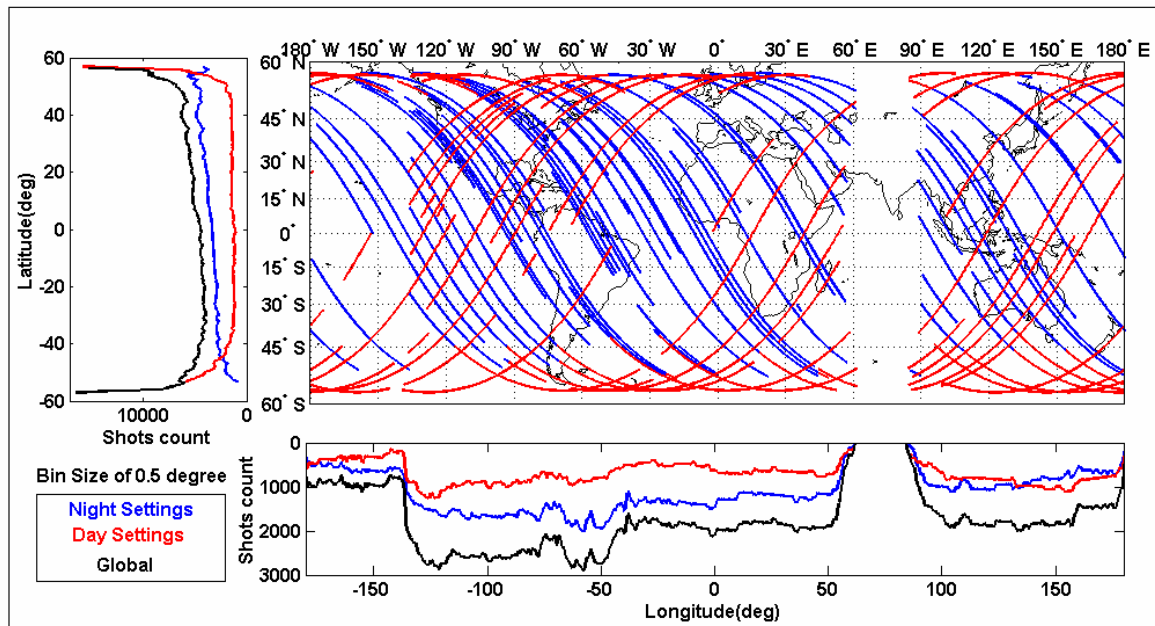


Figure 2.4.2 : Trajectographie de la mission LITE utilisée dans le cadre de l'analyse statistique. La densité en nombre de tirs suivant la latitude et la longitude est aussi donnée.

Après le rejet de toutes les données considérées comme étant de qualité médiocre, il nous reste un ensemble d'environ $7.6 \cdot 10^5$ profils lidar de nuit, qui ont été analysés avec l'algorithme précédemment décrit. La trajectographie totale correspondante représente 57 orbites, presque uniformément distribuées entre les latitudes 40°S et 55°N , bien qu'une grande part de l'océan pacifique et indien soit faiblement représenté (voir la **Figure 2.4.2**).

Les distributions retrouvées de tous les sommets de couches identifiés en fonction de l'altitude et de la latitude à 532 nm sont données dans la **Figure 2.4.3** et la **Figure 2.4.4**.

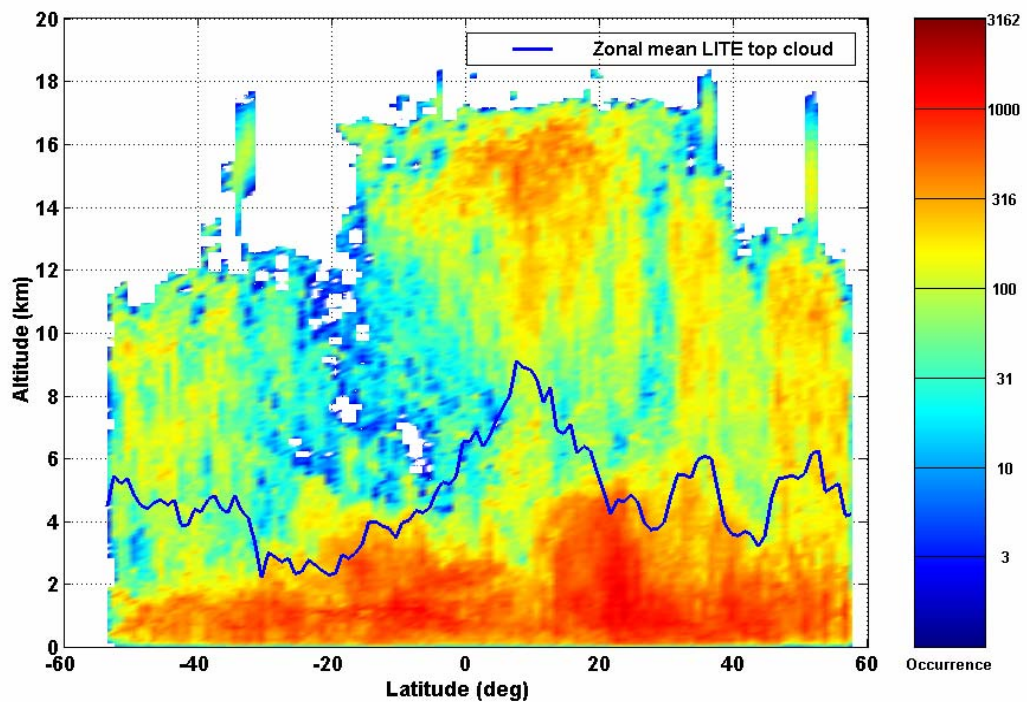


Figure 2.4.3 : Occurrence des sommets de structures détectées par notre algorithme de seuillage à la longueur d'onde $\lambda=532$ nm.

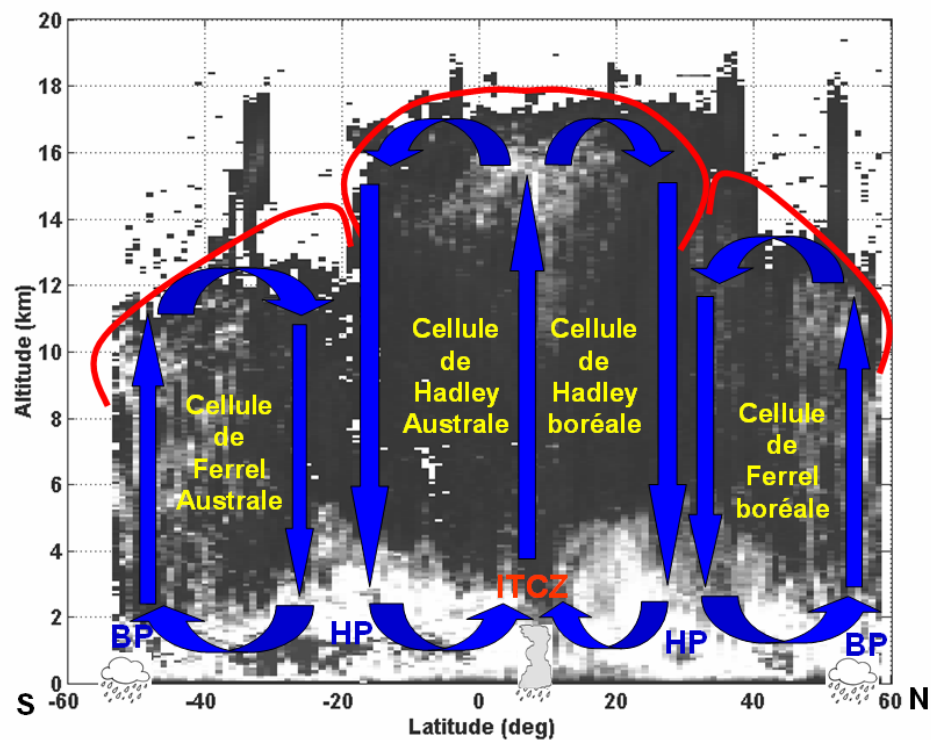


Figure 2.4.4 : Correspondances entre la circulation méridienne à grande échelle, et la distribution latitudinale des structures nuageuses/aérosols, telle que retrouvée grâce à notre algorithme de détection, appliqué aux données de la mission LITE.

On note tout d'abord sur cette figure que les altitudes maximales atteintes par les sommets de structures sont fonction de la latitude. Le comportement de la distribution de ces sommets de structure semble être différent, et peut être distingué suivant trois zones caractéristiques. Les intervalles [50°S-20°S] et [30°N-60°N], de moyenne latitude, montrent tous deux une altitude maximale d'environ 12 km, alors que la zone intertropicale [15°S-30°N], correspondant à l'ITCZ, montre pour sa part une altitude maximale atteinte d'environ 17 km, avec un maximum d'occurrence contenue entre 14 et 16 km. On retrouve ainsi une correspondance assez forte avec le schéma classique de la circulation méridienne atmosphérique à grande échelle. Ce dernier comporte six cellules de convection : deux cellules équatoriales, ayant un sens de circulation direct, dites cellules de Hadley, deux cellules à circulation inverse des précédentes dites cellules de Ferrel, et deux cellules polaires (à nouveau en circulation directe). Les cellules de Hadley et de Ferrel sont toutes deux mises en relief dans la **Figure 2.4.4**.

Du fait de la valeur de l'inclinaison de l'orbite de la navette Discovery lors de la mission LITE ($i=57^\circ$), l'intervalle de latitude correspondant à l'orbitographie est compris entre 57°S et 57°N, et ne permet donc pas d'atteindre les cellules polaires.

L'ensemble de ces zones semble montrer une forte occurrence à 532 nm des sommets de structure pour les altitudes comprises entre 0 et 5 km. Ces occurrences semblent particulièrement importantes dans les zones de latitudes [20°S-0°N] et [15°N-35°N], et semblent être la signature de la présence d'aérosols.

Nous allons maintenant pouvoir nous intéresser aux statistiques concernant la couverture nuageuse, et la distribution des classes de tirs (voir la **Figure 2.4.5**). Cette étude est effectuée de manière séparée suivant les longueurs d'ondes $\lambda=532$ nm et $\lambda=1064$ nm. Nous allons ainsi montrer la dépendance de ces statistiques en fonction de la longueur d'onde λ choisie.

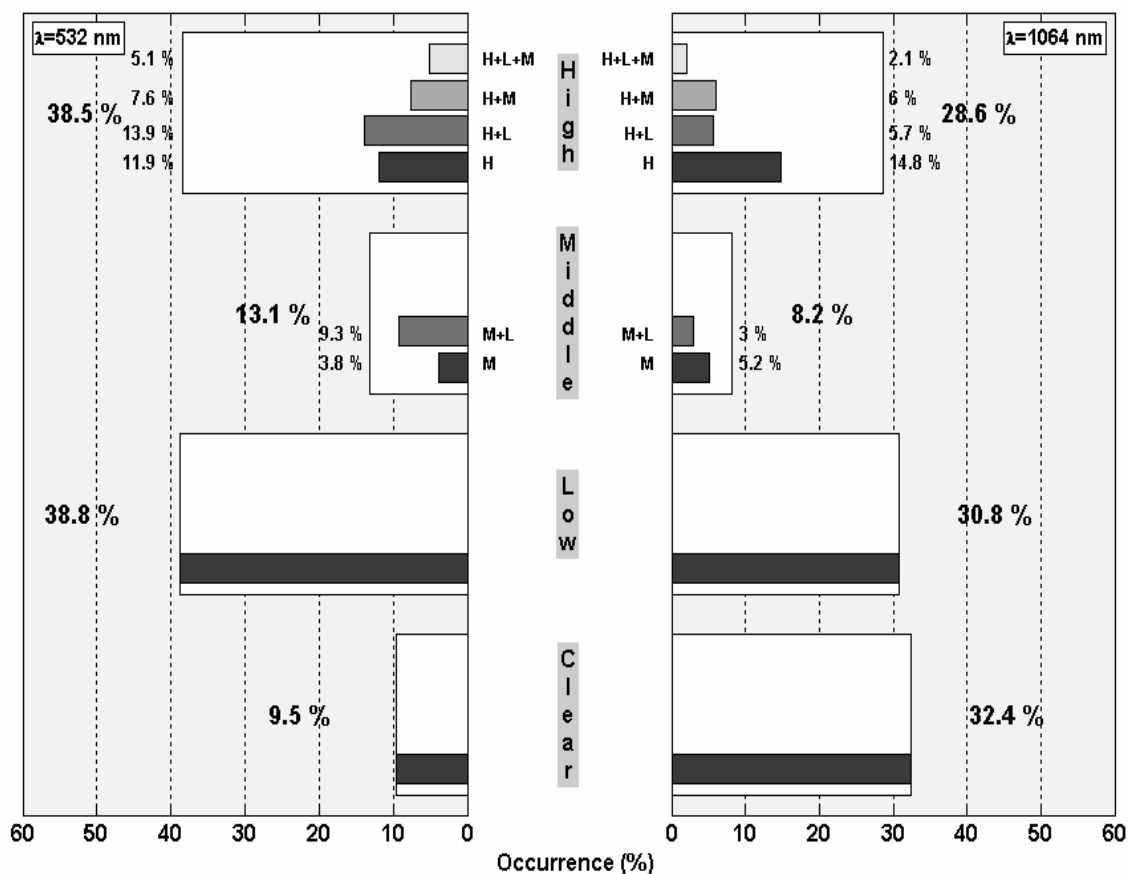


Figure 2.4.5 : Statistique de la couverture nuageuse et des distributions des structures obtenues à partir de l'analyse séparée de la base de données LITE à 532 et 1064 nm.

En utilisant la classification nuageuse ISCCP (B, M et H) pour les couches identifiées comme étant les plus hautes sur chacun des tirs lidar de LITE, nous obtenons à 532 nm (1064 nm) une occurrence de nuages hauts de 38.5% (28.6%), de nuages moyens de 13.1% (8.2%) et de nuages bas de 38.8% (30.8%). Les pourcentages pour chacune de ces classes nuageuses restent donc très comparables. Cependant, pour chacune d'elles, l'occurrence des couches multiples est significativement supérieure à 532 nm. On remarque aussi la différence entre ces deux longueurs d'ondes, quant au pourcentage de ciel clair, de 9.5% (32.4%) à 532 nm (1064 nm). Ces dernières observations vont dans le même sens que la précédente hypothèse, concernant une contamination, dans les statistiques nuageuses effectuées à 532 nm, par les couches aérosols.

2.4.2.2 Séparation des nuages et des aérosols

Nous avons mis en valeur dans la section précédente un comportement différent de notre algorithme de traitement suivant la longueur d'onde à laquelle on se trouvait (532 nm ou 1064 nm). Nous avons aussi mis en avant une contamination des résultats statistiques obtenus à 532 nm par la présence d'aérosols. La voie à 532 nm présente à la fois l'occurrence de couches nuageuses et de couches aérosols, alors que la voie à 1064 nm est exempte de structures aérosols.

Dans le cas particulier des poussières désertiques (appelées « Dust » en anglais), le coefficient d'Angstrom est connu pour être presque nul. Ces différences dans notre détection des structures aérosols de type désertique ne peuvent donc pas être expliquées par une dépendance spectrale du signal de rétrodiffusion β .

Or après vérification sur les données montrant des aérosols désertiques, nous avons bien détection par notre algorithme de ces derniers à 532 nm, alors qu'ils restent indétectables à 1064 nm.

Après avoir étudié le signal lidar en présence d'aérosol, nous trouvons un rapport signal à bruit bien plus faible à 1064 nm, que dans le cas des données à 532 nm, ce qui explique les différences de comportement obtenues en présence d'aérosols.

Nous décidons alors d'utiliser la combinaison des deux canaux 532/1064nm afin d'effectuer la discrimination des structures nuageuses et aérosols. Pour les structures dont l'altitude du sommet est inférieure à 8.5 km, seules les couches détectées aux deux longueurs d'ondes sont alors identifiées comme étant des nuages. Au dessus de cette limite à 8.5 km, toutes les structures observées à 532 nm sont prises en compte, préférentiellement à celles observées à 1064 nm où l'épaisseur géométrique des couches nuageuses est sensiblement inférieure, indiquant une plus faible sensibilité.

Il serait néanmoins intéressant, pour des travaux futurs, de montrer quelle est la différence entre cette discrimination nuage/aérosol basée sur la comparaison des structures obtenues à partir des deux canaux 532 nm/1064 nm, et la méthode utilisée par la science team de GLAS, qui est basée sur le seuillage du produit $\beta \cdot d\beta$.

La **Figure 2.4.6** (signal de rétrodiffusion brut) et la **Figure 2.4.7** (résultat de la classification nuageuse) présentent le résultat d'une telle classification effectuée à partir de la discrimination

nuage/aérosol, basée sur comparaison des structures détectées à 532 nm et 1064 nm. Le profil lidar présenté correspond à une section de l'orbite 83 de LITE, enregistrée le 15/09/1994, entre 01:34:06 (GMT) et 01:36:25 (GMT). Elle montre l'occurrence de structures nuageuses répartie sur les trois niveaux d'altitudes Bas (en rouge), Moyen (en vert) et Haut (en bleu). Les nuages hauts présents dans cette figure peuvent être distingués en deux types de nuages hauts bien caractéristiques. Tout d'abord un Cumulonimbus (Cb), dont la position est située entre 4°W et 1°W , et dont la structure massive et compacte, s'étend de 6 km jusqu'à environ 15.5 km d'altitude. Entre 0.5°E et 1°E et vers 16 km d'altitude, on observe la présence d'un cirrus, montrant une structure bien plus fractionnée, et dont l'épaisseur ne dépasse pas ici 500 mètres. Entre 1°W et 1°E , on observe entre 3.5 et 4.5 km d'altitude, la présence d'une structure, correctement classée, grâce à notre méthode de discrimination, comme étant une couche d'aérosols.

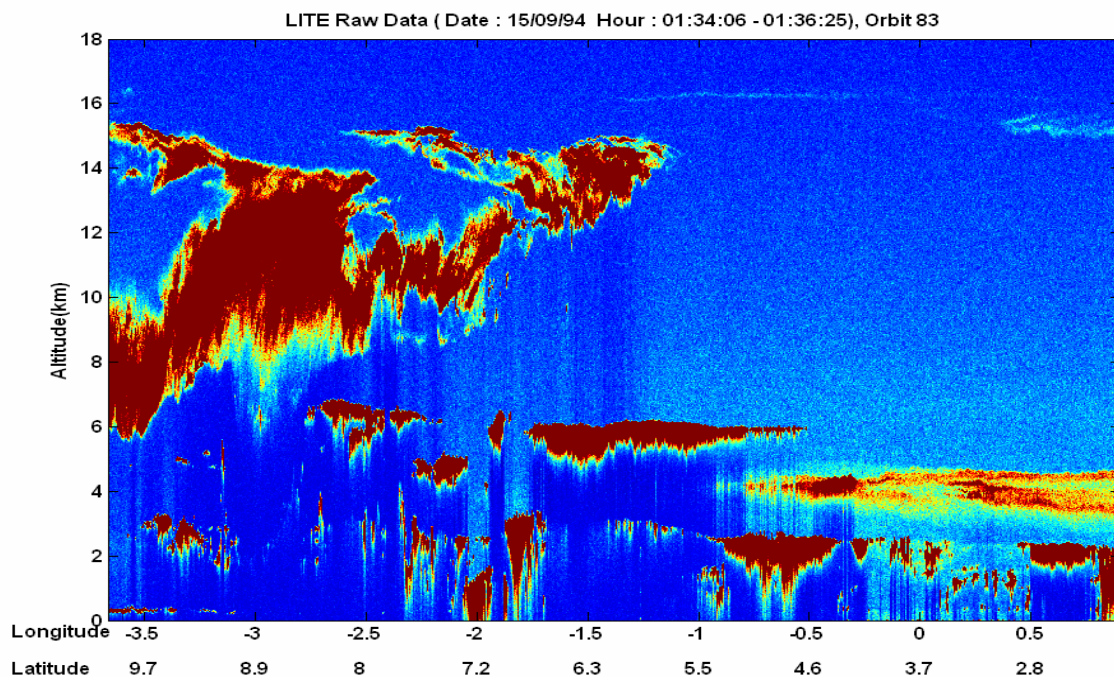


Figure 2.4.6 : Données lidar brutes correspondant à la section de l'orbite 83 de LITE, enregistrées le 15/09/1994, entre 01 :34:06 (GMT) et 01:36:25 (GMT).

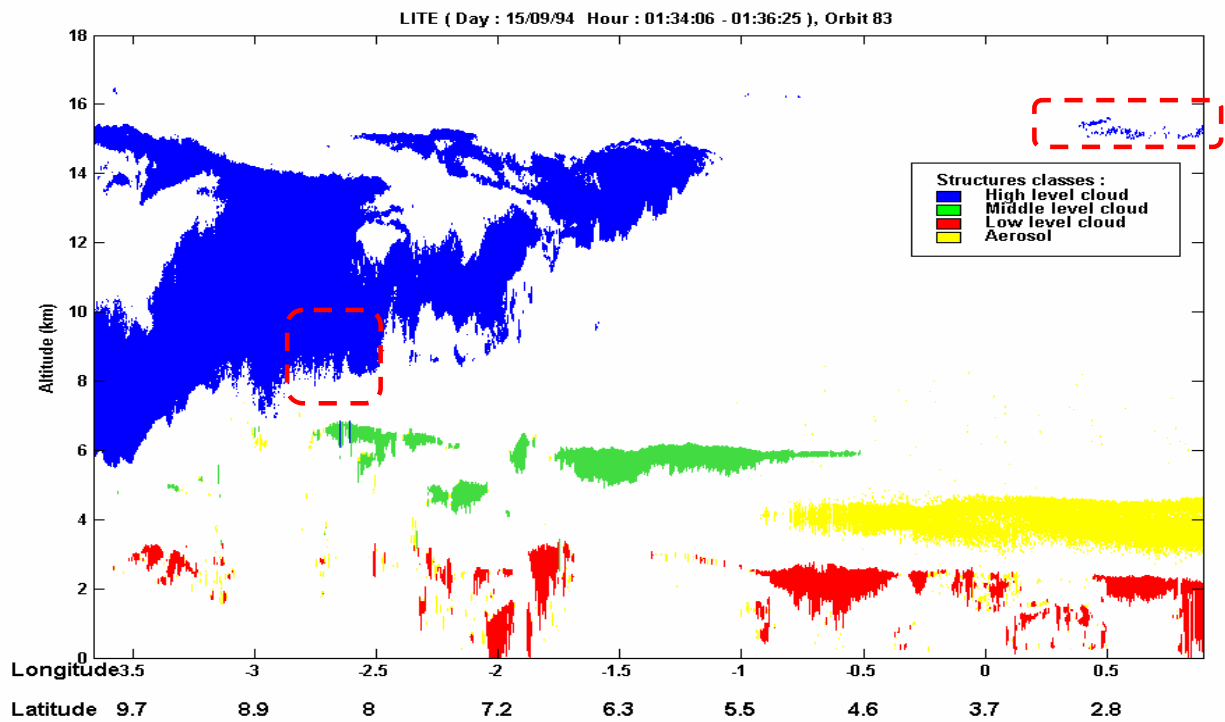


Figure 2.4.7 : Classification et identification des structures des aérosols et des nuages.

Cette dernière étape de l'algorithme d'extraction que constitue la discrimination entre les structures nuageuses et aérosols complétées, nous pouvons commencer la construction des statistiques des couches nuageuses de la mission LITE. La **Figure 2.4.8** et la **Figure 2.4.9** présentent la densité en latitude et en altitude de l'ensemble des sommets de structures détectées, avant et après avoir la discrimination nuage/aérosol.

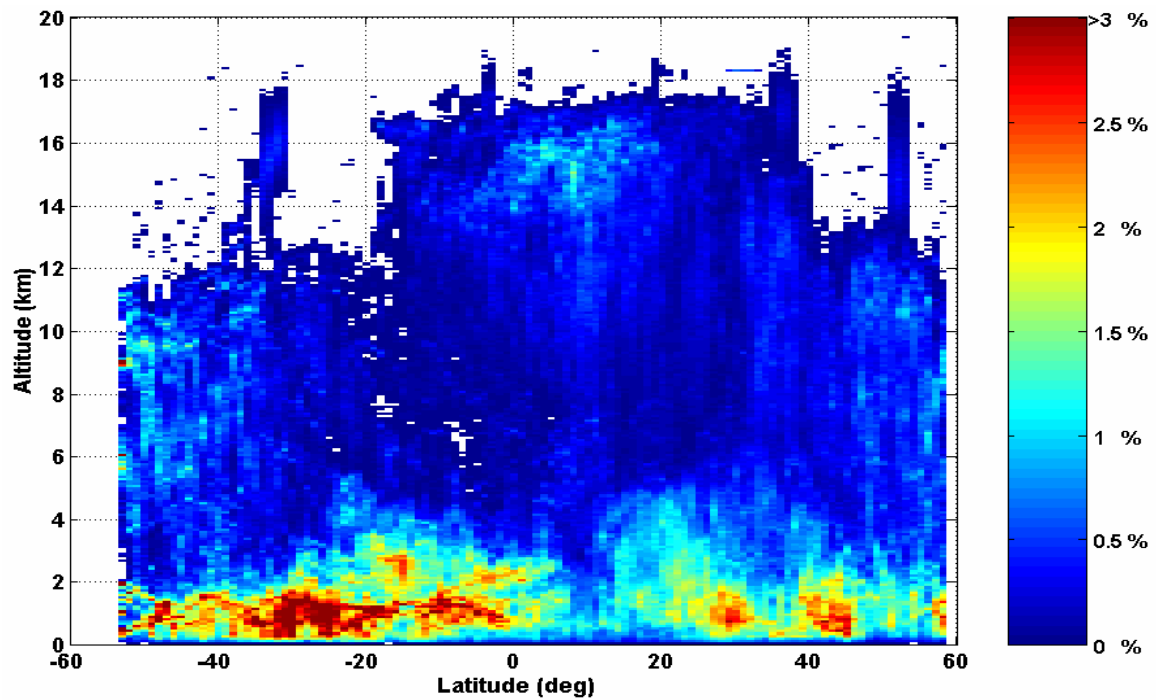


Figure 2.4.8 : Densité des sommets de structures nuageuses et aérosols à 532 nm. La discrimination n'a pas encore été appliquée. La densité de structures est ici représentée proportionnellement au maximum de structures détectées avec la discrétisation utilisée, soit 3162 structures.

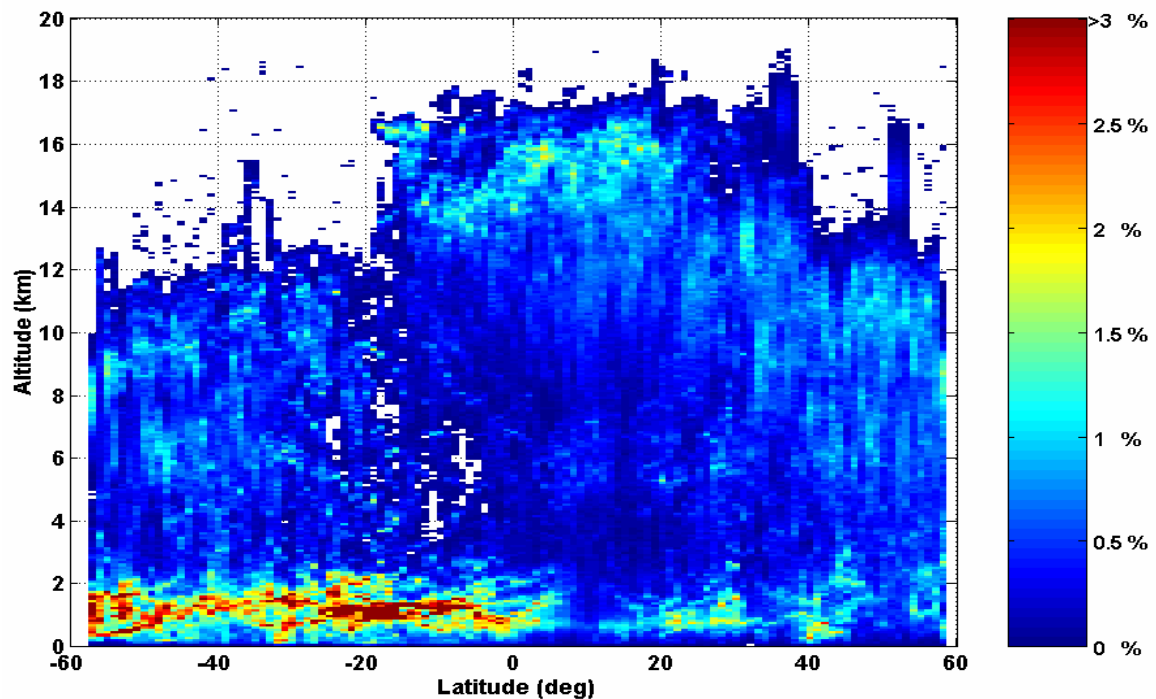


Figure 2.4.9 : Densité des sommets de structures nuageuses, après discrimination nuages/aérosols. L'échelle de couleur est la même que celle utilisée dans la **Figure 2.4.8**.

La comparaison entre les distributions latitudinales des structures nuageuses, avant et après discrimination met en relief l'influence significative de ces structures aérosols pour une étude statistique de la basse et moyenne troposphère.

Les modifications les plus importantes, correspondant à la présence d'aérosols sont :

- **Entre 10°N et 35°N** : Une occurrence des aérosols majoritairement due à la présence de poussières désertiques dans la zone Saharienne, ainsi qu'une contribution très importante du panache est-ouest issue de cette zone. La péninsule Arabo-Persique, le Moyen et le proche Orient sont aussi des régions qui semblent montrer une occurrence importante de ces aérosols désertiques.
- **Entre 10°S et 40°S** : Une présence majoritairement due à l'occurrence de feux de biomasses (Biomass burning), générés au dessus de l'Amérique du sud, du bassin Amazonien et de l'Afrique du Sud.

L'étude que nous venons de commencer sur la distribution géographique de ces structures aérosols qui sont détectées grâce à cette méthode de discrimination, fera l'objet du chapitre 4 de cette thèse.

2.4.2.3 Analyse statistique en mode tir à tir sur les structures nuageuses

Une analyse statistique de la distribution du sommet des structures nuageuses exclusivement, à partir des données nocturnes de la mission LITE peut maintenant être effectuée. Cette analyse est dans un premier temps présentée en mode « tir à tir » (voir la **Table 2.4** et la **Table 2.5**). Chacun des tirs lidar est classé suivant l'altitude de la structure nuageuse détectée la plus élevée. Comme dans le cas des statistiques GLAS, les classes d'altitudes sont identiques à celles utilisées dans le cadre de ISCCP, c'est-à-dire suivant les classes de nuages Bas (L), Moyen (M) et Haut (H), séparées par les niveaux de pression 680 et 440 hPa. On effectue aussi comme précédemment au sein de chacune de ces classes un classement interne prenant en compte l'information multicouche.

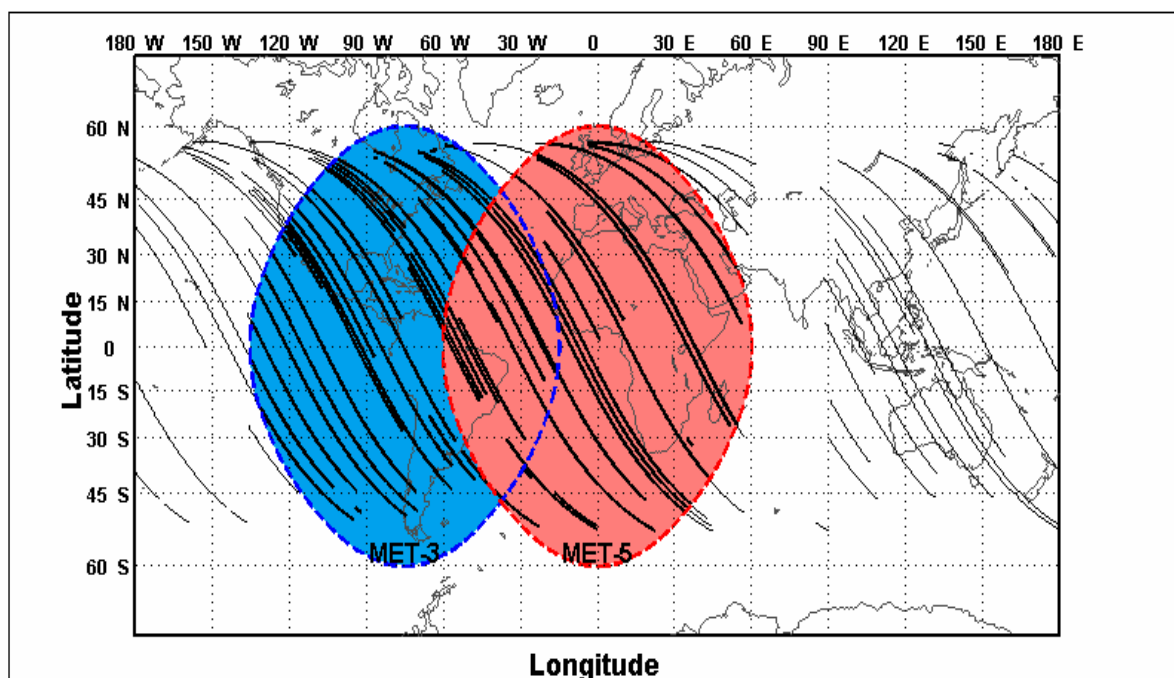


Figure 2.4.10 : Orbites de la mission LITE (orbites nocturnes) utilisées dans cette étude. La surface en bleue (rouge) correspond à la couverture des données ISCCP à la résolution DX données par le satellite Meteosat-3 (Meteosat-5).

Les résultats de cette analyse de la distribution nuageuse seront par la suite comparés avec ceux obtenus à partir d'autres détecteurs, et entre autres les détecteurs passifs de la base de données ISCCP (cf. Chapitre 3). Les données LITE seront dans un premier temps comparées aux données ISCCP-D1 et ISCCP-DX. Bien qu'offrant l'avantage de bénéficier d'une couverture globale, les données ISCCP-D1 sont caractérisées par une résolution spatiale de $280 \times 280 \text{ km}^2$, difficilement comparable avec celle de LITE (résolution de 740 m sur l'horizontale). Le choix a donc été fait d'effectuer en parallèle une comparaison avec les données ISCCP-DX, ayant une résolution spatiale plus appropriée à notre étude ($30 \times 30 \text{ km}^2$). Cependant, nous n'avons eu accès à cette dernière résolution qu'aux données des satellites Meteosat-5 et Meteosat-7 de ISCCP (Les données des satellites NOAA-11 et NOAA-12 n'ayant pas été récupérées). La zone de couverture des données ISCCP-DX se trouve donc réduite par rapport à celle de ISCCP-D1 (cf. la **Figure 2.4.10**). L'analyse statistique des observations LITE a donc été dissociée (voir la **Table 2.4**) suivant les zones de couverture respective de ISCCP-D1 (chiffres de couleur noir) et de ISCCP-DX (chiffres de couleur rouge).

Highest		All latitude range	[-60°;-20°]	[-20°;+30°]	[+30°;+60°]
High	H	48.3 % 48.0 %	36.2 % 39.7 %	52.8 % 52.3%	46.9 % 45.4 %
	H+M	21.5 % 21.5 %	23.9 % 21.2 %	17.6% 18.3 %	26.7 % 27.5 %
	H+L	23.7 % 23.7 %	30.3 % 29.4 %	24.9 % 24.7 %	18.2 % 17.7 %
	H+M+L	6.5 % 6.8 %	9.6 % 9.7 %	4.7 % 4.7 %	8.2 % 9.4 %
Middle	M	62.2 % 63.0 %	48.0 % 47.5 %	69.7 % 73.1 %	63.7 % 64.5 %
	M+L	37.8 % 37.0 %	52.0 % 52.5 %	30.3 % 26.9 %	36.3 % 35.5 %

Table 2.4 : Répartitions nuageuses dans chaque classe d'altitude de LITE en mode « tir à tir » sous la couverture ISCCP-D1 (chiffres noirs) et ISCCP-DX (chiffres rouges), en mode tir à tir.

Highest	All latitude range	[-60°;-20°]	[-20°;+30°]	[+30°;+60°]
High	52.4% 49.8 %	37.6 % 41.0 %	57.4 % 51.3 %	56.1 % 55.3 %
Middle	9.0 % 9.2 %	10.2 % 9.9 %	6.6 % 6.7%	12.4 % 13.8 %
Low	38.6 % 41.0%	52.2 % 49.1 %	36.0 % 42.0 %	31.5 % 30.9
Cover Ratio	69.8 % 69.0 %	72.8% 78.5 %	72.5 % 70.2 %	64.0 % 59.7 %

Table 2.5 : Climatologie nuageuse LITE en mode « tir à tir ». Les chiffres en noir correspondent à la couverture des données ISCCP-D1, les chiffres en rouge correspondent à celle des données ISCCP-DX.

Les résultats obtenus en mode « tir à tir » (voir la **Table 2.4** et la **Table 2.5**) montrent l'importance significative de l'occurrence des tirs présentant une structure multicouche. Globalement, en mode « tir à tir », 51.7 % des tirs dont la classe la plus haute est de type **H** montre une structure multicouche. Cette proportion est de 37.8 % pour les classes de type **M**. Cette information essentielle sur la structuration multicouche, apportée à l'échelle globale par l'utilisation seule de la télédétection active, nécessite d'être prise en compte dans l'ensemble des modèles de climatologies nuageuses, car elle a un impact important sur le bilan radiatif.

En effet, à la différence d'un détecteur actif qui peut donner de façon directe la distribution des couches nuageuses dans la colonne atmosphérique, l'estimation des caractéristiques d'une structure nuageuse par un détecteur passif s'effectue de façon indirecte. Leur altitude est estimée à partir de la température de brillance. Sans autre information, les algorithmes de traitements utilisés font alors l'hypothèse de structures nuageuses monocouches, dont l'altitude correspond à l'altitude d'un nuage fictif radiativement équivalent à l'ensemble de la colonne atmosphérique.

Le lidar spatial est le seul instrument nous apportant cette information sur la distribution nuageuse. De multiples biais peuvent toutefois, il est vrai, être introduits par l'utilisation de la seule base de données LITE.

Un des biais existant réside dans le fait qu'à la différence d'un système de détection passif, offrant une couverture globale et très répétée temporellement, la mission spatiale LITE, dont la durée totale des enregistrements n'a pas excédé 53 heures, offre un maillage dont l'homogénéité peut être critiquée du point de vue de la représentativité géographique. Ce biais est aggravé par la

zone de longitude non couverte par LITE, correspondant au continent Indien (zone non enregistrée due à une coupure de l'accès au relais satellite TDRS (Tracking and Data Relay Satellite System) correspondant à cette zone pour la mission LITE).

	Global [60°S ;60°N]	[60°S ;20°S]	[20°S ;30°N]	[30°S ;60°N]
LITE	65 %	82 %	67 %	51 %
GLAS (01 au 07/10)	72 %	89 %	71 %	48 %
MODIS	74 %	91 %	74 %	51 %
Réalité	74 %	91 %	74 %	51 %

Table 2.6 : Pourcentage des observations effectuées au dessus de la mer sur le nombre total de données, suivant le type d'instrument (LITE, GLAS (première semaine) et MODIS) utilisé, en global et par intervalles de latitude. La dernière ligne du tableau donne la surface au sol réelle.

Cet aspect est illustré ici dans la **Table 2.6**, où le rapport entre le nombre de données enregistrées au dessus des surfaces océaniques sur le nombre total de données montre en ce qui concerne LITE d'assez fortes différences (9% en global) avec les pourcentages réels dus à la distribution géographique naturelle des surfaces continentales et des surfaces océaniques. Cette différence paraît d'autant plus grande que la zone à étudier est haute en latitude.

Le comportement nuageux au dessus des continents et au dessus des océans étant différent, ce biais aura de facto un impact dans la distribution globale nuageuse. Ce dernier reste néanmoins difficilement quantifiable.

Cette différence de représentativité est fortement gommée dans le cas de l'utilisation des données GLAS (2% en global), de part une durée de mesures considérablement accrue (1mois de mesure). Ce biais pourra par conséquent être négligé dans le cadre des futures missions spatiales, telles que celles de CALIPSO, qui sont prévues pour offrir une bien plus grande couverture temporelle et spatiale.

2.4.3 Intercomparaison des statistiques LITE et GLAS (données opérationnelles)

Malgré les différences, répertoriées dans la section précédente, dans l'acquisition des données LITE et GLAS, les résultats statistiques obtenus peuvent néanmoins être intercomparés. Cette étape essentielle de comparaisons entre les résultats obtenus par ces deux instruments de détection active, permet dans une certaine limite, la validation des distributions de structures nuageuses précédemment retrouvées.

Cette connaissance de la structure nuageuse définie, nous effectuerons par la suite la comparaison des climatologies nuageuses avec celles obtenues grâce aux détecteurs passifs (voir chapitre 3). Nous identifierons ainsi les caractéristiques propres à chaque instrument, et verrons comment un couplage actif/passif peut être mis en place afin d'améliorer notre connaissance de ces climatologies nuageuses. Cette étude trouve sa place dans le cadre des missions spatiales, qui offrent aujourd'hui, comme la mission CALIPSO/AquaTrain, et offrirons dans le futur de telles opportunités de couplages.

L'ensemble des statistiques de GLAS et LITE étant établies, nous cherchons donc à faire la comparaison de ces résultats. Afin de mener cette comparaison, nous cherchons donc dans un premier temps à nous affranchir des problèmes liés à la structuration multicouche. En conséquence, l'altitude du sommet de la structure nuageuse la plus haute sur chaque tir lidar nous semble être le paramètre le plus judicieux à utiliser afin de commencer cette comparaison.

Il est intéressant de comparer la forme des PDF cumulées (CPDF) obtenues à partir des deux jeux de données LITE et GLAS (voir la **Figure 2.4.11**). On remarque tout d'abord que [Winker et al., 1996] a fourni très rapidement après la mission LITE une CPDF du sommet des structures nuageuses les plus hautes sur chacun des tirs lidar.

Cette dernière est très proche de la CPDF que nous avons calculé dans les mêmes conditions grâce à notre algorithme d'extraction sur les données LITE. Nous fournissons aussi la CPDF correspondant à l'ensemble des structures présentes sur chacun des tirs lidar.

Comme le montre aussi cette figure, on note une très forte similitude, dans les CPDF issues des données LITE et GLAS. Cette quasi-similarité entre les résultats constitue une première preuve de la cohérence des statistiques calculées à partir de ces deux instruments.

La forme des CPDF de LITE et GLAS correspondant au sommets de structures les plus élevés sur chacun des tirs lidar (Highest cloudy structures), montre une cassure autour de 3 km d'altitude. On note qu'en ce point, la CPDF de LITE (GLAS) montre une probabilité cumulée de 40%(35%). Cette observation correspond avec les statistiques précédemment établies par Warren et al. (1985), qui estiment à 40% le taux de nuages bas non recouvert.

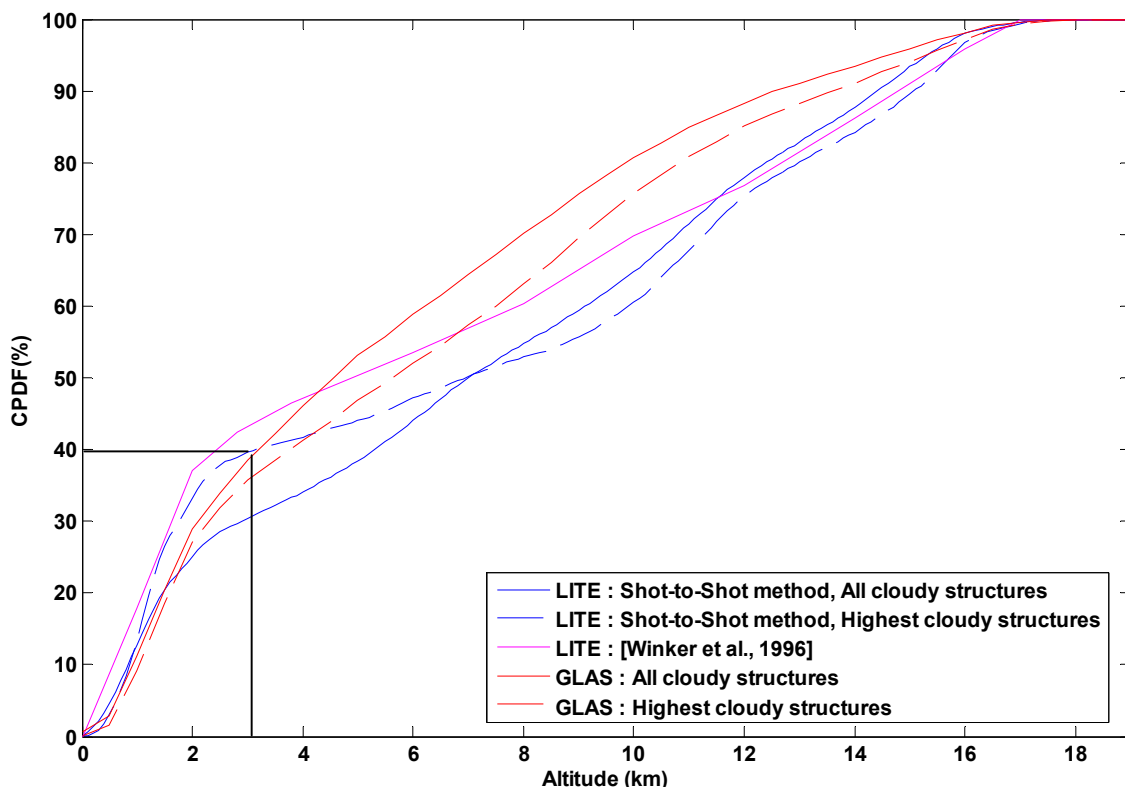


Figure 2.4.11 : CPDF de l'altitude des sommets de structures nuageuses, obtenues à partir des instruments actifs LITE (532 nm) et GLAS (532 nm à 1Hz). Les CPDF sont calculées pour toutes les structures nuageuses détectées et pour les structures détectées les plus hautes. Les résultats obtenus par [Winker et al.,1996] sur les données LITE sont aussi présentés.

Mais cette analyse reste une analyse globale. Il est donc nécessaire de vérifier dans un deuxième temps si les similitudes observées sont conservées suivant la latitude. On trace pour cela la distribution bidimensionnelle (latitude et altitude) de l'ensemble des structures nuageuses détectées (voir la **Figure 2.4.12**).

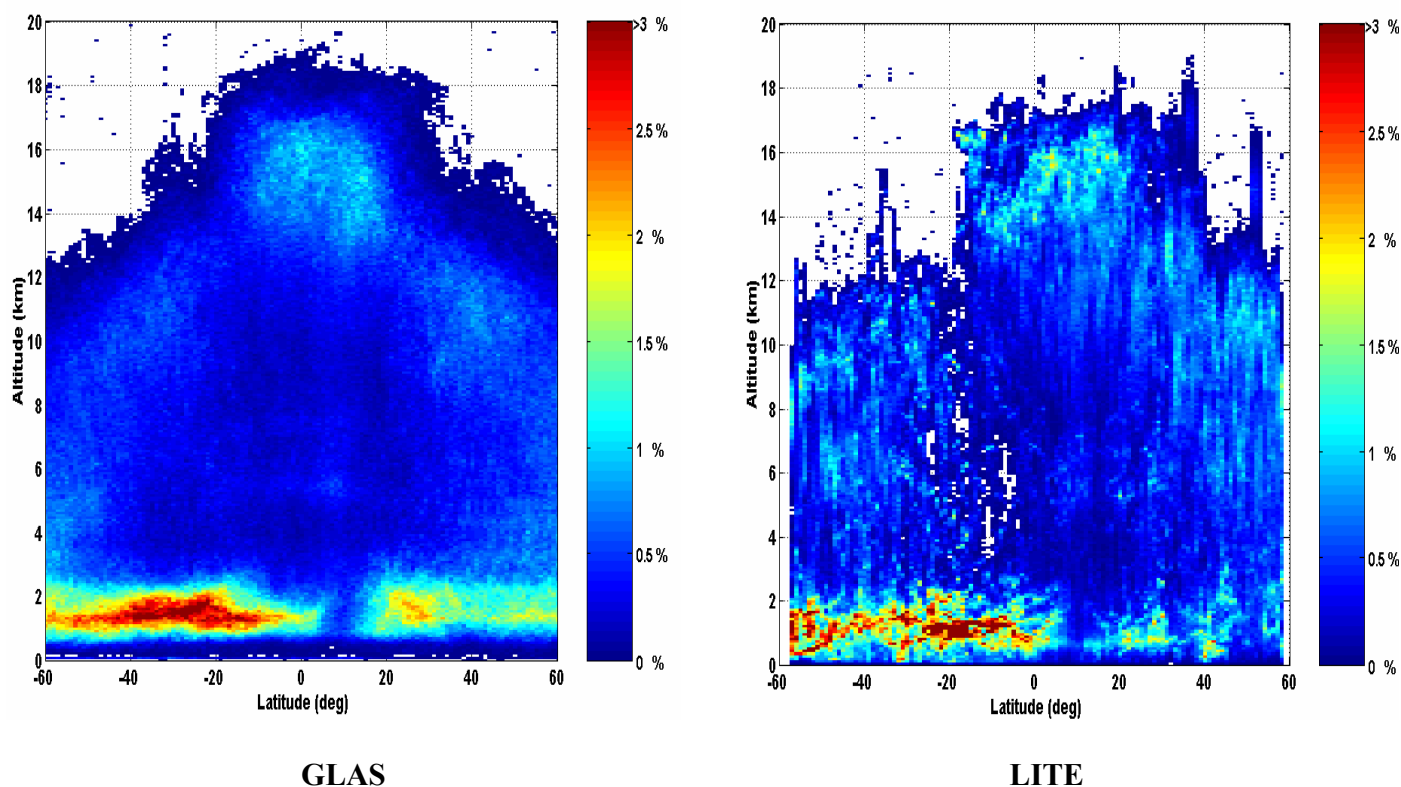


Figure 2.4.12 : Distributions latitudinales et en altitude des sommets de structures, retrouvées à partir des données des instruments GLAS (Première semaine) et LITE, en mode « tir à tir ». Les échelles de couleurs sont des échelles relatives, correspondant au nombre maximum de structures détectées dans chaque distribution.

Bien que la distribution de GLAS soit moins bruitée que celle de LITE, on observe une fois de plus la forte ressemblance entre les distributions retrouvées. Les structures nuageuses de faibles altitudes (entre 1 et 3 km) semblent être correctement retrouvées, ainsi que le positionnement en altitude et latitude de l'ITCZ. On retrouve le schéma de circulation atmosphérique méridienne à grande échelle précédemment dans la **Figure 2.4.4**.

Comme nous l'avons dit précédemment dans la section 2.5.5, le fait que le SNR de LITE soit supérieur à celui de GLAS, implique que le signal, à la traversée des couches nuageuses, chute plus rapidement dans le bruit. Par conséquent, le nombre de tirs classés multicouches sera aussi, par conséquent, plus faible dans le cas des données GLAS que dans le cas des données LITE. On observe ainsi sur la **Figure 2.4.12**, dans l'intervalle de latitude [20°S ; 30°N] et entre 3 et 10 km d'altitude, une baisse significative du nombre de structures nuageuses détectées par GLAS, comparativement à celles détectées par LITE.

Après avoir montré que les CPDF des structures nuageuses les plus élevées sur chacun des tirs lidar sont similaires entre les bases de données LITE et GLAS, et après avoir montré ici que les

distributions de l'altitude de ces sommets de structures élevées suivant la latitude restent aussi comparables, on va maintenant considérer dans la suite de ce travail l'ensemble des structures nuageuses présentes sur chacun des tirs lidar. Il nous faut donc montrer, pour clore cette comparaison entre les statistiques LITE et GLAS, que la structuration multicouche à l'intérieur de chacune des classes d'altitude reste identique. Afin de remplir cet objectif délicat, nous comparons les climatologies nuageuses globales de LITE (données dans la Table 2.4), avec celle de GLAS (données dans la Table 2.3). Pour plus de facilité, ces statistiques sont redonnées au lecteur dans la Table 2.7. Lorsque l'on compare les statistiques de LITE, et celles de GLAS, on remarque que toutes latitudes confondues, leurs valeurs restent dans le même ordre de grandeur (à $\pm 10\%$). Ces écarts restent tout de même acceptables aux vues des différences d'acquisitions précédemment évoquées entre les deux bases de données.

A partir de la **Table 2.7**, nous calculons pour LITE et pour GLAS, le rapport du pourcentage de tirs monocouches sur le pourcentage de tirs multicouches, et ceci pour chacune des classes d'altitude haute et moyenne.

		LITE		GLAS	
		Occurrence des structures	Rapport monocouches/ multicouches	Occurrence des structures	Rapport monocouches/ multicouches
Classe Haute	H	48.3 %	0.93	57.3 %	1.34
	H+M	21.5 %		18.6 %	
	H+L	23.7 %		19.8 %	
	H+M+L	6.5 %		4.3 %	
Classe Moyenne	M	62.2 %	1.64	73.4 %	2.75
	M+L	37.8 %		26.6 %	

Table 2.7 : Rapport de l'occurrence des structures monocouches sur celle des structures multicouches, pour les missions LITE et GLAS.

La proportion des cas monocouches/multicouches à l'intérieur de chaque classe d'altitude semble néanmoins être conservée. On peut conclure de cette analyse que le rapport de nuages monocouches hauts sur les cas de nuages multicouche est compris entre 0.93 et 1.34, et que ce même pourcentage est compris entre 1.64 et 2.75 dans le cas des classes de nuages moyennes.

On observe que le nombre de tirs contenant en même temps les trois classes d'altitude haut, moyen et bas est compris entre 4.3 et 6.5%.

A la différence des données LITE, on observe cependant dans les données GLAS, peu de différences statistiques entre les structures nuageuses obtenues au dessus des surfaces maritimes et celles obtenues au dessus des surfaces continentales (voir la **Table 2.3**). Ces différences peuvent néanmoins être expliquées par le faible nombre de données de LITE comparé à celui de GLAS. Ces différences sont d'autant plus accrues lorsque l'on restreint la statistique de LITE à un type de surface (continentale ou maritime), ce qui réduit encore le nombre de données statistiquement disponibles. On souligne encore ici l'apport de la mission GLAS et les futures missions spatiales lidar telles que la mission CALIPSO, en terme de représentativité statistique spatiale et temporelle.

Cette intercomparaison tend à montrer la validité des climatologies nuageuses ainsi retrouvées, et par la même, la validité des algorithmes de traitements mis en place.

2.5 Etude de la structure de l'objet nuageux

2.5.1 Positionnement du problème (qu'est-ce qu'un nuage ?)

Les instruments de détections qui nous permettent généralement d'effectuer les mesures de la structure nuageuse, sont caractérisés par des résolutions verticales et horizontales, ainsi que par des méthodes de mesures, qui peuvent être très différents.

Pour ce qui est des résolutions, ces dernières induisent des modifications dans la perception que nous pouvons avoir de ce qui constitue une structure nuageuse. Il est bien évident, en effet, qu'un nuage sera vu différemment suivant que celui-ci est perçu par l'œil, par un radiomètre passif, ou par un instrument de télédétection actif. De plus, pour chacun de ces détecteurs, la détection d'une même scène nuageuse sera biaisée différemment suivant le paramètre considéré (l'altitude, l'épaisseur, la longueur, le nombre de structures...).

Ces différences de perceptions sont directement reliées à une perte d'information statistique, qui est due de façon formelle au non respect de la limite d'échantillonnage introduite par le théorème de Shannon [Shannon, 1948, 1949]. Pour rappel, ce dernier énonce que pour avoir un échantillonnage sans pertes d'informations, la fréquence de l'échantillonnage d'un signal doit au moins être égale au double de la fréquence de ce dernier. Par conséquent, le pas (équivalent à la taille des pixels) qui doit être utilisé pour effectuer l'échantillonnage doit être inférieur à la moitié de la taille du plus petit détail de l'image.

Un cas simpliste de forme de structures nuageuses servira la suite de notre explication (voir la Figure 2.5.1 (a) et (b)).

Les interprétations statistiques des matrices binaires de détections des nuages, obtenues en sortie de notre algorithme de seuillage, devront donc tenir compte des résolutions instrumentales utilisées. Les analyses directes des matrices binaires de détections ont été effectuées jusqu'à maintenant dans le cadre des données LITE et GLAS, à la résolution la plus importante. Notre façon de percevoir les structures nuageuses s'est donc limitée à une vision en mode « tir à tir », sans autres informations apportées sur la dimension horizontale. C'est le cas de l'ensemble des analyses de structures nuageuses faites à ce stade de notre étude.

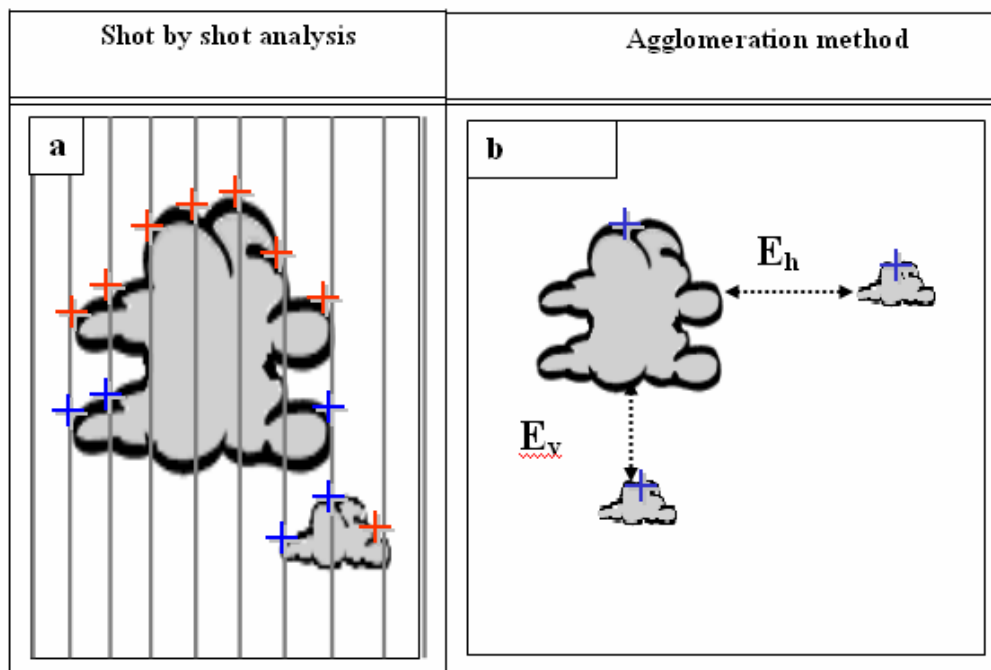


Figure 2.5.1 : Schémas des différentes configurations de statistiques possibles. A gauche, une illustration de l'analyse en mode tir à tir. A droite, l'illustration correspondante à la reconnaissance de forme et à l'agglomération des structures.

Cependant, l'analyse d'un cas simple de nuage présentant deux «étages» d'altitude (voir la **Figure 2.5.1**), permet de démontrer que la détermination du paramètre de sommet de structure nuageuse sera biaisée sans autres informations sur la dimension horizontale. En effet, dans un tel mode de vision « tir à tir », l'ensemble des croix bleues (sommet des structures recouvertes par une autre structure nuageuse), ainsi que l'ensemble des croix rouges (sommets les plus élevés sur le tir lidar considéré) seront associées indifféremment à l'ensemble plus général des sommets de structures. Appliqué à l'exemple simple de la **Figure 2.5.1(a)**, nous arriverions à la conclusion erronée de la présence de deux structures nuageuses superposées pour un même nuage.

Une analyse plus « intelligente » de la structure sur sa dimension verticale et horizontale nous aurait en effet permis de nous rendre compte que ces deux étages ne constituaient en réalité qu'un seul et même nuage, et que celui-ci ne devait être en effet reconnu que comme une structure unique.

Chacune des structures nuageuses détectées peut donc être considérée comme étant un « objet » compact, objet auquel on peut par conséquent attribuer une dimension verticale (épaisseur

de la structure nuageuse) et horizontale (longueur de la structure nuageuse) (voir la Figure 2.5.1 (b)). Un algorithme de reconnaissance de forme a donc été mis en place, à partir des données LITE.

Après analyse des statistiques obtenues, nous avons aussi jugé nécessaire d'ajouter à cette première étape de reconnaissance de forme, une étape permettant l'agglomération des structures faiblement éloignées les unes des autres.

Cette étape d'agglomération est particulièrement justifiée lorsque nous abordons l'analyse des nuages semi transparents, tel que les cirrus, ou les résultats, après seuillage par notre algorithme de détection, montrent une structure horizontale géométriquement très fractionnée. Les zones entourées en pointillés rouges dans la Figure 2.4.7 sont les exemples de telles situations.

A cette étape de notre algorithme, ce résultat nous amènerait à déterminer un trop grand nombre de structures nuageuses de faible dimension, alors que les cirrus sont connus pour être des structures nuageuses de grande dimension, s'étendant sur des dizaines, voir des centaines de kilomètres. Dans les mêmes conditions, l'œil humain par exemple, ou encore un détecteur dont la résolution horizontale serait moindre que celle de LITE verrait automatiquement une structure compacte s'étendant sur de grandes échelles spatiales.

Un autre exemple où l'agglomération des structures est jugée utile concerne l'analyse de la base des structures nuageuses. Dans le cas de nuages absorbants, ou bien encore dans le cas de nuages recouverts, l'énergie chute alors rapidement lors de la traversée de la structure, et le signal rétrodiffusé n'est plus alors constitué que de bruit. Nous nous retrouvons alors rapidement à la limite des capacités de notre algorithme de détection à seuil, et les bases de ces structures se retrouvent alors fortement morcelées. Ces dernières structures, généralement de petites tailles, ne doivent pas être identifiées comme des structures isolées, mais doivent plutôt être rattachées à la structure nuageuse principale à laquelle elles appartiennent.

Nous détaillons dans la section suivante la méthode utilisée pour effectuer cette agglomération ainsi que les paramètres choisis.

2.5.2 La méthode d'agglomération

La difficulté de la mise en place d'un tel algorithme d'agglomération réside dans la détermination des distances limites sur la verticale (E_v) et sur l'horizontale (E_h) (voir la **Figure 2.5.1(b)**) pouvant séparer deux structures nuageuses, et qui amènerait ces deux structures à n'en constituer qu'une seule. Une étude de cas a donc été menée. Ces valeurs de E_v et de E_h sont fortement dépendantes de la résolution de l'instrument utilisé.

La distribution du nombre de couches nuageuses détectées sur la verticale constitue un paramètre d'importance permettant de juger de la qualité des agglomérations, et ainsi de celle des climatologies obtenues à partir de GLAS et de LITE.

En effet, le nombre de couches nuageuses détectées sur la verticale par un lidar spatial doit directement être lié à sa résolution verticale. Or nous savons que la résolution verticale de LITE (15 m) est bien supérieure à celle de GLAS (76.8 m). Il semble donc intéressant de comparer les distributions du nombre de couches nuageuses correspondantes, et de juger de leur dépendance en fonction de la résolution verticale des instruments (voir la **Figure 2.5.2**).

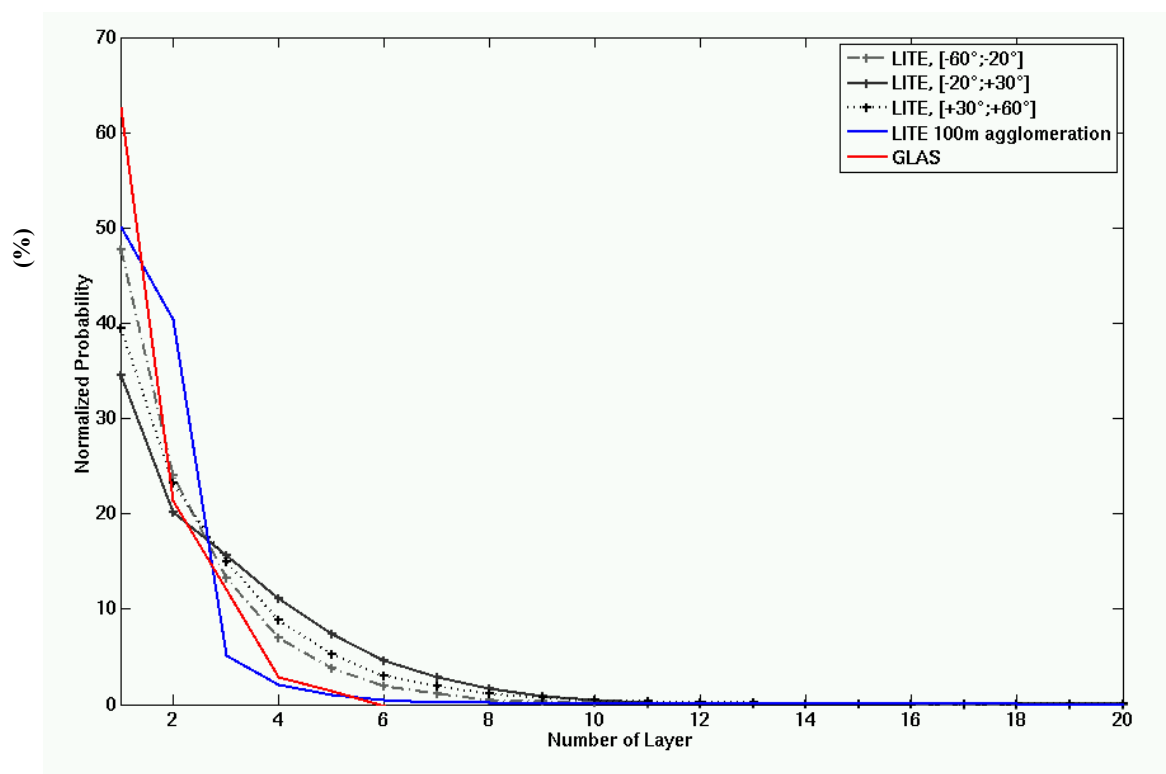


Figure 2.5.2 : Distributions du nombre de couches détectée à partir des données LITE et des données GLAS. Les données de LITE à pleine résolution (15 m) sont étudiées suivant les trois bandes de latitude. La courbe bleue donne la distribution retrouvée après agglomération des structures dont la proximité est inférieure à 100 mètres. La courbe rouge donne la distribution du nombre de couches correspondant à GLAS.

La **Figure 2.5.2** donne les distributions du nombre de couches nuageuses de LITE à pleine résolution suivant les trois bandes de latitudes. On observe tout d'abord que le nombre de couches observées sur la verticale ne semble pas être fortement lié à la zone de latitude. Nous pouvons ensuite comparer ces distributions avec la distribution correspondante de GLAS. On remarque que le nombre de couches détectées par GLAS semble être bien moins important que dans le cas de LITE.

Afin de vérifier l'hypothèse de dépendance à la résolution, nous nous sommes proposés de retrouver quelle serait la distribution de LITE pour une résolution dégradée. Afin de remplir cet objectif, nous « agglomérons » les structures éloignées l'une de l'autre d'une distance maximum L , prise équivalente ici à 100 m. On observe alors que la proportion des tirs montrant plus de 4 structures chute alors rapidement, au profit des tirs monocouches et bicouches représentant alors l'essentiel de la statistique. La distribution de GLAS, de résolution verticale on le rappelle 76.8 m, semble bien alors constituer une distribution intermédiaire par rapport aux distributions de LITE, de résolution verticale 15 m à pleine résolution et celle agglomérée à 100 m.

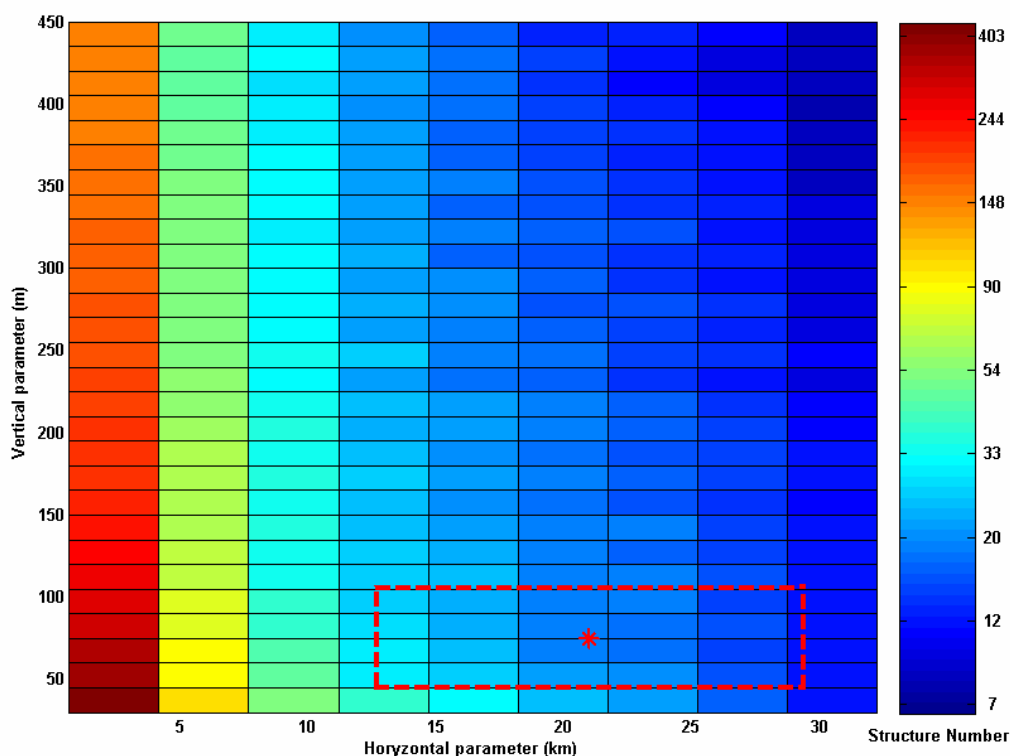


Figure 2.5.3 : Occurrence du nombre de structures nuageuses observées, en fonction des paramètres d'agglomération horizontaux E_h et verticaux E_v

L'étude du nombre de structures nuageuses détectées (voir la **Figure 2.5.3**), a permis d'évaluer la qualité de l'agglomération des structures en fonction des distances limites d'agglomération, sur la verticale et sur l'horizontale. Les paramètres optimaux qui ont ainsi pu être déterminés correspondent à une distance limite d'agglomération sur l'horizontale E_h de 21 km (soit 30 pixels), et une distance limite d'agglomération sur la verticale E_v de 75 mètres (soit 5 pixels). Ces valeurs de E_v et de E_h correspondent à des échelles spatiales compatibles avec celles des modèles méso-échelles.

2.5.3 Résultats et comparaison

L'étape de reconnaissance des formes nous a permis de relier l'information contenue par chacun des tirs lidar, et par conséquent d'accéder à la distribution horizontale des nuages le long de l'orbite de LITE. La **Figure 2.5.4** présente la distribution de la longueur de structures telle que retrouvée après application de notre algorithme de reconnaissance de forme. Cette PDF (Probability Density

Function) montre une plus forte occurrence des structures de faibles longueurs que des structures de grandes longueurs. Les fortes variations autour de cette distribution pour les grandes longueurs de structures sont directement liées à leur faible nombre.

Cette distribution peut être approximée, en échelle logarithmique, pour les structures d'une longueur supérieure à 8 km par un fit linéaire $y=-0.606x-1.132$, et en deçà de 8km par un fit parabolique d'équation $y= -0.046x^2-0.52x+0.543$.

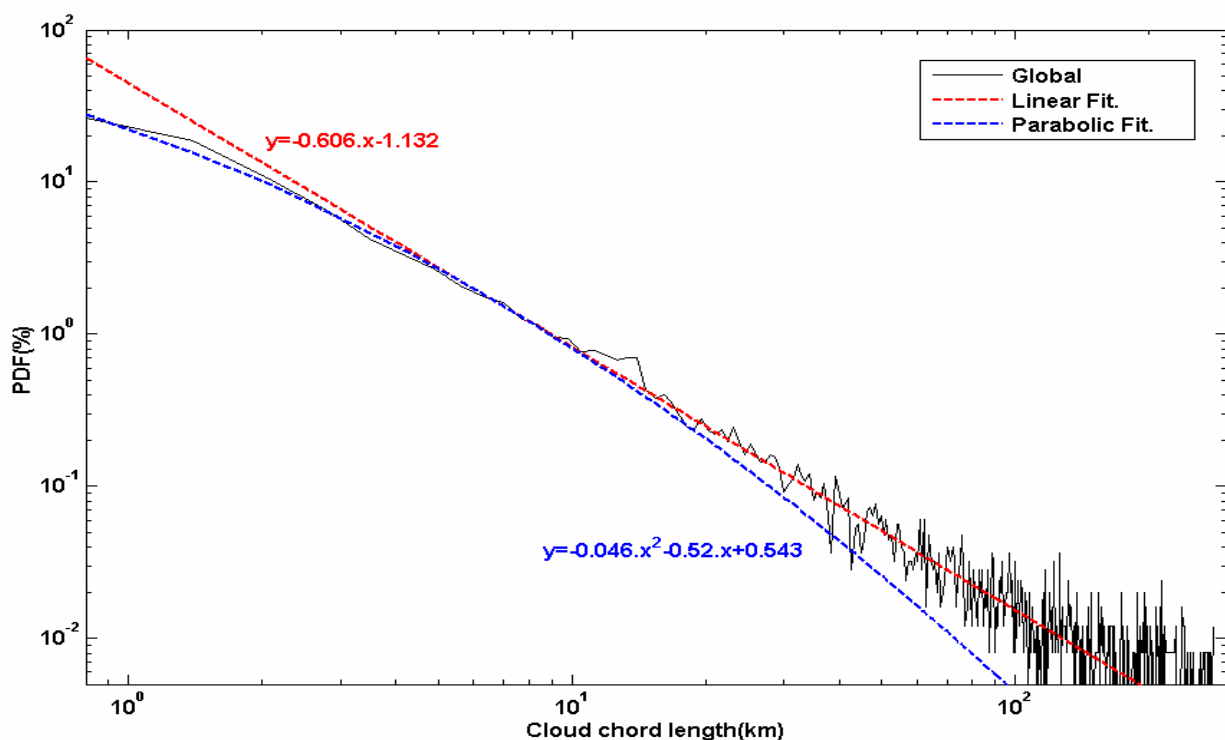


Figure 2.5.4 : Distribution de la longueur des structures nuageuses détectées à partir des données LITE

Il n'existe à ce jour que très peu d'études effectuées sur la longueur des structures nuageuses. A la différence des détecteurs passifs, l'instrument lidar est le seul à pouvoir offrir une estimation de la distribution de ces longueurs de structures par niveau d'altitude. Ces derniers apportent en effet une mesure intégrée sur la verticale, ce qui ne permet pas, dans le cas de système multicouche, d'avoir un accès direct à la longueur de chacune de ces structures nuageuses.

Des distributions de longueurs de structures obtenues à partir de stations in situ ont déjà été établies par d'autres auteurs, principalement dans le cadre des mesures effectuées par le réseau lidar terrestre américain ARM [Lane, D. E. et al, 2002]. Cependant, les analyses statistiques ainsi obtenues restent caractéristiques des régions où les mesures ont été effectuées, et restent difficilement comparables avec les résultats globaux apportés ici (différence d'échelle). De plus, la

détermination de la longueur des structures nuageuses, faite à partir d'une station lidar sol fixe ne peut s'effectuer de manière instantanée sur l'ensemble de la structure à caractériser. Elle constitue une méthode de mesure indirecte, car elle nécessite la connaissance des champs de vent à l'altitude correspondant à la structure nuageuse observée.

D'autres auteurs ont déjà fait l'analyse statistique de la distribution des longueurs de structures nuageuses, en employant par exemple les données du Landsat Multispectral Scanner (MSS), ou celles du Thematic Mapper (TM) (e.g. [Wielicki et Welch, 1986]; [Cahalan et Joseph, 1989]; [Davis et al., 1997]). [Wielicki et Welch, 1986] ont analysé la distribution nuageuse à partir des images de MSS, et ont montré que la distribution des longueurs de structures nuageuses retrouvées était comparable avec celle retrouvée dans les études précédentes basées sur l'étude des photographies aériennes ([Plank, 1969] et [Hozumi et al., 1982]), et celle des données TM ([Cahalan and Joseph, 1989]). Ils ont ainsi retrouvé que la distribution des longueurs était fonction du logarithme de la racine de la surface de la structure nuageuse, où le diamètre effectif de la structure nuageuse est approximé par une double loi de puissance, avec une puissance -0.89 pour les structures de longueurs inférieures à 2 km, et -2.76 pour les structures de tailles plus importantes.

Ces estimations ne sont pas concordantes a priori avec celles obtenues à partir des données LITE. On pourrait en effet adopter pour notre distribution le même type de loi de puissance, mais avec une puissance d'environ -0.52 pour les structures de longueurs inférieures à 3 km, et -0.606 pour les structures de tailles plus importantes.

La distribution globale des longueurs de structures nuageuses obtenues grâce aux données du lidar spatiale LITE constitue donc un résultat unique. Les résultats établis ici restent néanmoins difficilement comparables avec ceux précédemment établis par les stations in situ, et ne pourront être réellement comparés et vérifiés que grâce aux résultats qui pourront être obtenus à partir des données du lidar spatial CALIOP/CALIPSO.

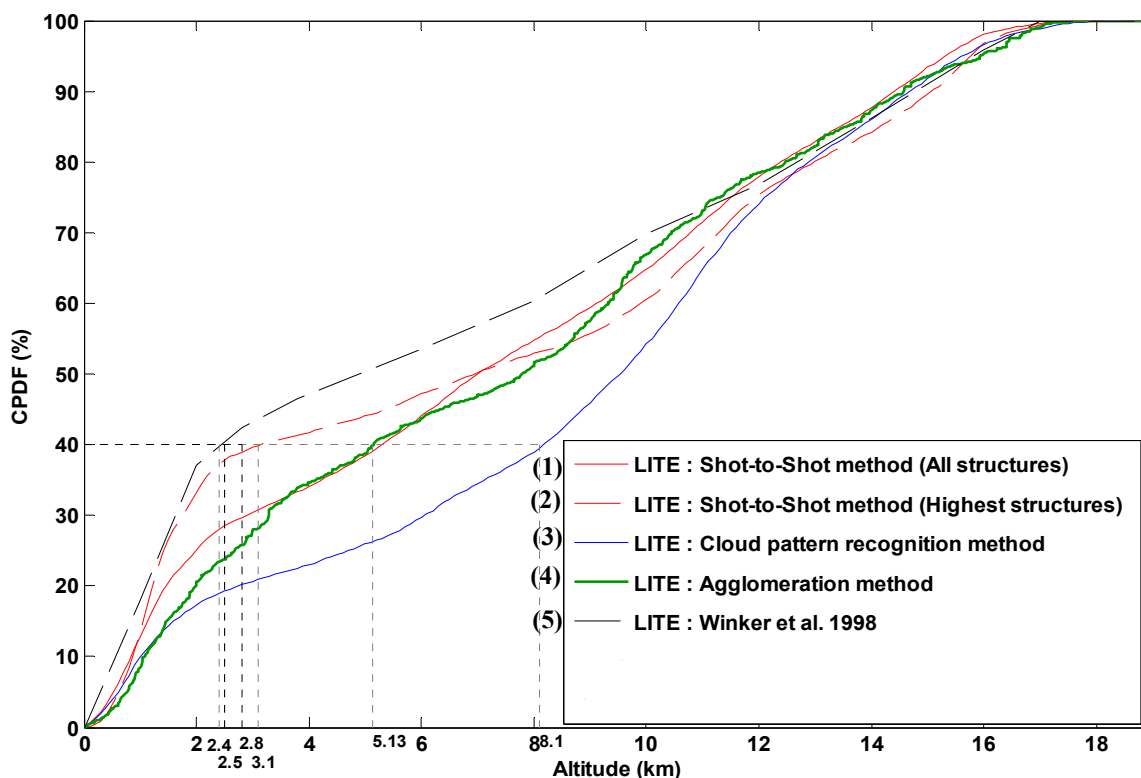


Figure 2.5.5 : CPDF de l'altitude des sommets des structures nuageuses obtenus selon différentes méthodes : selon le mode tir à tir (**(1)** en considérant l'ensemble des structures nuageuses, ou **(2)** seulement la structure la plus élevée de chaque tir), ou en regardant l'information sur la dimension horizontale : **(3)** après avoir effectué l'étape de reconnaissance de forme sur les structures nuageuses (Cloud pattern recognition method), et **(4)** après agglomération des structures précédemment reconnues (Agglomeration method). La CPDF **(5)** correspondante aux extractions effectuées en mode tir à tir par Winker et al. [1998], est aussi donnée dans cette figure.

Comme il a été effectué précédemment avant l'application du processus d'agglomération, nous pouvons maintenant fournir les nouvelles statistiques correspondantes aux sommets de structures nuageuses. La **Figure 2.5.5** présente la CPDF du sommet des structures nuageuses détectées. Nous avons fourni à titre de comparaison les CPDF correspondant à chacune des étapes menant à l'agglomération des structures nuageuses.

Nous remarquons tout d'abord de fortes différences entre la CPDF correspondante au mode d'analyse tir à tir (structure la plus haute sur chaque tir (Highest structure)), et celle correspondante au mode d'analyse après reconnaissance des formes. On observe une baisse du nombre de structures de moyenne altitude (classe M), au profit des structures de plus haute altitude. Ces sommets de structures (M) disparues correspondaient en fait à des trous au sein des structures nuageuses. Ces trous généraient alors au sein des statistiques des structures nuageuses « fantômes », biaisant par

conséquent ces dernières. L'apport de l'information sur la dimension horizontale a donc permis de s'affranchir de ces biais.

Après l'agglomération des structures nuageuses nouvellement déterminées, et selon les paramètres d'agglomération E_v et E_h tel que déterminés par l'étude de sensibilité effectuée dans la section précédente, nous présentons maintenant la nouvelle CPDF correspondante. Cette dernière montre pour sa part une évolution plus régulière sur l'ensemble de l'altitude.

Nous nous intéressons maintenant à la **Table 2.8**, qui présente la nouvelle statistique nuageuse établie à partir des données LITE, et après agglomération des structures nuageuses. Cette statistique peut être directement comparée avec celle fournie avant agglomération par la **Table 2.4**.

Highest		All latitude range	[-60°;-20°]	[-20°;+30°]	[+30°;+60°]
High	H	58.8 (52.9 ; 67.8) % 58.0 (51.1 ; 67.1) %	49.9 (48.2 ; 64.7) % 51.9 (50.4 ; 63.9) %	60.8 (56.0 ; 67.5)% 59.5 (49.4 ; 68.9)%	60.2 (51.3 ; 68.3) % 59.0 (54.4 ; 64.2) %
	H+M	13.1 (11.4 ; 15.4) % 12.6 (10.5 ; 15.3) %	13.0 (11.7 ; 22.3) % 12.3 (10.1 ; 24.6) %	11.5 (9.9 ; 13.8) % 11.4 (8.8 ; 13.8) %	15.5 (14.0 ; 17.0) % 15.2 (14.1 ; 16.4) %
	H+L	25.0 (32.0 ; 14.2) % 26.3 (34.8 ; 15.2) %	33.1 (35.7 ; 12.2) % 32.3 (35.5 ; 11.0) %	24.8 (31.3 ; 15.7)% 26.2 (38.6 ; 14.7)%	21.4 (30.2 ; 12.4) % 22.3 (27.2 ; 17.0) %
	L+M+H	3.1 (3.7 ; 2.6) % 3.1 (3.6 ; 2.4) %	4.0 (4.4 ; 0.8) % 3.5 (4.0 ; 0.5) %	2.9 (2.8 ; 3.0) % 2.9 (3.2 ; 2.6) %	2.9 (4.5 ; 2.3) % 3.5 (4.3 ; 2.4) %
Middle	M	75.3 (68.3 ; 86.8) % 76.1 (67.8 ; 87.8) %	64.1 (62.0 ; 92.8) % 65.4 (63.6 ; 92.6) %	77.4 (65.7 ; 86.0) % 78.4 (62.9 ; 90.5) %	81.4 (75.9 ; 85.8) % 81.1 (76.3 ; 85.5) %
	M+L	24.7 (31.7 ; 13.2) % 23.9 (32.2 ; 12.2) %	35.9 (38.0; 7.2) % 34.6 (36.4; 7.4) %	22.6 (34.3 ; 14.0) % 21.6 (37.1 ; 9.5) %	18.6 (24.1 ; 14.2) % 18.9 (23.7 ; 14.5) %

Table 2.8 : Répartitions nuageuses dans chaque classe d'altitude de LITE sous la couverture ISCCP-D1 (chiffres noirs) et ISCCP-DX (chiffres rouges), après agglomération. Le premier chiffre correspond à la couverture globale. Le second chiffre correspond à la couverture au dessus de la mer, et le troisième au dessus de la terre. Pour chacune des classes ISCCP, nous avons reporté le pourcentage des classes monocouches multicouches.

On note tout d'abord, comme ce fut le cas avant l'étape d'agglomération des structures nuageuses, que les statistiques nuageuses sont différentes suivant les bandes de latitudes considérées.

De plus, on assiste, comparativement à la climatologie présentée avant agglomération (voir la **Table 2.4**), à une augmentation générale du nombre de structures monocouches. Cet effet se comprend aisément par l'action de l'agglomération, qui tend à regrouper en une seule structure des structures précédemment fractionnées. Par exemple, les structures montrant de fortes extensions spatiales, comme dans le cas par exemple des cumulonimbus, se retrouvent maintenant solidarisées. Il s'effectue donc un rééquilibrage vers les hautes altitudes des statistiques avant agglomération. La **Table 2.9** montrant la statistique des structures les plus hautes sur chacun des tirs lidar (correspondant à la **Table 2.5** avant agglomération), montre une chute globale de l'occurrence des structures basses (on passe de 38.6 à 24.87%), au profit des structures hautes (de 52.4 à 54.47%), et surtout au profit des structures moyennes (de 9 à 20.64%). Ce rééquilibrage tend à confirmer celui observé précédemment dans les CPDF (voir la **Figure 2.5.5**).

Highest	All latitude range	[-60°;-20°]	[-20°;+30°]	[+30°;+60°]
High	54.47 % 55.05 %	54.47 % 55.05 %	51.55 % 49.76 %	51.55 % 49.76 %
Middle	20.64 % 13.18 %	9.44 % 7.06 %	24.82 % 13.31 %	14.49 % 19.02 %
Low	24.87 % 31.77 %	20.91 % 19.38 %	23.61 % 36.32 %	31.67 % 34.11 %

Table 2.9 : Statistiques nuageuses des données LITE après agglomération. Les chiffres en noir correspondent à la couverture des données ISCCP-D1. Les chiffres en rouge correspondent à celle des données ISCCP-DX.

Grâce à l'apport de l'information sur la dimension verticale, nous avons pu étudier les deux paramètres climatologiques d'importance que constituent l'altitude des structures nuageuses, ainsi que la dimension de ces nuages. Nous allons maintenant chercher, pour clore cette étude des données actives, à faire le lien entre ces deux variables.

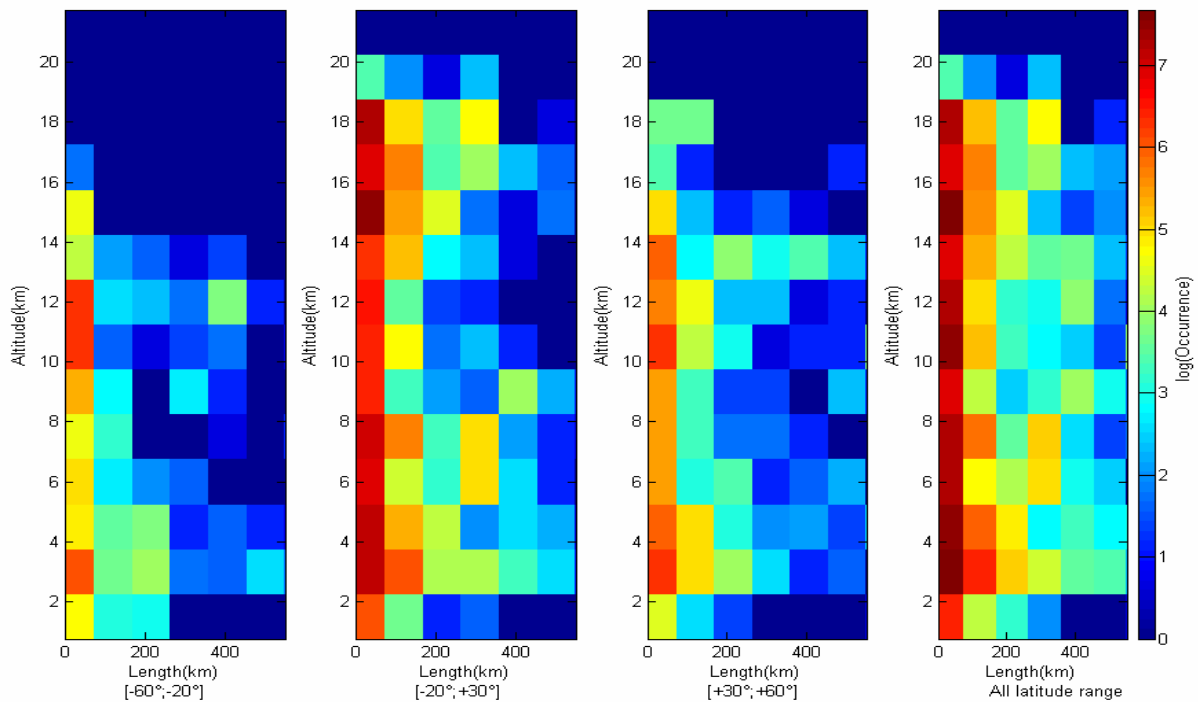


Figure 2.5.6 : Lien entre altitude du sommet et dimension du nuage (la taille des boîtes sur la longueur est de 50 km, pour une taille sur l'altitude de 1.5 km)

La **Figure 2.5.6** nous donne en global, et suivant les zones de latitude, le lien entre ces deux paramètres. Nous observons alors sur les trois zones d'altitudes, que l'occurrence des structures nuageuses ayant une grande longueur est importante dans le cas des nuages bas, et dans le cas des nuages de très haute altitude (entre 12 et 14 km d'altitude pour les zones tropicales, et entre 14 et 19 km d'altitude dans le cas de la zone intertropicale).

Cette observation est particulièrement vérifiée par l'observation dans le cas des nuages cumuliformes, qui apparaissent alors, après agglomération, avec des extensions horizontales très importantes (voir la **Figure 2.5.7**). De même, la longueur des structures de types cirrifformes, situées aux hautes altitudes telles que décrites dans le paragraphe précédent, correspond aux observations que l'on peut faire de ce type de nuages (voir la **Figure 2.5.7**).

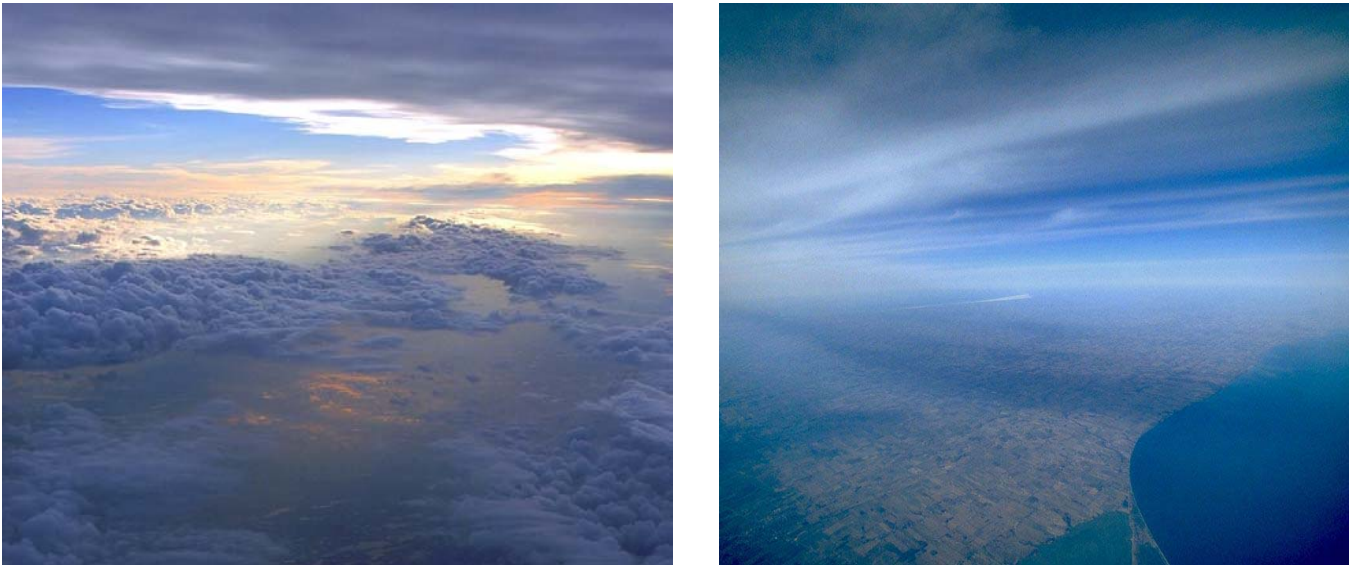


Figure 2.5.7: Champ de Cumulus (image de gauche), et de cirrus (image de droite), photographiés par avion.

2.6 Conclusion du chapitre sur la partie nuage détectée par instrumentation active

La comparaison des données LITE et GLAS nous a permis d'aboutir à plusieurs conclusions importantes quant à l'utilisation des données lidar afin de construire une statistique nuageuse. On a, dans un premier temps, montré que bien que les instruments lidar de la mission LITE et de la mission GLAS sont différents dans leurs caractéristiques, les statistiques nuageuses retrouvées restent cohérentes entre elles. Ce travail constitue une première étape de validation de notre algorithme d'extraction nuageuse, en vue du traitement des données de la mission CALIPSO.

Les différences caractérisant ces deux missions (durées cumulées d'enregistrement, homogénéité géographique des enregistrements, résolution verticale, caractéristiques instrumentales, etc ...), nous ont permis d'expliquer une grande part des différences observées entre les statistiques.

Dans le cadre de la mission CALIPSO, il sera intéressant de voir si cette cohérence des statistiques nuageuses sera conservée. L'étude des différences de conceptions caractérisant les trois

instruments LITE, GLAS et CALIOP, ainsi que l'étude de l'impact de ces différences sur les climatologies nuageuses retrouvées, permettront à terme de nous rapprocher au plus près de la réalité physique du couvert nuageux. Ce travail permettra en outre une extrapolation plus fine des performances potentielles des futurs lidar spatiaux.

Les études qui ont été produites dans ce chapitre nous ont permis de tirer parti des avantages qu'offre la technologie lidar embarquée sur un satellite. Cette technologie est en effet aujourd'hui la seule à pouvoir nous faire accéder à l'information, concernant la répartition sur la dimension verticale des structures nuageuses multicouches. Les extractions des données LITE et GLAS nous ont permis de dresser des statistiques nuageuses fiables, qui devraient être prises en compte dans les modèles de climatologies.

Nous avons aussi proposé dans ce chapitre une vision novatrice de la structure nuageuse détectée par les lidar, en dépassant le simple échantillonnage 1D (vision tir à tir). En profitant de l'information que nous avons sur la dimension horizontale, nous avons pu identifier les nuages en tant qu'objet compact, et ainsi permettre une restitution 2D des structures nuageuses.

Cette nouvelle connaissance de la distribution 2D des structures nuageuses, obtenue grâce à la télédétection active, constitue une des informations essentielles permettant, via le renseignement d'un modèle radiatif, d'estimer l'impact radiatif lié à la couverture nuageuse.

3 CHAPITRE 3 : COMPARAISON DES STATISTIQUES NUAGEUSES ENTRE LES INSTRUMENTS D'OBSERVATION SATELLITE ACTIFS ET PASSIFS

3.1 Comparaison des climatologies des nuages par observations actives lidar et passives radiométriques

Après avoir effectué les comparaisons entre les instruments actifs LITE et GLAS, et tenté ainsi de construire une description générique de la statistique nuageuse obtenue à partir d'un lidar spatial, nous pouvons alors chercher à comprendre, comment ces résultats peuvent se comparer avec ceux obtenus à partir des instruments de détections passifs.

Les statistiques précédemment établies peuvent donc être comparées, avec les données passives ISCCP, contemporaines de LITE, prises à deux résolutions différentes : les données ISCCP-D1 offrant une couverture globale (Résolution spatiale : $280 \times 280 \text{ km}^2$), et les données ISCCP-DX qui, bien que réduites en couverture (cf Fig. 2.4.10), sont caractérisées par une plus grande résolution spatiale (soit $30 \times 30 \text{ km}$). Du fait que les données ISCCP soient fournies sous la forme de slots séparés de 6 heures, il existe un décalage temporel entre les mesures de LITE et celles de ISCCP, qui peuvent entraîner, sous l'action de vents de forte intensité, des erreurs sur la localisation d'une structure nuageuse. La présence d'un tel décalage temporel doit donc être pris en compte. On

effectue donc la relocalisation des données LITE au sein des données ISCCP en utilisant les prévisions à moyen terme des champs de vent, fournies par le centre européen.

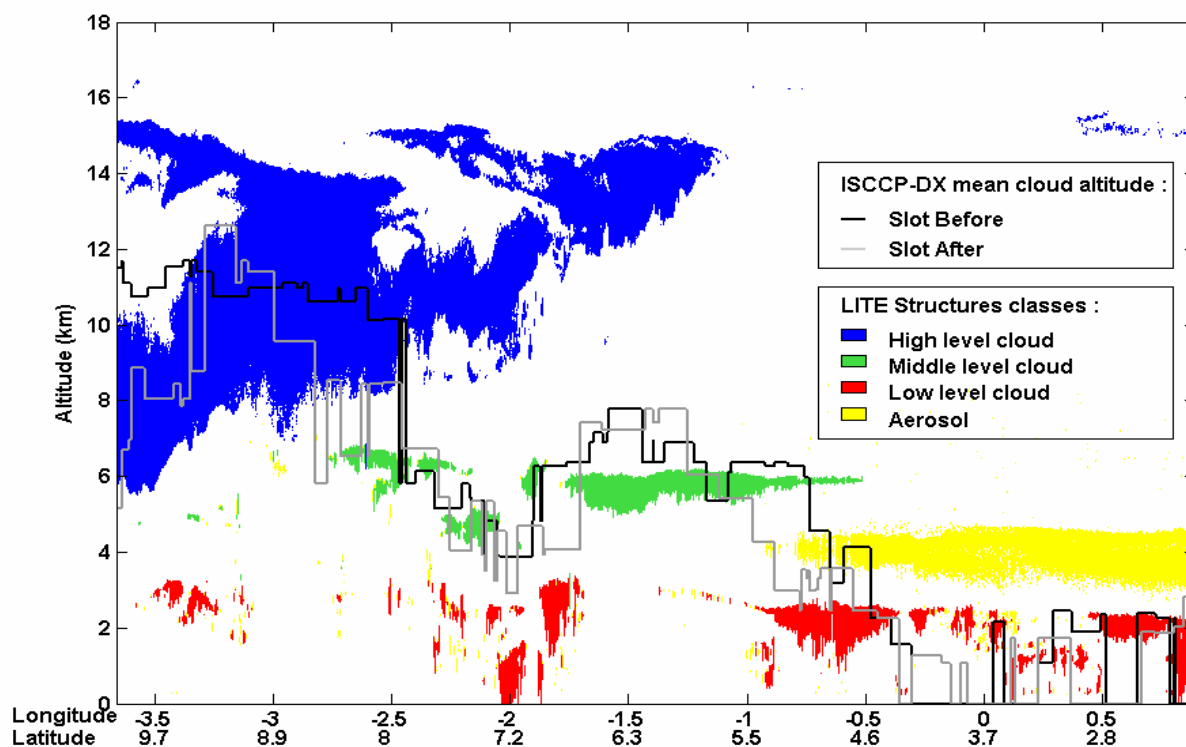


Figure 3.1.1 : Données ISCCP-DX présentées sur la même période que celle des données LITE montrées dans les figures 2.4.6 et 2.4.7. Les données ISCCP sont fournies pour chacun des slots ISCCP encadrant la mesure LITE.

Les données ISCCP (voir la **Figure 3.1.1**) montrent une assez bonne corrélation avec celles de LITE. En revanche, la détermination de l'altitude des différents niveaux nuageux semble assez approximative. On rappelle en effet que l'altitude des structures nuageuses donnée par ISCCP est une estimation de l'altitude de la structure monocouche radiativement équivalente à l'ensemble des structures nuageuses présentes sur la colonne atmosphérique. L'exemple flagrant en est le cas des structures nuageuses de hautes altitudes présentées en couleur bleue sur la **Figure 3.1.1**. LITE estime l'altitude du sommet de ces structures comme étant comprise entre 13 et 16 km. Pour sa part, ISCCP retrouve pour cette même structure nuageuse une altitude moyenne d'environ 11 km.

Cette première différence constatée dans la détermination de l'altitude d'une même structure nuageuse au sein des bases de données LITE et ISCCP, aura par conséquent une répercussion forte

sur les comparaisons des statistiques nuageuses. Comparativement à LITE, ISCCP aura tendance dans les cas de structures multicouches, à sous estimer l'altitude des nuages.

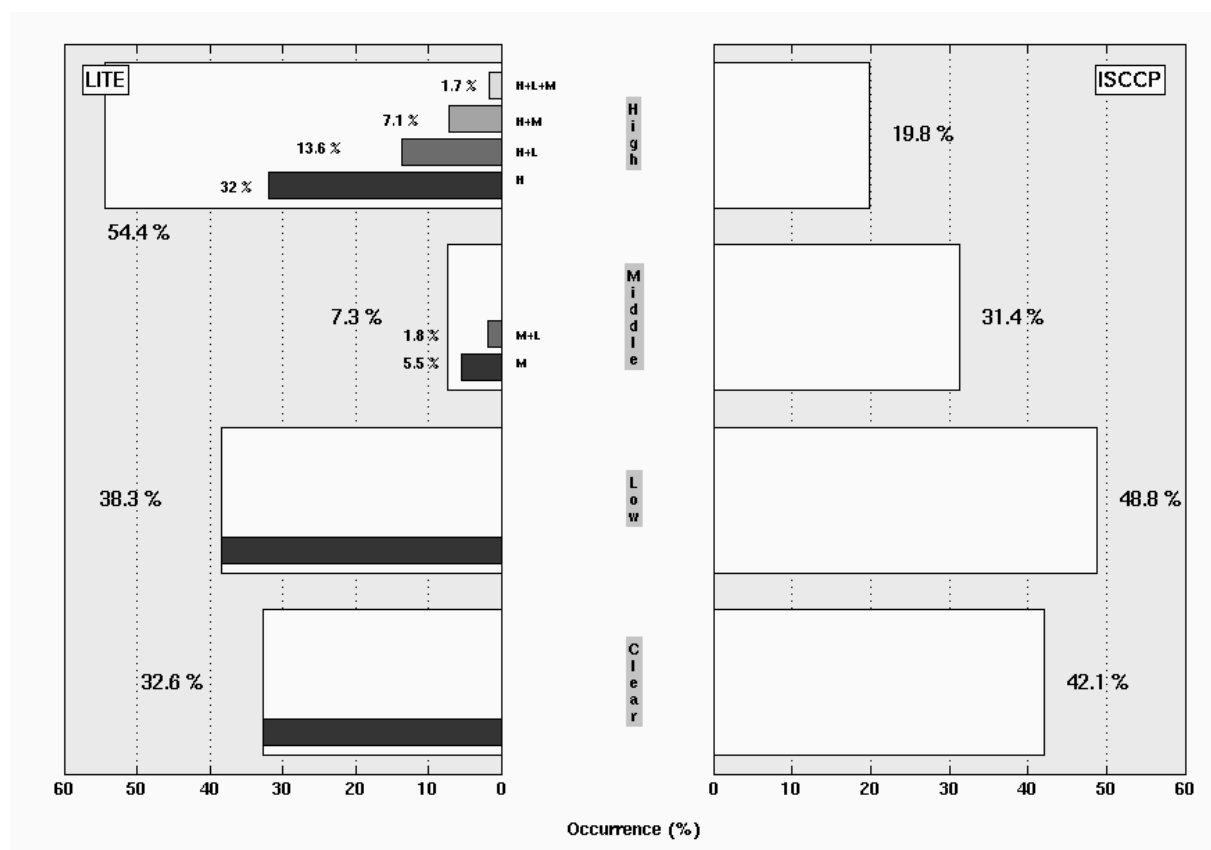


Figure 3.1.2 : *Panel de gauche :* Occurrences des couches nuageuses de LITE obtenues après agglomérations des structures nuageuses. *Panel de droite :* Statistique correspondante aux données ISCCP.

La différence la plus frappante (cf. la **Figure 3.1.2** et la **Table 3.1**) est l'occurrence des nuages de haute altitude dans les statistiques de LITE, avec une domination des structures monocouches (32.0% en global sous couverture ISCCP-D1) partiellement due aux cirrus fins qui ne sont pas détectés par les détecteurs passifs et qui correspond au ~10% de différence observée dans les statistiques de ciel clair. La relative importance du pourcentage de structures multicouches de haute altitude au sein des données LITE (~22.4% en global sous couverture ISCCP-D1) peut être associée à la différence significative observée dans les nuages d'altitude moyenne. Cette dernière classe ISCCP semble inclure une majorité (~24% des 31.4%) des sommets de structures nuageuses multicouches d'altitude "radiativement équivalente".

Highest	All latitude range		[-60°;-20°]		[-20°;+30°]		[+30°;+60°]	
	LITE	ISCCP	LITE	ISCCP	LITE	ISCCP	LITE	ISCCP
High	54.4 (46.5 ; 73.8) %	19.8 %	40.1 (38.4 ; 61.7) %	19.1 %	58.9 (49.6 ; 79.6) %	20.7 %	58.3 (50.7 ; 68.5) %	20.8 %
	50.9 (41.1 ; 73.8) %	22.5 %	42.4 (39.7 ; 76.4) %	18.3 %	51.6 (37.3 ; 79.7) %	18.9 %	57.8 (53.3 ; 63.4) %	28.5 %
Middle	7.3 (6.0 ; 10.6) %	31.4 %	7.8 (7.9 ; 6.9) %	30.4 %	5.3 (3.5 ; 9.3) %	30.8 %	10.2 (8.3 ; 12.7) %	38.1 %
	7.1 (5.9 ; 9.8) %	29.6 %	7.8 (7.7 ; 8.1) %	32.6 %	5.1 (3.5 ; 8.4) %	23.4 %	10.6 (9.3 ; 12.4) %	33.2 %
Low	38.3 (47.5 ; 15.6) %	48.8 %	52.1 (53.7 ; 31.4) %	50.5 %	35.8 (46.9 ; 11.1) %	48.5 %	31.5 (41.0 ; 18.8) %	41.1 %
	42.0 (53.0 ; 16.4) %	47.9 %	49.8 (52.6 ; 15.5) %	49.1 %	43.3 (59.2 ; 11.9) %	57.7 %	31.6 (37.4 ; 24.2) %	38.3 %
Cover Ratio	67.4 (73.3 ; 56.4) %	57.9 %	68.6 (77.7 ; 26.8) %	58.9 %	70.8 (72.7 ; 66.9) %	55.2 %	61.9 (69.4 ; 54.0) %	58.0 %
	66.5 (72.0 ; 56.3) %	57.8 %	73.0 (77.8 ; 41.9) %	69.0 %	68.2 (71.1 ; 63.0) %	47.4 %	58.2 (66.3 ; 50.3) %	56.1 %

Table 3.1 : Climatologie nuageuse LITE (après agglomération) et ISCCP. Les chiffres en noir correspondent à la couverture des données ISCCP-D1, les chiffres en rouge correspondant à celle des données ISCCP-DX. Pour les statistiques de LITE, le premier chiffre correspond à la couverture globale continentale et océanique, le second chiffre correspondant à la couverture océanique, et le troisième à la couverture continentale.

Cette sous estimation faite dans l'ISCCP de l'altitude des structures nuageuses est particulièrement mise en évidence lorsque l'on compare l'altitude moyenne des structures suivant la latitude, retrouvée par LITE, et celle retrouvée par ISCCP (cf. la **Figure 3.1.3**).

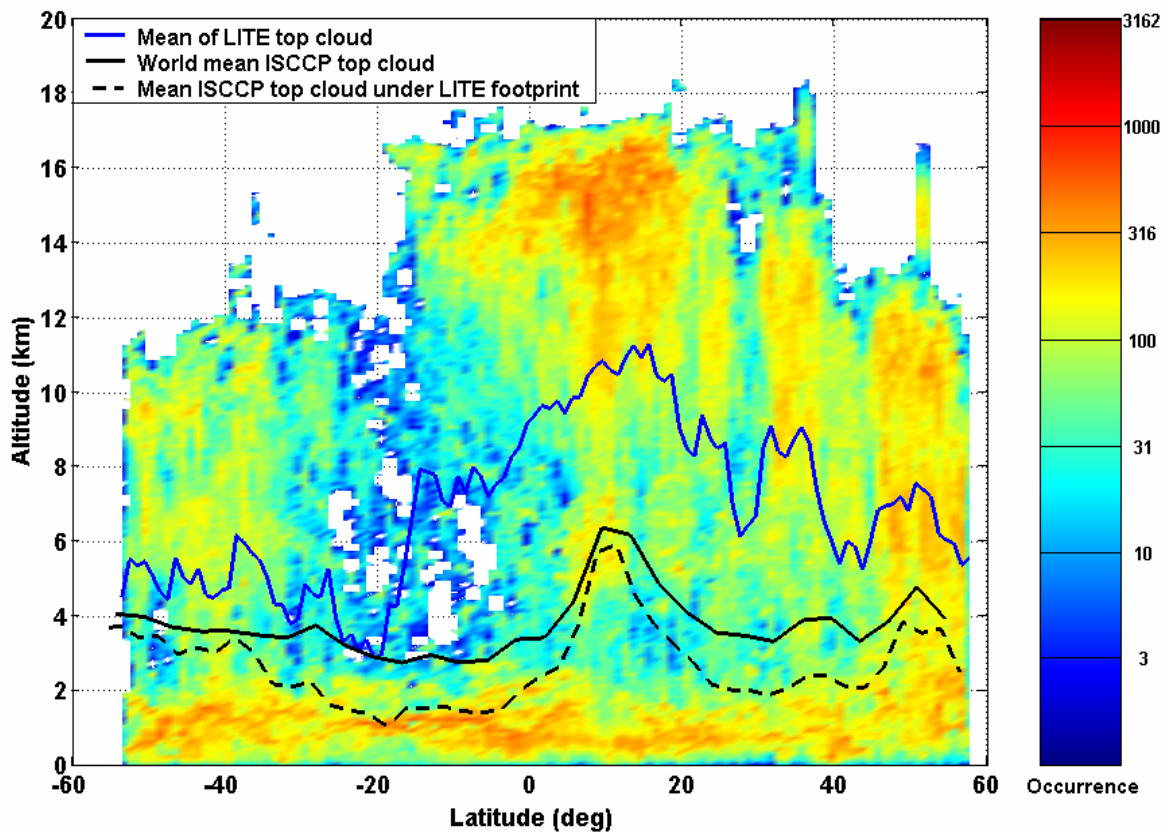


Figure 3.1.3 : Distribution latitudinale des sommets de structures nuageuses de LITE. L'altitude moyenne des structures nuageuses suivant la latitude, et retrouvée grâce aux données LITE et ISCCP est superposée sur cette figure. Cette moyenne suivant les latitudes est donnée pour ISCCP selon sa couverture globale, mais aussi directement sous la trace de LITE.

Les écarts paraissent d'autant plus importants que le nombre de nuages hauts est grand. Les différences majeures entre LITE et ISCCP seront par conséquent plus importantes (jusqu'à environ 4 km d'écart) aux abords de la zone correspondant à l'ITCZ et aux hautes latitudes.

3.2 Comparaisons LITE-GLAS-ISCCP-MODIS

3.2.1 Le couvert nuageux

Nous pouvons maintenant chercher à comparer entre eux les résultats obtenus à partir des instruments de télédétection actif (LITE, GLAS), et ceux obtenus à partir des instruments de détections passifs (ISCCP, MODIS). Nous portons tout d'abord notre comparaison sur la détection de la couverture nuageuse (voir la *Table 3.2*).

	All latitude range	[-60°;-20°]	[-20°;+30°]	[+30°;+60°]
LITE Cover Ratio (T-à-T)	69.8 % 69.0 %	72.8% 78.5 %	72.5 % 70.2 %	64.0 % 59.7 %
GLAS Cover Ratio	69.2	76.5	62.4	70.5
ISCCP Cover Ratio	57.9 % 57.8 %	58.9 % 69.0 %	55.2 % 47.4 %	58.0 % 56.1 %
MODIS Cover Ratio	59.2 %	63.3%	49.2%	58.3 %

Table 3.2 : Couvertures nuageuses enregistrées par les instruments LITE (tir à tir), GLAS, ISCCP et MODIS, sous la couverture globale ISCCP-DI (chiffres en noir). Pour LITE et ISCCP, les statistiques sont aussi données sous couverture ISCCP-DX (voir chiffres en rouge). Pour les statistiques de LITE, le premier nombre correspond à la couverture globale, le second chiffre correspond aux mesures océaniques et le dernier correspond aux mesures continentales.

Les couvertures nuageuses données par les instruments LITE, GLAS, ISCCP et MODIS paraissent assez cohérentes entre elles, et sont comprise entre 57% et 69.8%. Ces valeurs de couvertures nuageuses retrouvées sont assez similaires à celles communément retrouvées dans la

littérature scientifique par d'autres auteurs, ces derniers employant des instruments de détection passive, et des méthodes d'analyses différentes.

[Wylie et al. 1994] et [Jin et al 1996] reportent que la moyenne totale du couvert nuageux déterminée à partir de l'instrument HIRS est égale à 76%-77%. [Jin et al. 1996] et [Rossow and Schiffer, 1999] reportent une moyenne annuelle de 63% basée sur les anciennes données ISCCP C-series, et de 68% en utilisant les nouvelles données ISCCP-D. [Stowe et al. 2002] et [Jacobowitz et al. , 2003] ont comparé les moyennes mensuelles des climatologies nuageuses, en compilant les données ISCCP, et celles fournies par CLAVR (CLoud from AVHRR) sur 10 ans (1985-94), et ont trouvé des valeurs de couvertures nuageuses comprises entre 48% et 52%.

Les différences retrouvées entre les valeurs de couvertures nuageuses sont dues aux différentes techniques d'analyses utilisées, et en particulier à la façon dont sont caractérisés les pixels déclarés comme nuageux. Par exemple, CLAVR considère qu'en cas de couverture partielle d'un pixel, celui-ci puisse être déclaré comme couvert à 50%, alors que dans la même situation, ISCCP déclarera ce pixel comme étant couvert à 100%. Les valeurs de couvertures nuageuses fournies par CLAVR seront par conséquent les plus faibles, et constitueront donc une limite inférieure de cette mesure.

Bien que les valeurs de couvertures nuageuses données par la **Table 3.2** soient rapprochées, elles montrent néanmoins une différence d'environ 10% entre les valeurs données par les détecteurs actifs (env. 70%) et celles retrouvées à partir des détecteurs passifs (env. 60%). Cette différence peut être attribuée à l'impact des nuages de haute altitude semi-transparents en situation monocouches, difficilement détectés par les instruments passifs et identifiés alors comme des situations de ciel clair.

3.2.2 Les densités de probabilité

Nous pouvons pousser plus à fond la comparaison des différents résultats statistiques, en nous penchant sur l'analyse des distributions nuageuses.

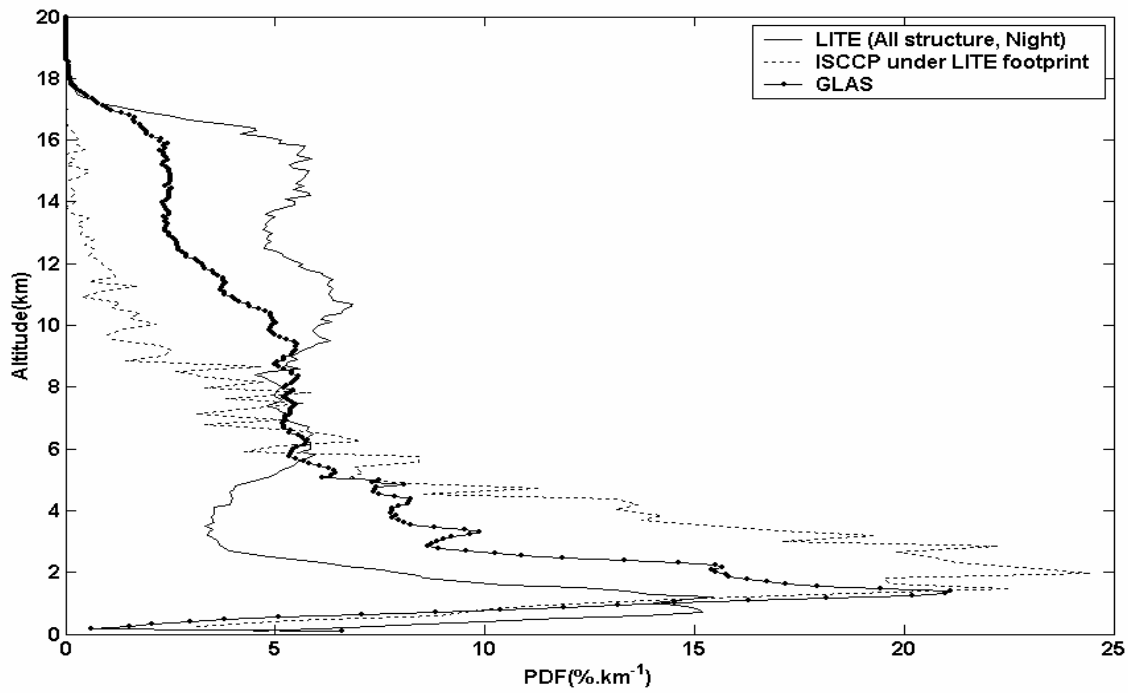


Figure 3.2.1 : PDF des sommets de structures nuageuses détectées par LITE (après agglomération des structures), GLAS (en mode tir à tir) et ISCCP.

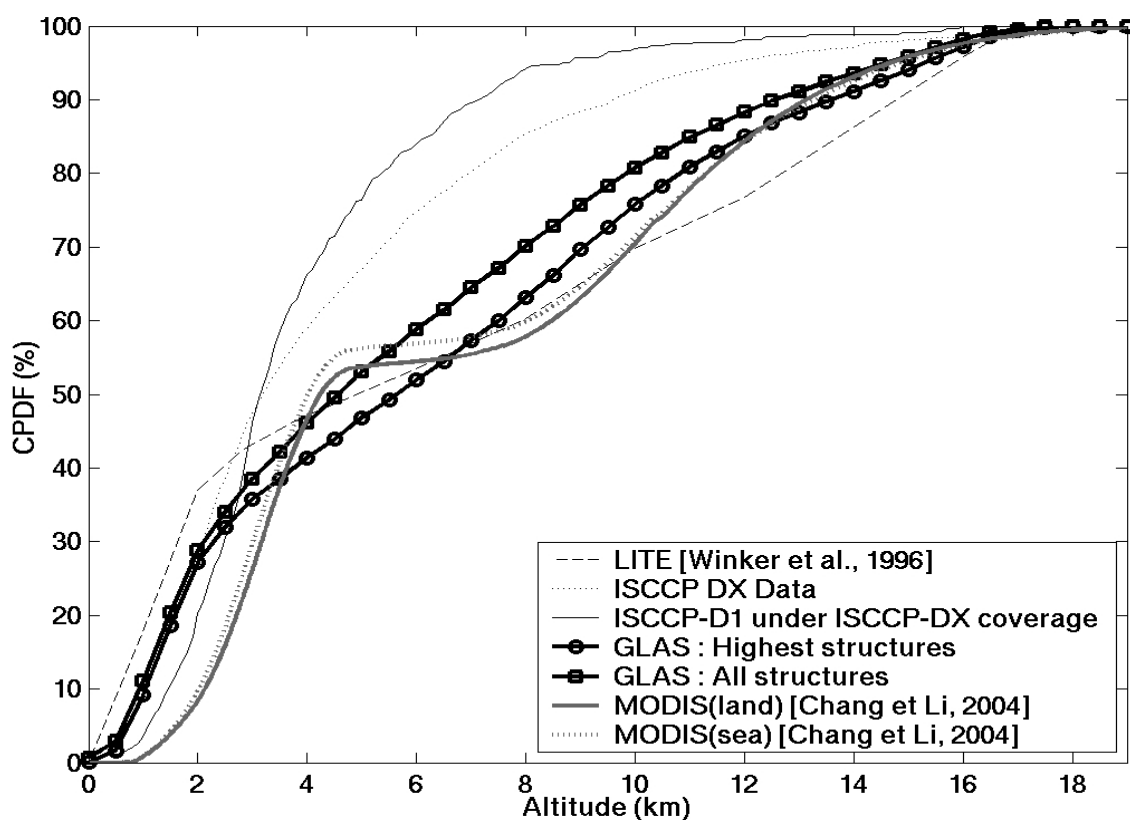


Figure 3.2.2 : CPDF de l'altitude des sommets de structures nuageuses, obtenues à partir des instruments actifs (LITE (532nm, 10Hz) et GLAS (532nm, 1Hz)) et instruments passifs ISCCP- D1 et ISCCP-DX, et MODIS (Chang et Li, 2004). Les CPDF sont calculées pour les détecteurs actifs en ne conservant pour chaque tir que la structure nuageuse détectée la plus haute (Highest structures).

Highest	All latitude range		[-60°;-20°]		[-20°;+30°]		[+30°;+60°]	
	GLAS	ISCCP	GLAS	ISCCP	GLAS	ISCCP	GLAS	ISCCP
High	46.5(46.7;45.7) %	19.8 %	47.5(47.2;50.6) %	19.1 %	48.3(47.9;49.3) %	20.7 %	42.0(42.7;41.4) %	20.8 %
Middle	18.8(18.7;19.2) %	31.4 %	19.3(19.2;20.3) %	30.4 %	18.3(18.1;18.8) %	30.8 %	19.2(19.2;19.2) %	38.1 %
Low	34.7(34.6;35.1) %	48.8 %	33.2(33.6;29.1) %	50.5 %	33.4(34.0;31.9) %	48.5 %	38.8(38.1;39.4) %	41.1 %

Table 3.3 : Statistique nuageuse GLAS et ISCCP sous la couverture ISCCP-D1. Pour les statistiques concernant l'instrument GLAS, le premier nombre correspond à la couverture globale, le second chiffre correspond aux mesures océaniques et le dernier correspond aux mesures continentales.

Comme nous l'avons précisé précédemment, les structures nuageuses peuvent être analysées statistiquement soit en mode tir à tir, soit après avoir effectué une agglomération des structures nuageuses les plus proches. La **Figure 3.2.1** présente les PDF de l'altitude des sommets de structures nuageuses pour LITE après agglomération des structures nuageuses, et celle correspondant à GLAS en mode tir à tir. On retrouve pour GLAS, les PDF déjà retrouvées pour LITE en mode tir à tir. Après agglomération des données LITE, on note un renforcement du nombre des structures de hautes altitudes, au détriment de celui des nuages Bas. L'analyse de la **Table 3.3** nous amène aux mêmes conclusions. L'explication de ce phénomène déjà expliqué dans la section 2.7.1, réside dans la forte agglomération des nuages bas, ainsi que dans le raccrochement des petites structures d'altitude moyennes situées sous la base des nuages haut.

Dans tous les cas, et cela quelle que soit la méthode de détection choisie (tir à tir ou agglomération), ou le type d'instrument actif utilisé (GLAS ou LITE), la sous-estimation faite par ISCCP de l'altitude des structures nuageuses, ainsi que la non détection d'un nombre important de nuages haut semi-transparents, déjà discutée dans la section précédente, se trouve vérifiée.

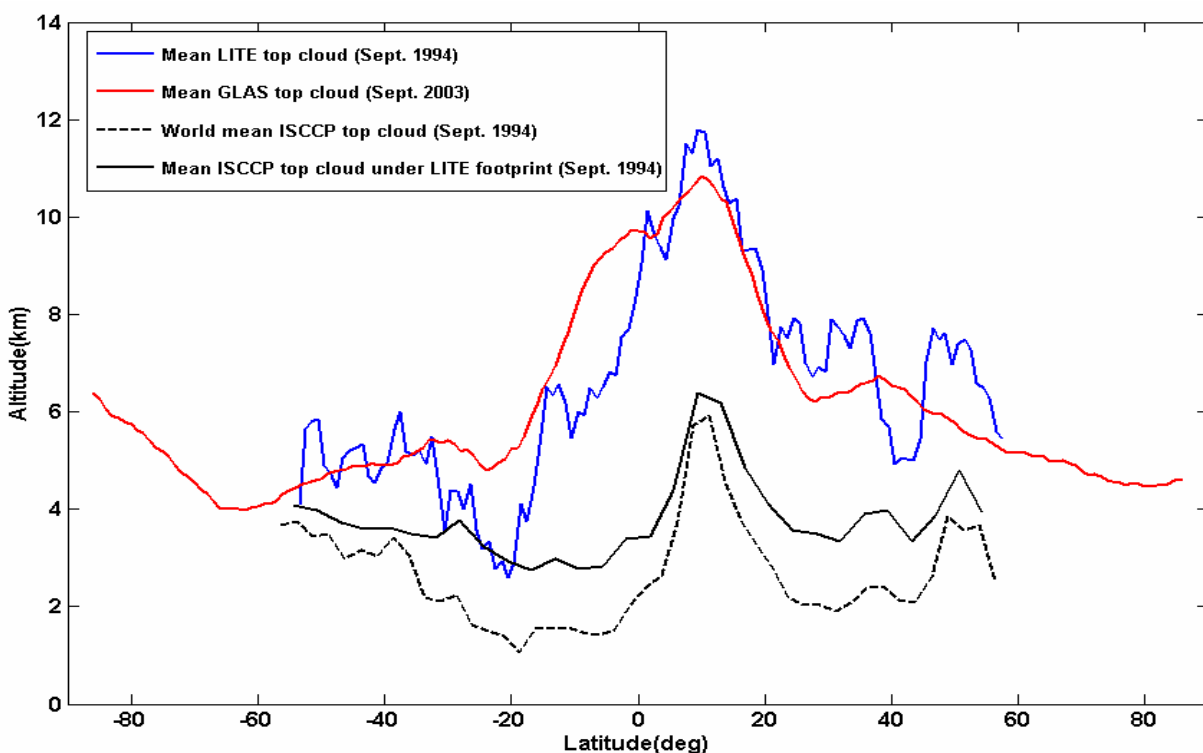


Figure 3.2.3 : Distribution latitudinale de l'altitude moyenne des sommets de structures nuageuses correspondant aux données LITE et GLAS (en mode tir-à-tir), et ISCCP. Pour les détecteurs passifs, seule la structure la plus haute de chaque tir lidar est considérée.

Les mêmes conclusions peuvent être faites à partir de la comparaison des distributions en latitude de l'altitude moyenne des structures nuageuses (voir la **Figure 3.2.3**). Ces distributions montrent toutes un maximum en altitude situé vers 15°N, et correspondant à la position de l'ITCZ (Inter Tropical Zone Convergence). Les distributions correspondantes aux données de LITE et GLAS (tir à tir) sont très fortement corrélées. Par contre, les distributions moyennes correspondantes aux données ISCCP, prises globalement et sous la trace de LITE, montrent pour les mêmes raisons que décrites dans le paragraphe précédent, une sous estimation par ISCCP de l'altitude des structures nuageuses.

Highest	All latitude range		[-60°;-20°]		[-20°;+30°]		[+30°;+60°]	
	LITE	MODIS	LITE	MODIS	LITE	MODIS	LITE	MODIS
High	55.5 (47.7; 75.7) %	51.6 (50.0;56.2) %	40.6 (39.3; 58.5) %	47.7 (46.9;56.1) %	59.8 (51.0; 81.1) %	60.0 (61.9;54.3) %	60.1 (51.7;71.6) %	56.9 (56.8;57.0) %
Middle	3.8 (3.1; 5.6) %	3.2 (3.4;2.8) %	4.4 (4.6; 2.2) %	3.2 (3.2;2.7) %	3.1 (2.0; 5.7) %	4.9 (5.8;2.1) %	4.3 (3.3; 5.8) %	3.2 (3.4;3.1) %
Low	40.7 (49.2;18.7) %	45.2 (46.6;41.0) %	55.0 (56.1; 39.3) %	49.1 (49.9;41.2) %	37.1 (47.0; 13.2) %	35.1 (32.3;43.6) %	35.6 (45.0; 22.6) %	39.9 (39.8;39.9) %

Table 3.4 : Distribution de l'altitude des sommets de structures nuageuses enregistrées à partir de LITE (Après agglomération), et MODIS. Les classes d'altitude Bas, Moyen et Haut sont celles utilisées par Chang et Li [2005].

3.2.3 Comparaisons spécifiques aux résultats de MODIS

Le radiomètre MODIS est un détecteur passif, et en tant que tel, les résultats qui seront obtenus par l'analyse des données de ce détecteur auront tendance à être similaires à ceux déjà obtenus par ISCCP (voir analyse des cirrus faite par Platnick et al. (2003)). La méthode d'analyse utilisée dans le traitement standard des données MODIS, fait comme dans le cas de l'algorithme de traitement de ISCCP, l'hypothèse d'une couche unique sur la verticale. Les résultats montrent le même biais quant à la détermination de l'altitude des structures nuageuses ([Jin et al, 1996]).

Les auteurs de l'article [Chang et Li, 2005] ont donc par conséquent voulu profiter des caractéristiques multispectrales caractérisant les données MODIS, et tenter ainsi de retrouver l'information sur la structuration nuageuse multicouche.

La méthode est basée sur l'utilisation des fenêtres conventionnelles correspondant aux longueurs d'ondes Visibles et InfraRouge. Sous la pression de 700 hPa, les longueurs d'ondes IR correspondant à l'absorption du CO₂ (13.3, 13.6, 13.9, et 14.2 μm) sont aussi utilisées afin de permettre une meilleure détection des cirrus

Les résultats statistiques donnés dans cette publication ont été calculés à partir d'une définition des classes Bas, Moyen et Haute différentes de celles utilisées dans les données ISCCP. Les pressions de séparation sont en effet différentes : 500 et 600 hPa dans le cas des données MODIS, alors que nous avons des pressions de séparation équivalentes à 680 et 440 hPa dans le cas des données ISCCP. Vu le peu de différence séparant les deux pressions de séparation, la classe d'altitude moyenne se retrouve réduite à quelques pourcentages, et joue dans ces statistiques un rôle secondaire.

Nous avons, par conséquent, recalculé les statistiques de LITE avec ces nouvelles altitudes de séparation utilisées dans le traitement des données MODIS (voir la **Table 3.4**).

Bien que les valeurs de MODIS retrouvées dans l'article de Chang et Li [2005] soient celles correspondantes au mois d'avril 2001, la comparaison entre les statistiques de LITE et MODIS montrent une très bonne corrélation. L'analyse de la CPDF de l'altitude des structures nuageuses correspondant à MODIS (voir la **Figure 2.4.11**) est très proche de celle de GLAS et LITE.

3.2.3.1 Analyse des nuages hauts

A partir des courbes de distribution fournies dans l'article de Chang et Li [2005], nous avons pu recalculer pour MODIS la distribution des nuages hauts en global et suivant les différentes bandes de latitudes (voir la **Table 3.5**). La classification utilisée dans cet article distingue les nuages optiquement denses (High3), ou seul le nuage haut est vu, des nuages semi-transparents, de type cirrus. Cette dernière catégorie est alors dissociée en deux classes, suivant le fait que le nuage semi-transparent soit seul (cas monocouche High1) ou recouvre une autre structure (cas multicouche High2).

	GLobal	[-60 +20]	[-20 +30]	[+30 +60]
High1 Nuage semi-transp. monocouche	18.2 (14.2 ; 29.9)	17.6 (16.4 ; 29.8)	25.6 (22.4 ; 34.6)	18.1 (7.8 ; 28.9)
High2 Nuage semi-transp. Multicouche Cirrus + autre(s) nuage(s)	55.6 (56.8 ; 52.3)	54.6 (55.1 ; 49.3)	38.4 (37.7 ; 40.5)	62.4 (63.6 ; 61.1)
High3 Nuage dense	26.1 (29.0 ; 17.8)	27.8 (28.5 ; 20.9)	36 (39.9 ; 24.9)	19.5 (28.6 ; 10.0)

Table 3.5 : Répartition au sein de la classe des nuages Haut de MODIS ([Chang et Li., 2005]) entre les nuages considérés comme étant monocouches, les cirrus recouvrant une autre structure nuageuse, et les nuages hauts optiquement denses.

	GLobal	[-60 +20]	[-20 +30]	[+30 +60]
MODIS (High1+High3)	44.3 (43.2 ; 47.7) %	45.4 (44.9 ; 50.7) %	61.6 (62.3 ; 59.5) %	37.6 (36.4 ; 38.9) %
GLAS (cas H)	57.3 (57.6; 56.5) %	58.0 (57.8; 59.5) %	58.1 (58.2; 57.9) %	54.8 (55.5; 54.0) %
LITE (cas H)	58.8 (52.9 ; 67.8) % 58.0 (51.1 ; 67.1) %	49.9 (48.2 ; 64.7) % 51.9 (50.4 ; 63.9) %	60.8 (56.0 ; 67.5) % 59.5 (49.4 ; 68.9) %	60.2 (51.3 ; 68.3) % 59.0 (54.4 ; 64.2) %

Table 3.6 : Proportion des cas nuageux ou seul un nuage haut a pu être détecté sur la verticale, suivant les trois instruments MODIS ([Chang et Li, 2005], LITE et GLAS. Le premier nombre correspond à la couverture globale, le second chiffre correspond aux mesures océaniques et le dernier correspond aux mesures continentales.

La sommation des classes High1 et High3 de MODIS (voir la

Table 3.6), correspond aux cas où seulement une structure nuageuse classée haute a pu être détectée sur l'ensemble de la colonne atmosphérique. On peut donc alors directement comparer cette proportion à celle de la classe (H), précédemment retrouvée grâce au détecteur actif LITE (voir les tables 2.4 et 2.5) et GLAS (voir la table 2.3). Les valeurs correspondante de LITE et GLAS sont aussi reportées dans la

Table 3.6. On relève en global une différence d'environ 14% entre les valeurs retrouvées par les instruments actifs (58.8% pour LITE sous couverture ISCCP-D1, 57.3% pour GLAS), et celles retrouvées par le détecteur passif MODIS (44.3%).

3.2.3.2 Les nuages semi-transparents de type cirrus

Nous allons maintenant chercher à comparer les estimations du pourcentage de nuages hauts semi-transparents, obtenus à partir des données MODIS (voir la *Table 3.5*) et des données LITE. Concernant les données MODIS, la simple sommation des classes High1 et High2 de la

Table 3.5, permet d'accéder à cette proportion (voir la *Table 3.7*).

	Global	[-60 +20]	[-20 +30]	[+30 +60]
MODIS (High1+High2)	73.8 %	72.2 %	64.0 %	80.5 %
LITE (cas H)	58.8 % 58.0 %	49.9 % 51.9 %	60.8 % 59.5 %	60.2 % 59.0 %
LITE semitransparent ratio R in (H) class	50.89 %	42.54 %	54.54 %	49.19 %
LITE (H)*R	29.4 % 29.0 %	21.22 % 22.07 %	33.16 % 32.45 %	29.60 % 29.01 %
LITE $P_{\text{semi}}=(H)*R+P_{\text{multi}}$ total semi	70.6 % 71.0 %	71.31 % 70.16 %	72.36 % 72.95 %	69.39 % 70.01 %

Table 3.7 : Proportion des nuages haut semi-transparent, calculée à partir des données LITE et MODIS [Chang et Li, 2005].

Afin de pouvoir comparer ces proportions avec celles retrouvées grâce au lidar LITE, nous allons devoir identifier au sein de la table 2.4, quelle est la part des nuages hauts semi-transparents.

Pour les tirs classés multicouches (i.e. les classes H+M, H+L et H+M+L), les nuages hauts sont par nature considérés comme étant semi-transparents, car ils n'atténuent pas complètement le signal lidar, et laissent apercevoir les structures recouvertes. On note $P_{\text{multicouches}}$ la somme des probabilités correspondant à ces trois classes.

La classe monocouche (H) est constituée de nuages haut semi-transparents, mais aussi de nuages denses. Nous devons, par conséquent, déterminer au sein de cette classe (H) quelle est la part des nuages optiquement denses, de celle des nuages semi-transparents. Le paramètre « détection/non détection » du sol nous permet de définir la probabilité, notée R, de nuages semi-transparents au sein de la classe (H).

Nous pouvons donc calculer la probabilité totale de nuages haut semi-transparents, notée $P_{\text{semitransparent}}$ comme étant la sommation de l'ensemble de ces probabilités :

$$P_{\text{semi-transparent}} = P_H \cdot R + P_{\text{multicouches}} \quad (3.1)$$

Le calcul de R nous amène à estimer qu'environ 50% des nuages hauts vus comme étant monocouches peuvent être considérés comme semi-transparents. La probabilité de nuages semi-transparents, déterminée à partir des données LITE (voir la

Table 3.7) au sein des nuages hauts s'élève donc globalement à 70.1 %, ce qui est très comparable avec la valeur donnée par MODIS, d'environ 73%.

3.3 Conclusion

De l'étude statistique qui vient d'être effectuée dans ce chapitre, nous pouvons tirer plusieurs conclusions très intéressantes sur les caractéristiques propres à la détection des structures nuageuses grâce à la télédétection active et passive.

On note tout d'abord, que les données ISCCP ne semblent pas être sensibles, ou très peu, aux nuages hauts semi-transparents. Ceci entraîne une sous-estimation de l'altitude moyenne des structures nuageuses. De plus, l'algorithme de traitement des données ISCCP fait dans la colonne atmosphérique, l'hypothèse d'une structure monocouche, aggravant ainsi dans les cas de systèmes multicouches le biais dans la détermination de l'altitude des structures nuageuses.

Une des solutions à ce problème de sous-estimation des instruments passifs semble être l'apport d'une autre source d'information permettant de retrouver les structures semi-transparentes. L'utilisation d'un algorithme multispectral, comme il a été fait par Chang et Li [2005] dans le cas des données MODIS améliore fortement cette estimation de l'altitude des structures nuageuses, et fait tendre les statistiques nuageuses vers celles obtenues à partir des détecteurs actifs LITE et GLAS.

Pour finir, et afin de bien mettre en relief l'apport incontournable que constitue les instruments de télédétection lidar, nous noterons que la proportion des nuages hauts semi-transparentes, a été estimée à environ 70% grâce aux données LITE et MODIS (corrigée selon la méthode de Chang et Li [2005]). On souligne ainsi l'erreur effectuée lorsque nous utilisons les données passives seules afin de déterminer les statistiques correspondantes aux sommets des structures nuageuses.

Nous devons prendre en compte l'ensemble de ces conclusions, dans le cadre des synergies instrumentales actives et passives, qui seront mises en place lors du traitement des données de la mission CALIPSO.

4 CHAPITRE 4 : ETUDE SUR LA REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES AEROSOLS OBSERVES PAR LITE

L'algorithme de seuillage mis en place afin d'effectuer l'extraction des données LITE nous a permis, dans un premier temps d'effectuer l'analyse statistique de la distribution des structures nuageuses. Comme il a déjà été expliqué dans le chapitre 2, cet algorithme d'extraction permet la séparation des structures nuageuses de celle des aérosols, à partir de la comparaison des deux longueurs d'ondes 532 et 1064 nm et/ou par l'utilisation du produit $\beta.d\beta$. Il nous est alors possible, comme cela a déjà été fait pour les nuages, d'effectuer une étude sur les structures d'aérosols.

Nous chercherons donc à préciser la localisation géographique de ces aérosols, et montrerons comment cette analyse reste cohérente avec les cartes d'occurrence des aérosols déjà existantes dans la littérature.

Cette première étape nous permettra de définir des régions d'étude, qui pourront alors être analysées séparément. Chacune de ces régions seront supposées caractéristiques d'un type d'aérosol donné, ou du mélange de plusieurs types d'aérosols.

Nous montrerons ensuite comment le lidar spatial peut nous permettre de caractériser la distribution verticale de ces aérosols.

4.1 Localisation géographique des aérosols

Divers processus physiques peuvent être considérés comme responsables de l'émission et de la mise en suspension d'une particule d'aérosol au sein de l'atmosphère. Ces processus d'émission assez complexes sont alimentés par des réservoirs de nature très différente, de par leurs propriétés

chimiques et physiques respectifs, et qui expliquent l'hétérogénéité à l'échelle globale de la nature des aérosols. La courte durée de vie des particules d'aérosols dans la troposphère libre (environ 7 jours) explique aussi cette hétérogénéité.

Trois grands types d'aérosols sont principalement rencontrés : les poussières désertiques (aussi appelées Dust), les particules émises par les feux de biomasses, et celles injectées par les activités humaines (industries, trafic automobile, ...).

Nous observerons dans le cadre de cette étude utilisant les données LITE, assez peu d'aérosols anthropiques ou correspondant à des feux de biomasse. On s'intéressera donc plus dans la suite de ce chapitre, et dans le chapitre 5, à l'étude des aérosols désertiques.

La **Figure 4.1.1** présente la distribution latitudinale des aérosols telle qu'elle a pu être établie à partir de cette analyse.

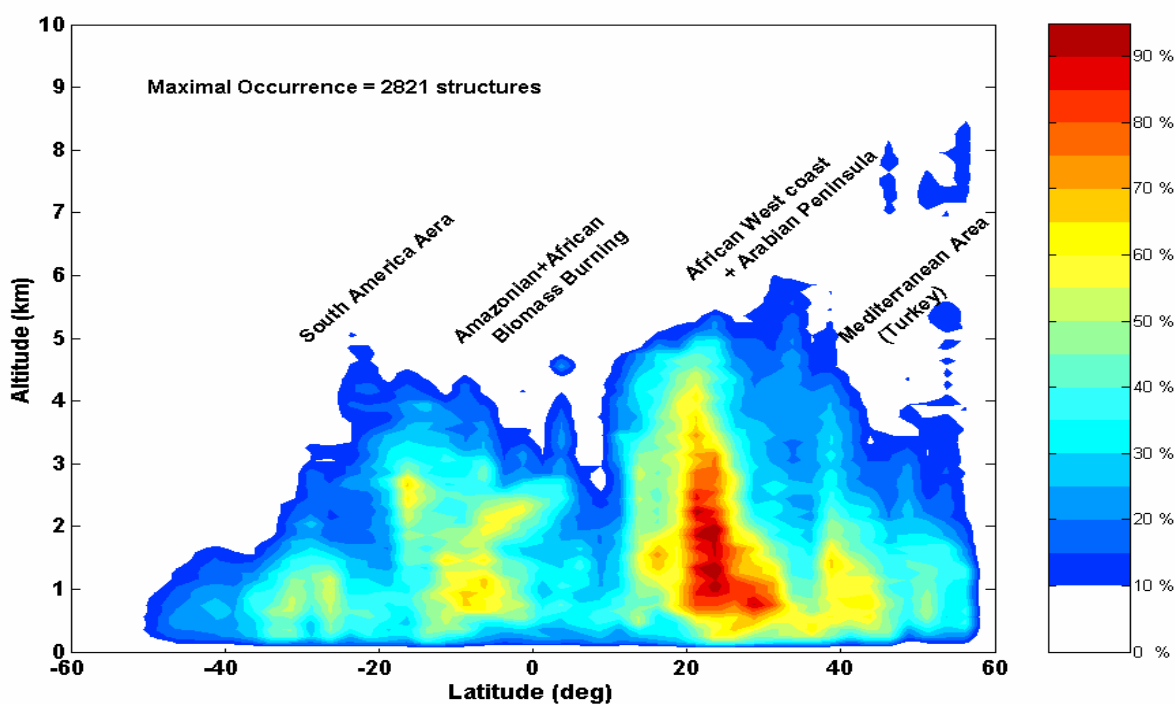


Figure 4.1.1 : Distribution latitudinale des structures identifiées comme étant de type aérosols par l'algorithme d'extraction des données LITE.

Cette figure montre une distribution spatiale non homogène des aérosols aussi bien sur la latitude, que sur l'altitude. Différentes structures d'aérosols semblent distinguables sur cette figure le long des latitudes.

La **Figure 4.1.2** donne la carte géographique des structures aérosols retrouvées. On observe tout d'abord que les panaches d'aérosols dominants sont majoritairement localisés dans les régions tropicales et intertropicales, ce qui correspond bien aux zones d'émissions de poussières désertiques, ainsi qu'aux zones de feux de biomasse.

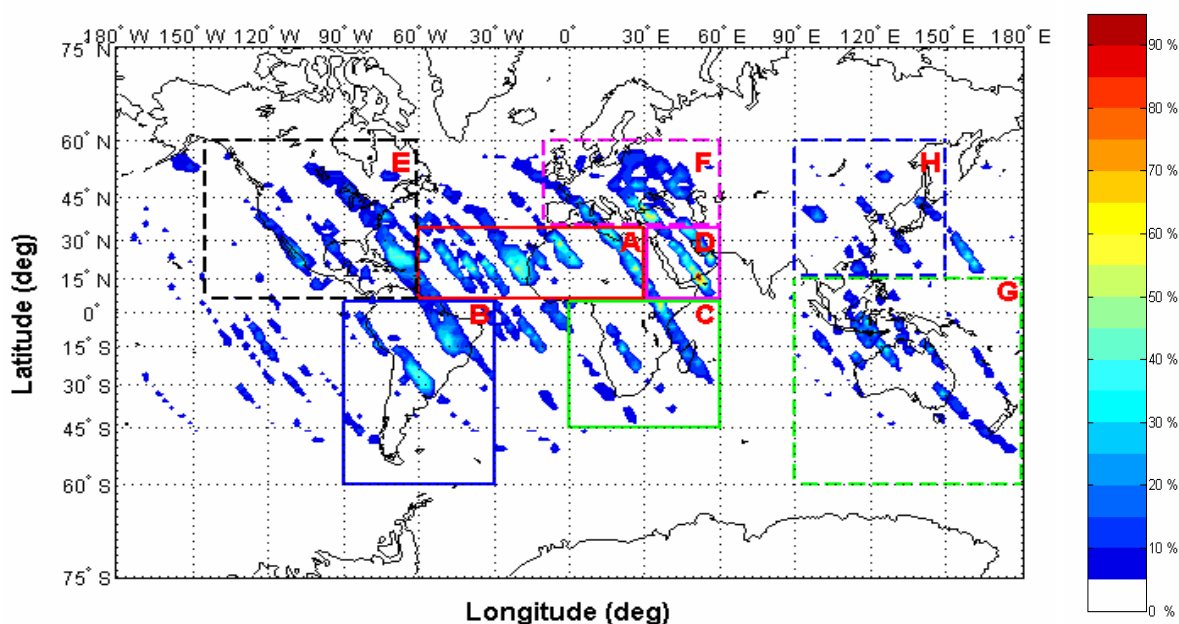


Figure 4.1.2 : Projection bidimensionnelle des structures identifiées comme étant de type aérosols par l'algorithme d'extraction des données LITE. Les boîtes tracées sur cette figure indiquent les différentes zones d'analyses qui seront utilisées dans le cadre de cette étude.

On remarque tout d'abord au sein de cette distribution horizontale une signature forte de la trajectographie liée à LITE, ce qui constitue un aspect limitatif qu'il nous faudra en effet garder à l'esprit dans le cadre de cette analyse. Un autre biais possible de cette analyse est constitué par l'effet de masquage introduit par le couvert nuageux. De plus, le manque des données associées aux longitudes correspondantes à l'Inde constitue une lacune évidente dans cette analyse. La mission INDOEX a en effet déjà montré l'importance de cette région en terme d'émission d'aérosols par les feux de biomasse, et suite aux activités humaines [Léon et al., 2002].

Le but ultime de l'analyse n'est pas ici de dresser une carte globale de la répartition des aérosols. Ceci nécessiterait un nombre de données bien plus important que celui qui a pu être apporté par la seule mission LITE. Une telle étude, difficilement réalisable à partir des données de la mission GLAS, ne pourrait être mise en place que dans le cadre de la mission CALIPSO, et si le système lidar reste suffisamment longtemps opérationnel.

L'idée consiste donc à essayer d'identifier le type des aérosols retrouvés (Dust ou Biomass Burning), et d'essayer d'identifier ainsi des zones d'études géographiques caractéristiques.

4.3.1 Zones d'occurrence des poussières désertiques

Les principales régions connues pour être responsables de l'émission de poussières désertiques sont situées dans les zones désertiques, telles que le Sahara, l'Arabie Saoudite et le Nord-est de la Chine (Désert de Gobi et du Taklemakan, voir [Laurent et al., 2005]. L'émission de ces poussières désertiques est principalement liée à l'occurrence de forts épisodes de vents associés à une rugosité aérodynamique de surface permettant un soulèvement efficace ([Marticorena et al., 1997]).

La **Figure 4.1.1** montre bien entre 10°N et 35°N la présence de panaches d'aérosols désertiques.

La localisation géographique des aérosols désertiques peut être mise en corrélation avec celle retrouvée par [Grini et al, 2005], obtenue grâce au modèle de transport DEAD (Dust Entrainment And Deposition model [Zender et al., 2003], à partir des données du mois d'octobre 1996 (voir la **Figure 4.1.3**).

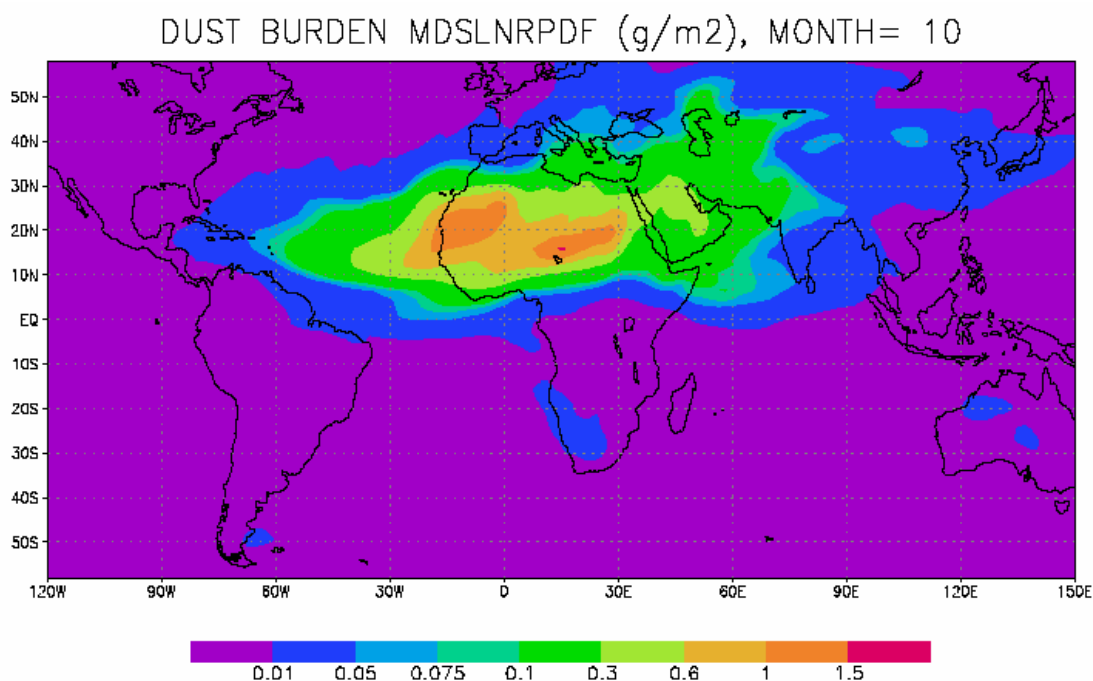


Figure 4.1.3 : Carte globale de la distribution des poussières désertiques obtenues grâce au modèle DEAD à partir des données du mois d'octobre 1996. [Grini, 2004].

La comparaison de la *Figure 4.1.2* et de la *Figure 4.1.3* permet d'identifier clairement la zone Saharienne, ainsi que le panache est-ouest dont elle est originaire. La péninsule Arabo-Persique, le Moyen et Proche Orient, ainsi que l'ensemble de la zone méditerranéenne sont eux aussi survolés par des panaches de ce type.

4.3.2 Zones d'occurrences des feux de biomasses (Biomass Burning)

Les principales régions émettrices d'aérosols issus des feux de biomasses correspondent à l'Afrique centrale et sub-saharienne, l'Amérique centrale et l'Amérique du sud, ainsi que les régions de l'Indonésie et l'Indochine. Des feux peuvent être aussi observés plus sporadiquement dans les forêts boréales, le Canada et la Sibérie.

De nombreux panaches de fumée, s'étendant de façon très homogène, sur de très grandes distances (plus de 1000 km) sont courants au sein des données LITE. En l'occurrence, l'exemple d'une telle observation, faite au dessus de la Bolivie et de l'Argentine, pour le mois de septembre 1994 est donné en *Figure 4.1.4*. La même zone vue par le détecteur passif MODIS en septembre 2001 montre elle aussi l'existence d'un tel panache bloqué par la cordillère des Andes. L'existence de ce panache est associée pour le mois de septembre à l'activité saisonnière des « Chaqueos », correspondant à l'abattage et la mise à feux de la forêt équatoriale et des pâturages.

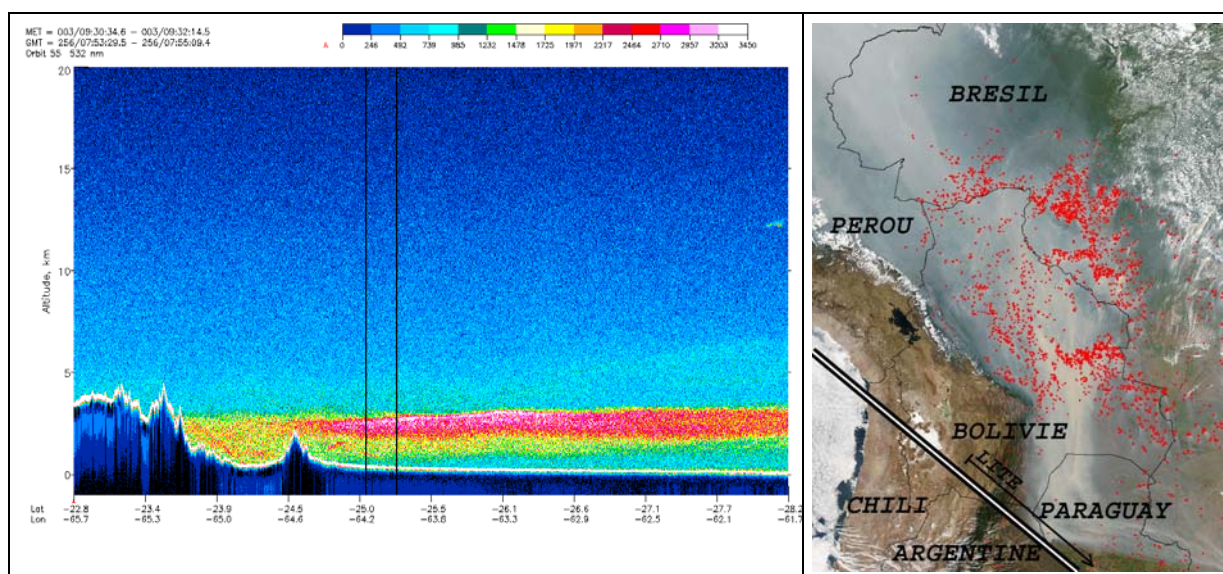


Figure 4.1.4 : A gauche : Couche de feux de biomasse, de distribution spatiale très homogène, enregistrée par l'instrument LITE (532nm) le 13/09/1994, au dessus de l'Amérique du sud. On distingue à gauche de la figure le relief de la cordillère des Andes, bloquant le passage à l'ouest de l'aérosol. L'image de droite correspond à la même zone, observée le 14 septembre 2001 par l'instrument MODIS (http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=6445). L'orbite 55 de LITE en 1994 est superposée sur la figure. La zone correspondante à la figure de gauche est indiquée par la flèche.

Les observations d'aérosols effectuées sur bandes de latitudes $[40^{\circ}\text{S}; 20^{\circ}\text{S}]$ et $[20^{\circ}\text{S}; 10^{\circ}\text{N}]$ de la **Figure 4.1.1** peuvent être identifiées sans trop de difficultés comme étant liées aux feux de biomasse. Ces deux bandes de latitudes correspondent respectivement à l'Amérique du sud pour la première bande de latitude, et l'association du bassin Amazonien et de l'Afrique du Sud pour la seconde.

L'hypothèse d'identification de ces zones comme étant principalement émettrices d'aérosols de type Biomass Burning est appuyée par la corrélation qui peut être effectuée avec la carte de probabilité d'occurrence des feux (surfaces brûlées) (voir la **Figure 4.1.5**), obtenues par la compilation des données de l'instrument AVHRR entre 1982 et 1999 [Carmona-Moreno et al, 2005].

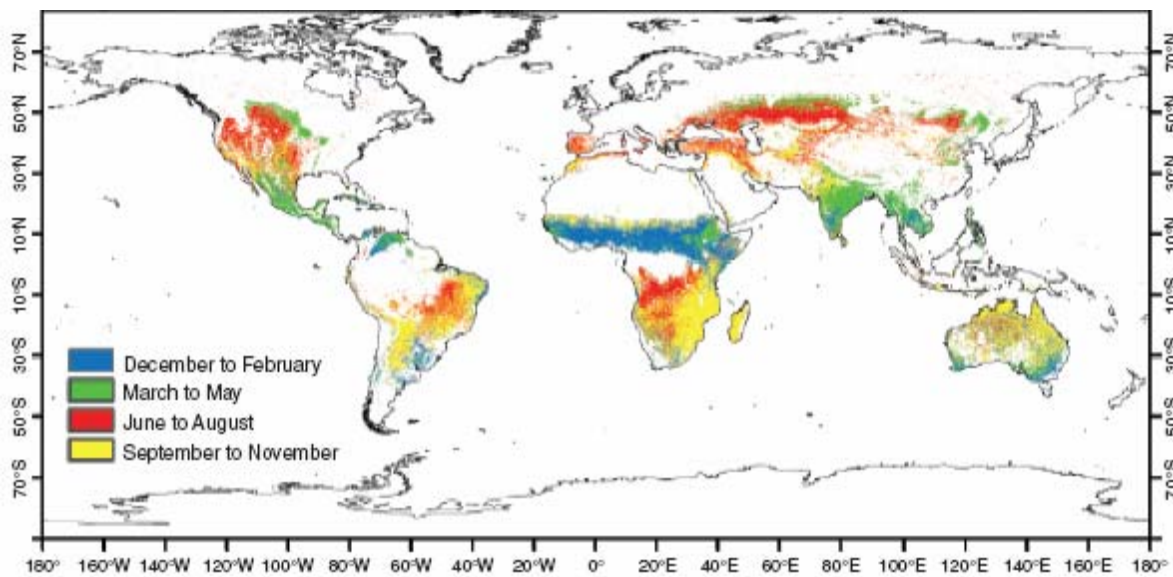


Figure 4.1.5 : Cycle saisonnier de l'activité globale des feux. Cette figure représente la distribution saisonnière de l'activité des feux à partir de la distribution spatio-temporelle cumulée des surfaces globales brûlées pour la période 1982-1999. [Carmona-Moreno et al, 2005].

Les zones identifiées dans cette carte pour le mois de septembre correspondent bien avec celles identifiées grâce aux données LITE. On retrouve, en effet, les zones couvrant :

- ➔ L'Amérique du sud (Bolivie, Nord de l'Argentine, Paraguay et le centre du Brésil)
- ➔ L'Amérique centrale (Mexique)
- ➔ L'Afrique (Zambie, Kenya, Madagascar)
- ➔ L'Australie (Cote Nord)
- ➔ La Turquie.

On remarquera que la zone équatoriale de l'Afrique, naturellement émettrice à cette période de l'année, se trouve masquée par la présence de la zone de convergence Inter-Tropicale (ZCIT ou ITCZ (anglais)).

4.3.3 Les zones de mélanges entre les aérosols désertiques et de feux de Biomasse

La distinction entre feux de biomasses et aérosols désertiques est sur certaines zones assez difficile, voire impossible, à effectuer de manière directe, car ces zones sont souvent le lieu de mélange entre ces deux types d'aérosols. Ces zones correspondent par conséquent aux zones communes ou limitrophes données par la *Figure 4.1.3* et la *Figure 4.1.5*, c'est à dire :

- Une grande partie du Moyen-Orient (Turquie, Arménie, Iran) (entre 30°N et 45°N)
- La limite équatoriale Africaine (entre 5°N et 10°N).

Un cas typique de l'existence de tels mélanges est illustré en *Figure 4.1.6*. Cette figure montre un nuage de poussières s'échappant de la dépression de Bodele (Tchad). Le panache de poussières désertiques s'étend vers le sud-ouest, à la rencontre de foyers de feux savanes au dessus du Sahel. Une situation de ce type à été observée pendant la période de janvier-février 2006, lors de la campagne internationale AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) par Chazette et al.[2006].

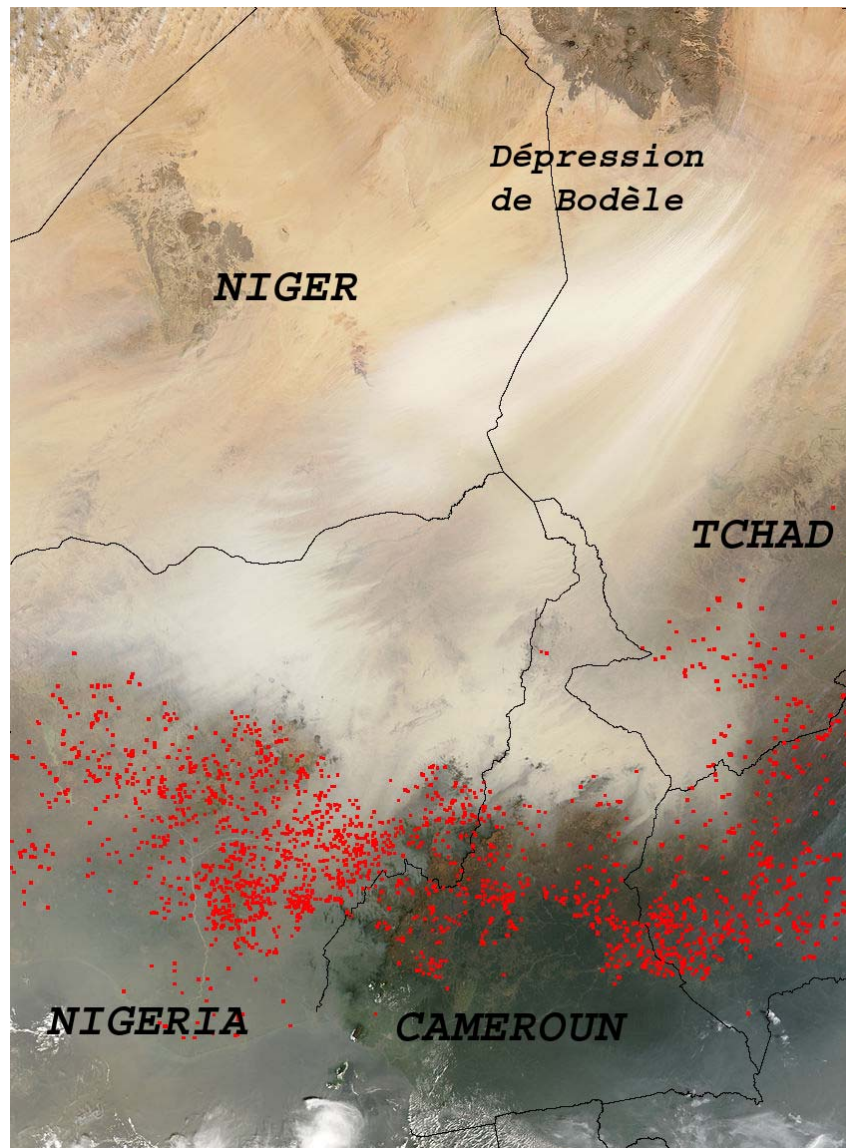


Figure 4.1.6 : Image prise par MODIS/Aqua le 3 Janvier 2005 dans la région centre africaine. Les points en rouge caractérisent les foyers. (http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=6451)

La bande de latitude comprise entre 35°N et 60°N (voir la **Figure 4.1.1**), est donc par conséquent difficilement caractérisable à partir de l'utilisation seule des données LITE. L'identification véritable du type d'aérosol, nécessitera par conséquent l'utilisation d'un modèle de transport (rétro trajectoires), ou bien l'apport des données d'un autre instrument d'observation.

4.2 Tentative de restitution de la distribution verticale des aérosols

A partir de l'étude effectuée dans la section précédente, nous délimitons 8 zones géographiques caractéristiques (zones indexées A à H de la *Figure 4.1.2*). La localisation géographique ainsi que le nom de chacune de ces zones sont fournis dans la *Table 4.1*.

Index	Zone	Latitude	Longitude
A	Sahara + Jet	[5°N à 35°N]	[60°O à 30°E]
B	Amérique du Sud	[60°S à 5°N]	[90°O à 30°E]
C	Afrique du Sud	[45°S à 5°N]	[0°E à 60°E]
D	Péninsule Arabique	[5°N à 35°N]	[30°E à 60°E]
E	Amérique du Nord	[5°N à 60°N]	[145°O à 60°W]
F	Europe Bassin Méditerranéen Moyen orient	[35°N à 60°N]	[10°O à 60°E]
G	Australie Indonésie	[60°S à 15°N]	[90°E à 180°E]
H	Chine Japon	[15°N à 60°N]	[90°E à 150°E]

Table 4.1 : Définition des zones d'étude de aérosols.

L'étude de la distribution verticale de ces aérosols peut être effectuée (voir la *Figure 4.2.1*). Les courbes présentées semblent montrer une organisation des structures aérosols suivant l'altitude

qui s'organise suivant deux modes principaux d'occupation.

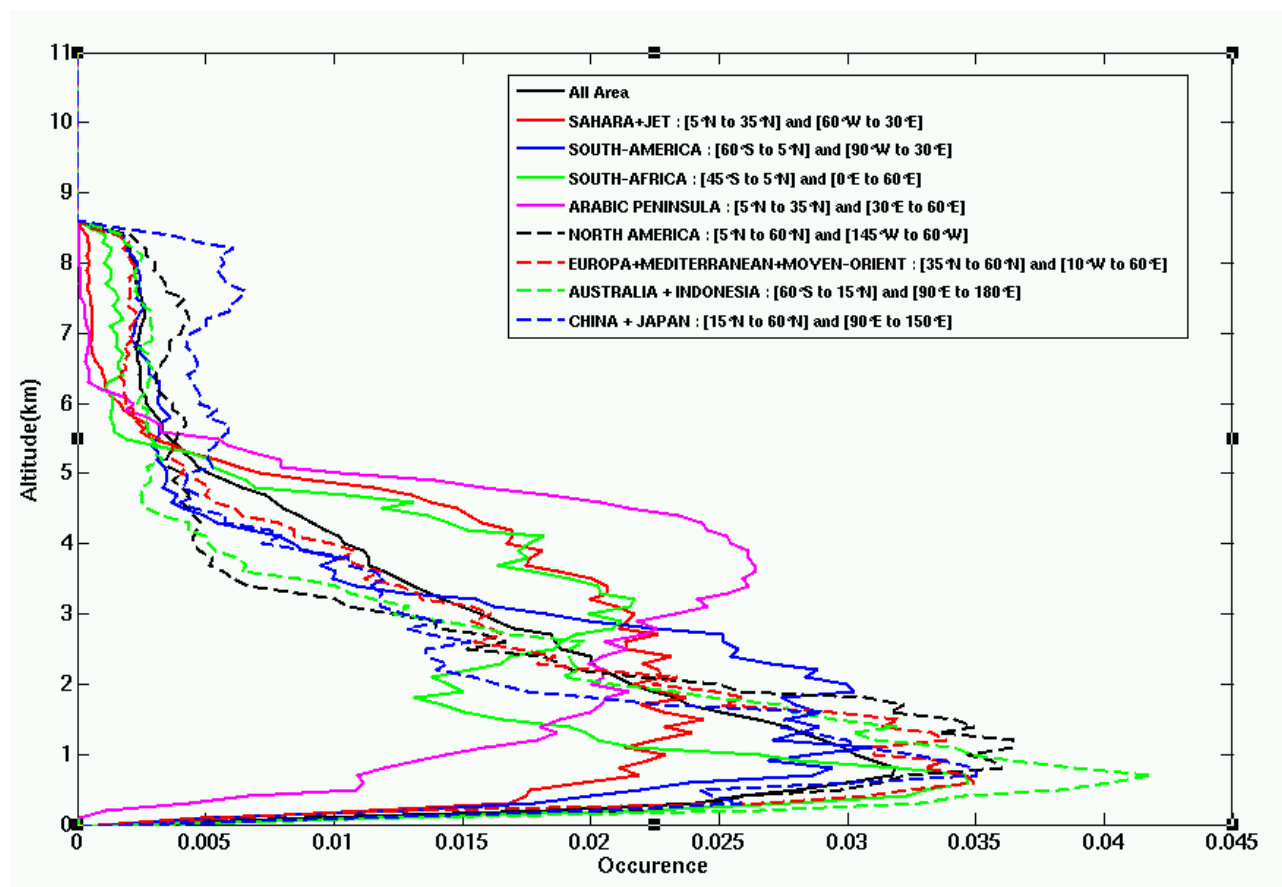


Figure 4.2.1 : Distributions verticales normalisées des structures aérosols suivant les zones définies dans la **Table 4.1** et la **Figure 4.1.2**.

On observe pour certaines de ces courbes une forte accumulation des aérosols, essentiellement contenue entre le sol et le sommet de la couche limite (environ 3 km d'altitude), et montrant un maximum de densité autour de l'altitude de 1 km. Ces courbes correspondent géographiquement à l'Amérique du sud (B), l'Amérique du Nord (E), l'Europe, le Bassin méditerranéen et le Moyen Orient (F), L'Australie et l'Indonésie (G), La Chine et le Japon (H). On attribue l'existence de ce mode à la présence de feux de biomasse et aux activités humaines.

Dans un deuxième temps, on identifie les courbes A et D, correspondant respectivement aux zones sous influence désertique, comprenant le Sahara et le panache d'aérosols associé s'étendant au dessus de l'atlantique, ainsi que la péninsule Arabique. Ces deux courbes montrent une distribution des aérosols mettant en relief une injection des aérosols bien plus haute en altitude (jusqu'à 6 km d'altitude), caractéristique des poussières désertiques (Dust). La distribution verticale correspondant à la péninsule arabe montre un maximum vers 4 km d'altitude, alors que celle correspondant aux poussières désertiques issues de la zone Saharienne

montre une distribution très homogène. Cette homogénéité semble être liée aux processus turbulent dans la couche de mélange.

La courbe C correspondant à l'Afrique du sud montre une distribution bimodale de l'occurrence de ces aérosols en fonction de l'altitude. Cette distribution bimodale peut être expliquée par la présence d'un mélange entre deux types d'aérosols (Dust+Biomass burning (BB)).

On remarque l'existence à haute altitude (entre 5.5 et 8 km) de structures identifiées comme étant des aérosols. Etant donné le faible nombre de données disponibles, la présence de ces structures, ainsi que l'identification du type de ces structures restent en discussion. Nous avons tracé en **Figure 4.2.2** la localisation géographique des structures aérosols dont l'altitude est contenue entre 7 et 8 km d'altitude.

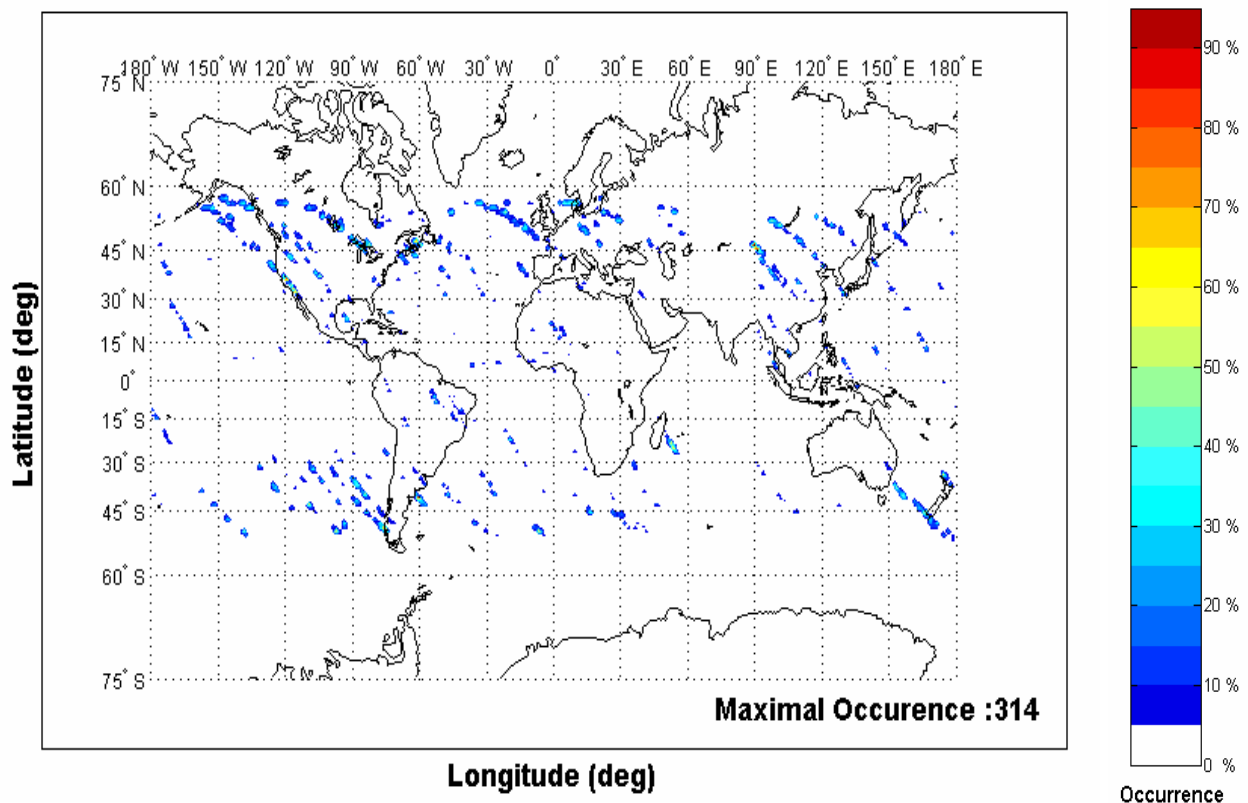


Figure 4.2.2 : Distribution bidimensionnelle des structures aérosols situées entre 7 et 8km d'altitude.

Cette figure montre que de telles structures sont particulièrement présentes aux hautes latitudes (entre 50 et 57 ° N), principalement dans l'hémisphère nord. La même observation semble pouvoir être faite pour l'hémisphère sud (entre 50 et 57 ° S), mais le très faible nombre de données LITE disponibles pour cette bande de latitude ne nous permet pas de trancher de façon formelle.

La distribution latitudinale de ces structures est donnée dans la *Figure 4.2.3*.

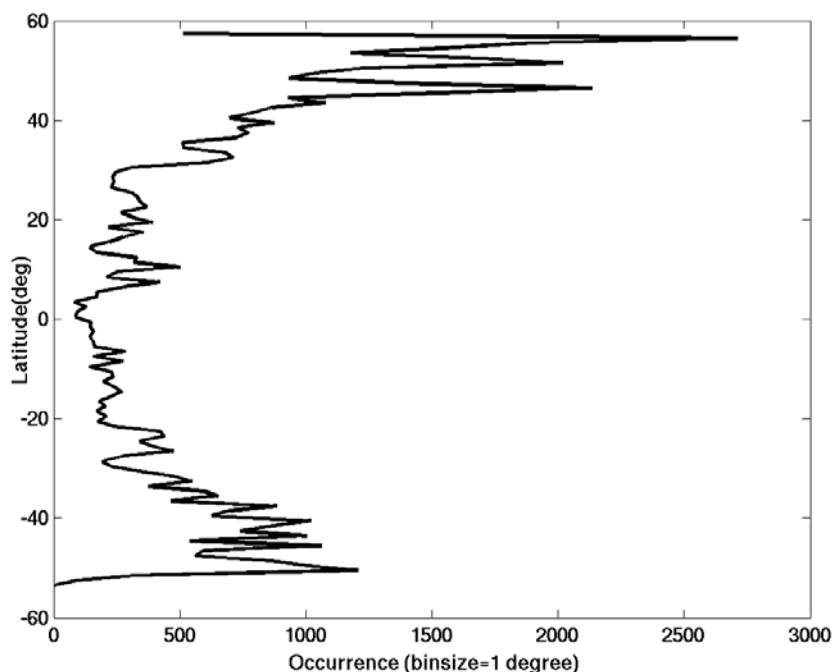


Figure 4.2.3 : Distribution latitudinale de l'occurrence des structures aérosols situées entre 7 et 8 km d'altitude.

Cette PDF semble montrer une statistique dont la signature ressemble fortement à celle de la densité totale (jour et nuit confondus) du nombre de tirs lidar LITE (voir figure 2.4.2). Cependant, nous devons garder à l'esprit que notre analyse concerne uniquement les données nocturnes de LITE, dont la distribution est quasi uniforme, et ne peut expliquer la signature obtenue ici.

Diverses causes peuvent donc expliquer la présence de ces structures. Une première raison peut être la présence de feux de forêt très intenses à ces hautes latitudes (Alaska ; Sibérie) [Spichtinger, 2004]. En effet, de récentes études effectuées sur ce sujet par d'autres auteurs ont permis de mettre en relief la capacité de ces feux à injecter des aérosols de type BB à de très hautes altitudes (jusqu'à la stratosphère), grâce aux phénomènes de Pyro-convection. Des mesures sur ce phénomène ont été effectuées par satellites (Fromm et al., 2003; Livesey et al., 2004), lidar au sol (Immler et al., 2005; Fromm et al., 2004) et avions (Jost et al., 2004).

On note que cette bande de latitude correspond à la position des deux Jet Stream Polaire en latitude (entre 50 et 60° Nord et Sud), et en altitude (entre 8 et 10 km), et qu'en conséquence, la dynamique atmosphérique engendrée par ces derniers dans ces régions joue nécessairement un rôle dans la présence de ces structures.

Il n'est pas exclu non plus que ces structures identifiées comme étant des aérosols par notre algorithme, correspondent en réalité à des nuages semi transparents de très faible épaisseur optique. Seule l'analyse du coefficient d'angström et/ou du « color ratio » lidar (rapport entre le signal à 532 nm et le signal à 1064 nm) de ces structures permettrait leur identification.

4.3 Conclusion

L'algorithme de détection qui a été mis en place nous a permis d'effectuer la séparation des nuages et des aérosols. Le nombre de structures aérosols qui a été détecté est limité par la courte durée de vie de la mission, mais nous a néanmoins permis de construire une étude « statistique » sur la distribution verticale de ces structures aérosols. Cette étude a été effectuée de manière séparée sur différentes régions que nous avons jugées représentatives du type de l'aérosols observé : aérosols désertiques ou feu de biomasses.

L'étude de ces distributions nous a montré d'assez fortes différences entre les deux types d'aérosols.

Les poussières désertiques semblent être injectées jusqu'à des altitudes pouvant atteindre 6 km.

Les aérosols issus des feux de biomasses semblent être majoritairement accumulés au sein de la troposphère, sous l'altitude de 3 km. On observe cependant une seconde accumulation des ces particules aérosols dans l'intervalle d'altitude compris entre 6.5 et 8.5 km. Cette seconde accumulation semble particulièrement être avérée dans le cas des statistiques concernant l'Amérique du sud et l'Afrique du Sud, ce qui est certainement lié aux feux de biomasse, injectés à de haute altitude, sous l'effet des phénomènes de Pyro-convection.

La présence de particules aérosols à de très hautes latitudes a aussi pu être mis en relief, sans que le type de ces particules ne soit clairement identifié.

En perspective, une étude plus aboutie de la distribution des aérosols désertiques, et des feux de biomasses, pourra être menée afin de mieux caractériser les deux types d'aérosols.

L'apport des données CALIPSO constituera par conséquent un atout indéniable dans l'amélioration de notre connaissance sur ce sujet.

5 CHAPITRE 5 : SYNERGIE ACTIF/PASSIF POUR L'ETUDE DES AEROSOLS DESERTIQUES

5.1 Introduction

Les aérosols jouent un rôle majeur dans les processus atmosphériques impliqués dans l'équilibre radiatif terrestre [e.g. *Leon et al.*, 2002], la photochimie [*Boucher et al.*, 1995; *Dickerson et al.*, 1997; *Randriamiarisoa et al.*, 2004] et la formation des nuages [*Andreae et al.*, 1996; *Seinfeld and Pandis*, 1998; *Rosenfeld*, 2000; *Charlson et al.*, 1992, 1999]. Du fait de leurs caractéristiques spectrales, les poussières désertiques ont un important impact radiatif [*Fouquart et al.*, 1986; *Quijano et al.*, 2000; *Ackerman and Chung*, 1992; *Cautenet et al.*, 1992; *Haywood et al.*, 2003].

Les difficultés rencontrées afin d'étudier l'aérosol atmosphérique, et plus spécialement les poussières désertiques, sont dues aux hétérogénéités spatiales et temporelles de leur concentration et de leurs propriétés, du fait de la variabilité des sources mises en jeu [e.g. *Prospero et al.*, 2002], leur courte durée de vie, et la complexité de leur composition qui évolue durant leur transport, en incluant de possible interaction avec les nuages [e.g. *Chester et al.*, 1986; *Guieu et al.*, 2002].

De plus, les mesures satellites, qui sont de bons moyens pour caractériser l'occurrence des poussières désertiques, sont difficiles à utiliser pour quantifier leur impact au dessus des déserts, du fait de nos faibles connaissances sur les hautes réflectances de ces surfaces [*Chu et al.*, 2002].

De nombreux instruments passifs embarqués sur des plateformes spatiales ont été utilisés afin de mesurer l'épaisseur optique sur la colonne atmosphérique au dessus des océans. Ces mesures ont,

dans un premier temps, été extraites des données satellites Meteosat [e.g. *Dulac et al.*, 1992; *Jankowiak et al.*, 1992; *Moulin et al.*, 1997a and 1998] et AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) [e.g. *Stowe et al.*, 1992; *Husar et al.*, 1997]. Une nouvelle génération d'instruments passifs a été développée afin de rechercher la signature directionnelle et spectrale de ces aérosols. POLDER (POLarisation and Directionality of Earth Reflectance) est un des ces instruments qui offre en plus des mesures polarisées [e.g. *Deschamps et al.*, 1994; *Deuzé et al.*, 1999]. Plus récemment, *Tanré et al.* [1997] ont utilisé l'information multispectrale sur la gamme de longueur d'onde 0.55 μm à 2.13 μm telle que fournie par MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) afin de retrouver les propriétés des aérosols. L'épaisseur optique des aérosols (AOT) peut être aussi obtenue à partir de MODIS au dessus des surfaces continentales montrant de faibles reflectances [*Kaufman et al.*, 1997], mais seul TOMS (Thematic Ozone Mapper Spectrometer) [*Herman et al.*, 1997; *Chiapello and Moulin*, 2002; *Ginoux and Torres*, 2003] et le canal IR de Meteosat [*Legrand et al.*, 1992; *hamonou et al.*, 1999] ont fourni des informations quantifiées au dessus des déserts.

Ces instruments passifs utilisés seuls donnent seulement accès à l'information intégrée sur la colonne atmosphérique au dessus des surfaces océaniques. La distribution verticale des aérosols dans l'atmosphère est cependant un élément clé du budget radiatif terrestre [*IPCC*, 2001] et qui doit être analysée à l'échelle globale au dessus des océans et des continents. Le lidar à rétrodiffusion VIS/proche-IR est un des plus précis et plus puissant outil dans la détection des couches atmosphériques au dessus des continents et des océans avec une haute résolution verticale. La mission LITE ainsi que les missions spatiales GLAS [*Zwally et al.*, 2002] et CALIPSO, ont clairement démontré le potentiel de ces instruments dans la caractérisation des climatologies nuageuses et aérosols à l'échelle globale [e.g. *Winker et al.*, 1996; *Karyampudi et al.*, 1999; <http://www-lite.larc.nasa.gov/>, *Berthier et al.*, 2006].

La difficulté entraînée par l'utilisation des instruments de télédétection est liée à la possibilité de contraindre l'inversion du signal lidar [e.g. *Klett*, 1981; *Sicard et al.*, 2002]. En combinant l'information résolue suivant la verticale des instruments actifs avec l'information intégrée sur la verticale des instruments passifs, nous pouvons améliorer de manière significative l'inversion du signal lidar (e.g. *Pelon et al.*, 2002; *Léon et al.*, 2002; *Chazette*, 2003; *Dulac and Chazette*, 2003; *Kaufman et al.*, 2003).

Chazette et al. [2001] a déjà présenté une analyse d'un événement de poussières désertiques observé dans la région des Açores en combinant les données Meteosat avec celle d'un lidar Avion.

Avec l'avènement d'un nombre important de mesures acquises simultanément par des instruments de télédétection actifs et passifs, grâce aux données apportées par la mission Aqua-Train, nous présentons dans ce papier le potentiel du couplage entre les lidars spatiaux et les satellites géostationnaires afin de mesurer les propriétés optiques des océans et des continents. Nous nous focalisons sur l'aérosol désertique africain, pour lequel le jeu de données LITE est le plus important. Nous nous attachons à l'analyse de l'aérosol désertique au dessus des surfaces de haute réflectance telles que celles rencontrées dans le Sahara.

Nous présentons donc dans la section 5.3 une méthode mise en place afin de bénéficier de la synergie des données LITE et Meteosat 5, afin de retrouver le coefficient d'extinction et le BER (backscatter to extinction ratio) de l'aérosol. Les résultats en termes de BER et d'épaisseur optique de l'aérosol sont discutés. Nous terminons cette section sur une étude de l'impact de la variabilité du BER sur l'analyse du budget radiatif de l'aérosol au dessus des océans et des continents.

Ce travail a fait l'objet d'un article, publié dans la revue JGR (Journal of Geophysical Research) :

Berthier, S.; Chazette, P.; Couvert, P.; Pelon, J.; Dulac, F.; Thieuleux, F.; Moulin, C.; Pain, T. (02 November 2006), Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from Lidar in-Space Technology Experiment (LITE) and Meteosat synergy, J. Geophys. Res., Vol. 111, No. D21, D21202, doi : 10.1029/2005JD006999.

Cet article est reproduit intégralement dans la section 5.3.

La principale conclusion de cet article est d'abord le succès de la mise en place de cette méthode de synergie entre l'instrument actif de la mission lidar spatiale LITE et les données de l'instrument passif Meteosat. Nous avons pu ainsi retrouver les informations sur la distribution du BER et de l'épaisseur optique de l'aérosol désertique Africain, tant aussi bien au dessus des surfaces continentales que des surfaces océaniques.

Deux méthodes ont été développées dans le cadre de cet article :

1. Une première méthode suppose que le ABER (le BER non corrigé de la diffusion multiple) reste constant suivant l'altitude.
2. La seconde méthode permet de séparer la contribution de la Couche Limite Marine (CLM, en anglais MBL pour Marine Boundary layer) de celle de l'aérosol désertique.

La différence entre les deux méthodes n'est pas significative, du fait que les écarts entre les résultats sont inférieurs aux barres d'erreurs.

Les principaux résultats de cette étude sont :

1. **L'inversion des données lidar au dessus des surfaces océaniques** : L'influence de la diffusion multiple (DM) sur l'obtention de l'ABER est montrée comme étant conséquente. Les valeurs du facteur de DM η sont comprises entre ~ 0.6 et ~ 0.8 pour des valeurs d'épaisseurs optiques comprises entre ~ 0.4 et ~ 0.2 , respectivement. Après correction de la DM, les valeurs de BER pour l'aérosol désertique varient entre 0.01 et 0.03 sr^{-1} . La variance totale du BER retrouvée est égale à $5.6 \cdot 10^{-3}$ pour l'aérosol désertique, pour une valeur moyenne équivalente à 0.017 sr^{-1} . Ces valeurs sont proches de celles reportées dans la littérature [Cattrall et al., 2005].
2. **L'inversion des données lidar au dessus des surfaces continentales** : En utilisant les valeurs de ABER calculées au dessus de l'océan atlantique tropical (en anglais TAO, pour « Tropical Atlantic Ocean »), les profils verticaux de coefficient d'extinction aérosols sont retrouvés au dessus de l'Afrique. Ceci nous permet de définir l'épaisseur optique de l'aérosol, dans des régions où la seule utilisation des données issues des détecteurs passifs, ne nous permet pas leur détermination. Ce travail constitue une nouvelle avancée afin de mieux comprendre l'impact de l'aérosol désertique sur les bilans radiatifs et sur la dynamique atmosphérique.
3. **La validation du couplage instrumental quant à la non-simultanéité des mesures** : Nous avons aussi montré dans cet article que le décalage entre les enregistrements (de presque une demi journée dans les cas les plus extrêmes) des détecteurs actifs et passifs n'est pas une source majeure d'erreurs lorsque les panaches d'aérosols sont déjà bien établis. Une telle approche est un premier pas dans la perspective des futures synergies qui pourront être mises en place afin de tirer avantage du couplage du lidar avec les instruments de détections passives, en vue de la nouvelle génération d'instruments spatiaux tels que MSG (<http://www.esa.int/SPECIALS/MSG/>), MODIS (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>) et POLDER à bord de PARASOL (<http://smc.cnes.fr/PARASOL/index.htm>). Les observations mutispectrales utilisant le

canal additionnel proche IR fournies par ces deux instruments [Kaufman *et al.*, 2003] et l'analyse de la polarisation à partir de CALIOP à bord du satellite CALIPSO offriront des nouvelles capacités d'observations qui permettront l'amélioration des performances de la procédure d'inversion du signal lidar.

- 4. L'estimation qualitative des futurs couplages instrumentaux :** A partir d'une étude de sensibilité, et en utilisant la synergie attendue entre CALIOP et MODIS (CALIOP et PARASOL), nous avons montré que la déviation standard sur l'estimation du BER sera proche de 0.003 sr^{-1} (respectivement 0.004 sr^{-1}). Une telle synergie peut nous permettre d'estimer le forçage radiatif de l'aérosol désertique à la surface et au niveau de la tropopause, en contraignant un modèle de transfert radiatif. Cependant, l'écart type sur ces valeurs radiatives reste important ($\sim 50\%$), du fait des incertitudes liées au signal lidar, et à son inversion. Une des solutions afin d'améliorer de façon significative l'écart type sur le bilan radiatif, est d'effectuer une moyenne du signal pour des panaches homogènes incluant plusieurs pixels actifs et passifs.

Nous présenterons dans la section 5.2, la méthode utilisée afin d'effectuer l'inversion des données lidar LITE, contrainte par les données passives Méteosat.

Nous présenterons ensuite dans la section 5.2.1 le modèle de transfert radiatif utilisé dans le cadre de cette étude. Nous montrerons dans cette même section comment nous avons renseigné ce modèle de transfert radiatif.

5.2 Méthode d'inversion des données LITE

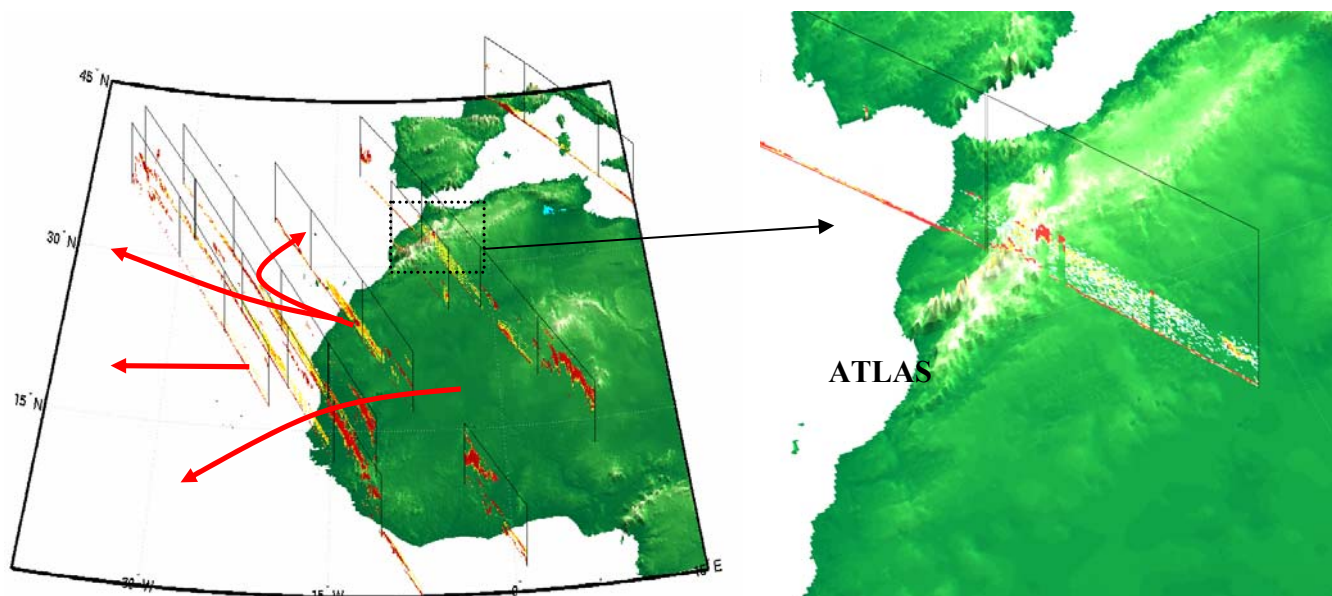


Figure 5.2.1 : *Vue d'artiste des orbites de la mission LITE montrant la présence d'aérosols désertiques au dessus et au large du continent Africain. Les particules aérosols sont représentées en couleur jaune. A gauche : On observe la présence du panache d'aérosols dans ce qui constitue le panache ouest Africain. A droite, on observe la présence d'aérosols près de la chaîne de montagne de l'Atlas.*

La mise en place de l'algorithme de seuillage sur variance nous a permis d'isoler les structures considérées comme étant des aérosols (cf. la figure 2.4.7). L'étude de la distribution de ces aérosols a été menée dans le chapitre précédent. Il est nécessaire maintenant, et ceci afin de clôturer leur étude, d'aborder l'étude de leurs propriétés optiques, et d'analyser pour finir leur l'impact radiatif.

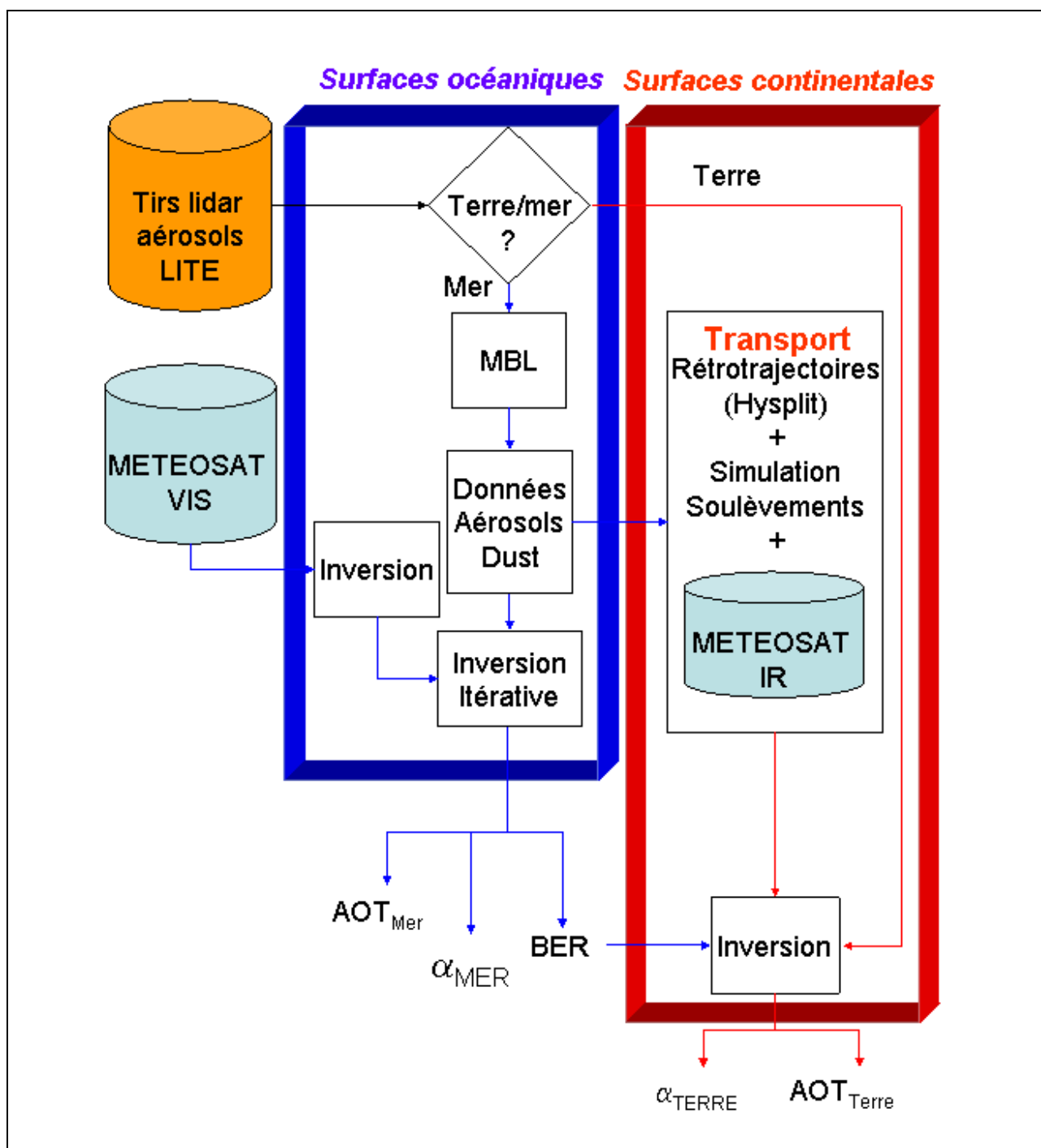


Figure 5.2.2 : Schéma de principe de l'algorithme d'inversion couplé mis en place.

Nous avons donc mis en place une procédure d'inversion de ces aérosols. Cette procédure est développée dans la **Figure 5.2.2**. Nous avons dans le cadre de ce travail restreint notre zone d'étude à celle des aérosols désertiques, et plus particulièrement les aérosols issus des soulèvements de poussières de la zone Saharienne. L'architecture de la méthode mise en place repose sur la mise en synergie des données des instruments spatiaux actifs et passifs des missions LITE et

METEOSAT. Au dessus des surfaces océaniques, les données inversées du détecteur passif METEOSAT sont utilisées afin de contraindre l'inversion des données du lidar LITE.

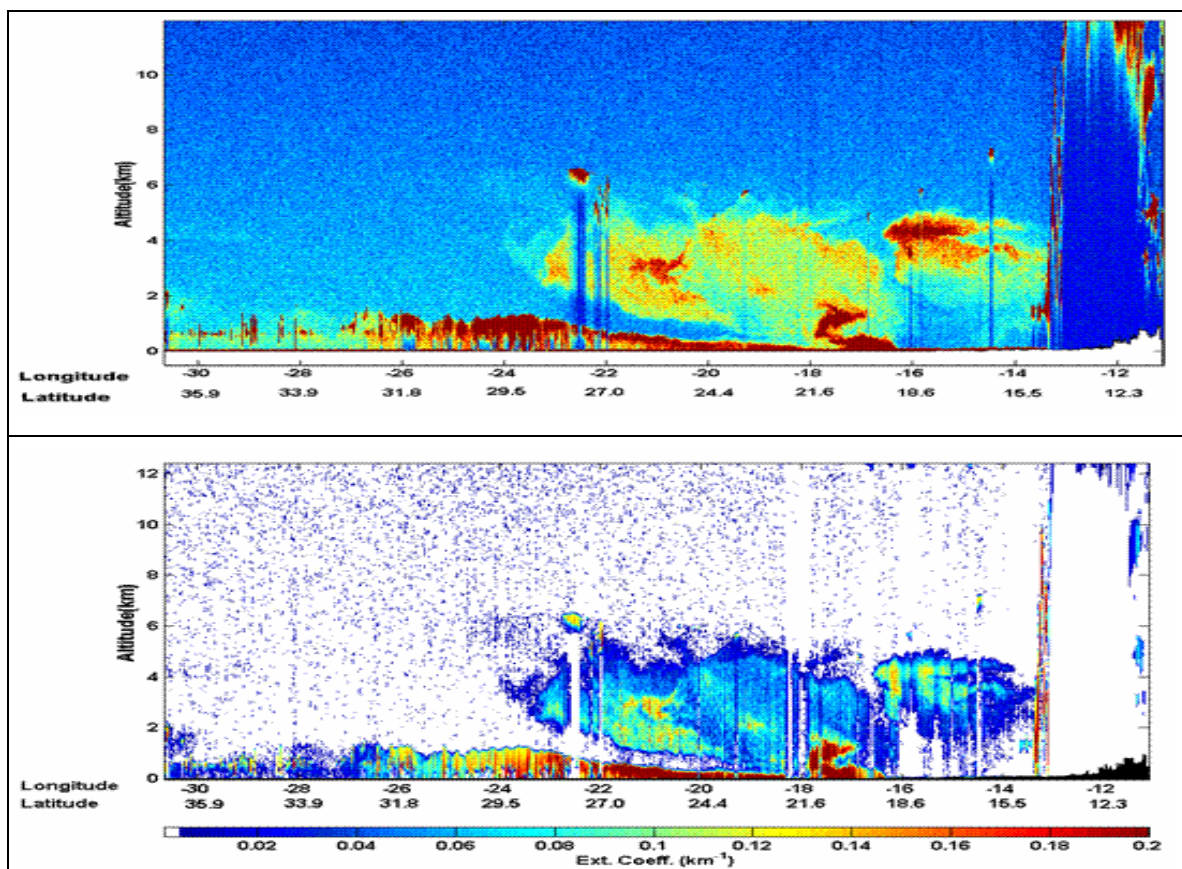


Figure 5.2.3 : Données brutes et profils d'extinction restitués après inversion de l'orbite 83.

Cette inversion contrainte par les données passives, nous a permis de déterminer les profils d'extinction de l'aérosol (voir la **Figure 5.2.3**), caractérisant les concentrations de ces aérosols en altitude. Le second paramètre retrouvé grâce à cette procédure est le rapport lidar (lidar ratio), l'inverse du BER (Backscattering to Extinction Ratio), correspondant à la fonction de phase prise à 180° , et qui caractérise la nature chimique de l'aérosol observé. Chacun de ces paramètres a pu être étudié du point de vue statistique. Une étude de sensibilité a été menée à partir des résultats obtenus, ce qui nous a permis d'isoler et de quantifier les différents facteurs d'erreurs introduits au sein de la méthode d'inversion.

Grâce à un modèle de transport, en l'occurrence Hysplit-4, nous avons réussi à identifier les sources potentielles de l'aérosol désertique observé. La nature de l'aérosol étant supposée conservée pendant son transport, nous pouvons par conséquent utiliser la même valeur de BER afin d'inverser les données lidar de LITE au dessus du continent.

Les paramètres optiques de l'aérosol désertique qui seront retrouvés grâce à cette méthode, nous permettrons l'évaluation de leur impact radiatif. Nous utiliserons les profils d'extinction retrouvés comme une entrée du modèle radiatif.

Le profil d'extinction type utilisé est issu des données inversées de l'orbite 83 (15/10/1994) de la mission LITE (correspondant au profils présentés dans la *Figure 5.2.3*). Cette orbite a en effet l'avantage de montrer l'occurrence de particules d'aérosols, à la fois au dessus des surfaces continentales et océaniques. Le profil d'extinction utilisé conduit à une épaisseur optique moyenne de 0.31, à la longueur d'onde de 532 nm.

5.2.1 Choix du modèle de transfert radiatif :

Le modèle STREAMER

Le modèle radiatif qui a été choisi afin de répondre à l'ensemble des exigences de cette étude est le modèle radiatif Streamer ([Key, 1998 & 2001]).

Ce modèle d'utilisation simple et rapide, a déjà été utilisé par de nombreux auteurs pour des études sur les aérosols et les nuages [Rädel et al., 2003], et en particulier afin d'évaluer l'impact radiatif des aérosols piégés dans le panache de mousson pendant la campagne internationale INDOEX [Léon et al, 2002].

La *Figure 5.2.4* donne schématiquement la vision du modèle STREAMER, de l'ensemble des différents termes composant l'équilibre énergétique du système terre atmosphère. Le modèle STREAMER est un modèle de transfert radiatif architecturé sur une configuration à 2 flux (« two stream »). Les termes du bilan radiatifs sont en effet traités séparément suivant le domaine de longueur d'onde considéré : les flux dont le domaine de longueurs d'ondes correspond au rayonnement solaire incident (entre 0.2 et 3 μm , avec un maximum vers 0.5 μm (notée ici SW pour ShortWave), ou les flux dont le domaine de longueurs d'ondes est compris entre 3 et 100 μm avec un maximum à 10 μm et correspondant à l'infrarouge tellurique (notés LW pour LongWave)). Au

sein de chacun de ces domaines de longueurs d'ondes, les flux sont dissociés suivant leur direction (flux montant (Up) ou descendant (Down)).

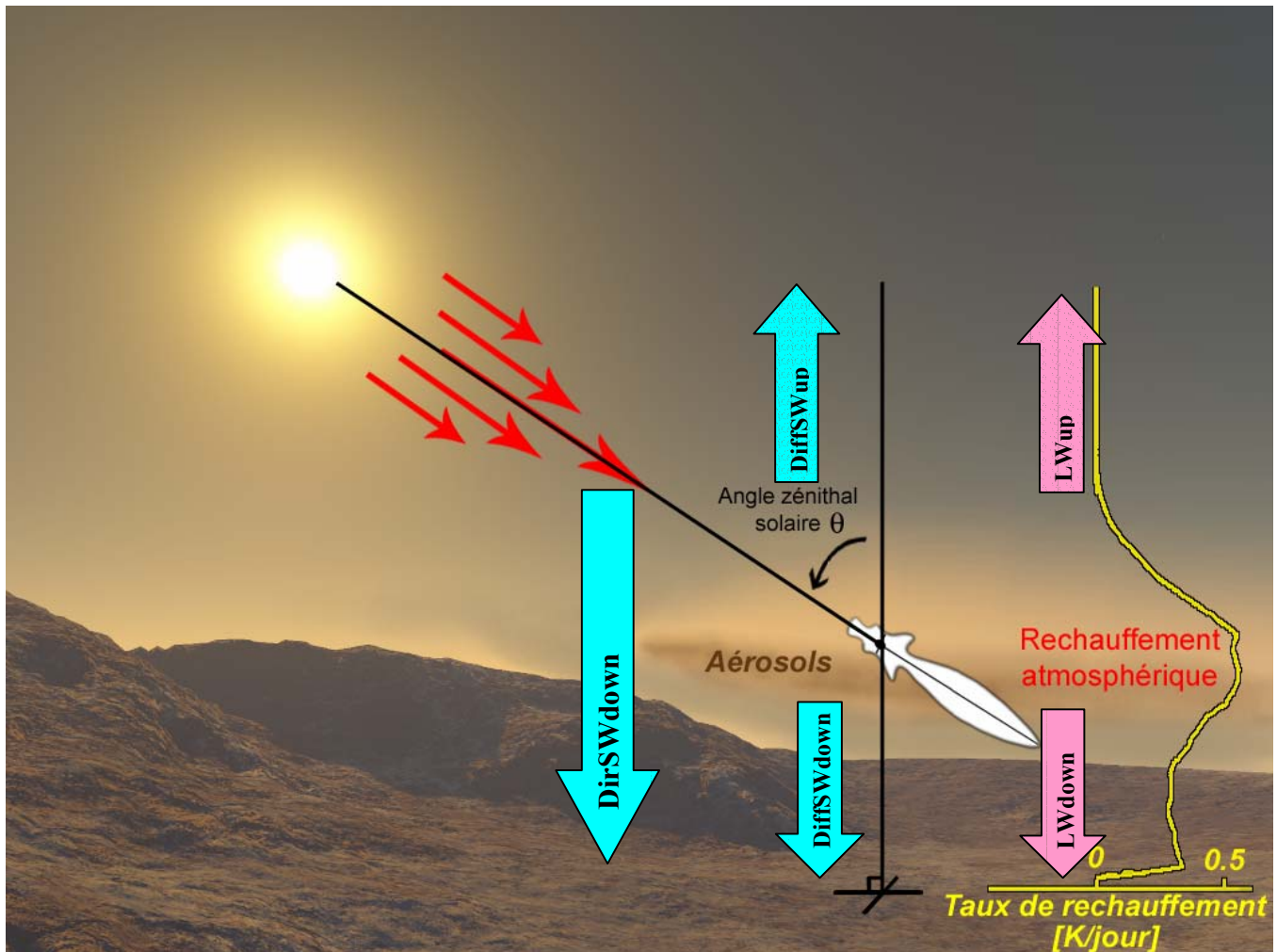


Figure 5.2.4 : Bilan des flux radiatifs tel que définis dans le modèle de transfert radiatif STREAMER

Le flux total de rayonnement solaire incident peut être soit direct (alors noté **DirSWdown**), ou diffusé à la traversée de l'atmosphère par la présence des nuages, des aérosols, des molécules de l'air. Il sera alors soit rétrodiffusé vers l'espace (alimentant alors le Flux montant noté **DiffSWup**), soit diffusé vers la surface terrestre (alimentant alors le Flux descendant noté **DiffSWdown**).

La somme de ces flux ($\text{TotalSW} = \text{DirSWdown} + \text{DiffSWDown} + \text{DiffSWUp}$), soustrait du rayonnement solaire total incident, nous donne alors la part du rayonnement solaire SW directement piégé par l'atmosphère (principalement la vapeur d'eau, les aérosols, et l'ozone). Cette quantité est équilibrée par l'énergie rayonnée par la Terre dans le domaine de longueur d'onde IR, sous la forme des Flux montant **LWup** et descendant **LWdown**.

Le rayonnement tellurique est émis par la surface de la Terre (entre 3 et 50 μm , maximum vers 10 μm). Ce rayonnement (actuellement de 390 W m^{-2}) définit la température d'équilibre de la surface terrestre (15°C). Sa valeur résulte de l'équilibre qui s'établit au niveau de la surface entre les cinq termes suivants : deux de chauffage (chauffage solaire et le chauffage par l'atmosphère) et trois de refroidissement (l'évaporation, le réchauffement de l'air par le sol, et l'émission du rayonnement tellurique).

Une partie du rayonnement tellurique est absorbée par l'atmosphère (principalement par la vapeur d'eau, le CO_2 , le CH_4 , le N_2O , l' O_3 , et l'eau présente sous forme liquide et glacée dans les nuages); ceci contribue à l'effet de serre : l'absorption de ce rayonnement contribue à chauffer l'atmosphère, qui à son tour s'équilibre thermiquement en émettant dans l'infrarouge tellurique d'une part, vers la surface terrestre, et, d'autre part vers l'espace.

Le flux Net ($\text{NET}=\text{TotalSW}+\text{LWDown}+\text{LWUp}$) correspond à l'équilibre général de l'ensemble des flux solaires et IR précédemment décrit, et par conséquent, à la quantité de rayonnements stockée au sein de l'atmosphère. La présence d'une couche d'aérosols, captant une partie du rayonnement, se traduira en conséquence par un réchauffement de l'atmosphère au sein de cette couche, et par un refroidissement au sol. Le calcul du réchauffement en K/jour, correspond à la variation du flux NET sur la verticale :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{g}{C_p} \cdot \frac{\partial F_{NET}}{\partial p} \quad (5.1)$$

5.2.2 Le renseignement du modèle Streamer

Comme l'illustre le schéma donné en **Figure 5.2.5**, trois principaux ensembles de données sont nécessaires afin de renseigner de façon complète le modèle STREAMER :

- Les **données exogènes**, nous permettant de renseigner les paramètres météorologiques, et les paramètres de surfaces, à prendre en compte dans le modèle.
- Le **modèle d'aérosol**, caractérisant les propriétés diffusantes de l'aérosol considéré.
- Les **profils d'extinction**, caractérisant la concentration de cet aérosol.

Les sections suivantes font la description des paramètres renseignant le modèle de transfert radiatif.

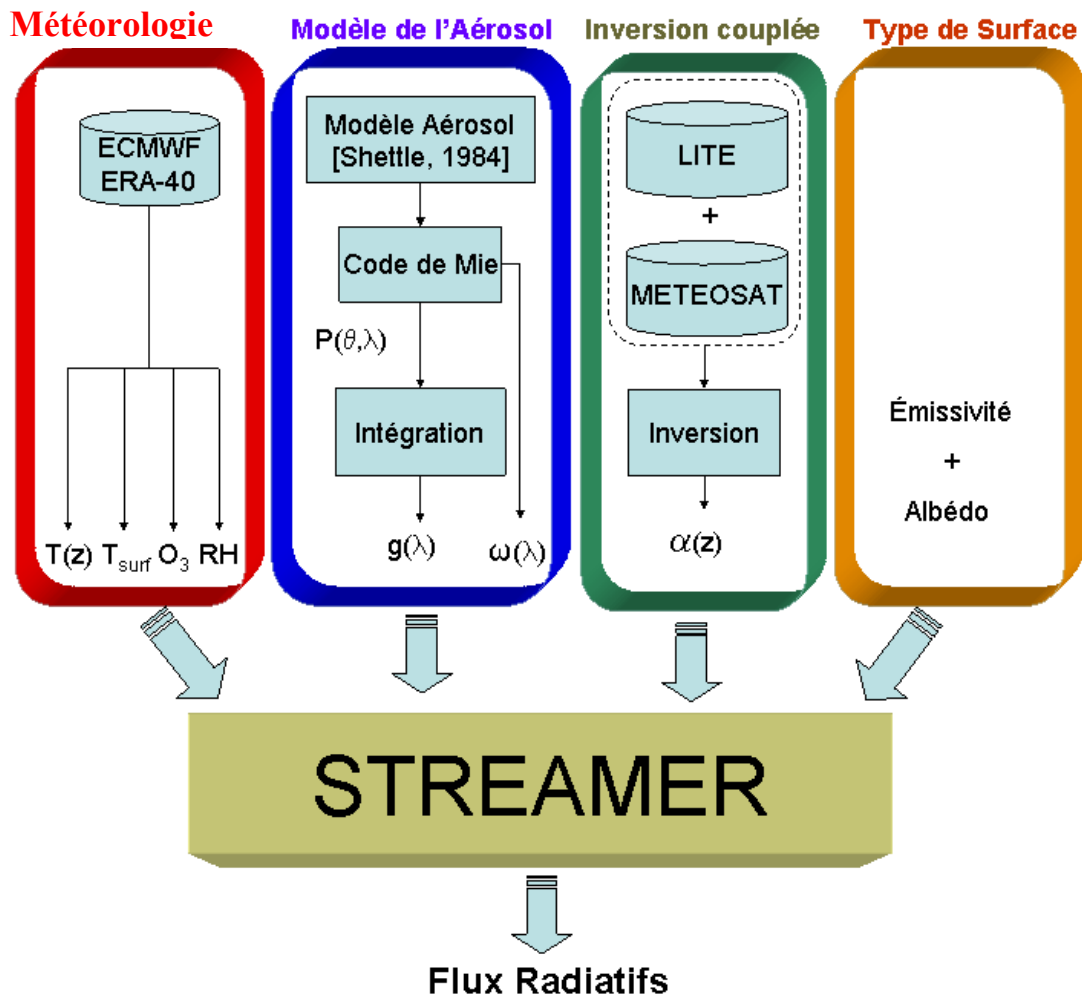


Figure 5.2.5 : Schéma de renseignement du modèle de transfert radiatif STREAMER. $T(z)$ représente la température en altitude, T_{surf} la température de surface, O_3 le profil d'ozone. $g(\lambda)$ représente le facteur d'asymétrie de l'aérosols, $\omega(\lambda)$ son albédo de simple diffusion, $P(\theta, \lambda)$ sa fonction de phase et $\alpha(z)$ le coefficient d'extinction.

5.2.2.1 Les données exogènes

Les données météorologiques

Les principaux paramètres météorologiques utilisés dans le modèle radiatif STREAMER, sont les profils de température $T(z)$, les profils d'ozone O_3 , ainsi que celui du Rapport d'Humidité

(RH). Ces derniers sont directement obtenus auprès de la base de données ECMWF (ERA-40), pour chaque jour de la mission LITE, et à la résolution temporelle de 6 heures (0, 6, 12, 18h).

Afin de déterminer les profils climatologiques d'une journée type du mois de septembre 1994, nous interpolons ces données afin de simuler une résolution horaire de ces données. Nous moyennons ensuite sur la durée totale de la mission LITE, les profils correspondant à chacune des heures de la journée. Nous construisons ainsi une météorologie de chacune des heures d'une journée typique rencontrée durant la mission LITE.

Les profils moyens de température, de concentration d'ozone et de rapport d'humidité obtenus sont présentés dans la **Figure 5.2.6**, à 01 :00 (GMT) et à 12 :00 (GMT).

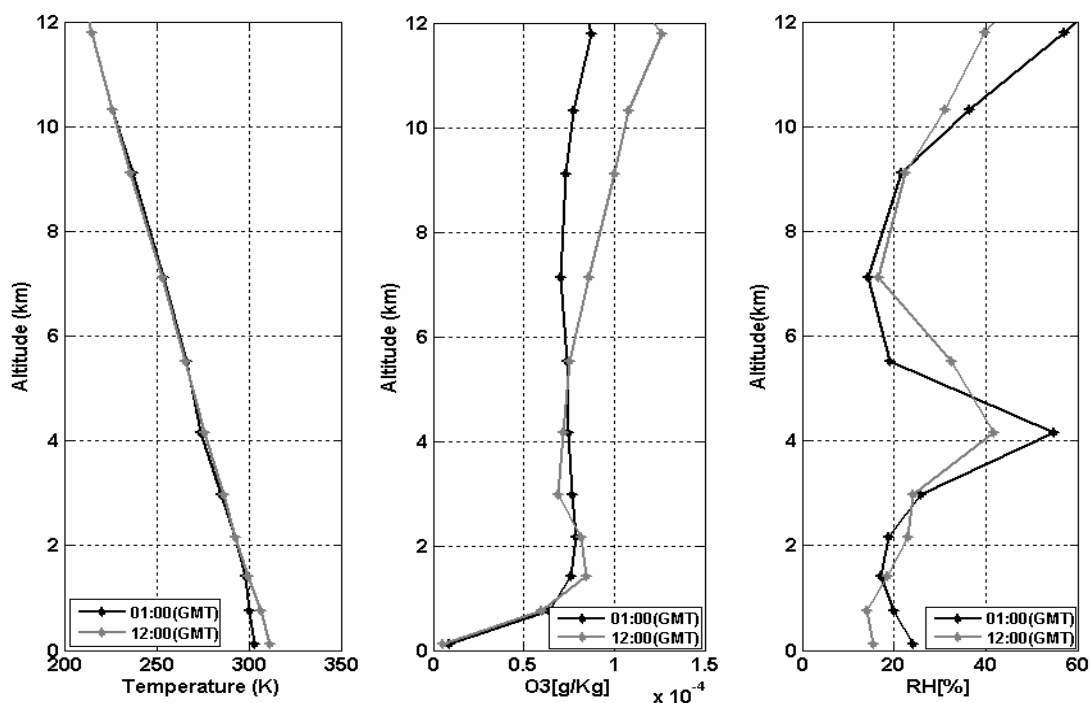


Figure 5.2.6 : Profil de température, ozone et rapport d'humidité prises à 01 :00 et à 12 :00 GMT (données ECMWF).

Les données ERA-40 nous donnent aussi accès au paramètre T_{surf} , correspondant à la température de surface océanique et terrestre. Ces dernières sont données dans la **Figure 5.2.7**. Les températures des surfaces continentales montrent une variabilité journalière, liée à l'ensoleillement. On observe une quasi stabilité des températures de surfaces océaniques, qui est liée à l'inertie naturelle de l'océan en ce qui concerne les variations de températures.

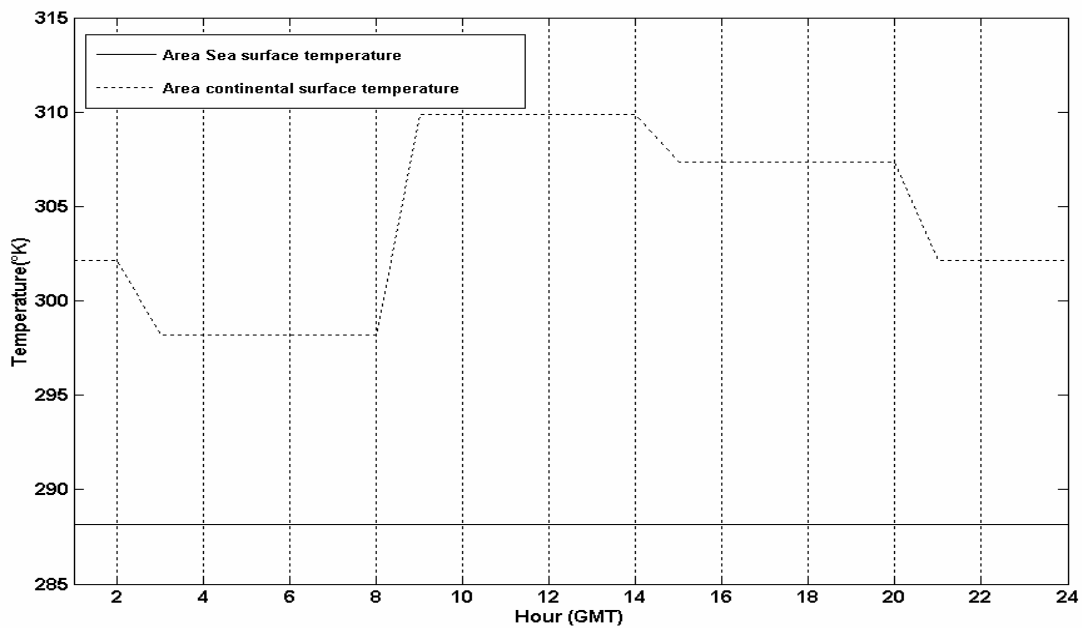


Figure 5.2.7 : Températures de surface continentales et océaniques (données ECMWF).

Le type de surface

L'émissivité et l'albédo de surface introduit dans le modèle afin de traduire les propriétés des surfaces océaniques et désertiques, sont ceux couramment utilisés par la communauté scientifique afin de caractériser ces surfaces. La valeur de l'émissivité de surface est prise égale à 0.98 pour les surfaces océaniques [Liu, et al., 1987], et 0.90 pour les surfaces désertiques [Ogawa and Schmugge, 2004]. Quant à l'albédo de surface, il est fixé à 0.024 [briegleb et al, 1986] pour les surfaces océaniques, et 0.229 pour les surfaces désertiques [Sable sec, voir [Tanré et al, 1986], le manuel 5S].

5.2.2.2 Choix du modèle d'aérosol désertique

Bien que permettant de simuler le transfert radiatif d'un grand nombre d'aérosols, le modèle STREAMER a le défaut de ne pas comporter de modèle de poussières désertiques. Nous avons par conséquent dû le compléter, en lui adjoignant un module simulant la diffusion des poussières désertiques.

La théorie classique décrivant la diffusion des radiations électromagnétiques par une sphère a été développée dans le tout début du 20^{ème} siècle par Gustav Mie. Ludwig Lorenz a de façon indépendante développé la théorie de diffusion des ondes électromagnétiques planes par des sphères métalliques. Nous adoptons ici la description standard de la diffusion de la lumière par des sphères, telle que décrite dans la théorie de Mie³². La mécanique quantique est la théorie correcte qui devrait être utilisée afin de décrire l'interaction de la lumière (photons) avec la matière (atome, molécule et solide). Mais les résultats de la physique donnent des réponses qui sont en accord avec celles de la mécanique quantique dans certaines circonstances, et en particulier dans le cas de la diffusion de la lumière par une sphère. Nous nous limitons donc dans le cadre de notre étude à l'utilisation de la théorie de Mie Classique.

L'indice de réfraction spectral, noté m , détermine les propriétés de diffusion d'une sphère. L'indice de réfraction est dépendant du matériau constituant la sphère. En général, l'indice de réfraction est un nombre complexe, dont la partie imaginaire représente l'atténuation de l'onde à l'intérieur de la sphère, entraînant l'absorption d'une partie de l'énergie de l'onde électromagnétique incidente.

On rappelle ici que considérer les particules aérosols comme de simples sphères est une hypothèse simplificatrice. De nombreux types d'aérosols ne peuvent être considérés comme ayant une forme sphérique. Cependant, les effets des irrégularités de formes au sein de l'atmosphère tendent à être moyennés dans nos calculs sous l'effet de la turbulence. Celle-ci aura pour effet le mélange des différentes formes d'aérosols présentes, et d'annihiler une éventuelle orientation de cet aérosol.

Une littérature assez développée traite de la mesure de l'indice de réfraction des aérosols, et en particulier de celui des aérosols désertiques. Un énorme travail d'archivage des valeurs d'indice de réfraction a été produit vers la fin des années 70, et a abouti à l'édition du rapport [Shettle et Fenn, 1979], sur lequel s'appuie la base HITRAN, accessible via la compilation HAWKS [Rothman et al, 1992, 1998, 2005]). Dans le cas des aérosols désertiques, ce rapport s'appuie sur les valeurs d'indice de réfraction mesurées par Volz [1972, 1973] au dessus de la Barbade, et au dessus du continent Africain. La détermination de l'indice de réfraction est effectuée par Volz à partir des mesures de transmission.

³² Aussi appelée la théorie de Lorenz-Mie.

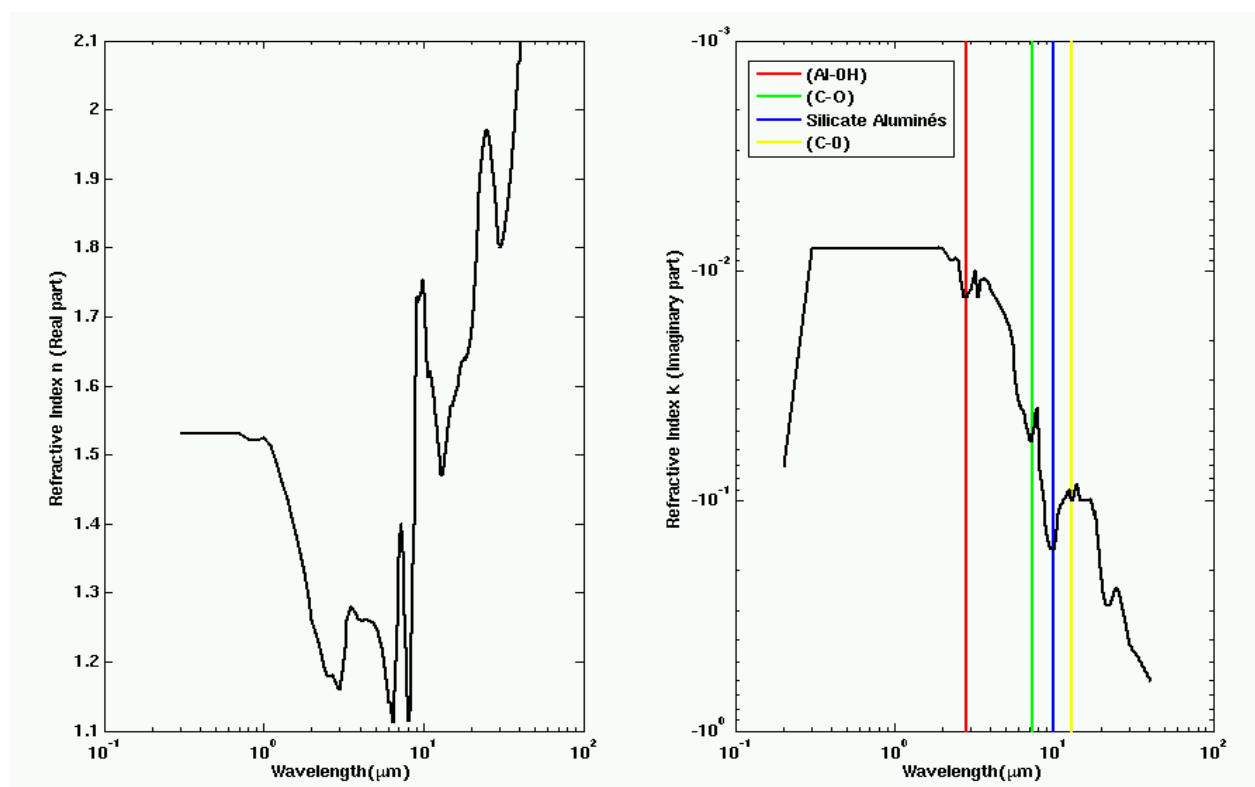


Figure 5.2.8 : Spectre de la partie réelle (n) et imaginaire (k) de l'indice de réfraction $m=n+i.k$ de l'aérosol déterminé par Volz ([1972 et 1973]).

La **Figure 5.2.8** donne le spectre de l'indice de réfraction de l'aérosol désertique correspondant aux mesures de Volz [1972 et 1973].

La variabilité naturelle des indices de réfraction est due à la diversité de composition des minéraux présents dans l'atmosphère. Dans l'infra rouge, plusieurs pics d'absorption se distinguent nettement sur la partie imaginaire de l'indice de réfraction (k). Le plus caractéristique, situé entre 9 et 10.5 μm , est dû à la vibration de la liaison Si-O (typique des silicates), et il est donc systématiquement présent pour les poussières minérales. Pour les silicates aluminés (par exemple les argiles) la substitution de Si par Al diminue l'absorption et déplace la bande d'absorption vers 10 μm ([Volz, 1973]). En plus d'être la signature principale des poussières dans l'infrarouge, cette bande d'absorption est aussi la plus efficace car elle se situe dans un domaine spectral (8-12 μm) où l'atmosphère est presque transparente (« la fenêtre atmosphérique »). En dehors de cette fenêtre, plusieurs autres pics contrôlent les variations spectrales de k . Tout d'abord, des ions OH peuvent être piégés dans le réseau cristallin des argiles. Leurs signatures spectrales se trouvent autour de 3 et 11 μm (liaison Al-OH). Ensuite, les particules carbonatées, qui sont susceptibles de représenter, en masse, 50 % des poussières minérales (Levin et al., 1979), contiennent une liaison C-O que l'on observe vers 7 μm et plus faiblement autour de 11.5 et 14 μm .

Nous intégrons ces mesures au sein d'un code de diffusion de Mie. La définition des autres paramètres renseignant le code de Mie, et en particulier celle des 3 modes de tailles définissant le modèle d'aérosol désertique, est donnée dans la **Table 5.1**.

	Rayon modal effectif (μm)	Dispersion Modale (μm)	Taux d'occupation
Premier Mode	6.24	1.89	$0.38 \cdot 10^{-6}$
Deuxième mode	$2.18 \cdot 10^{-2}$	3.2	0.45
Troisième mode	$1 \cdot 10^{-3}$	2.13	

Table 5.1 : Paramètres des modes de tailles utilisés de notre modèle d'aérosols désertiques [Tanré, 2001].

Nous déterminons grâce au code de Mie la valeur de l'albédo de simple diffusion $\omega(\lambda)$. Ce paramètre, défini comme le rapport entre la diffusion et l'extinction, est fondamental pour comprendre l'effet radiatif des aérosols. Une particule exclusivement diffusante (ω vaut alors 1) diffuse toute l'énergie qu'elle reçoit. A l'opposé, une particule exclusivement absorbante (ω serait alors nul) piège l'énergie au sein de l'atmosphère, et a donc pour effet de la réchauffer.

Le modèle de Mie nous permet aussi de déterminer la fonction de phase de l'aérosol $P(\lambda, \theta)$, qui correspond à la probabilité qu'un photon arrivant sur la particule soit diffusé dans la direction de l'angle θ . La représentation polaire de cette fonction de Phase, appelée l'indicatrice de diffusion, est donnée dans la **Figure 5.2.9**, à la longueur d'onde de $0.55 \mu\text{m}$. On note que la probabilité de diffusion est essentiellement dominée par celle s'effectuant dans la pointe avant de l'indicatrice. On note en effet que le rapport de diffusion $P_{\text{avant}}/P_{\text{arrière}}$ est équivalent à $5,04 \cdot 10^2$, soit 27 dB !

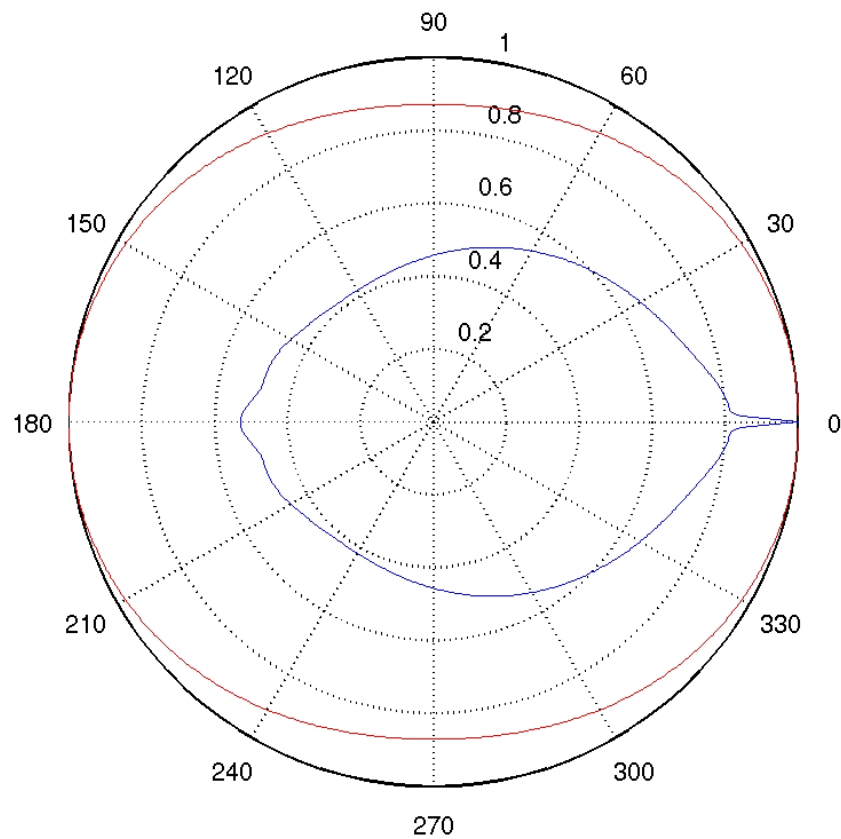


Figure 5.2.9 : Indicatrice de diffusion de l'aérosol à 0.55 μm (en bleu). A titre de comparaison est tracée l'indicatrice de diffusion Rayleigh (en rouge). Pour des raisons évidentes de tracé, la courbe représentée correspond en fait à la fonction $P' = (\log_{10}(P \cdot 10^4)) / [\log_{10}(P \cdot 10^4)]_{max}$.

Par intégration de la fonction de phase sur l'angle zénithal, on accède pour chacune des longueurs d'ondes, aux valeurs respectives du facteur d'asymétrie $g(\lambda)$ (premier moment de la fonction de phase):

$$g(\lambda) = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \mu \cdot P(\lambda, \mu) \cdot d\mu = \frac{1}{2} \int_0^{180} \cos(\theta) \cdot P(\lambda, \theta) \cdot \sin(\theta) \cdot d\theta \quad (5.2)$$

avec $\mu = \cos(\theta)$.

Pour des particules de type Lorenz-Mie, dont la fonction de phase est généralement très piquée à 0°, le facteur d'asymétrie dénote alors la force relative de la diffusion avant. Dans le cas particulier où la particule diffuse toute l'énergie vers l'avant, g vaut 1. Dans le cas où toute

l'énergie est rétrodiffusée par la particule, g vaut -1 . Le facteur d'asymétrie devient nul dans les cas où la diffusion s'effectue de façon isotropique (comme c'est le cas de la diffusion Rayleigh).

Le spectre du paramètre d'asymétrie ainsi que l'albédo de simple diffusion retrouvée sont reportés dans la **Figure 5.2.10**. Nous pouvons comparer nos résultats avec ceux précédemment retrouvés par [Lacis et Mishchenko, 1995], avec un modèle d'aérosols composé d'un seul mode, de rayon effectif $r_e=2 \mu\text{m}$ et de variance effective $v_e=0.2$.

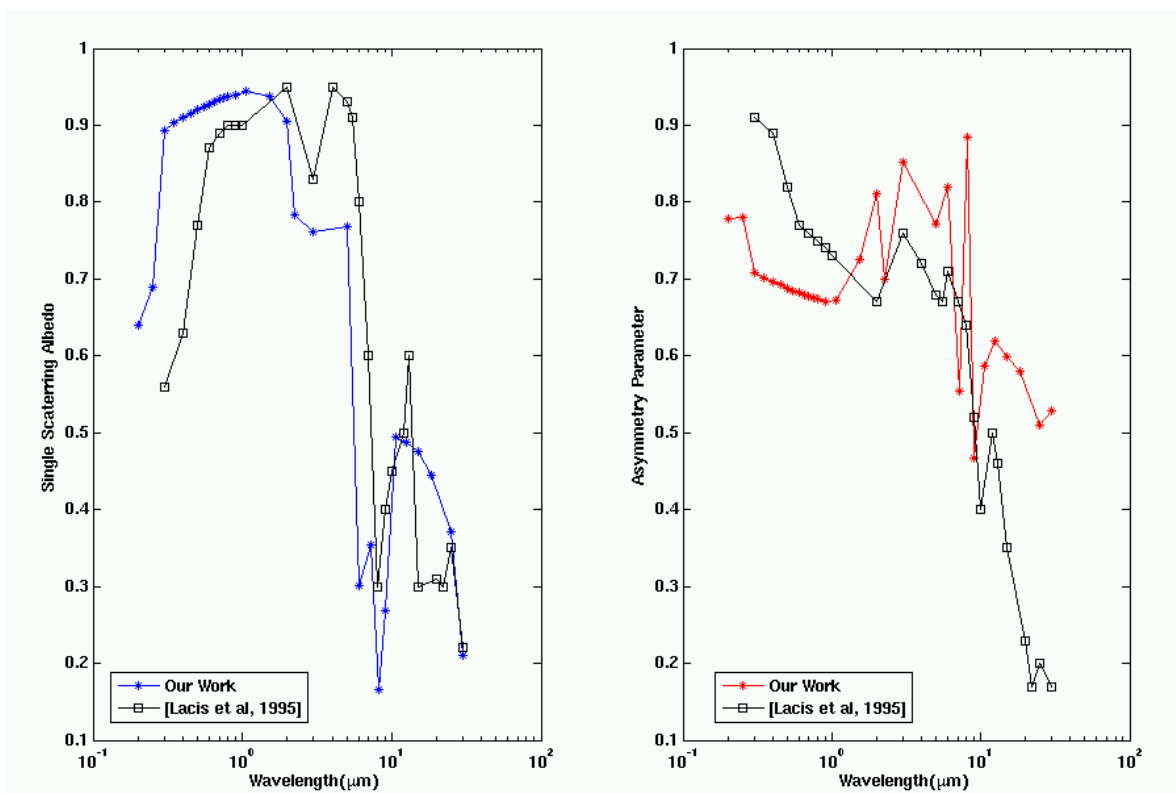


Figure 5.2.10 : Spectre de l'albédo de simple diffusion et du paramètre d'asymétrie retrouvé à partir du code de Mie et de notre modèle d'aérosols. Les résultats retrouvés par Lacis et al(1995) sont aussi reportés sur la figure.

5.3 Article JGR "Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from LITE and METEOSAT synergy"

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 111, D21202, doi:10.1029/2005JD006999, 2006

Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from LITE and METEOSAT synergy

S. Berthier^{1,2}, P. Chazette¹, P. Couvert^{†1}, J. Pelon², F. Dulac¹, F. Thieuleux¹, C. Moulin¹, and T. Pain³

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur-Yvette, France.

²Service d'aéronomie du CNRS, Université Paris VI, France.

³ALCATEL Space, Cannes, France.

Abstract. The new generation of spaceborne backscatter lidar systems, prefigured by the LITE mission in September 1994, will give new insight on the vertical distribution of both aerosols and clouds in the atmosphere. This is especially of importance for aerosols over land, where retrievals from passive sensors are known to be more difficult due to the surface contribution. Here we analyze mineral dust aerosol transport events through a new approach coupling the active LITE and passive Meteosat-5 spaceborne observations. The Meteosat-derived aerosol optical thickness at 550 nm is shown to be a good boundary condition for the lidar inversion in order to retrieve both the aerosol backscatter to extinction ratio (BER) and the aerosol extinction vertical profile above the Tropical Atlantic Ocean (TAO) and the Mediterranean Sea. Sensitivity tests indicate that the aerosol scattering coefficient is retrieved within a 20% relative uncertainty. Airmass trajectories allow us to further retrieve the vertical profile of aerosol optical properties over the continent in the Saharan Heat Low (SHL) region using the BER determined over the ocean. Results confirm a large dispersion of the BER which is not attributed to errors in the method. This shows the need to account for such dispersion in the retrieval of dust aerosol optical thickness and aerosol impact on the earth radiative budget. The coupling between LITE and Meteosat-5 made here is shown to be interesting for an improvement of the direct dust aerosol forcing, and results should be improved by the CALIOP-MODIS synergy.

5.3.1 Introduction

Tropospheric aerosol particles play a major role on the atmospheric processes involved in the radiative balance [e.g. *Leon et al.*, 2002], the photochemistry [*Boucher et al.*, 1995; *Dickerson et al.*, 1997; *Randriamiarisoa et al.*, 2004] and the cloud formation [*Andreae et al.*, 1996; *Seinfeld and Pandis*, 1998; *Rosenfeld*, 2000; *Charlson et al.*, 1992, 1999]. Due to their spectral characteristics and their high optical depth, mineral dust has been shown to have a very important direct radiative impact [*Fouquart et al.*, 1986; *Quijano et al.*, 2000; *Ackerman and Chung*, 1992; *Cautenet et al.*, 1992; *Haywood et al.*, 2003]. Dust can be suspected to induce a significant dynamical perturbation of the synoptic flow close to desert regions such as North Africa [*Alpert et al.*, 1998].

The difficulty encountered to study the atmospheric aerosol, and especially the mineral dust aerosol, is due to the heterogeneity in both space and time of their concentrations and properties, due to the variety of their sources [e.g. *Prospero et al.*, 2002], their relatively short life time, and the complexity of their composition that evolve during their transport including possible interactions with clouds [e.g. *Chester et al.*, 1986; *Guieu et al.*, 2002]. Furthermore satellite measurements, which are good approaches to characterize the occurrence of dust aerosols, are difficult to use for quantifying their impact over desert, due to the poorly known and high reflectance of the surface [*Chu et al.*, 2002].

Numerous passive instruments on spaceborne platforms have been used to measure the column dust aerosol optical thickness over the ocean. Measurements were first derived from meteorological satellites Meteosat [e.g. *Dulac et al.*, 1992; *Jankowiak et al.*, 1992; *Moulin et al.*, 1997a and 1998] and AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) [e.g. *Stowe et al.*, 1992; *Husar et al.*, 1997]. A new generation of passive instruments was developed in order to investigate the directional, and the spectral signature of aerosols. POLDER (POLarisation and Directionality of Earth Reflectance) is one of these instruments, which offers in addition polarized measurements [e.g. *Deschamps et al.*, 1994; *Deuzé et al.*, 1999]. More recently, *Tanré et al.* [1997] used multispectral informations extending from 0.55 μm up to 2.13 μm as provided by MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) to retrieve the aerosol properties and distinguish between fine and coarse aerosol contributions. Aerosol optical thickness (AOT) can also be obtained from MODIS over continental surfaces with low reflectance [*Kaufman et al.*, 1997], but only TOMS (Thematic Ozone Mapper Spectrometer) [*Herman et al.*, 1997; *Chiapello and Moulin*, 2002; *Ginoux and Torres*, 2003] and Meteosat infrared channels [*Legrand et al.*, 1992; *hamonou et al.*, 1999] have yet provided valuable aerosol information over desert. The possibility of retrieving aerosol parameters in specific regions of the atmosphere is also provided by infrared sounders [*Pierangelo et al.*, 2004], but analysis over land is more difficult due to spatial variability of the surface emissivity.

These passive instruments alone give only access to integrated information in the atmospheric column over the sea surface, and to sparse quantitative information above continents. The vertical distribution of aerosols in the atmosphere is, however, a key-element of the Earth radiative budget [*IPCC*, 2001] that needs to be assessed at the global scale. The visible/near-infrared backscatter lidar is one of the most powerful and sensitive tool for the detection of atmospheric scattering layers above both continent and ocean with a high vertical resolution. Indeed, the Lidar In-Space Technology Experiment (LITE) on board the Space Shuttle in 1994 has clearly demonstrated the great potential of a spaceborne lidar for the determination of improved cloud and aerosol climatologies at global scale [e.g. *Winker et al.*, 1996; *Karyampudi et al.*, 1999; <http://www-lite.larc.nasa.gov/>]. This spaceborne mission has been recently followed by the Geoscience Laser

Altimeter System (GLAS) mission [Zwally *et al.*, 2002] and will be relieved by the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) mission launched on April 2006 [Winker *et al.*, 2002].

The difficulty in active remote sensing lies in the possibility of constraining the lidar signal inversion [e.g. Klett, 1981; Sicard *et al.*, 2002]. Combining range-resolved active measurements by lidar systems and column-integrated measurements by passive radiometers can lead to significant improvement of the lidar inversion and profiling capability and integrated measurement of radiometers [e.g. Pelon *et al.*, 2002; Léon *et al.*, 2002; Chazette, 2003; Dulac and Chazette, 2003; Kaufman *et al.*, 2003].

Chazette *et al.* [2001] presented an analysis of a dust event observed in the Azores region combining Meteosat and airborne lidar data. With the forthcoming coincident active and passive aerosol observations of the spaceborne Aqua-Train mission in mind, we further present in this paper the potential of the coupling between a spaceborne lidar and a geostationary satellite to measure the aerosol optical properties over both ocean and continent, with a focus on African dust. We address the problem of the aerosol analysis over a high reflectance surface as the Saharan desert. The passive and active observations selected are presented in the following section. In section 3 we describe the dust events observed with the help of Meteosat infrared observations, air mass trajectories, and a dust emission model. In section 4 the method we propose to benefit from the synergy between LITE and Meteosat 5 to retrieve the aerosol backscatter to extinction ratio (BER) is presented. The results in terms of the dust BER and aerosol optical thickness are shown in section 5 and discussed in section 6. The impact of the BER variability on the retrieval of the dust radiative budget over both ocean and continent is discussed in section 7.

5.3.2 Basic spaceborne observations

The spaceborne observations to be coupled were performed in September 1994. They include data from the passive radiometer on board the European geostationary satellite Meteosat-5, and from the active lidar instrument on board the US space shuttle during the LITE mission.

5.3.2.1 Meteosat-5

Meteosat-5 performed wide-band measurements in both the solar (VIS) and thermal infrared (IR) spectral domains. Images were obtained from EUMETSAT (Darmstadt, Germany). We have used full resolution ($2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$ at nadir, i.e. $0.02^\circ \times 0.02^\circ$) VIS images taken daily at 11:00, 12:00 and 13:00 UTC to retrieve the AOT over the ocean. We will describe our ancillary use of IR images later in section 3.

The retrieval of the AOT at 550 nm for clear air pixels over the ocean surface is based on the look-up table algorithm defined by Dulac *et al.* [1992] and on the Meteosat-5 VIS sensor calibration of Moulin and Schneider [1999]. This algorithm has been validated by comparison of resulting AOTs to direct measurements by Sun photometers performed in the TAO and western Mediterranean [Moulin *et al.*, 1997b]. AOT results from 11:00 to 13:00 have been averaged to improve the geographical coverage limitation by clouds. The map of dust AOT over ocean shown in Figure 1 is the average of daily maps obtained between 12 and 19 September. A significant dust plume over the TAO can be observed west of Mauritania ($\sim 20^\circ\text{N}$) with an 8-day mean AOT of 0.39 at 550 nm.

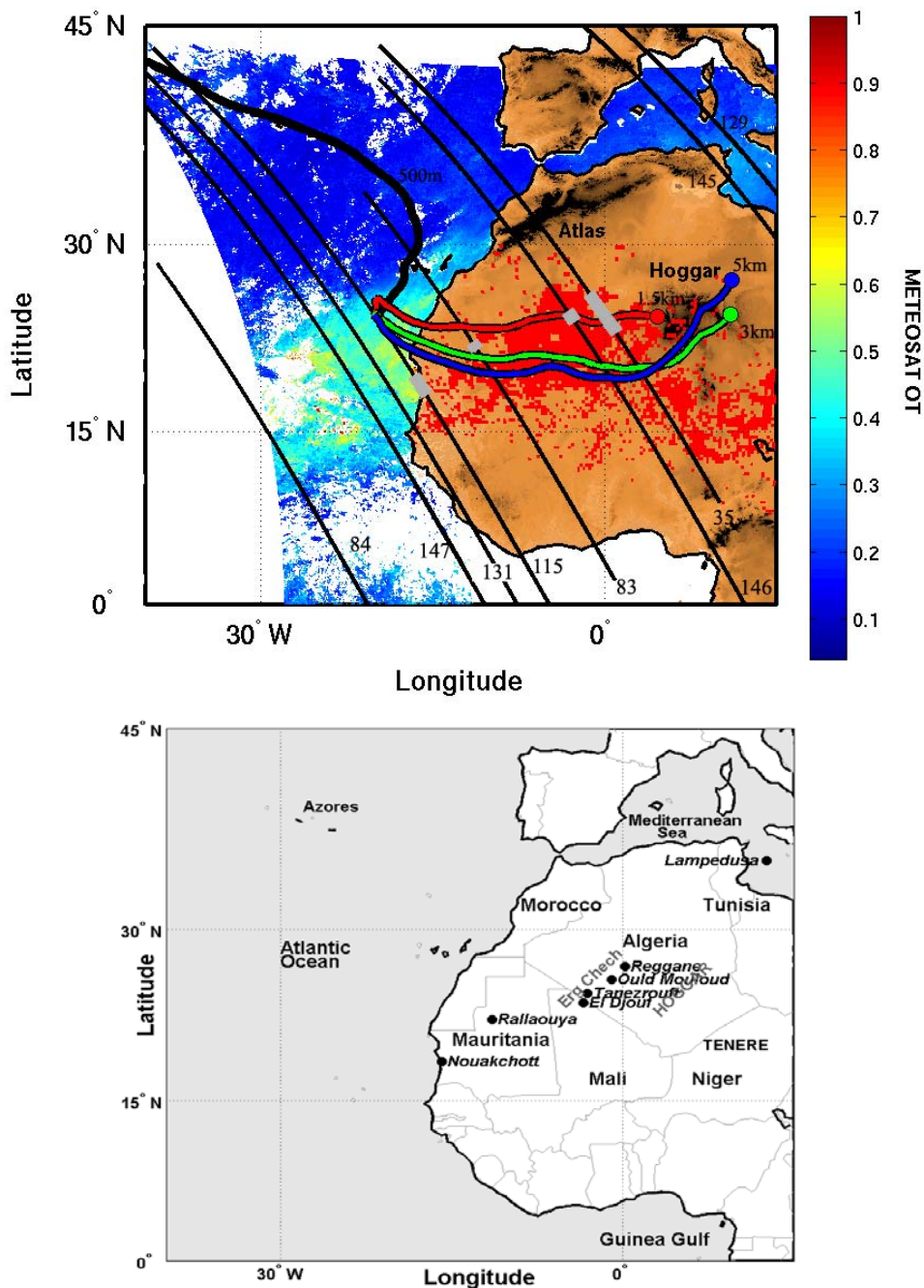


Figure 1: Upper figure: Composite of dust optical thickness of dust over ocean (color scale), high turbidity areas over Africa (red dots), and LITE orbital tracks for the period 12-19 September, 1994. In addition, four 6-day backtrajectories (courtesy of NOAA Air Resources Laboratory <http://www.arl.noaa.gov>) are plotted, ending on orbit 115 (17 Sept., 0100 GMT): the black backtrajectory starts at 500 m amsl and ends at ~ 2.5 km amsl in the NW Atlantic; the red, green and blue backtrajectory starts at 1.5, 3 and 5 km amsl, respectively, and ends at ~ 4.4 , ~ 4 and ~ 4 km above Sahara, respectively. Gray sectors on the orbits give the location of the dust uptake as detected from LITE observations. Lower figure: main locations considered in this article.

5.3.2.2 LITE

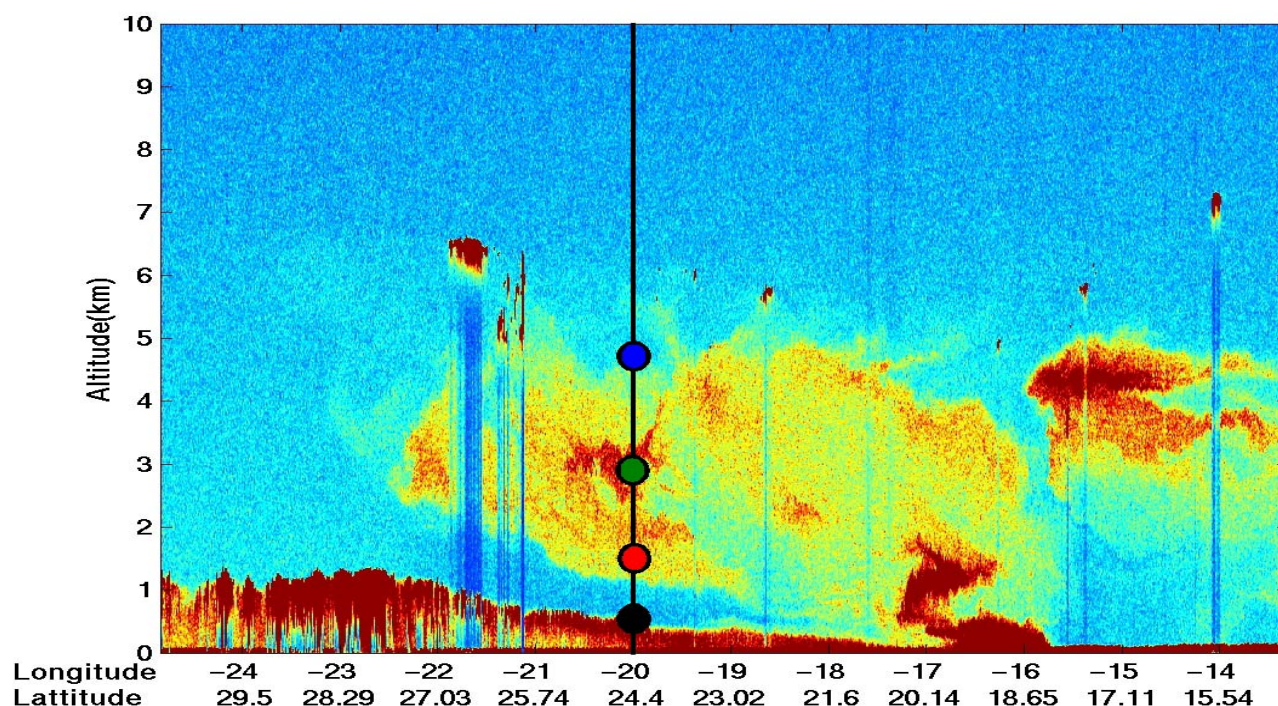


Figure 2: Raw LITE data of orbits 115 for the September 17, 1994. The orbit crosses the northern Mauritanian coast at about 20°N. A dust uptake seems to occur between 18.5 and 20°N. The marine atmospheric boundary layer is very shallow close to the coast but reaches more than 1 km in the north-west of the dust plume area. Colored circles mark the starting points of backtrajectories shown in Figure 1.

The LITE experiment onboard the Shuttle provided observations between September 9 and September 20, 1994 which are available from NASA [<http://www-lite.larc.nasa.gov>]. The lidar characteristics have been intensively described by *Couch et al.* [1991], *McCormick et al.* [1993] and *Winker et al.* [1996]. The LITE system was pointed toward the earth at an angle of about 5° to the nadir to minimize the possible specular reflection effects on clouds [e.g. *Platt et al.*, 1999]. Data used here are raw lidar signals at 532 nm obtained from several nighttime orbits that crossed northwestern Africa, the tropical Atlantic Ocean (TAO) and the Mediterranean. By visual examination of the quicklooks, we have selected exploitable observations with no saturation and with significant desert dust aerosol plumes. The selected orbital tracks, which were performed in the period 12-19 September, are plotted in Figure 1. An example of the raw LITE data is given in Figure 2 for September 17 (orbit 115) over the TAO and western Africa. The dust layer extends up to more than 5 km in altitude. This section is particularly interesting because it shows both dust transport over the TAO up to about 23°W, and dust uptake from the western coast of Africa around 18.5°N and 16°E, where intense lidar signal is observed down to the desert surface. Three other regions of likely dust uptake have also been identified on orbits 35, 83 and 146 (Sept. 12, 15 and 19, respectively) and their location is highlighted with gray shading on the orbits plotted in Figure 1. In

Figure 2 the dust plume reaches the altitude of 4 km over the source area likely due to dry convection in the boundary layer. Ground-based lidar observations confirm dust at such altitude over Chinese desert areas [Yasui et al., 2005] and Takemi's [2006] simulations of Chinese dust emissions indicate that both dry and moist convection play a role in the vertical export of dust to the free troposphere. Advection over the TAO may modify the vertical structure as particles are transported above the marine atmospheric boundary layer (MABL). It is interesting to note how the height of the MABL is regularly decreasing between 22°W and the coast at about 16.5°W, starting at 1 km in the remote TAO. At 20°W, the vertical structure includes from below (i) the MABL, (ii) a free tropospheric air layer, (iii) the dust layer up to more than 5 km, and (iv) the free troposphere. The MABL and the dust layer could be composed with different aerosol types (a mixture of sea salt, sulfate and possibly dust in the MABL) and the BER could then be different or comparable, depending on continental aerosol in the MABL as previously observed over the ocean during INDOEX for pollution aerosols [Ansmann et al., 2000; Pelon et al., 2002].

The inversion of lidar data is described in the appendix. It has been performed with the Klett [1981] algorithm and the MABL contribution is integrated as in Chazette et al. [2001]. The determination of the extinction coefficient from lidar measurements needs the a priori knowledge of the aerosol backscatter to extinction ratio (BER), inverse of the so called lidar ratio [e.g., Pelon et al., 2002; Chazette, 2003]. Two ways have been considered to inverse LITE data. The first one is with a constant BER in the atmospheric column and the second one is with different values of BER in the PBL and the dust aerosol layer. In fact, spaceborne lidar measurements are affected by multiple-scattering [Spinhirne, 1982] and the BER derived is therefore an apparent backscatter to extinction ratio (ABER). This will be further discussed in section 6.

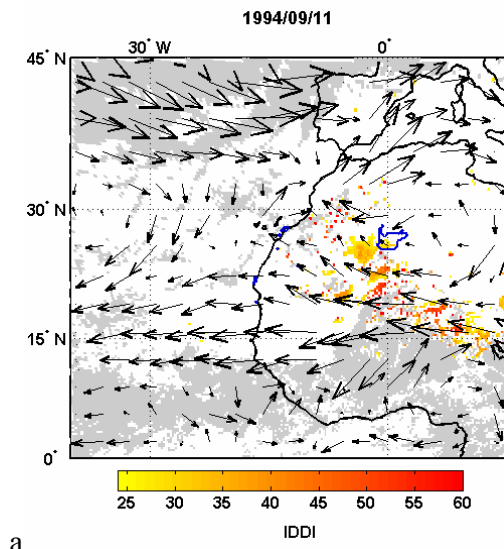
5.3.3 Dust source identification

In order to investigate the transport and the source regions of the dust plumes seen by LITE, we have used Meteosat IR images and two other types of information derived from analyzed wind fields: airmass trajectories, and occurrences of surface wind speeds above the threshold allowing dust emission.

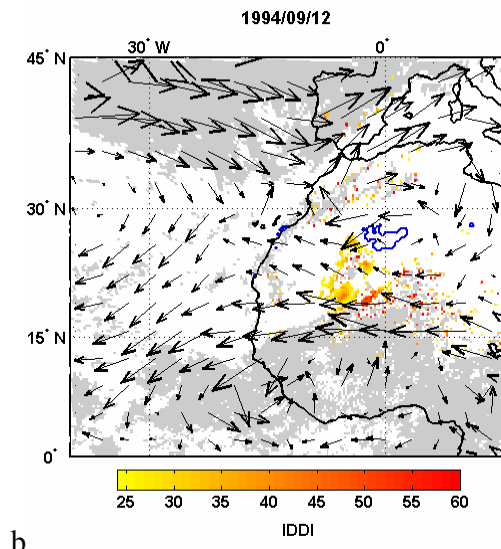
5.3.3.1 Meteosat infrared dust index

We have used low resolution (ISCCP-B2 subsampled resolution of 30 x 30 km² at nadir) IR images taken by Meteosat-5 at 12:00 UTC to retrieve a dust index over continental Africa. Indeed, at midday an atmospheric dust layer causes apparent cooling, mainly because it significantly decreases the incoming solar light which warms the surface and also because it radiates in altitude at a cooler temperature than the hot surface [Legrand et al., 1992]. Based on this property, Legrand et al. [1994] have defined the so-called infrared difference dust index (IDDI) by computing the difference between a given image and a reference (hot) image of the period. This index which they find correlated to the dust load, allows tracking the African dust clouds over Africa and source regions [Marticorena et al., 1997; Hamonou et al., 1999; Brooks and Legrand, 2000; Marticorena et al., 2004]. In order to tentatively distinguish possible source regions from transported dust clouds, we have selected IDDI values greater than 25 counts. This corresponds to an apparent cooling of ~10-12 K, to a column optical depth greater than ~1.5, and to a horizontal visibility below ~1 km or less [Legrand et al., 2001]. Continental regions south of 30°N where the IDDI shows high turbidity between September 12 and 17 are highlighted in red in Figure 1. Very small spots most likely result from cloud contamination. Standard cloud tests defined for climatological studies have not been

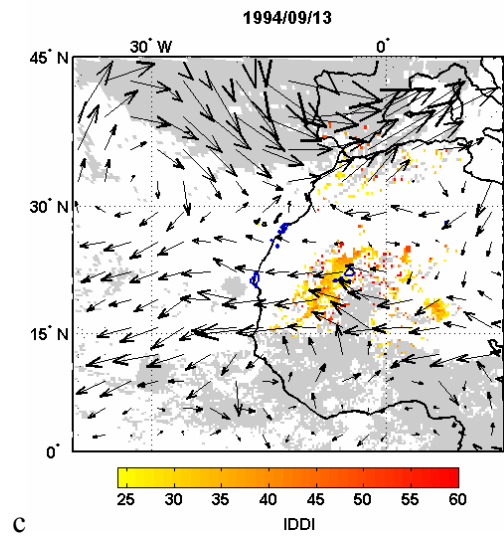
optimized here. The main dust source region appears as a wide area centered at (22°N, 2°W) in the Sahara desert (Mauritania, Mali, Algeria and western Niger) in agreement with the published maps of North African dust sources in September [Marticorena and Bergametti, 1996; Prospero et al., 2002] or autumn [Brooks and Legrand, 2000]. The daily distribution of the daytime IDDI is illustrated for six days between 11 and 19 September in Figure 3, together with wind fields at 700 hPa. The circulation shows a high pressure area over ocean in the north-western part of the domain whereas westerly trade winds over the Saharan dust sources and the TAO explain the dust plume over the ocean observed in Figure 1.



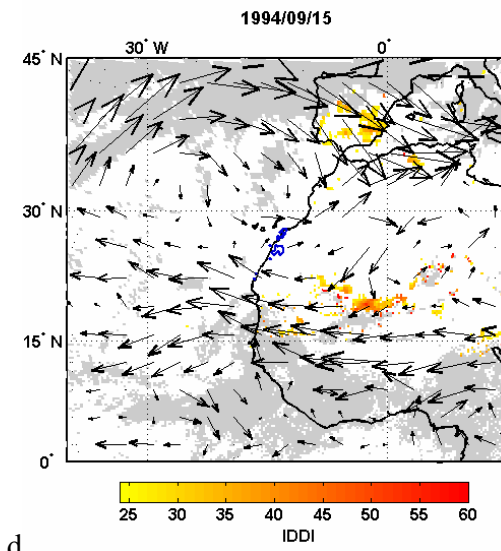
a



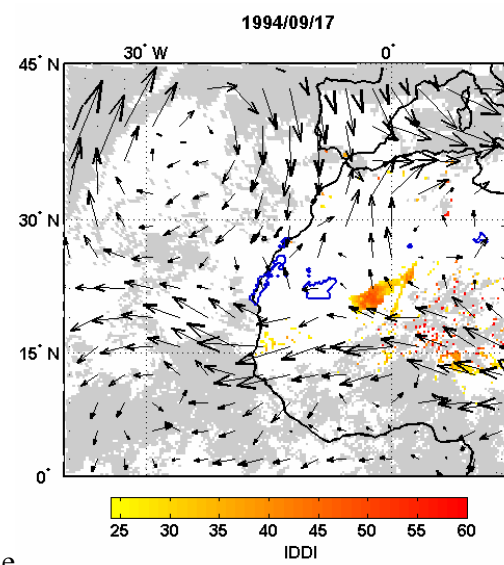
b



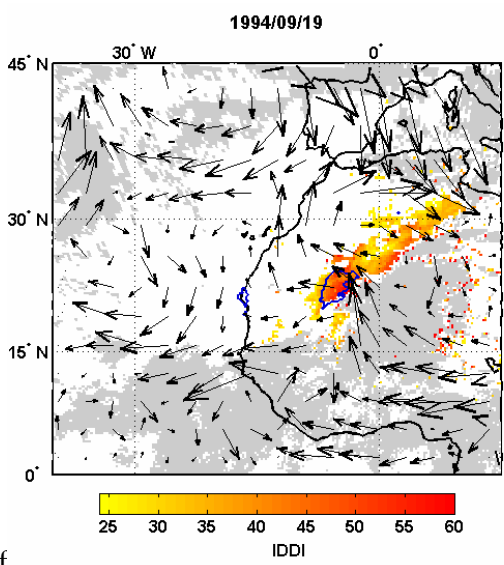
c



d



e



f

Figure 3: ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) wind fields at 700 hPa for September 11 (a), 12 (b), 13 (c), 15 (d), 17 (e) and 19 (f), 1994. The IDDI from Meteosat-5 allows dust source identification (grey areas correspond to clouds). The potential dust uptake regions simulated by the emission model are also given (blue contours).

5.3.3.2 Simulation of dust emission occurrences

Aeolian dust emissions from bare soils occur only when the surface wind exceeds a given threshold V_t which is a function of the aerodynamic surface roughness Z_0 and soil properties [Gillette, 1979]. The erosion threshold, 10-m wind velocity has been mapped for northwestern Africa [Laurent, 2005] following the approach described for China deserts in Laurent *et al.* [2005]. It is based on a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ resolution data set of Z_0 derived from satellite [Marticorena *et al.*, 2004] and on a validated parameterization of V_t as a function of Z_0 [Marticorena and Bergametti, 1995; Marticorena *et al.*, 1997]. V_t values were compared with the surface wind velocities from the analyzed wind fields of the European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF). Latitudinal and longitudinal wind velocities at 10 m, at 00:00, 06:00, 12:00, and 18:00 UTC, were obtained with a resolution of $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ from the CLIMSERV database (<http://climserv.ipsl.polytechnique.fr>). The horizontal wind velocity was interpolated on the $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid. The likely source areas were then determined comparing the horizontal wind speed to the erosion threshold wind velocity. Regions where this difference is positive were then identified and cumulated for each day. They are delimited in Figure 3. Source regions identified by the IDDI and the wind fields do not always match. This can be due on the one hand to the cloud cover and to the low-IDDI masks applied to IR images, and on the other hand to errors in surface wind fields since even small variations in wind speed can trigger the source localization when the wind velocity is closed to V_t , which is generally of the order of $7-8 \text{ m s}^{-1}$ in sandy deserts.

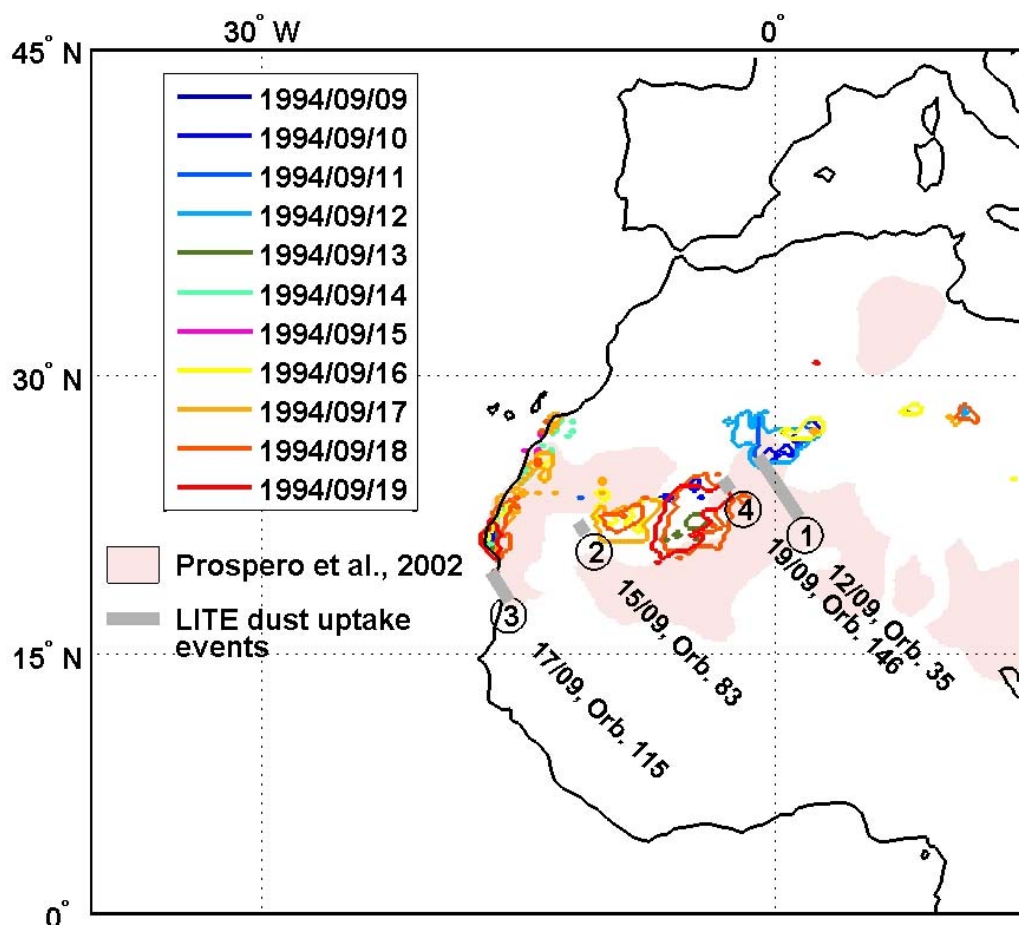


Figure 4: Simulation of the dust sources regions for each day of the LITE mission. For each day, all the slots (0000, 0600, 1200 and 1800 HTU) of ECMF 10-m wind data are considered. Grey sectors give the location of the dust uptake as detected from LITE observations. Pale pink areas correspond to synthetic known sources of aerosols as given by Prospero et al. [2002]. Numbers 1 to 4 correspond to dust uptake event locations as observed with LITE data (see table 1).

A synthesis of the delimited dust source areas is shown in Figure 4. Early in the period, the dust emission occurs mainly in the region of Reggane in Algeria, around (26°N, 0°E) in the North of the main Saharan source area detected with the IDDI (Figure 1) and with TOMS [Prospero et al., 2002]. This corresponds to the location where LITE shows aerosol close to the surface at night on the September 12 orbit (#35). In the late period, dust emissions occur more southwesterly in the well known coastal source of western Sahara [Marticorena and Bergametti, 1996; Prospero et al., 2002] and in the El Djouf region of northern Mali and Mauritania [Brooks and Legrand, 2000]. The locations of low altitude aerosol layers detected on LITE data of September 15, 17 and 19 follow this displacement of dust emissions (Figure 4).

5.3.3.3 Trajectory analysis

Aerosol plumes have been observed with LITE around 0100 GMT. To investigate more precisely their origins, we computed air mass trajectories with the HYbrid Single-Particle Lagrangian

Integrated Trajectory (HYSPLIT) model (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>). Depending on LITE observations, back-trajectories ending at different altitude levels between 0.5 and 5 km above the mean sea level (amsl) were computed over 6-days. The choice of these levels was made to track aerosol layers observed by LITE over the top of the MABL.

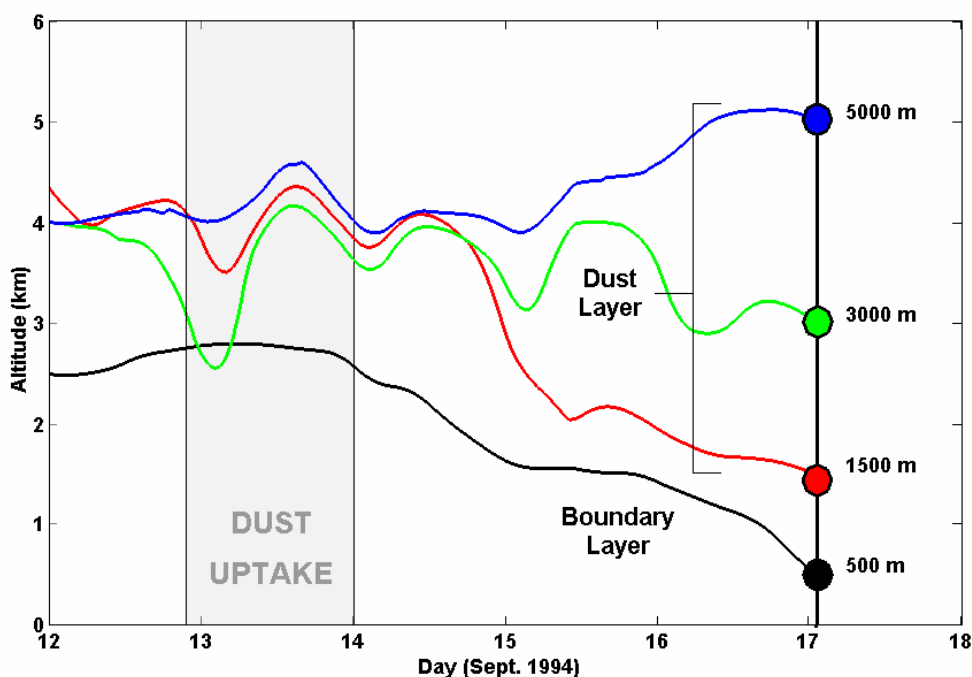


Figure 5: Air mass altitudes along the 6-days back-trajectory (courtesy of NOAA Air Resources Laboratory <http://www.arl.noaa.gov>) ending at 0100 GMT (24.5°N-20.1°W): the black back-trajectory starts at 500 m amsl, the red one at 1500 m amsl, the green one at 3000 m amsl, and the blue one at 5000 m amsl. Horizontal projections are shown in Figure 1.

The back-trajectories from September 17 back to September 12 are shown in detail. The location of starting point of trajectories (end point of transport) is reported in Figure 2. The horizontal projection of trajectories is plotted in Figure 1 and the vertical projection is given in Figure 5. These figures show that the dust observed at all levels above the marine atmospheric boundary layer on September 17 (orbit 115) is originating from the top of the Saharan dust layer formed by convection over land during daytime. The back-trajectory for the lower level confirms a descent of free tropospheric air from the Atlantic between the MABL and the dust layer. This could be expected from the vertical structure seen at 20°W in Figure 2.

5.3.3.4 Discussion of dust sources

Regarding upper levels on September 17, the back-trajectory at the bottom of the dust layer (1.5 km; figures 1 and 2) shows that the transport is consistent with an origin from a dust source in the region of Reggane (Erg Chech, a source very often activated [Marticorena *et al.*, 1997]). This source was likely active on September 12 according to the dust emission model (contours in

figures 3b and 4). It roughly coincides with the dust uptake seen with LITE on orbit 35. The two other trajectories ending at 3 and 5 km are very close and highlight a transport slightly more in the south. However, the three trajectories are close enough to consider in the analysis that the dust particles at the different altitudes have the same source region. Moreover figure 5 indicates that dust over the ocean on 17 September has the same age of 3-4 days in the different layers. Thus we assumed the same optical properties of dust at all altitudes in the column. We further assumed that the BER of dust was the same as that of dust observed in the dusty region of orbit 35 on September 12, the source region of dust observed on September 17. Size distribution changes are likely to occur close to the source regions due to the loss of the largest dust particles and this assumption could cause some bias in the lidar profile inversion over the source regions. Trajectories (not shown) ending at 3 and 5 km at (15°W, 17°N) in the other dust cloud transported in altitude at 15°W over Africa as shown in Figure 2, has likely close source regions in the Erg Chech area. Emission events in this area seem to occur on September 12, 17 and 19 (Figure 3a, 3b and 3f, respectively). They are likely responsible for the dust events observed on orbits 35, 115 and 146. In the cases of orbits 35 and 146, dust uptakes take place the day of the passage of LITE in the west of Hoggar Mountains close to the Tanezrouft field (Figure 3c). The dust plume observed on orbit 84 is certainly related to the activity of a source located in El Djouf area. This area is identified on the wind field from ECMWF reported in the Figure 3c for September 13. Sahelian sources (22°N, 5°W) also seem to have been active on Mali on September 15 (Figure 3d). They explain the lidar observations on orbit 147. The dust sources of the Moroccan (Western Sahara) coast are also very active and could be at the origin of the dust events on orbits 83 (Figure 3c) and 131 (Figure 3e).

We have made a comparable analysis using forward trajectories (not shown) computed with HYSPLIT model for some of the points of the LITE orbits that intercept the source regions and where clear air with dust aerosols was observed over land. Thus, we have checked where they would end over the sea considering the same three altitude levels. All the trajectories finish in the dust plume highlighted in Figure 2 from Meteosat-5 observations. Hence, the BER that can be retrieved over the TAO will be used to retrieve the vertical profile of the aerosol extinction coefficient from the LITE measurements over the desert.

The main dust uptake regions identified from LITE data are reported in Figure 1 and listed in Table 1. All potential dust source areas identified by strong surface winds are shown in Figure 4. Source regions from LITE data and from METEOSAT IR analysis are also reported on the same figure.

Event Number	Date	Orbit	Location	Latitude/ Longitude
1	12/09/1994	35	Ould Mouloud (Algeria)	25.8°N,1°W to 22.6°N, 1.4°E
2	15/09/1994	83	Rallaouya (Mauritania)	22.3°N,11.5°W to 21.7°N,10.1°W
3	17/09/1994	115	Nouakchott (Mauritania)	19.6°N,16.6°W to 18°N,15.5°W
4	19/09/1994	146	Tanezrouft (Algeria)	24.6°N, 3.1°W to 24°N, 2.7°W

Table 1: Location of the dust aerosols uptake events as reported from LITE data.

A very good agreement is observed between the source areas determined from LITE data and from the dust uptake identification based on the comparison between ECMWF surface winds and Vt

map. The comparison between the dust emission occurrence estimation and the results from Meteosat infrared radiances, however, shows a discrepancy about the aerosols uptake observed over the Tenere Desert (20°N, 13°E). This may be due to errors in the Meteosat analysis or to the occurrence of larger wind speeds than modeled. In the absence of lidar data it is not possible to conclude on either of the hypotheses. Nevertheless, it seems difficult to separate the contributions of dusts sources and transported dust using the Meteosat infrared information alone.

Dust in the Mediterranean is known to be generally of a more northern origin [Moulin *et al.*, 1998]. The orbits in the Mediterranean Sea (orbits 129 and 145, Figure 2), show a tenuous AOD. Back-trajectories (not shown) ending at all levels up to 5 km in the Gulf of Gabes and over northern Lybia come from the east and suggest transport from the well known source of North-East Algeria-South Tunisia [Bergametti *et al.*, 1989; Moulin *et al.*, 1998; Figure 5b in Prospero *et al.*, 2002; Guieu *et al.*, 2002], although this localization is not confirmed by Meteosat IDDI or dust uptake occurrence simulations. For the part of these two orbits in the western basin, back trajectories clearly indicate a northern origin and they will not be considered hereafter. Indeed, at the island of Lampedusa (35.5°N, 12.6°E) Di Iorio *et al.* [2003] have found that dust and pollution particles can be observed and have different BER values.

5.3.4 Methodological synergy between LITE and Meteosat-5

The nighttime LITE and mid-daytime Meteosat-5 data are used in this study to retrieve the BER values for aerosols over the Atlantic Ocean and Mediterranean Sea, assuming no significant change of properties between the two observation periods which are shifted by a maximum of 12 h. The 700 hPa wind was used to position in the Meteosat image the dust parcel observed with LITE. It is expected that the high spatial homogeneity of dust plume permits the use of Meteosat-5 retrieved-AOT to be a constraint for the lidar inversion. Such a hypothesis will be discussed in the last section.

Using the retrieved Meteosat AOTs at 550 nm as a constraint in the inversion procedure of the lidar signal at 532 nm, it is possible to determine the BER, inverse of the so-called lidar ratio [e.g. Pelon *et al.*, 2002; Chazette, 2003]. The BER is corresponding to the product of the aerosol single scattering albedo and the aerosol phase function for backscattering. It is thus a function of the aerosol particle complex refractive index, size distribution, and shape. It can vary with altitude. To avoid a too large complexity we considered only two simplified models of aerosol vertical distribution over the ocean. The first one is assuming a constant BER in the atmospheric column and the second one is considering different values of BER in the MABL and in the dust aerosol layer. In fact, for space observations, multiple-scattering effect is also affecting the scattering of the propagating laser light. Indeed, depending on the system parameters and on the optical thickness of the scattering layer, spaceborne lidar observations are more or less perturbed by multiple scattering [Eloranta, 1972]. In the lidar equation this effect can be considered as changing the BER to an apparent BER defined by BER/η (see Appendix) or the AOT to an apparent AOT defined by the product $\eta \times AOT$, where η is the multiple scattering factor (with $\eta < 1$, Platt, 1981). Hence the BER considered in the inversion is the apparent BER (ABER) including multiple scattering effects. Due to the large reception field of view (3 mrad for nighttime condition and 1 mrad for daytime

condition), multiple scattering significantly increases the BER and has to be taken into account in the analysis procedure [Eloranta, 2002].

In the first method of this study, which is the operational method of the CALIPSO mission, we assume that the ABER is constant throughout the atmospheric column as in *Pelon et al.* [2002] or *Dulac and Chazette* [2003]. Such a hypothesis could be supported by the efficient mixing of the dust aerosol in the atmospheric column mainly due to both the uptake and the transport processes. Only the data acquired above the ocean have been used because the retrieval of AOT from Meteosat-5 radiance is not possible over land. The aerosol cloudless LITE data are first inverted with an initial value of the BER (arbitrary taken to be equal to 0.03 sr^{-1}). The lidar-derived integrated aerosol optical thickness is then compared with the Meteosat-5 AOT over the same oceanic region. The BER value is increased (resp. decreased) if $\text{AOT}_{\text{lidar}} - \text{AOT}_{\text{Meteosat}} > 0$ (resp. $\text{AOT}_{\text{lidar}} - \text{AOT}_{\text{MET}} < 0$). The convergence is achieved when the difference stays in the range of uncertainty linked to the Meteosat-5 retrieved AOT (25%). Such a procedure has been successfully applied by *Welton et al.* [2000], *Stephens et al.* [2001], *Pelon et al.* [2002], *Chazette* [2003], *Chazette et al.* [2005], and *Dulac and Chazette* [2003].

For the second method, the altitude of the top of the MBL, which is directly given by LITE data, was integrated in the inversion process to separate the contribution of the two aerosol layers (Method 2). The value of the BER within the MBL layer is fixed to 0.041 sr^{-1} , a value established by *Flamant et al.* [1998] for marine aerosols (sea salt and sulfate) over the open Atlantic Ocean, and which is affected by less than 5% by the multiple scattering for the magnitude of the optical thicknesses retrieved over the open ocean (see the following section). This second method thus allows us to estimate the ABER of the aerosols coming from continental sources, without including that of the marine aerosols trapped in the MBL.

The two methods were applied to each LITE profile over ocean where dust particles were present. Two ABER values are thus retrieved for each profile where dust particles are present over the TAO.

5.3.5 Results

5.3.5.1 Apparent BER

For the orbits presented in **Table 2**, the number of inverted LITE profiles with aerosol events is ~ 4100 . (almost none above the Guinea Gulf because of the proximity of the convergence inter tropical zone which induces cloud coverage). The mean results of the ABER retrieved from the two inversion approaches are given for each orbit in **Table 2**.

The analyzes were performed for dust aerosol events considering two types of aerosol mixing between the particle trapped in the MBL and the dust aerosol layer. The first one corresponds to the western coast of Africa, an area hereafter noted D_A , where the main dust plume occurred and where the stronger value of AOT was registered. The optical contribution of dust particles is dominant in such an area. The main dust plume is located between 12°N and 27°N , and, -40°W and 14°W as shown in Figure 1. The orbits crossing this plume are the orbits 83, 84, 115, 131 and 147. The second type of aerosol mixing corresponds to other locations where the Meteosat-5 derived AOT is weaker ($\text{AOT} < 0.25$), hereafter noted D_B .

The mean BER value retrieved by the method 1 in area D_B , is about $0.019 \pm 6.10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ corresponding to a mean AOT of 0.20 ± 0.06 at 532 nm (Table 2). In area D_A , the mean ABER seems to be smaller

and close to $0.024 \pm 6.10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ for a mean AOT of 0.38 ± 0.15 (Table 2).

D A y	LITE Orbit	METEOSAT AOT	Method 1	Method 2		
			ABER (sr ⁻¹)	LITE DL AOT	LITE MBL AOT	ABER (sr ⁻¹)
12	35 (D _B)	0.17±0.04	0.019 (8 10 ⁻³)	0.13±0.04	0.036±0.016	0.015 (7 10 ⁻³)
15	83 (D _A)	0.27±0.09	0.019 (5 10 ⁻³)	0.25±0.08	0.022±0.019	0.018 (5 10 ⁻³)
15	84 (D _A)	0.52±0.07	0.025 (3 10 ⁻³)	0.29±0.05	0.227±0.039	0.019 (5 10 ⁻³)
17	115 (D _B)	0.19±0.06	0.013 (4 10 ⁻³)	0.15±0.04	0.038±0.029	0.009 (2 10 ⁻³)
	115 (D _A)	0.50±0.11	0.023 (4 10 ⁻³)	0.42±0.10	0.077±0.021	0.021 (4 10 ⁻³)
17	129 (D _B)	0.24±0.05	0.021 (5 10 ⁻³)	0.17±0.05	0.072±0.031	0.015 (6 10 ⁻³)
18	131 (D _B)	0.18±0.04	0.020 (5 10 ⁻³)	0.12±0.03	0.050±0.020	0.014 (5 10 ⁻³)
	131 (D _A)	0.29±0.07	0.028 (6 10 ⁻³)	0.21±0.08	0.074±0.022	0.025 (7 10 ⁻³)
18	145 (D _B)	0.33±0.02	0.022 (5 10 ⁻³)	0.28±0.03	0.051±0.014	0.020 (5 10 ⁻³)
19	146 (D _B)	0.17±0.02	0.021 (5 10 ⁻³)	0.11±0.03	0.058±0.015	0.013 (6 10 ⁻³)
19	147 (D _B)	0.17±0.03	0.019 (6 10 ⁻³)	0.14±0.03	0.022±0.013	0.017 (6 10 ⁻³)
	147 (D _A)	0.28±0.12	0.027 (6 10 ⁻³)	0.21±0.09	0.067±0.041	0.025 (7 10 ⁻³)
12 to 19	(D _B)	0.20±0.06	0.019 (6 10 ⁻³)	0.15±0.05	0.046±0.027	0.014 (6 10 ⁻³)
	(D _A)	0.38±0.15	0.024 (6 10 ⁻³)	0.31±0.14	0.071±0.044	0.023 (7 10 ⁻³)

Table 2: Dust aerosol observations from LITE measurements in September 1994. Measurements corresponding to Meteosat-5 AOT > 0.25 (< 0.25) are noted D_A (D_B). For each section of orbit where dust aerosols were present, the associated METEOSAT total aerosol optical thickness (AOT), dust layer (DL) AOT, marine boundary layer (MBL) AOT, and the ABER derived from methods 1 and 2 are given with their standard deviations in parentheses. The last lines give the mean values derived from the synthesis of all dusty orbits.

The first inversion of LITE profiles using method 1 shows the existence of two aerosol layers above the TAO or the Mediterranean Sea. These two layers could be composed with different aerosol types (sea salt, sulphate, dust) and the ABER could be then different against the altitude as previously shown by *Ansmann et al.* [2000] and *Sicard et al.* [2003]. The use of method 2 is then more appropriate to analyze such cases. After localization of the MBL top height following a procedure proposed by *Chazette et al.* [2002], the appropriate ABER has been applied to the MBL and the ABER of dust aerosols have been retrieved.

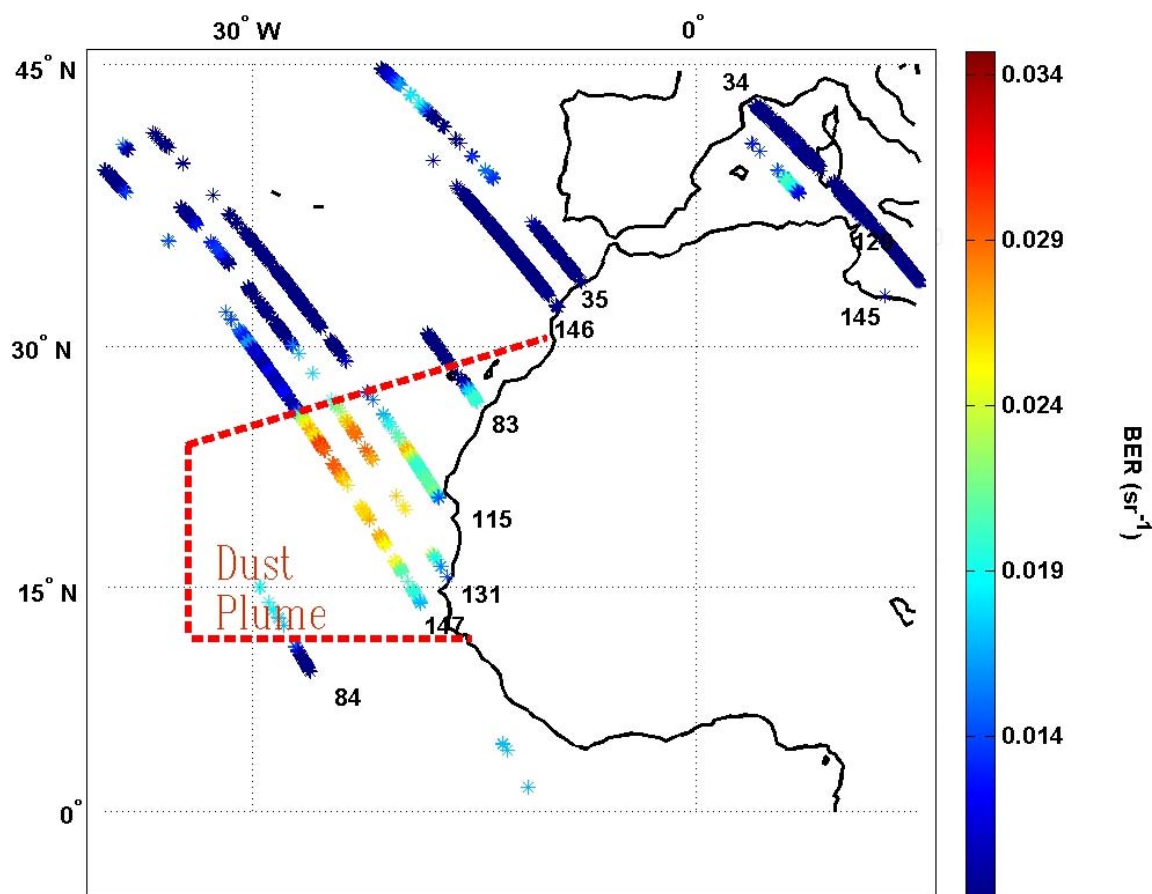


Figure 6: Aerosols ABER value retrieved over both the TAO and the Mediterranean Sea with the coupling of LITE and METEOSAT observations. The main dust plume observed over the TAO during the period is highlighted.

The ABER values retrieved from method 2 for the aerosol in the free troposphere layer are reported in Figure 6 for all the inverted LITE profiles over the TAO. The values found highlight the boundaries of the dust plume over the TAO. The AOT in the MBL is larger in area D_A (0.071 ± 0.044) than in area D_B (0.046 ± 0.027) (Table 2). This may be due to a mixing of marine aerosol trapped in the MBL with dust particle in presence of convective cells generated by the stratocumulus clouds present in the studied region. Such a situation is well highlighted along the orbit 84 where the contribution of the MBL to the total optical thickness reaches more than 45% (MBL AOT ~ 0.23). In the other situations, this contribution is about 20% (MBL AOT < 0.08 , very close to the value established over the open ocean by *Flamant et al.* [1998]).

The mean ABER stays very similar between the two methods or at least in the error bars (Table 2). The most important differences are obviously observed when the contribution of the MBL to the total AOT is the highest. In the case of the orbit 84, the high MBL AOT (0.23) strongly suggests that dust particles are dominant in the MBL. This implies a BER value of MBL aerosol lower than the reference value assumed for marine aerosol. An estimation of the possible influence of the variable value of the BER in the MBL on the aerosol profile can be obtained by comparing results obtained from method 1 and 2 since method 1 assumes a constant BER in the vertical. Results from

method 1 (Table 2) indicate that if a value of 0.025 sr^{-1} is used rather than the value of the marine aerosol model (0.041 sr^{-1}), the derived dust BER is found equal to 0.025 sr^{-1} instead of 0.019 sr^{-1} . This suggests that a maximum bias of 30% in dust BER may be due to the variability of the BER in the MBL in the case of dust predominance in the MBL. On the opposite case of orbit 115 where the dust layer is dominating the column AOT, assuming a value of 0.023 sr^{-1} for the MBL aerosol would only slightly change the dust BER from 0.021 to 0.023 sr^{-1} . Over the Mediterranean (orbits 129 and 145), the presence of anthropogenic carbonaceous aerosol might cause values of the BER of MBL aerosol as low as $\sim 0.020 \text{ sr}^{-1}$ (Dulac and Chazette, 2003) which would yield an increase in dust ABER, from 0.020 sr^{-1} to 0.022 sr^{-1} in the case of the orbit 145, and from 0.015 sr^{-1} to 0.021 sr^{-1} in the case of the orbit 129.

The mean value of the ABER of dust from method 2 is close to 0.023 sr^{-1} with a standard deviation $\sim 7 \cdot 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$. This corresponds to lidar ratios of $\sim 40 \pm 13 \text{ sr}$. Comparable values are reported for dust over Africa [Cattrall et al., 2005]. This value is thus also used to inverse the LITE data over land.

5.3.5.2 Lidar-derived AOT and extinction coefficient

The mean value of the ABER previously retrieved from method 2 (0.023 sr^{-1} for dust) was used to assess the aerosol vertical profile of extinction coefficient over continent. About 3000 cloud-free lidar profiles can be inverted over the continent. Indeed, spaceborne lidar offers the possibility to retrieve the AOT over continent in presence of high surface albedo (arid and semi-arid surfaces) since the lidar signal is only contributed by the atmosphere. Figure 7 gives the dust AOT retrieved from LITE data over the sea and the African continent. The good continuity in AOT between the continent and the sea qualitatively validates the choice of the ABER. The mean value of the dust AOT assessed over the continent is 0.39 at 532 nm with a standard deviation of 0.10.

The mean profiles of the aerosol extinction coefficients above continent, TAO and Mediterranean Sea are given in Figures 8. These profiles have been calculated for the different areas shown in Figure 7. These areas have been selected to sample the aerosol plumes over both ocean and continent. The variability in the aerosol extinction coefficient retrieval when the values of $\text{ABER} - \sigma_{\text{ABER}}$ and $\text{ABER} + \sigma_{\text{ABER}}$ are used to inverse the lidar profiles are also considered. They define the colored area around the mean profiles shown in Figure 8. Despite this spread, the different structures observed on the profiles are always highlighted and the differences between profiles from different areas remain significant.

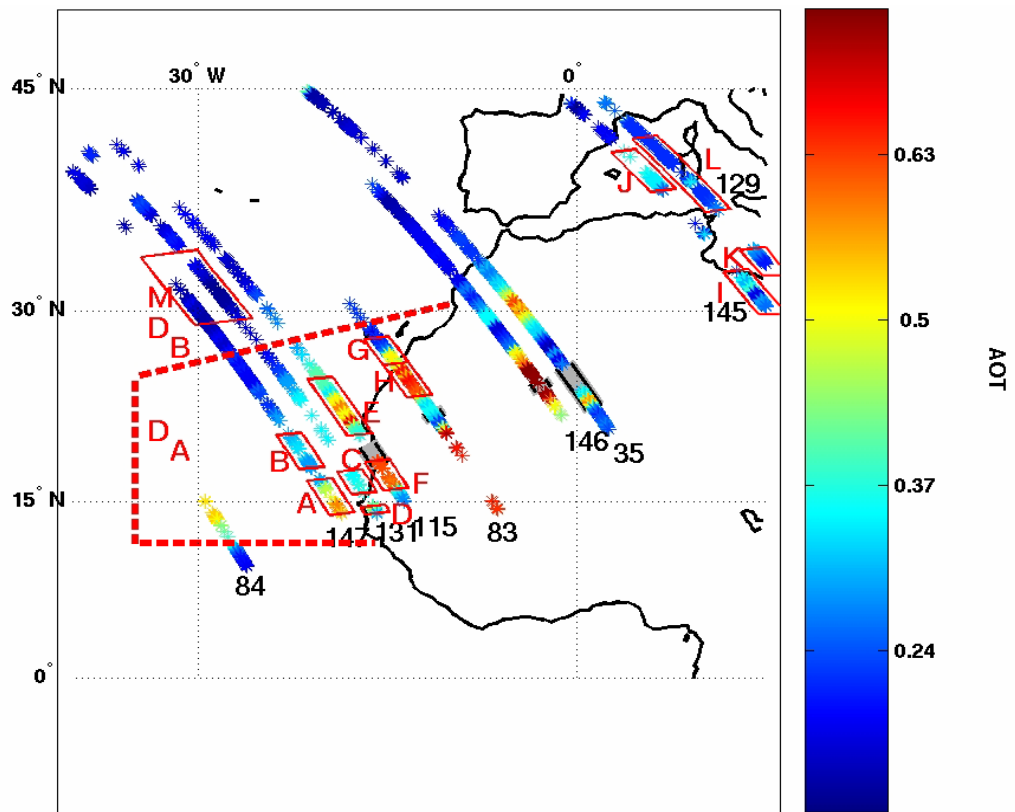
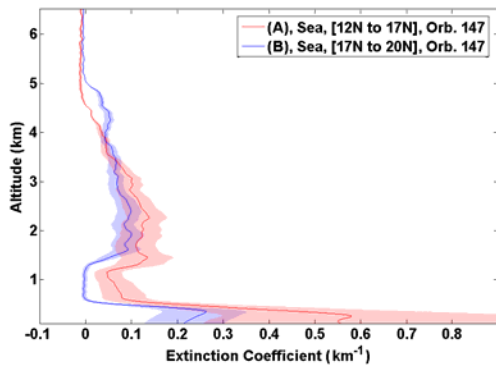
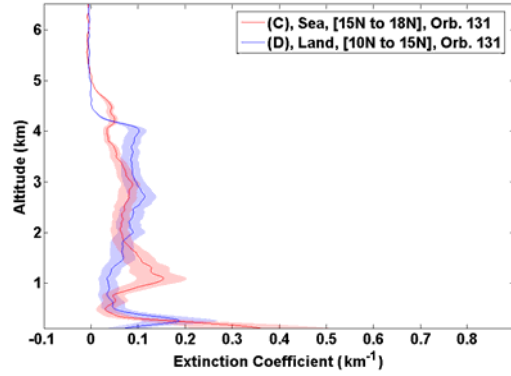


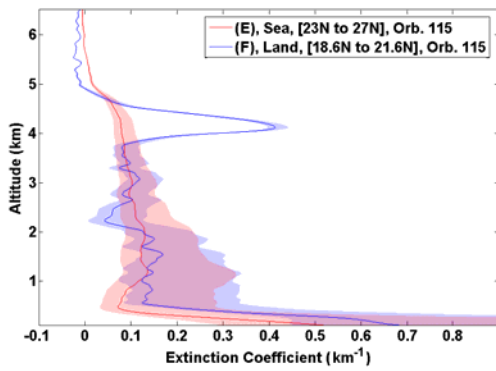
Figure 7: AOT retrieved after inversion over the TAO, the Mediterranean Sea and the continent. Grey sectors on the orbits give the location of the dust uptake as detected from LITE and Meteosat-5 data. The main dust plume observed with Meteosat over the TAO during the period (Figure 2) is highlighted. The letters from A to M indicate the areas where the mean LITE profiles have been inverted.



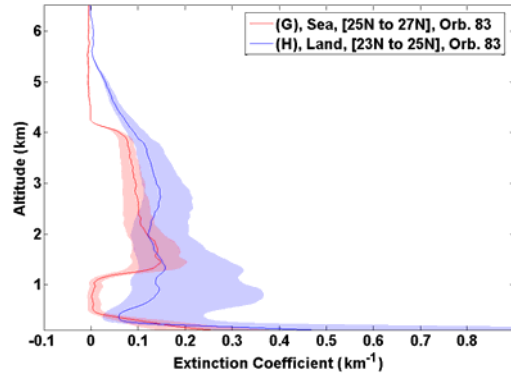
a



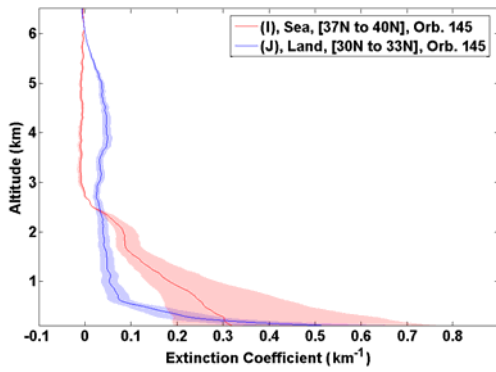
b



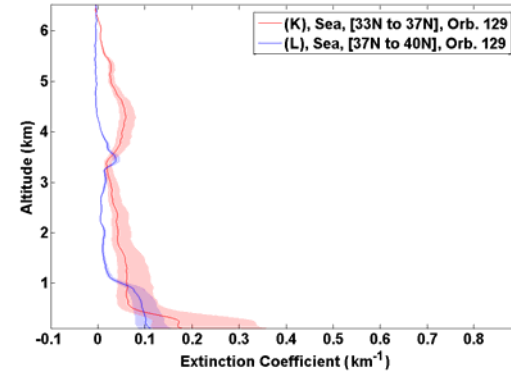
c



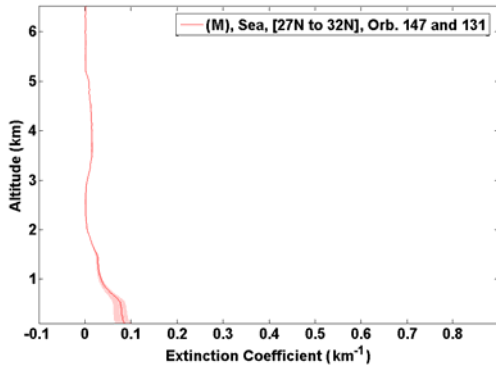
d



e



f



g

Figure 8: Mean vertical extinction profiles of dust aerosols retrieved over different areas (A to M) shown in the Figure 6. The shaded areas represent the variability of the extinction coefficient linked to the uncertainty in the ABER.

The dust plumes observed close to the western part of the African continent gives the opportunity to follow the contrast between the profiles over the continent and the ocean (Figures 8a-d). Over the Northwestern African continent the dust layer extends up to 5 km amsl. For all cases the behavior is obviously very similar with significant separation between the MBL and the dust layer when air masses are advected over ocean. Such separation leads to the creation of a well defined aerosol vertical structure that can be transported over long distances, as already observed [e.g., *Hamonou et al.*, 1999; *Chazette et al.*, 2001; *Ansmann et al.*, 2003]. The altitude range of the dust transport is characteristic of the Saharan Air Layer identified by *Carlson and Prospero* [1972] that exists during summer-time. Nevertheless, it seems as previously mentioned (Table 2) that the MBL may contain a mixing of dust and marine aerosols because significant values of extinction are observed in the MBL on some profiles (Figure 8a). Indeed, the classical MBL structure over the open ocean is closer to the one of Figure 8g. Note that a possible weak residual dust layer may be observed on this mean vertical profile between 3 and 5 km amsl. The lidar vertical profile calculated for the area F shows a peak of $\sim 0.4 \text{ km}^{-1}$ around 4 km amsl, which may be due to a cloud formation (Figure 8c). Such a shape is not observed for the area H that is also very close to the dust source (Figure 8d).

The selected areas in the Mediterranean region are associated with smaller dust loads but present similar behavior as the situations previously described for West Africa (Figures 12e-f), and by *Hamonou et al.* [1999]. The extinction coefficient profiles of dust particles show a lesser vertical extent of the aerosol over land in Figure 8e.

5.3.6 Discussion on the lidar-retrieved parameters

The main source of error in AOT over land is expected to come from uncertainties in the BER values used for the lidar data inversion. Errors on AOTs and on aerosol extinction coefficients can thus be related to several independent main causes [*Klett*, 1981, 1985, *Pelon et al.*, 2002]: (1) the uncertainty on the boundary condition at a reference altitude where the atmosphere is assumed molecular (see Appendix) and the uncertainty on the a priori knowledge of the vertical profile of the Rayleigh backscatter coefficient as determined from ancillary measurements or atmospheric model interpolation, (2) the statistical fluctuations of the measured signal associated with random detection processes, (3) the uncertainty on the Meteosat-5 derived AOT, (4) the uncertainty due to the horizontal resolution of Meteosat-5, (5) the uncertainty due to the multiple scattering effect, and (6) the uncertainty due to the temporal synchronization between LITE and Meteosat-5.

5.3.6.1 Boundary condition

The boundary condition defined in equation 2 of Appendix assumes the existence of an aerosol free layer above the aerosol plume. The total backscatter coefficient β is then assumed due to the Rayleigh molecular contribution only. Such an assumption is relevant in our study for altitudes higher than 5 km amsl. The molecular contribution is derived from an ancillary climatic

radiosounding database as in *Chazette* [2003]. It was compared with the Rayleigh contribution calculated and interpolated following the altitude from the ECMWF thermodynamic vertical profiles corresponding to the LITE mission period. The effect of these two previous uncertainty sources on the optical properties of aerosols is negligible compared to the others (less than 2%).

5.3.6.2 Lidar signal

In clear sky condition the mean signal to noise ratio (SNR) was assessed on the LITE profile to be ~ 5.1 at the top of the aerosol layers during nighttime with a vertical resolution of 15 m. We computed this value using the mean values and the standard deviations calculated on consecutive groups of ~ 100 lidar profiles. The effect of the lidar signal noise was assessed using a Monte Carlo approach as in *Chazette et al.* [2001]. A synthetic atmosphere was first considered on the basis of which different statistical realizations of the raw lidar signal were calculated including molecular and aerosol signature. The aerosol layer was considered to be ranging between altitude 0.5 to 5 km height, with an AOT equal to 0.31 and an initial BER of 0.023 sr^{-1} . Such values have been chosen following the previous results given in Table 2. The final distribution of the retrieved BER is obtained from 1000 random realizations that ensure a normal distribution around the lidar signal mean value.

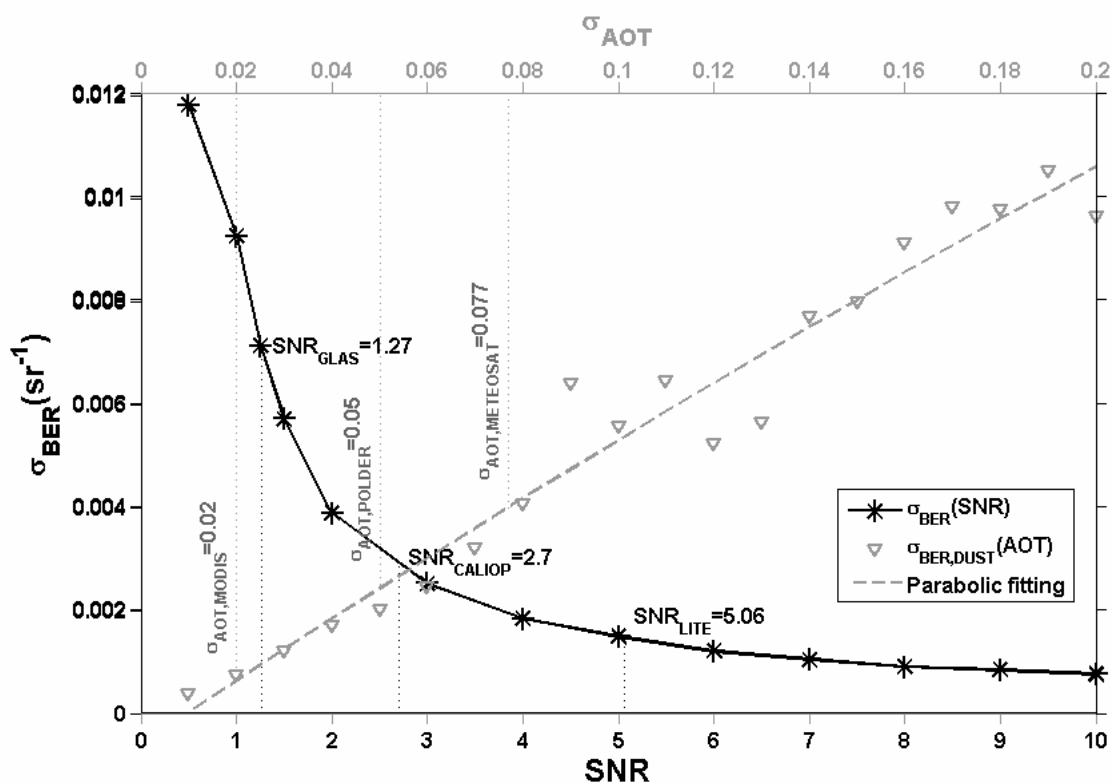


Figure 9: Standard deviation on the retrieved ABER against the lidar signal to noise ratio (SNR) and the standard deviation on the AOT. The SNR conditions of LITE, GLAS and CALIPSO missions are indicated on the figure. The standard deviations associated to the AOT retrieval from MODIS, POLDER and Meteosat-5 are also indicated on the figure.

Standard deviation on the retrieved BER of dust over ocean (σ_{BER}, sr^{-1})	$7 \cdot 10^{-3}$
σ_{BER} due to error on the LITE signal (SNR = 5.1)	$1.9 \cdot 10^{-3}$
σ_{BER} due to the error in Meteosat-derived AOT ($\sigma_{\text{AOT,Dust}} = 7.7 \cdot 10^{-2}$)	$4.3 \cdot 10^{-3}$
σ_{BER} due to multiple scattering	$3 \cdot 10^{-3}$
Total σ_{BER}	$5.6 \cdot 10^{-3}$

Table 3: Error sources on the BER in terms of standard deviation (in sr^{-1}). The first line of the table gives the standard deviation in BER retrieved from the inversion of all LITE data over ocean. The three following lines correspond to simulated standard deviation in BER, considering separately the three main sources of errors. The last line gives the quadratic sum of these three errors.

Results are reported in Table 3 for dust aerosols. The values of the standard deviation on ABER are between 10^{-3} and $1.9 \cdot 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$. The cases for different SNR have been also analyzed and reported in Figure 9. The SNR of the spaceborne lidar of the GLAS mission [Zwally *et al.*, 2002] has also been assessed to be close to 1.3 for the wavelength of 532 nm during nighttime for a vertical resolution of 75 m. The uncertainty on the ABER becomes very important with such level of signal to noise ratio. According to system specifications, the vertical profiles of the Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) onboard the CALIPSO satellite should be obtained with a better SNR that can be assessed to be close to 2.7 during nighttime for a vertical resolution of 15 m. It is reasonable to think that the performances of the CALIOP system will be close to the ones of the LITE system during nighttime.

5.3.6.3 Meteosat-derived optical thickness

In order to estimate the influence of the error on Meteosat-retrieved AOT a Monte Carlo approach has been also used. The random realizations were done considering a normally distributed AOT around 0.31 and the relative standard deviation on Meteosat-retrieved AOT of 25% [Moulin *et al.*, 1997a].

The standard deviations on ABER are close to $4.3 \cdot 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$. They are greater than the ones due to the SNR by a factor of ~ 2 . The use of more precise AOT products from the new generations of passive sensors such as Meteosat Second Generation (MSG, <http://www.esa.int/SPECIALS/MSG/>), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, <http://modis.gsfc.nasa.gov/>) and POLarization and the Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER, <http://smc.cnes.fr/POLDER/>) onboard the Polarization & Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar (PARASOL, <http://smc.cnes.fr/PARASOL/index.htm>) will be a great advance to improve the synergy between spaceborne lidar and passive instruments.

Figure 9 gives also the standard deviation on the ABER against the uncertainty in AOT of dust aerosols. The retrieval of the aerosol optical thickness have been significantly improved between the work of *Moulin et al.* [1997b] on Meteosat where the error on the AOT was close to 0.1 and the one of *Remer et al.* [2001] on MODIS where this error decreases to 0.02 over ocean. *Chu et al.* [2002] give an error between 0.05 and 0.2 for aerosol over the land retrieved from MODIS measurements at 470 nm. Intermediate errors are given by *Stowe et al.* [1997] using the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) and by *Deuzé et al.* [1999] using POLDER (at 865 nm) with values close to 0.04 and 0.05, respectively, over ocean. The improvement of the AOT retrieval for the new generation of passive spaceborne instruments will conduct to a very significant decrease on the BER error. Indeed, as illustrated in Figure 9, when the AOT standard deviation decreases from 0.1 to 0.02 the standard deviation on the ABER decreases from ~ 0.005 to less than 0.001 for dust aerosols. Errors on ABER values given in Figure 9 are thus much smaller than the observed dispersion (0.01 sr^{-1} corresponding to a 50 % change). This may be attributed to the different origins and/or size distributions of the dust particles, and needs further investigations.

5.3.6.4 Horizontal resolution of Meteosat-5

The Meteosat-5 data were used in the high resolution mode of $2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$ (i.e., $0.02^\circ \times 0.02^\circ$). We degraded this resolution down to $48 \times 48 \text{ km}^2$ to analyze the effect of a change in the horizontal resolution on the ABER retrieval. It turned out that the Meteosat-5 horizontal resolution has a weak influence on the retrieval of the ABER. This is mainly due to the homogeneous properties of the dust plume. Changing the resolution had no effect on the mean ABER value retrieved. It only affected the standard deviation in ABER wich increased by $\sim 3 \cdot 10^{-4} \text{ sr}^{-1}$ in the lower resolution. In such situations, the passive instrument horizontal resolution is not limitative.

5.3.6.5 Multiple scattering

The effects of the multiple scattering on spaceborne lidar signal must be considered [*Spinhirne*, 1982; *Grant et al.*, 1997]. Indeed, with a field of view between 1.1 and 3.5 mrad and an orbit at $\sim 260 \text{ km amsl}$ [*Winker et al.*, 1996], the atmospheric volume sampled by LITE was large enough to generate significant multiscattering photons that leads to an apparent reduction of the aerosol extinction coefficient. To consider the multiple scattering effect, a simple modification of the lidar equation was proposed by Platt [*Platt*, 1973, 1981]. A reduction factor η is introduced to the extinction coefficient in the exponential term of the lidar single scattering equation (see Appendix). *Nicolas et al.* [1997] showed that this scheme is correct for the case of lidar sounding of a cirrus cloud, but may be only an approximation in the general case. Nevertheless, this approach has been used hereafter to assess the effect of multiscattering in the aerosol plumes previously described.

A value of 0.682 for η has been proposed by *Wiegner et al.* [1996] for the dust plume observed from LITE based on a Monte Carlo study. *Karyampudi et al.* [1999] give values of η between 0.6 and 0.9. Nevertheless, information about the AOT dependence of η is missing and must be assessed. Hence, we also used a Monte Carlo approach to model η and determine the number of multiscattering photons in a homogeneous dust layer between 0 and 5 km amsl. The number of photon realisations was 10^6 . The multiple scattering factor η at different depths in the aerosols layer is then deduced from the ratio between the total lidar signal S (including single and multiple scattering S_{mul}) and the number of single-backscattered photon (see Appendix).

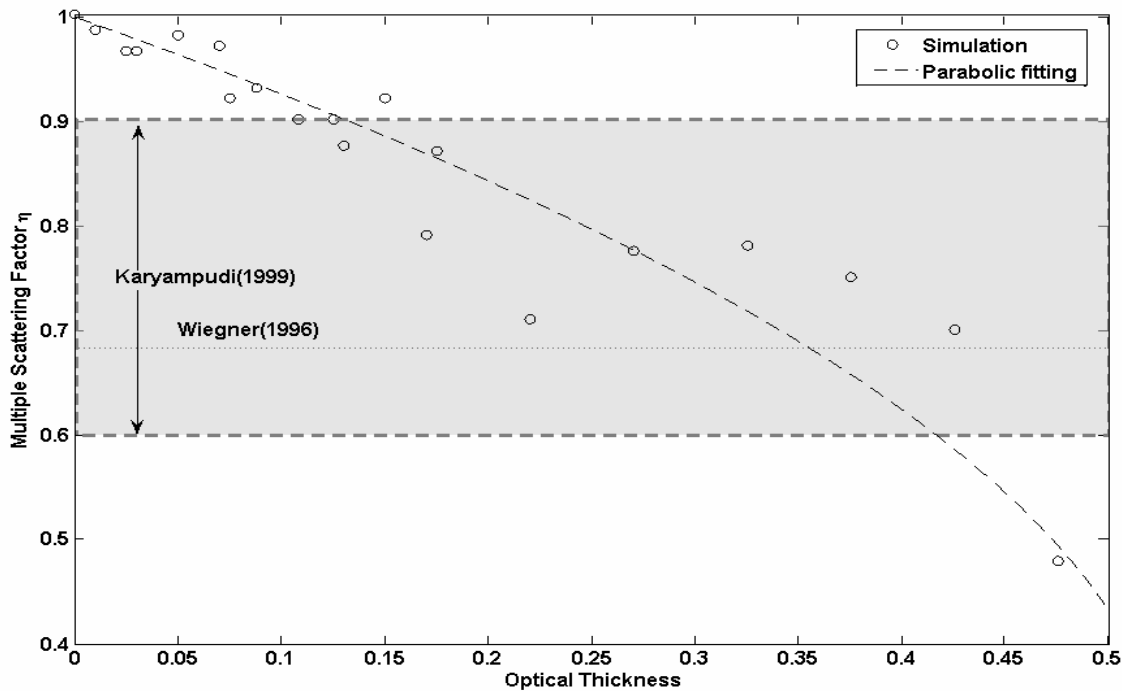


Figure 10: Distribution of the multiple scattering factor η retrieved from a Monte-Carlo method against the altitude for a dust aerosol layer between 0 and 5 km amsl. The values proposed by Wiegner et al. [1996] (dotted line) and Karyampudi et al. [1999] (grey area) are also given.

As shown in Figure 10, the value of η seems to vary significantly against AOT and then against the penetration depth in the dust plume. The range of variability proposed by Karyampudi et al. [1999] is coherent with our results for the dust AOT encountered during the LITE mission. If the values of η are supposed to vary between 0.6 (AOT~0.40) and 0.9 (AOT~0.2) they lead to standard deviations of $3 \cdot 10^{-3}$ and $1.7 \cdot 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$, respectively, on the retrieved BER.

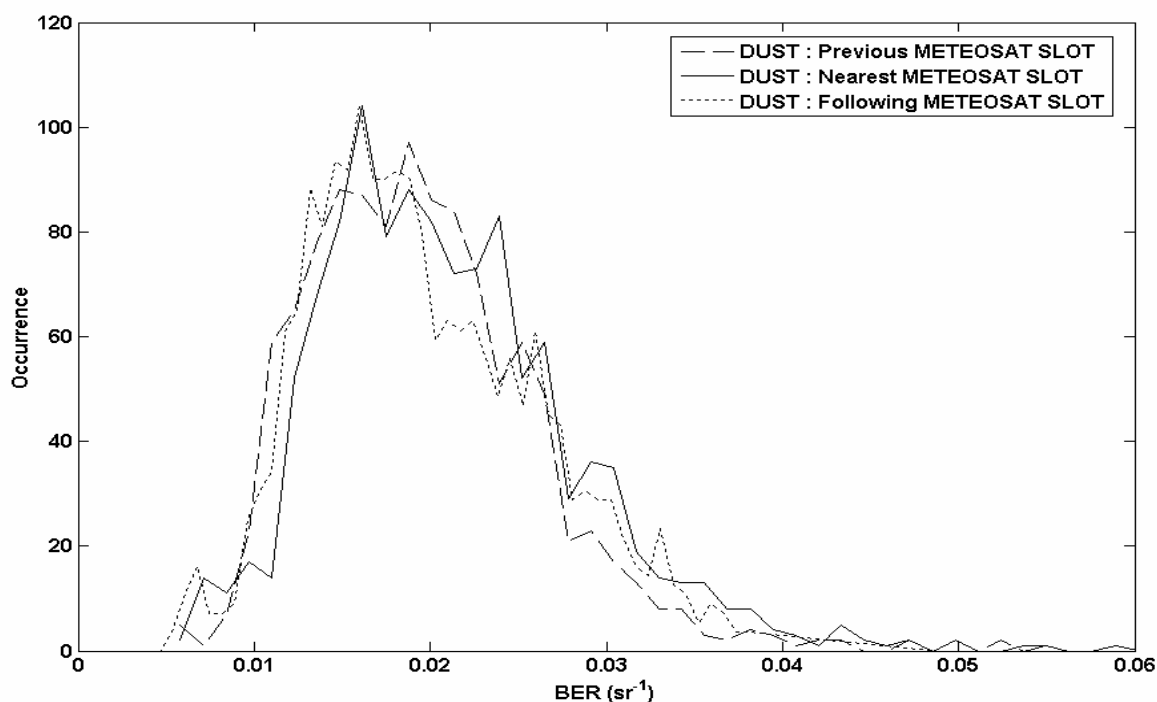


Figure 11: Probability density function of the Aerosols BER retrieved with the method 2 over the TAO for dust aerosols. The calculations were performed for the previous, following and nearest Meteosat-5 observations.

Figure 11 gives the histogram of BER after correction of the multiple scattering for each lidar profile. The mean value of the BER for the dust aerosol is close to 0.017 sr^{-1} with a standard deviation $\sim 0.006 \text{ sr}^{-1}$. The lidar ratio is then $\sim 57 \pm 27 \text{ sr}$. This value could be compared to the results of *Cattrall et al.* [2005] that studied the variability of the lidar ratio against the aerosol type from some selected AERONET stations. Indeed, these authors found lidar ratio between ~ 30 and 60 sr for the dust aerosol. *Chazette et al.* [2001] computed a value of 0.035 sr^{-1} from Mie calculations in the Azores region. During a Saharan dust episode over the Canary Islands *Powell et al.* (2000) and *Welton et al.* (2000) derive a BER of 0.029 ± 0.004 and $0.027 \pm 0.007 \text{ sr}^{-1}$, respectively. But during a Saharan outbreak off West Africa *Leon et al.* [2003] derive lower values of 0.018 and $0.024 \pm 0.007 \text{ sr}^{-1}$ in dust layers between 0.7 and 2.1 km amsl and 2.2 and 4.5 amsl , respectively. *Mattis et al.* [2002] used the Raman lidar technique to measure the BER value of elevated dust layers during two episodes over Germany. They report BER values between 0.013 and 0.025 sr^{-1} . *Liu et al.* [2002] and *Murayama* [2003] also report layer averaged BER in ranges 0.018 - 0.024 and 0.022 - 0.025 sr^{-1} , respectively, for Asian dust over Japan. Note that higher values retrieved from Mie computations for dust particles can in fact be attributed to non-sphericity effects [*Liu et al.*, 2002; *Mattis et al.*, 2002]. Thus, *Barnaba and Gobbi* [2001] compute smaller values of 0.020 - 0.028 sr^{-1} at 500 nm for non-spherical dust aerosols.

5.3.6.6 Temporal synchronization

Meteosat-5 and LITE observations were not performed at the same time. A significant bias could be induced on the BER retrieval if the aerosol plume significantly evolves between the two

measurements separated by almost a half day. To evaluate such an effect three different constraints using Meteosat-retrieved AOT have been applied to inverse the lidar profiles. The first one was with the Meteosat observations from the day before the considered LITE measurement. The second one was with the Meteosat observations from the day after the LITE measurement. The third one was with the Meteosat observations closer in time from the LITE measurements. Figure 11 compares the results on the retrieval of the ABER. The differences are weak. Both the mean value and the standard deviation of ABER stay about the same. This proves that the aerosol plumes are very stable in time between the noon measurements of Meteosat and the nocturnal observations of LITE. Consequently, the temporal synchronization between LITE and Meteosat is not a major error source in the frame of our coupling study, since the LITE observation location can be approximately positioned on the METEOSAT image using wind information.

5.3.7 Discussion on the aerosol radiative impact

The BER variability has a direct influence on the retrieved dust aerosol optical properties and thus on the determination of the aerosol radiative forcing at both the surface and the tropopause. To evaluate uncertainties on the retrieval of radiative forcings of the desert aerosols due to BER standard deviations we used the radiative transfer model Streamer developed by Key and Schweiger [1998], and Key [2001]. This model was used before to assess the radiative impact of the aerosols trapped in the monsoon plume following the INDOEX international campaign [Leon *et al.*, 2002].

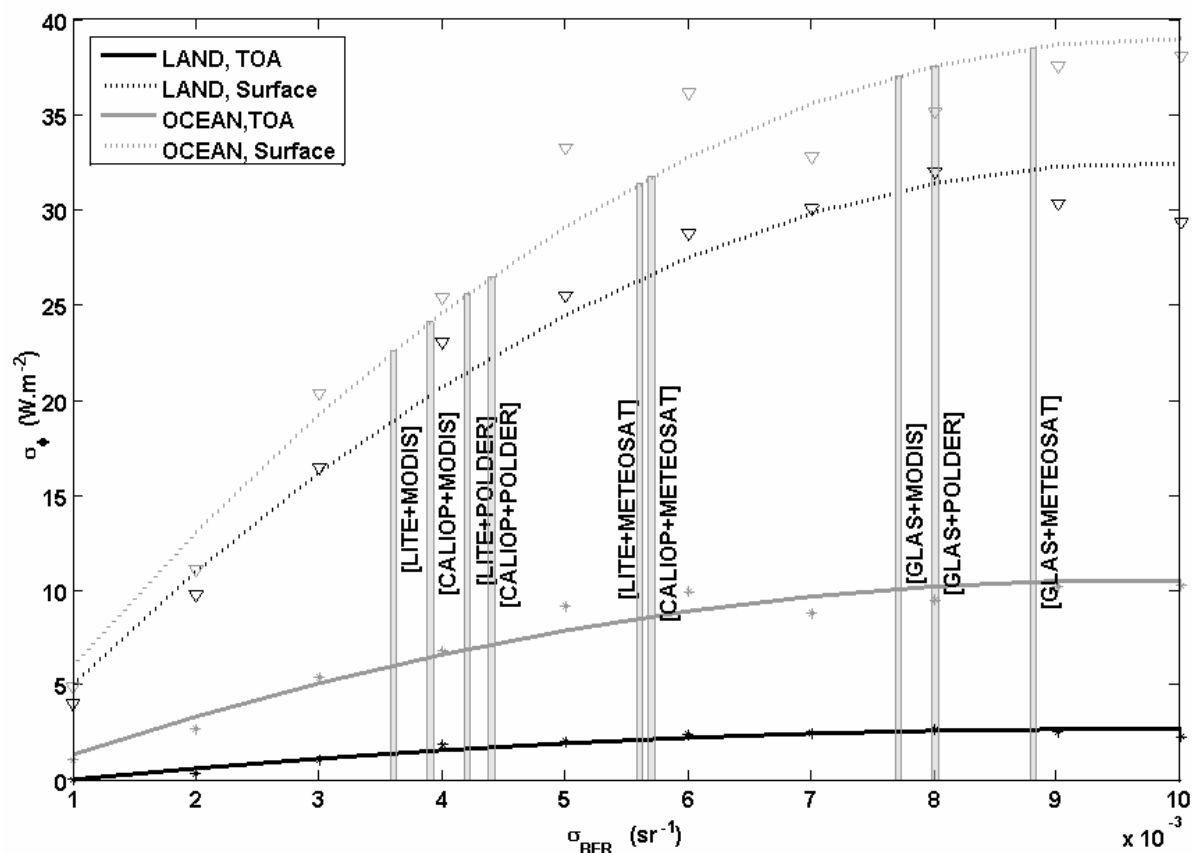


Figure 12: Standard deviation of the dust aerosol radiative impact (σ_d) against the standard deviation on the BER (σ_{BER}) associated with different instrumental synergies.

We run the model with surface emissivities of 0.98 for oceanic surfaces [Liu and al., 1987] and of 0.90 for desert surfaces [Ogawa and Schmugge, 2004]. Spectral reflectances were taken for desert surfaces according to Tanré and al. [1986] and for oceanic surface according to Briegleb et al. [1986]. The profiles of temperature, water vapor and ozone were taken from ECMWF data corresponding to the observation period of LITE. The concentrations of the other main greenhouse gases which have a major influence on the radiative forcing were taken constant and with the default values of the Streamer model. The complex refractive index of the dust aerosols were taken according to Volz [1973]. The forcing was computed as the difference between simulations in clear sky and dust conditions. In order to assess dust differential radiative impact between desert and oceanic surfaces, we arbitrarily chose to use the same average extinction profiles of the Figure 8d which were taken on LITE orbit 83. The average profile corresponds to an optical thickness at 532 nm of 0.31.

The direct radiative forcing is ~ -40 (-46) and ~ -8 (-18) W.m^{-2} at the surface levels and at the tropopause, respectively, for the desert (oceanic) surface. The mean heating rate in the aerosol layer is then close to 0.45 (0.40) K/day. Figure 12 plots the standard deviations on the mean daily aerosol radiative forcing against the standard deviations on the BER. Relative errors are greater at the surface ($\sim 80\%$ at the maximum) than at the tropopause (35-60% at the maximum). The BER standard deviations associated to various possible pairs of spaceborne lidar system and radiometer

configurations were considered and the associated standard deviations on the dust radiative forcing are shown in Figure 12. It is clear that for all the passive radiometers coupled with the GLAS lidar, standard deviations on the radiative forcing assessment are most important because of the weak signal to noise ratio associated with this instrument. One reaches standard deviations of ~ 30 (~ 40) and ~ 3 (~ 10) $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ at the surface and tropopause levels, respectively, for desert (oceanic) surfaces. The use of the LITE system is the most accurate especially if coupled with MODIS, with values lower than 20 (23) and 2 (6) $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ at the surface and tropopause levels, respectively, for desert (oceanic) surfaces. Assuming expected performances of the CALIOP system, its results will be little degraded compared to LITE. In the near future, the CALIOP and MODIS synergy should yield the most accurate results on aerosol radiative forcing with standard deviations of ~ 20 (~ 24) and ~ 1.6 (~ 6.5) $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ at the surface and tropopause levels, respectively, for desert (oceanic) surfaces.

5.3.8 Conclusion

Inversion methods used to analyze lidar data need to be constrained to allow accurate retrievals of aerosol optical properties. One of the key parameters required is the aerosol backscatter-to-extinction ratio (BER). However, it depends on the aerosol size distribution, complex refractive index and particle shapes. It is often not possible to directly determine all parameters but necessary to know both the aerosol origin and the processes of transport to select an a priori aerosol model. The synergy between active and passive remote sensing instruments gives the possibility to retrieve the aerosol optical properties in a more accurate way.

The synergy between the LITE lidar system and Meteosat passive sensor has been used to constrain the retrieval of the vertical distribution of aerosols over high surface albedo (arid and semi-arid surfaces) using back-trajectory analysis.

Meteosat offers the possibility to assess the dust aerosol optical thickness over oceans. This information combined with lidar data was used to constrain the retrieval of the vertical distribution of aerosols and thus to determine the ABER following two methods. In the first method the ABER was assumed to be constant throughout the atmospheric column and in the second method the contribution of the MBL was separated from the one of the dust aerosol layer. The difference between the two methods is not significant as it stays in the error bars. The influence of the multiple scattering on the retrieved ABER is shown to be important. Values of the multiple scattering correction factor η of ~ 0.6 and ~ 0.8 have been assessed for AOT of ~ 0.4 and ~ 0.2 , respectively. After correction of the multiple scattering factor, the values of BER for the dust aerosols (region D_A) have been shown to vary by more than a factor of 2, from ~ 0.01 to $\sim 0.03\text{ sr}^{-1}$. The total standard deviation σ_{BER} on the retrieved BER has been assessed to be equal to $5.6\cdot 10^{-3}$ for the dust aerosol for a mean value close to 0.017 sr^{-1} . These values are close to the values reported in the literature [Catrall et al., 2005].

Using the ABER retrieved over the TAO, vertical profiles of dust aerosol extinction coefficient have then been retrieved over Africa. Such an approach allowed us to retrieve high values of optical thicknesses in areas where passive sensors alone would not allow their determination. It is then a new insight to monitor the aerosol vertical distribution over continents and better understand their radiative forcing and their impact on dynamics.

We have shown that the half day time lag between passive and lidar observations is not a major source of uncertainty when aerosol plumes are well established. Such an approach is a first step in the perspective of the future synergies that could be used for the new generation of spaceborne

instruments as MSG (<http://www.esa.int/SPECIALS/MSG/>), MODIS (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>) and POLDER onboard PARASOL (<http://smc.cnes.fr/PARASOL/index.htm>). Multispectral observations using the additional near infrared channels from both sensors [Kaufman *et al.*, 2003] and polarization analysis from CALIOP onboard CALIPSO will offer new observational capabilities allowing improvement of the lidar inversion procedure. From a sensitivity study we have shown that the assessment of the BER may be carried out with standard deviations close to 0.003 sr^{-1} (0.004 sr^{-1}) using the expected synergy between CALIOP and MODIS (CALIOP and PARASOL). Such a synergy may lead to a significant assessment of the dust aerosol direct radiative forcing at both the surface and the tropopause levels. Nevertheless, the uncertainty remains high ($\sim 50\%$) mainly because of both the signal to noise ratio of spaceborne lidar measurement and the uncertainty on the BER. A significant improvement can be obtained for the homogeneous aerosol layers which make it possible to average several coincident lidar and passive spaceborne observations in order to improve the signal to noise ratio.

The international experimental program African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA, <http://amma.mediasfrance.org/>) will be an ideal frame where the spaceborne synergy between lidar and passive radiometers will offer the possibility to improve the scientific knowledge about the dust and biomass impact on both the tropical dynamic and water cycle.

Appendix: Lidar signal inversion

For spaceborne measurements, the lidar equation gives the range-corrected signal $S(z)$ for the emitted wavelength of 532 nm as a function of the range z , the pointing angle θ , the total backscatter $\beta(z)$ and extinction coefficients $\alpha(z)$ [Measures, 1984]:

$$S(z) = C \cdot \beta(z) \cdot \exp \left[- \frac{2}{\cos(\theta)} \cdot \int_z^{z_s} \alpha(z') \cdot dz' \right] \quad (1)$$

where z_s is the altitude above the sea level of the shuttle. C is a constant that characterizes the lidar system.

$S(z)$ is corrected from the background sky radiance which is simultaneously measured with the lidar profile. Klett [1985] gives the solution to the inverse problem:

$$\beta(z) = \frac{S(z) \cdot Q(z)}{\frac{S_0}{\beta_0} + \frac{2}{\cos(\theta)} \int_z^{z_0} \frac{1}{BER(z')} S(z') \cdot Q(z') \cdot dz'} \quad (2)$$

where S_0 and β_0 are respectively the signal and the backscatter coefficient at the reference altitude z_0 . $Q(z)$ is the correction related to the differential molecular optical thickness calculated from the vertical profile of the molecular scattering coefficient $\alpha_m(z)$:

$$Q(z) = \exp \left(\frac{2}{\cos(\theta)} \cdot \int_z^{z_0} \left[\frac{3}{8\pi \cdot BER(z')} - 1 \right] \cdot \alpha_m(z') \cdot dz' \right) \quad (3)$$

The molecular contribution is derived from an ancillary climatic database as in Chazette *et al.* [1995]. The aerosol extinction coefficient α_e , which is the sum of the scattering and absorbing coefficients, can then be obtained by

$$\alpha_e(z) = \frac{1}{BER(z)} \left[\beta(z) - \frac{3}{8\pi} \alpha_m(z) \right] \quad (4)$$

The lidar-derived aerosol optical thickness (AOT) is calculated as the integral of the extinction coefficient from the ground surface up to the reference altitude z_0 :

$$AOT = \int_{ground}^{z_0} \alpha_e(z) dz \quad (5)$$

Following Platt [1981], the BER , product of the single scattering albedo and normalized backscatter phase function of aerosols, is given against the apparent BER ($ABER$) by

$$BER(z) = \eta(z) \cdot ABER(z) \quad (6)$$

The multiple scattering factor η at different depth in the aerosols layer is deduced from the ratio between the total lidar signal S (including single and multiple scattering S_{mul}) and the number of single-backscattered photon as:

$$\eta(z) = 1 - \frac{\ln\left(\frac{S(z)}{S(z) - S_{mul}(z)}\right)}{2 \cdot (AOT(z=0) - AOT(z))} \quad (7)$$

Acknowledgments

We are grateful to B. Marticorena and B. Laurent for dust emission data. This work was supported by the Programme National de Télédétection Spatiale from the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), by the Centre National d'Etudes Spatiales in the frame of the CALIPSO program and by the Commissariat à l'Energie Atomique. The support of Alcatel Space for S. Berthier is greatly acknowledged.

5.4 Résultats

La section précédente, contenant l'article dans son intégralité, a présenté une étude sur l'aérosol désertique étudié grâce au couplage entre les instruments de télédétection active et passive. Nous avons, avec cette étude, réussi à caractériser les propriétés optiques de cet aérosol. Nous avons enfin analysé, au travers d'un modèle radiatif STREAMER (présenté dans la section 5.2.1), quel pouvait être l'impact radiatif de l'aérosol désertique, et nous avons dans le même temps cherché à d'estimer l'erreur en terme radiatif reliée à l'utilisation de notre inversion basée sur le couplage actif/passif.

Nous allons dans cette section qui clôturera ce chapitre, apporter des compléments sur cette étude de l'impact radiatif aérosols, sujet déjà développé dans l'article.

Les flux radiatifs calculés à partir du modèle STREAMER, à 15:00 GMT sont donnés par la **Figure 5.4.1** et la **Figure 5.4.2** en ce qui concerne les surfaces océaniques, et par la **Figure 5.4.3** et la **Figure 5.4.4** en ce qui concerne les surfaces continentales.

La **Figure 5.4.1** et la **Figure 5.4.3** donnent directement les flux calculés dans la situation de ciel clair (tracés en noir), ou en présence d'une couche d'aérosols (tracés en rouge). La **Figure 5.4.2** et la **Figure 5.4.4** donnent pour leur part la différence $F_{\text{aerosols}} - F_{\text{Ciel Clair}}$, calculée à partir des flux présentés

dans la **Figure 5.4.1** et la **Figure 5.4.3**. Ces dernières figures fournissent donc l'impact radiatif associé à la présence de la couche d'aérosols.

Du fait de la présence de la couche d'aérosols, et dans le cas des surfaces continentales, le rayonnement direct en surface (**DirSWDown**) montre une chute d'environ 400 W.m^{-2} . Le flux diffus descendant (**DiffSWDown**) montre pour sa part une forte augmentation en surface d'environ 250 W.m^{-2} , et une augmentation du flux diffus montant (**DiffSWUp**) de 25 W.m^{-2} au sommet de l'atmosphère.

Les mêmes constatations peuvent être effectuées dans le cas des surfaces océaniques, pour lesquelles on retrouve une chute de 250 W.m^{-2} du flux direct en surface, alors que le flux diffus descendant augmente de 175 W.m^{-2} en surface, et que le flux diffus montant au sommet de l'atmosphère augmente pour sa part de 35 W.m^{-2} .

La somme de l'ensemble de ces flux (**TotalSW**) montre globalement une baisse du rayonnement SW en surface d'environ 100 W.m^{-2} dans le cas des surfaces continentales, et 75 W.m^{-2} dans le cas des surfaces océaniques.

Comparativement au rayonnement dans les basses longueurs d'ondes (SW), le rayonnement dans les longueurs d'ondes plus importantes (LW) montre quantitativement moins de variations engendrées par la présence de la couche d'aérosols. Pour les surfaces continentales (océaniques), l'augmentation du flux descendant LW est d'environ 5 W.m^{-2} (3 W.m^{-2}) en surface. Néanmoins, le maximum du flux descendant LW est observé dans la couche d'aérosols, c'est-à-dire vers 1.5 km d'altitude, avec des valeurs calculées d'environ 6.5 W.m^{-2} (4 W.m^{-2}).

Le flux LW montre une baisse au sommet de l'atmosphère d'environ $1,2 \text{ W.m}^{-2}$ (1 W.m^{-2}). On note une augmentation en surface de 0.5 W.m^{-2} , dans le seul cas des surfaces continentales. Cet effet est expliqué par la différence en albédo observée entre ces deux types de surfaces.

On peut maintenant analyser le flux net correspondant à l'ensemble de ces flux. On observe dans le cas des surfaces continentales (océaniques) une chute du flux au sommet de l'atmosphère d'environ 25 W.m^{-2} (40 W.m^{-2}), et une chute de ce flux en surface de 95 W.m^{-2} (70 W.m^{-2}). Les réchauffements correspondant à ces profils de flux Net sont retrouvés en dérivant le flux Net suivant la pression, comme déjà précisé dans la section 5.2.1. On observe alors un réchauffement maximum instantané dans la couche d'aérosols d'environ 1.7 K/Jour (1.2 K/Jour).

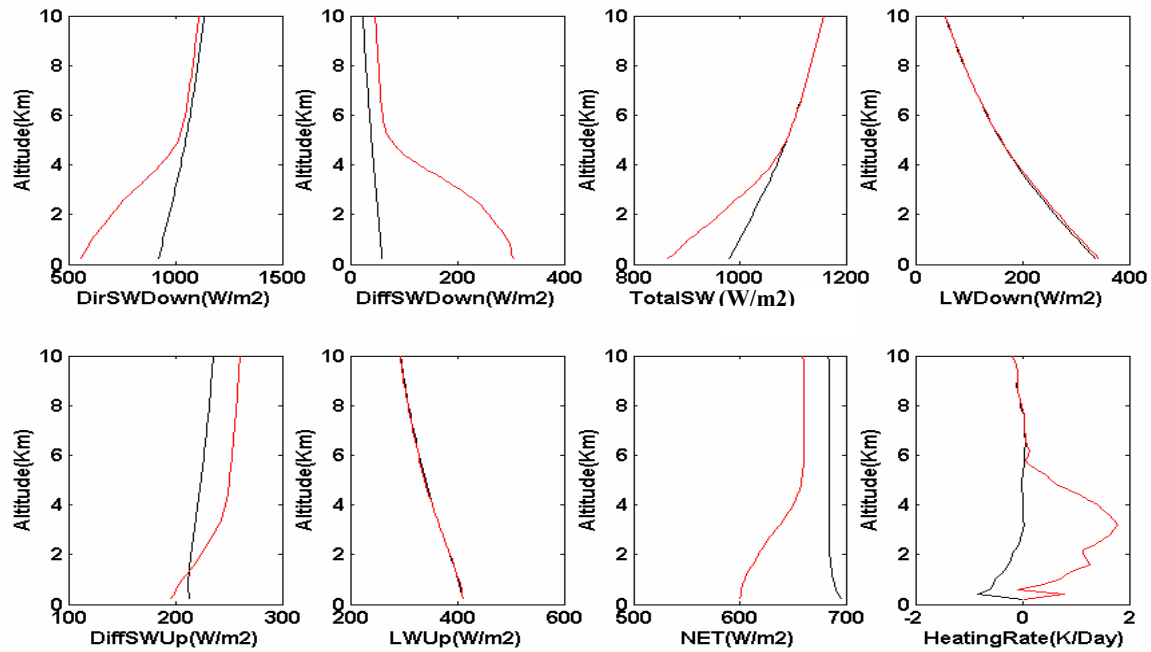


Figure 5.4.1 : Flux radiatifs, au dessus des surfaces continentales, en présence d'une couche d'aérosols (en rouge), et en ciel clair (en noir). La dernière courbe donne le réchauffement équivalent en K/Day.

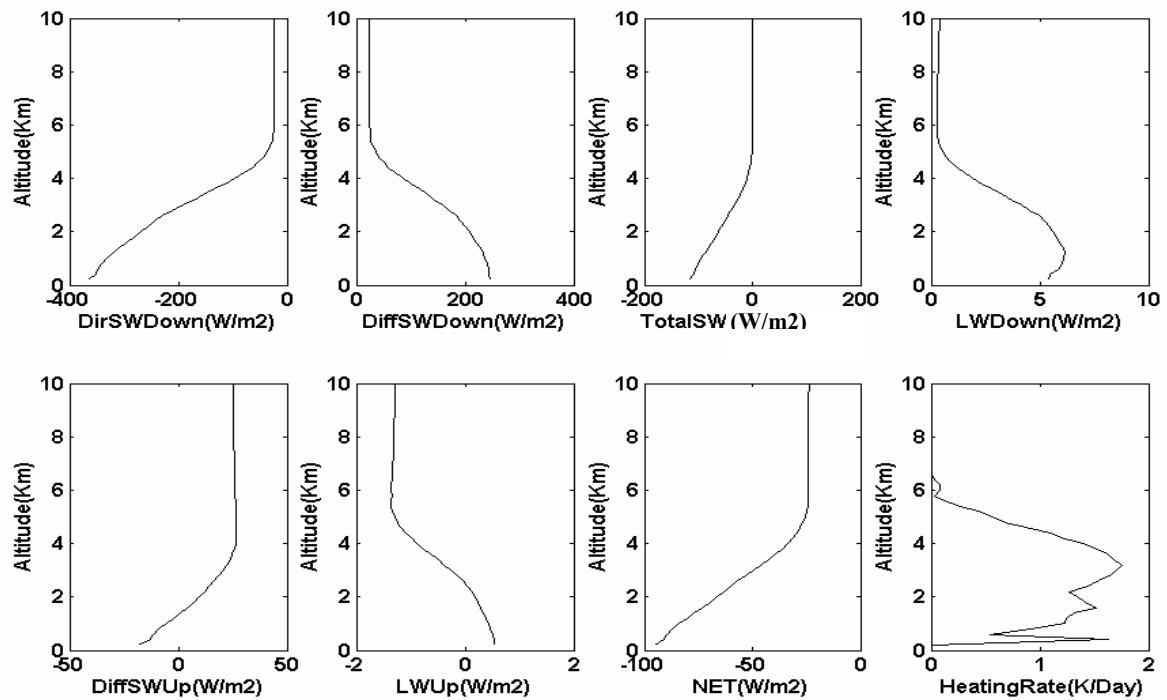


Figure 5.4.2 : Flux différentiel $F_{aerosols}-F_{Ciel\ Clair}$, au dessus des surfaces terrestres. La dernière courbe donne le réchauffement différentiel équivalent en K/Day.

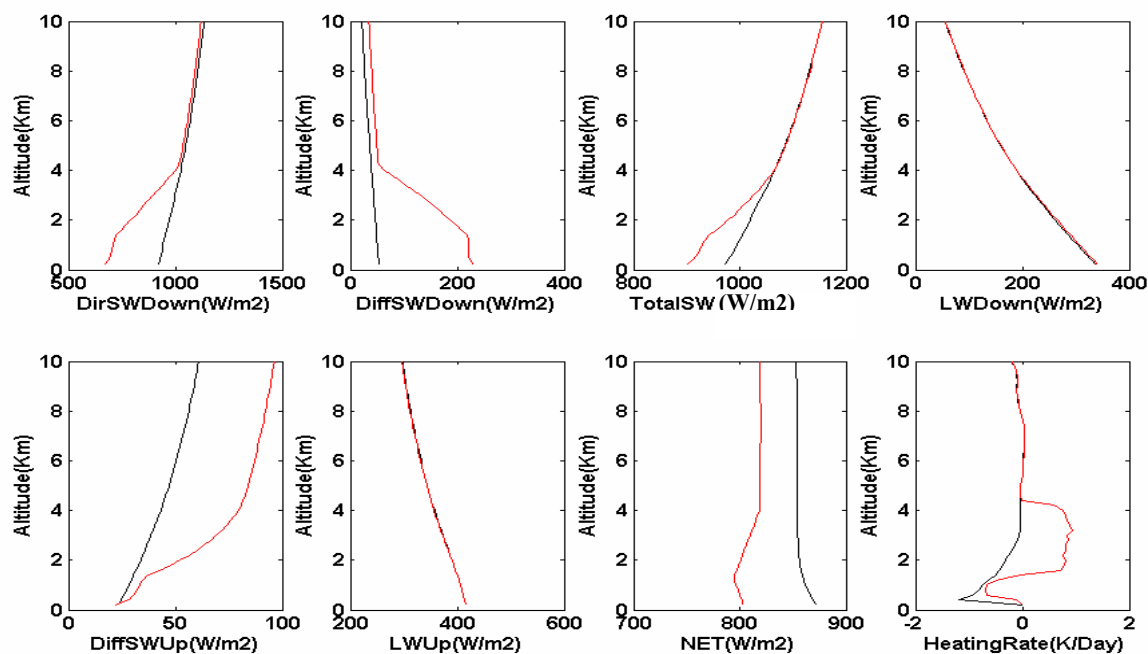


Figure 5.4.3 : Flux radiatifs, au dessus des surfaces océaniques, en présence d'une couche d'aérosols (en rouge), et en ciel clair (en noir). La dernière courbe donne le réchauffement équivalent en K/Day.

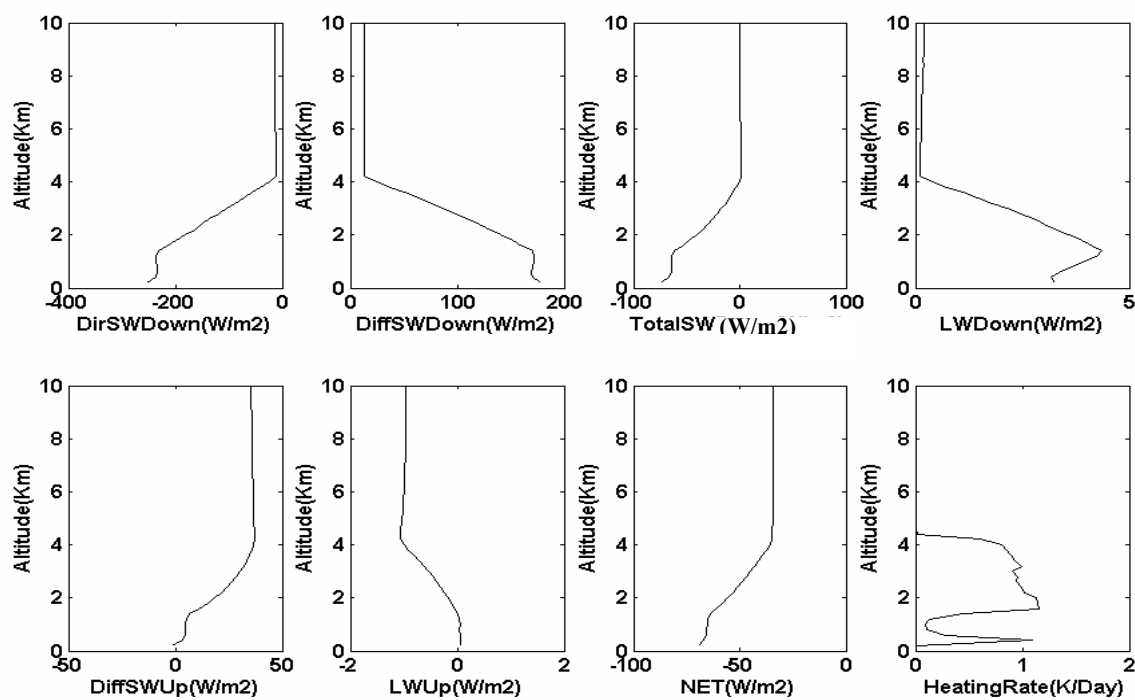


Figure 5.4.4 : Flux différentiel $F_{aerosols} - F_{Ciel\ Clair}$, au dessus des surfaces terrestres. La dernière courbe donne le réchauffement différentiel équivalent en K/Day.

On rappelle que ces simulations ont été effectuées à une heure précise de la journée (15 :00 GMT). Nous devons donc, et ceci afin de comparer les résultats de notre étude avec ceux précédemment retrouvés par d'autres auteurs, calculer l'impact radiatif de l'aérosol sur une journée entière.

Nous avons par conséquent estimé, pour chacune des heures de la journée le flux net induit par la présence de la couche d'aérosols (voir la **Figure 5.4.5** et la **Figure 5.4.6**). La moyenne de ces flux nous donne la valeur moyenne du flux net, et par conséquent la valeur du réchauffement induit par la présence de la couche d'aérosols.

Le forçage radiatif direct au dessus des surfaces désertiques (océaniques) est estimé à environ ~ -40 (-46) et ~ -8 (-18) $W.m^2$ respectivement à la surface et au niveau de la tropopause.

Les différences retrouvées dans les forçages radiatifs au dessus des surfaces continentales et au dessus des surfaces océaniques, sont liées au facteur 10 existant entre la valeur de l'albédo des surfaces océaniques (0.024), et celui des surfaces désertiques (0.229).

Ces valeurs semblent assez proches de celle de $17(\pm 5)$ $W.m^2$ retrouvée par Léon et al [2001], pendant la campagne INDOEX, et pour les aérosols de pollution.

Le rapport entre le forçage induit par l'aérosol entre la surface et le sommet de l'atmosphère est caractérisé par un rapport qui est ici de 5 (2.5) dans le cas des surfaces continentales (océaniques). Ce rapport est plus faible que celui de 1.6 retrouvé précédemment par Tanré et al (2003). Il peut cependant être comparé avec les valeurs de 2.5 à 4.5 retrouvées par Léon et al. (2002) pour l'aérosol de pollution (INDOEX).

Le réchauffement moyen retrouvé dans la couche d'aérosols est proche 0.45 (0.40) K/jour. Ces valeurs de réchauffement peuvent directement être comparées avec celle de 0.4 K/jour retrouvée par Tanré et al. [2003], lors de la campagne de mesures SHADE (Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment) sur les aérosols désertiques sahariens.

Le réchauffement maximal observé dans la couche d'aérosols est de 2.8 (2.6) K/jour (voir la **Figure 5.4.5** et la **Figure 5.4.6**). Ces valeurs peuvent elles aussi être comparées avec celle de 2.2 K/jour retrouvées par Léon et al. [2001] lors de la campagne INDOEX, en présence d'aérosol de pollution. Des valeurs bien plus importantes de 5 K/jour ont pu être retrouvées dans le cas de l'aérosol désertique lors de la campagne de mesure ECLATS [Fouquart et al, 1987].

Une telle modification de la balance énergétique de l'atmosphère peut avoir un impact autant sur la dynamique que sur le cycle de l'eau de l'atmosphère tropicale. Ackerman et al. [2000] a démontré que le réchauffement pouvait avoir un impact sur la couverture nuageuse, en faisant disparaître les cumulus à cette altitude. A une échelle régionale, cet effet semi-direct peut décaler le refroidissement au sommet de l'atmosphère induit par l'aérosol.

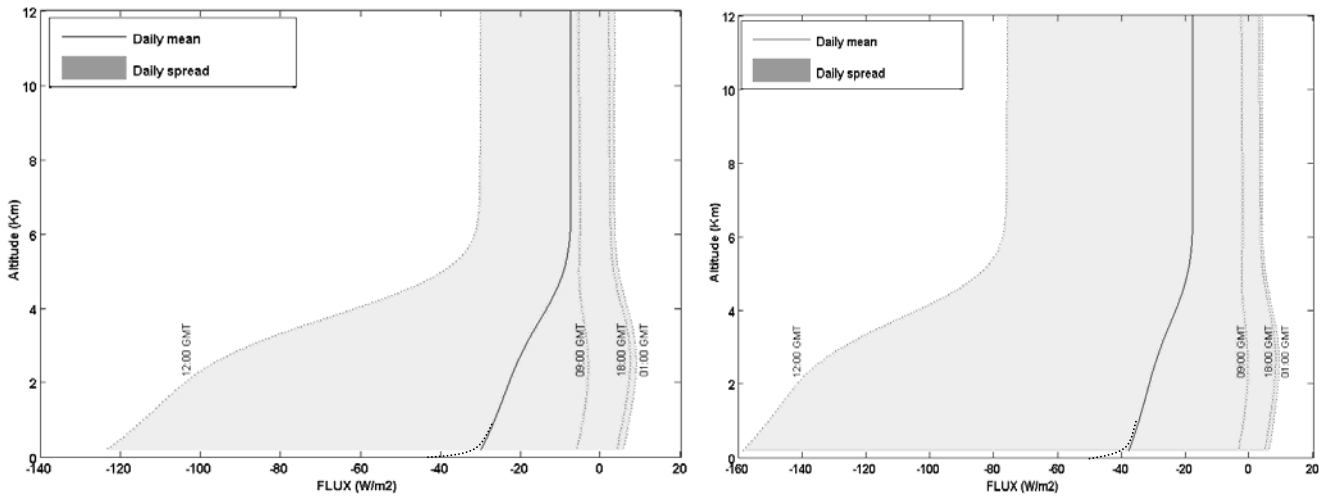


Figure 5.4.5 : Moyenne journalière du Flux NET retrouvée au dessus des surfaces continentales (figure de gauche) et océaniques (figure de droite).

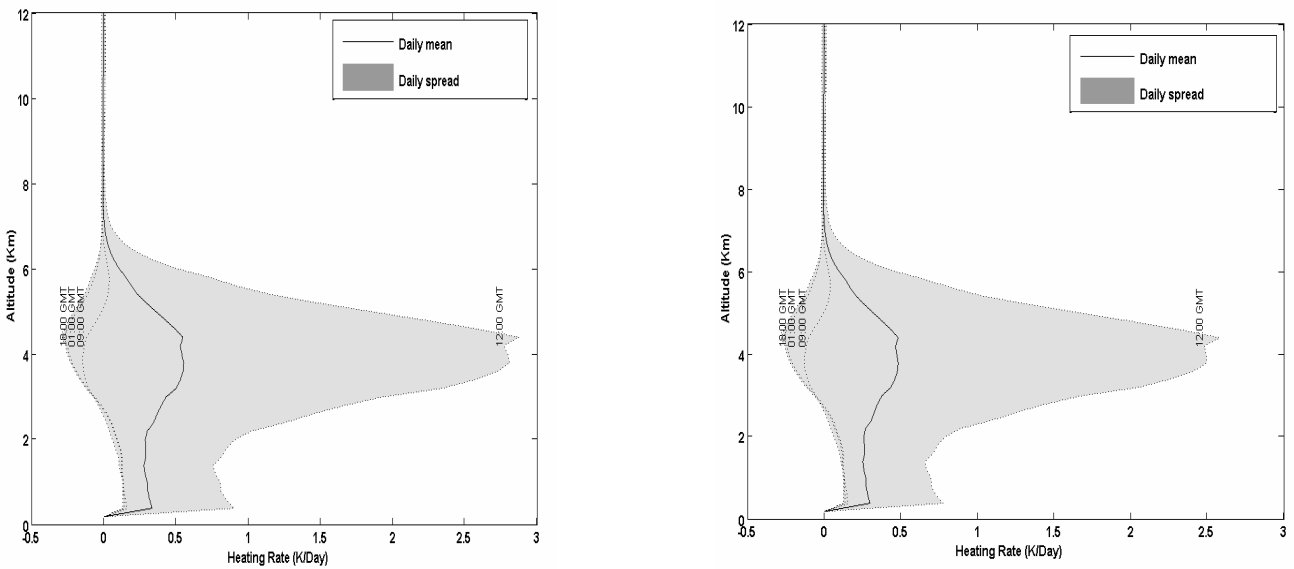


Figure 5.4.6 : Moyenne journalière du réchauffement moyen observé au dessus des surfaces continentales (figure de gauche) et océaniques (figure de droite).

5.5 Application à d'autres configurations de synergie Active/passive

A partir des profils d'extinction océaniques et terrestres de poussières désertiques déterminés précédemment après inversion, on met en place un modèle de Monte-Carlo. Ce modèle nous permet de simuler des profils d'extinctions correspondant à des BER distribués avec un écart type variant entre 0.001 et 0.01 sr^{-1} , et couvrant ainsi les plages d'erreurs correspondant à celles pouvant être observées par combinaison des différents instruments d'observations actifs (LITE, GLAS, CALIOP) et passifs (METEOSAT, MODIS, POLDER) (voir la *Figure 5.5.1*).

Dans cette figure, on évalue pour chacune des valeurs d'écart type de BER, la variabilité radiative correspondante, au sommet de l'atmosphère (TOA) et à la surface, en dissociant le cas des surfaces terrestres de celui des surfaces océaniques.

L'ensemble des calculs est effectué au maximum d'ensoleillement pour des raisons de temps de calcul. Pour les fortes valeurs de flux alors simulées, la variabilité obtenue sur le comportement radiatif correspond alors à son maximum, et donc à une surestimation de l'erreur.

Les écarts quadratiques du BER associés aux différents couplages possibles entre les systèmes lidar spatiaux et les radiomètres sont alors considérés.

On note tout d'abord que les couplages actif/passif faisant intervenir le lidar GLAS montrent des erreurs sur la détermination du forçage radiatif de l'aérosol supérieur à celles montrées par les autres couplages. Ces erreurs importantes sont dues au faible SNR associé à cet instrument. On atteint ainsi un écart quadratique d'environ ~ 30 (~ 40) et ~ 3 (~ 10) W m^{-2} au niveau de la surface et de la tropopause, respectivement pour les surfaces désertiques (océaniques).

Les couplages actifs et passifs impliquant le système lidar LITE donnent pour leur part des résultats les plus précis. Ceci est particulièrement vrai dans la configuration du lidar LITE couplé avec le radiomètre MODIS, avec des valeurs inférieures à 20 (23) et 2 (6) W m^{-2} à la surface et au niveau de la tropopause, respectivement pour les surfaces désertiques (océaniques).

Les radiomètres passifs peuvent donc être classés suivant les performances qu'ils montrent. On trouve ainsi classés, du moins performant, au plus performant, les radiomètres METEOSAT, POLDER et MODIS. Le même classement peut être effectué pour les instruments actifs, et nous retrouvons alors le classement GLAS, CALIOP, LITE.

En supposant les performances attendues du lidar CALIOP comme exactes, on s'attend cependant à des résultats très proches de ceux obtenus avec le lidar LITE. Dans le proche futur, la synergie du lidar CALIOP et du radiomètre passif MODIS constituerait le couplage qui serait susceptible d'apporter les résultats les plus précis quant à l'estimation de l'impact radiatif de l'aérosol, avec un écart quadratique d'environ ~ 20 (~ 24) et ~ 1.6 (~ 6.5) Wm^{-2} à la surface et au niveau de la tropopause, respectivement pour les surfaces désertiques (océaniques).

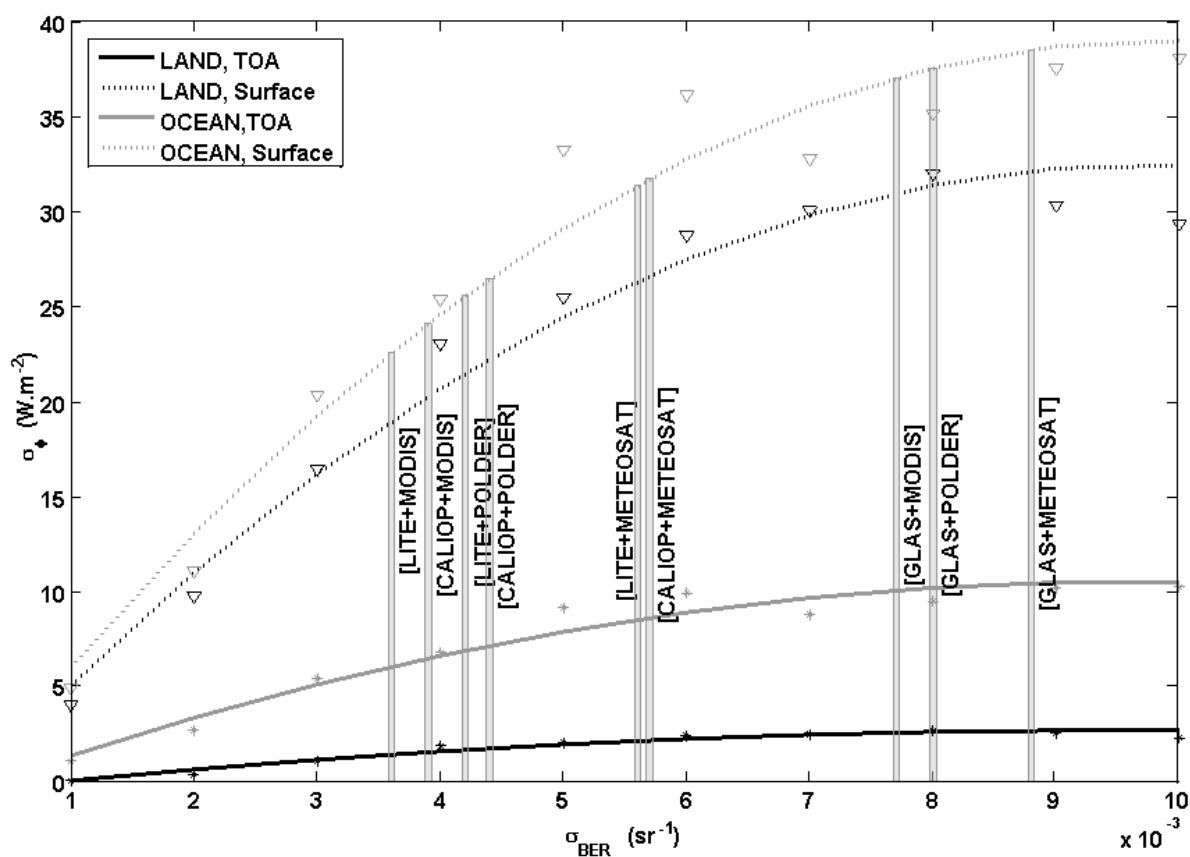


Figure 5.5.1 : Ecart type du Flux Net de l'aérosol désertique (σ_{ϕ}) et en fonction de l'Ecart quadratique sur le BER (σ_{BER}) dû aux différentes synergies instrumentales

6 CONCLUSION -PERSPECTIVES

6.1 Conclusion

Dans le cadre de ce travail, j'ai conduit une étude comportant deux grands axes principaux de recherche. Le premier de ces grands axes est constitué par l'étude des statistiques nuageuses. Nous avons pour cela voulu bénéficier de l'apport que constituaient les données des instruments lidar, et plus particulièrement des lidars spatiaux. Nous avons donc mis en place un algorithme permettant d'effectuer, à partir du signal lidar, l'extraction des structures nuageuses et aérosols.

Nous avons profité dans cette étude de l'ensemble des avantages offerts par l'instrumentation lidar. Nous avons ainsi pu établir une statistique sur la répartition des sommets de structures nuageuses à l'échelle globale, et ceci grâce aux données lidar des missions spatiales LITE et GLAS. Nous avons ainsi pu effectuer la reconstruction de la structure nuageuse en 2D.

L'intercomparaison des observations actives LITE et GLAS entre elles montre un très bon accord. La comparaison entre les statistiques actives et passives montre aussi une bonne cohérence, bien qu'une sous-estimation de l'altitude des nuages semi-transparents par les détecteurs passifs, tels que ceux utilisés au sein de l'ISCCP, ait été mise en relief. L'application de nouveaux algorithmes par Chang et Li [2005], prenant en compte le canal CO₂, a récemment permis de corriger cette sous-estimation. Les nouveaux résultats alors obtenus à partir des données de l'instrument de télédétection passive MODIS semblent alors bien converger vers les statistiques retrouvées grâce à la détection active.

Un autre point important de cette thèse a été de démontrer l'intérêt du couplage entre les systèmes de détection actif et passif à partir de l'observation spatiale, dans le but d'effectuer la restitution des propriétés optiques des aérosols au-dessus de l'océan et des continents. Les résultats

obtenus pour les aérosols désertiques au-dessus des surfaces fortement réfléchissantes sont très convaincants. Grâce à cette approche, nous sommes en mesure de déterminer simultanément le coefficient d'extinction $\alpha(z)$ et le BER.

Une analyse de l'impact radiatif de l'aérosol a par la suite été menée. Cette étude a par ailleurs, et dans le cadre de la mission CALIPSO/A-Train, permis d'évaluer les performances potentielles des futurs couplages instrumentaux de télédétection active et passive.

L'ensemble des travaux présentés dans ce document porte en effet sur des travaux scientifiques de pointe qui valorisent les nouvelles approches multi-plates-formes qui sont actuellement opérationnelles ou en développement pour l'observation du système Terre-atmosphère.

On peut espérer à terme par ces approches, une meilleure estimation de l'impact climatique des activités humaines.

6.2 Perspectives

Le lancement récent de la Mission CALIPSO au sein de l'AquaTrain nous apporte aujourd'hui des données dont le traitement, permettra d'améliorer fortement notre connaissance sur les caractéristiques optiques, géométriques et radiatives des nuages et des aérosols.

La méthode de seuillage construite dans le cadre de cette thèse, a été développée de manière générique, et pourra donc directement être réutilisée afin d'effectuer le traitement des données de cette mission, mais aussi de toutes les missions comportant des données lidar satellites. Les études faites serviront aussi de base aux algorithmes qui seront développés en prévision du traitement des données lidar de l'instrument ATLID, embarqué sur le satellite EarthCare.

La campagne AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) qui s'est déroulée en Afrique en 2006, a constitué un cadre idéal où les couplages entre les données lidar fournies par CALIOP, et celles des radiomètres passifs (MODIS/Aqua) et PARASOL pourront être utilisés afin de restituer les propriétés optiques des aérosols, et en particulier celles de l'aérosol désertique.

La méthode de couplage présentée dans cette thèse pourrait être utilisée dans cet objectif. Les résultats de ces extractions pourront ensuite être validés par les mesures effectuées au sol, par les lidars opérationnels lors de cette campagne de mesure. On cite, entre autres :

- L'EZL (EasyLidar) développé par la CEA, et commercialisé par la société Leosphère (lidar embarqué à bord d'un ULM [Chazette et al., 2006]).
- Les mesures effectuées par le MicroLidar (MLI), développées au Service d'Aéronomie par Jacques Pelon.
- Les données lidar avion acquises par le LNG (Léandre Nouvelle Génération).

Dans le cadre de la campagne de validation du satellite CALIPSO, de nombreux acteurs interviendront aussi afin de valider les mesures satellites. Les laboratoires du CEA et du SA seront particulièrement investis dans ces opérations de validation.

Il existe actuellement de nombreuses perspectives faisant intervenir des couplages entre des instruments de télédétection active et passive.

Une des applications possible concernerait l'étude de la pollution urbaine au-dessus des mégapoles de plus de 10 millions d'habitants. On pourrait ainsi profiter du couplage offert par les instruments IASI et ceux de CALIPSO pour effectuer l'étude dans la couche limite des composés minoritaires.

Les résultats apportés par le couplage entre les instruments actifs et passifs pourraient permettre d'améliorer notre connaissance des statistiques nuageuses, et à terme servir de contrainte dans les modèles de climat.

Un des objectifs important serait aussi d'effectuer l'étude des liens reliant les couches d'aérosols et les structures nuageuses. Nous pourrions ainsi accéder à une meilleure compréhension des effets indirects et semi-directs de l'aérosol.

Pour finir, et pour sortir du contexte des mesures satellites uniquement terrestres, nous notons aussi le récent développement de missions spatiales comportant des lidars à destination d'autres planètes, et en particulier à destination de Mars. L'instrument MOLA, embarqué à bord du

satellite MGS (Mars Global Surveyor), a en effet mis en évidence la présence de nuages de glace de CO₂ au dessus de 20 km d'altitude au sein de l'atmosphère de Mars [Pettengill, 2000].

Comme nous le voyons, la technologie lidar a encore de beaux jours devant elle. Le champ de ses applications est tel, que nous ne sommes certainement encore aujourd'hui, plus de quarante ans après sa découverte, qu'au début de cette formidable aventure.

7 ANNEXE A : TITRES ET TRAVAUX

7.1 Introduction

Cette annexe reprend l'ensemble des travaux fournis pendant la thèse, que ce soit tant au niveau des campagnes de mesures auxquelles j'ai pris part, des abstract à comité de lecture soumis lors des conférences auxquelles j'ai participées, ainsi que les articles publiés dans des revues scientifiques.

La table suivante liste l'ensemble de ces travaux. L'article concernant les propriétés optiques des aérosols constituant un des chapitre de ce manuscrit, il n'a par conséquent pas été reporté ici.

Suit donc dans cette annexe C les deux abstracts soumis lors des 22^{ème} et 23^{ème} conférences de l'ILRC, abstracts qui concernent respectivement :

- l'analyse des extractions nuageuses, effectuées grâce à notre algorithme de seuillage à partir des données lidar de la mission satellite LITE.
- le couplage des instruments actifs et passif en vue de l'étude des propriétés optiques des poussières désertiques au dessus du continent africain.

Il est aussi fourni dans cette annexe l'article dédié à la mission POVA [Chazette, 2003], mission à laquelle j'ai participé pendant la session d'hiver (Janvier 2002) et la session d'été (Juillet 2003).

Participation aux campagnes de mesures :	
<ul style="list-style-type: none"> • January 2003, Valley of Maurienne • Juillet 2003, Valley of Chamonix • 8 to 31/05/2005 	<ul style="list-style-type: none"> • POVA (Pollution dans les Vallées Alpines), France : Study of the pollution in the alpine valley to identify the sources and characterize the pollutants. • LISAIR (Paris) : Use of the Lidar measure to better understand the spread of particular pollutant in the atmospheric column in the urban areas.

Activités Scientifiques	
<ul style="list-style-type: none"> • November 2002 	<ul style="list-style-type: none"> • Exposition "L'Air de la Ville" organized by the French meteorological society at the City Hall, Paris.

Publications :

- **Berthier S.**, M. Pham, P. Chazette, P. Couvert, J. Pelon and D.M. Winker, "Cloud top statistics from the LITE mission", **(in preparation for GRL)**
- **Berthier S.**, P. Chazette, P. Couvert, J. Pelon, C. Moulin, F. Thieuleux, T. Pain and D.M. Winker, "Atmospheric dust aerosols columnar properties from LITE and METEOSAT Synergy", *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, N° 21, D21202, doi:10.1029/2005JD006999, Nov. 2006.
- **Berthier S.**, P. Chazette, P. Couvert, J. Pelon, C. Moulin, F. Thieuleux, T. Pain and D.M. Winker, "Atmospheric dust aerosols columnar properties from LITE and METEOSAT Synergy", Les Notes de l'IPSL, NAI, juin 2005.
- Chazette P., Couvert P., Randriamiarisoa H., Sanak J., Bonsang B., Moral P., **Berthier S.**, Salanave S., Toussaint F., 2005. Three-dimensional survey of pollution during winter in French Alps valleys. *Atmosph. Environ.* 39, 1035-1047.
- Chazette P.; Randriamiarisoa H.; Sanak J.; Couvert P.; Bonsang B.; Moral P.; **Berthier S.**; Martin D.; and Toussaint F., 2003, Three dimensional survey of pollution during winter in the French Alps Chamonix Valley from an ULA, in: Notes des Activités Instrumentales de l'Institut Pierre Simon Laplace n° 38, 23 p.

Séminaires et conférences internationales

- **Sébastien Berthier**, P. Chazette, J. Pelon, F. Dulac, F. Thieuleux, C. Moulin « African Dust over ocean and continent by coupling active and passive remote sensors », 23st International Laser Radar Conference (ILRC23), 24-28 July 2006, Nara, Japan, **(Présentation poster)**.
- **Sébastien Berthier**, P. Chazette, J. Pelon, P. Couvert, L. Sauvage, F. Thieuleux, C. Moulin, T. Pain and D.M. Winker, « Dust aerosol optical properties on the vertical from lidars in-space and ground based and METEOSAT synergy », International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences (IAMAS2005), 2-11 August 2005, Beijing, China, **(Présentation orale)**.
- **Sébastien Berthier**, J. Pelon, P. Chazette, P. Couvert, G. Sèze, F.M. Bréon, M. Lalande, D.M. Winker, T. Pain, « Cloud statistics from spaceborne backscatter lidar data analysis », 22st International Laser Radar Conference (ILRC22), 12-16 July 2004, Matera, Italy, **(Présentation orale)**.
- **Sébastien Berthier**, P. Chazette, J. Pelon, P. Couvert, T. Pain, « Cloud layer statistics from spaceborne lidar observation », 6th International Symposium on Tropospheric Profiling: Needs and Technologies, 14-20 September 2003, Leipzig, Germany, **(Présentation poster)**.
- **Sébastien Berthier**, P. Chazette, J. Pelon, P. Couvert and F.M. Bréon, « Dust aerosol optical thickness from LITE and METEOSAT synergy », 2nd International Workshop on Mineral Dust, 10-12 September 2003, Paris, France, **(Poster Presentation)**.

Table 7.1 : Liste des activités de la thèse (Campagne de mesures, Expositions, Publications).

7.2 Abstract pour l'ILRC N°22 (Matera, Italie)

CLOUD STATISTICS FROM SPACEBORNE BACKSCATTER LIDAR DATA ANALYSIS

Sébastien BERTHIER^{ab}, Jacques PELON^{ac}, Patrick CHAZETTE^b, Pierre COUVERT^b, Geneviève SÈZE^c, François-Marie BRÉON^b, Mathieu LALANDE^c, Dave WINKER^d and Thierry PAIN^e

^a*Service d'Aéronomie du CNRS, Institut Pierre-Simon-Laplace, Université Pierre-et-Marie-Curie, 4, Place Jussieu–75252 Paris Cedex 05, France.*

^b*Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Laboratoire mixte CEA-CNRS, F-91191 Gif-sur-Yvette, France*

^c*Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre-Simon-Laplace, Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, – 75252 Paris Cedex 05, France*

^dLangley Research Center, NASA, Hampton, Virginia, USA.

^eALCATEL Space, Cannes, France.

ABSTRACT

The LITE spaceborne lidar database is used to revisit the analysis of cloud structural parameters. For this purpose, a specific algorithm has been developed to better account for multilayer cloud structure. Probability density function of cloud layer top height has been determined. The methodology is presented and the results are discussed. Such an approach highlights the interest of the synergism between active and passive remote sensors for global scale measurements dedicated to climatic studies but also to chemistry transport models by the effect of clouds on photolytic rates.

Keywords: Cloud statistic, LITE, Spaceborne Lidar

1. Introduction

One of the important objectives of the current climate research programs is the understanding of the impact of clouds and aerosols on the global radiation budget. Indeed, clouds and aerosols have a significant influence on the Earth's radiative balance and induce various climatic feedbacks that are still not enough known [1] [2]. The spatial heterogeneity of cloud structures and their microphysical properties significantly contributes to the modulation of the earth energy budget [3]. Moreover, the surface flux distribution in longwave radiation is very sensitive to both the geometrical structures and altitudes of clouds. A better knowledge of the tri-dimensional distribution of cloud layers is then required to improve existing climatic models. New systems including spaceborne backscatter lidar systems are presently under development to give new insight in the vertical distribution of clouds and aerosols in the atmosphere and to provide new information on variables required for a better understanding of

radiative and dynamical processes linked to the climate change problem. They offer the opportunity to better determine the presence of optically thin targets as cirrus clouds.

However, in the case of lidar systems operated from space, atmospheric backscattered signals present a reduced signal to noise ratios (SNR) as compared to ground-based systems, and a specific processing needs to be applied to measured signals.

In this work, we have applied and adapted the algorithm developed by Chazette et al. [4] to assess the probability density function (PDF) of cloud layers top heights from LITE Lidar (In-space Technology Experiment) profiles. The methodology is first explained and the results based on all the LITE data are presented and discussed.

1. METHOD

The LITE data have been recorded on board the Space Shuttle Discovery during the mission STS-64 in September 1994 [5] and can be found on the web site <http://www-lite.larc.nasa.gov>.

Cloud structure requires to consider the cloud layer top and bottom heights. Indeed, we have focused here on cloud top height as not influenced by the multiple scattering due to both the cloud density and the lidar solid angle. A specific inversion method has been developed to ensure the determination of the cloud top height. This method is based on the preliminary filtering of the range corrected lidar signal by calculating its variance in running-altitude windows first applied to individual vertical lidar profiles (Fig. 1). The range corrected lidar signal takes into account the switching of gain between day- and night-time operation, and the wavelength used (here 532 nm) [6]. The vertical profile of the relative variance of the signal S_f is calculated on a shot to shot basis using an adapting filtering window. After this first step, a threshold value S_T , estimated after statistical analysis on S_f , is applied to the variance profile obtained in order to identify the scattering layers and their boundaries. We generate thus a binary state matrix of detection.

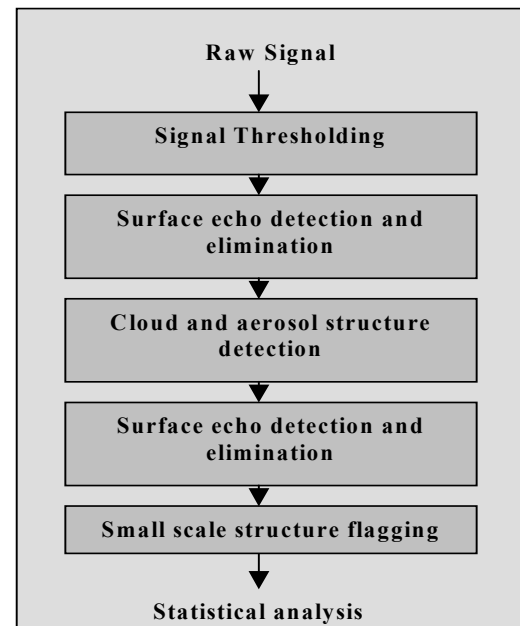


Fig. 1. Flow chart of the method.

A sensitivity study has been made on orbit 84. Two factors strongly influence the quality of the detection : the value of the threshold value S_T , and the type of filter used to test the occurrence of small isolated structures (with depth $< 150\text{m}$ –10 points- on the vertical and 1400m –three shots- on the horizontal), that could be attributed to noise.

Two types of filters are studied : a median filter (hereafter defined as MF) and a second filter selecting structures with reference to nearby profiles (defined as NF). The distribution of small geometrical structures rejected by filter MF and NF are reported in fig. 2 and fig. 3, respectively, according to the threshold value. The NF filter appears to reject less structures than the MF filter. We note also that whatever the filter type, and for thresholds larger than 30, the rejected structures are principally located between the surface and 4km height. This could be due to presence of aerosol at this altitude range on the orbit 84. The number of rejected structures is rapidly increasing at middle and high altitudes as the threshold is decreased, which is mostly due to false alarm detection. For a threshold value of 10, the number of rejected points is thus multiplied by 2 and 4, for the MF and NF, respectively.

The determined value of cloud fraction may thus strongly depend on the detection of such structures and their classification into clouds or their rejection. Indeed, it is important to know the distribution of small structure in presence of clear sky. Given the two filter types, the statistics of rejected points are reported in figures 4 (MF) and 5 (AF). By comparison with the MF

filter, the NF filter gives a factor of 10 less in the number of structure detected in presence of clear sky (no other feature is detected, but multiple isolated structures can be). Moreover, the number of structures detected is more uniformly distributed for the NF filter. Aerosol structures appear to be detected for large threshold values. The total number of rejected points is here again seen to stabilize for thresholds over 30. For this value the clear air fraction is 10.4 % using MF filter and 8.6 % for NF filter, assuming all flagged structures in clear air are removed from the statistics. If they are included into the statistics into the clear air part, the fraction is changed to 14.1 and 10.1 %, respectively.

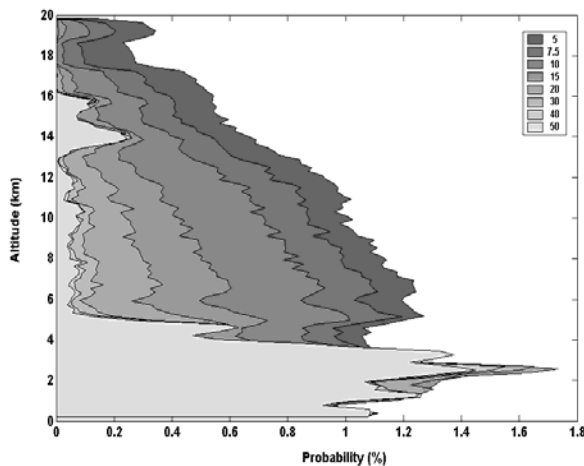


Fig. 2. Distribution of LITE small structures with median filter with threshold strength.

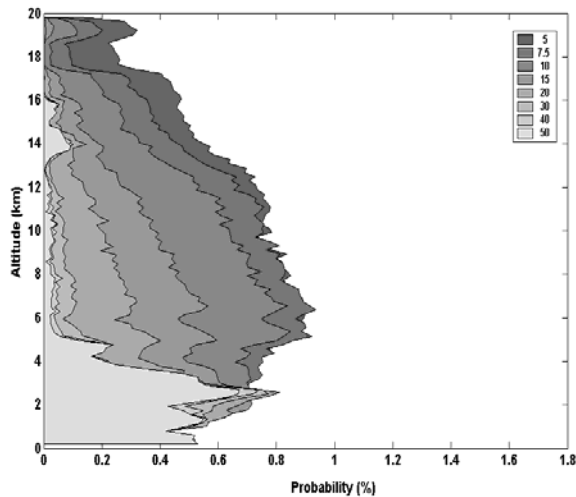


Fig. 3. Distribution of LITE small structures with new adjacent filter with threshold strength.

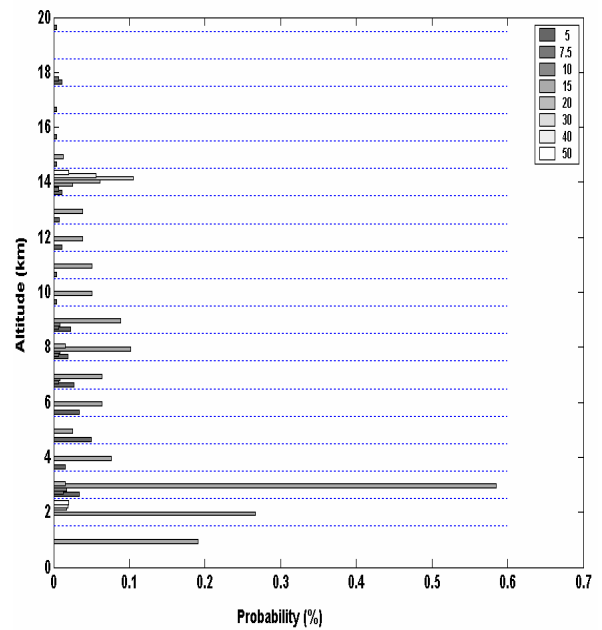


Fig. 4. Distribution of LITE small structures with MF filter in clear sky occurrence (normalized to the total number of flagged structures).

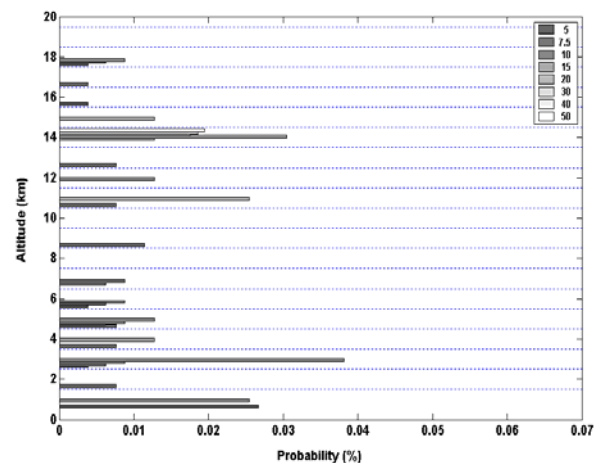


Fig. 5. Distribution of LITE small structures with NF filter in clear sky occurrence.

Further considering cloud detection, we have looked to the variation of the detected cloud fraction as a function of cloud structure (single or multiple layers of Low, Medium or High clouds) and threshold value. Results obtained after rejecting flagged structures are reported in Figure 6. It is shown that it is necessary to reach a threshold larger than 30, to reduce the variation in the detected cloud fraction. For lower values of the threshold, the low level clouds appear to be less detected, whereas the occurrence of detection of structures including multiple clouds rapidly increases. This is due to an increasing number of multiple noisy structures. A threshold value of 40 was thus selected for the analysis of cloud fraction at 532 nm.

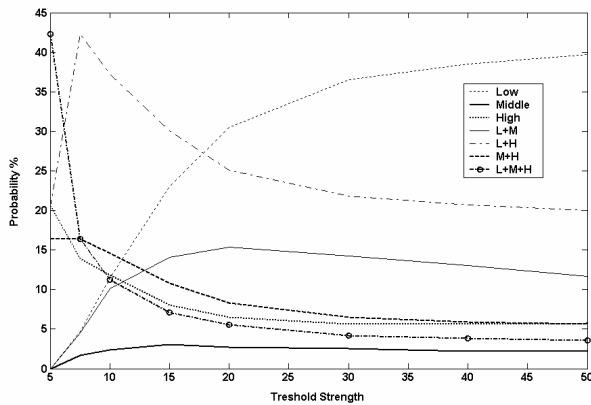


Fig. 6. Cloud fraction after filtering (NF filter) as a function of threshold.

3. RESULTS

A representative PDF considering the entire LITE data base has been obtained with the parameters defined in the previous analysis. Fig. 7 presents the occurrence histogram of all determined top cloud layers altitudes as a function of altitude in 15 m bins for wavelength 532 nm for the MF filter. In this figure, it is possible to distinguish three regions with sharp transition corresponding to a marked discontinuity in the layer top altitude statistics. Region I included both low and middle cloud classes of the ISCCP classification. Although possibly biased due to the opacity of elevated cloud layers, the region I shows that a large amount of low clouds is detected.

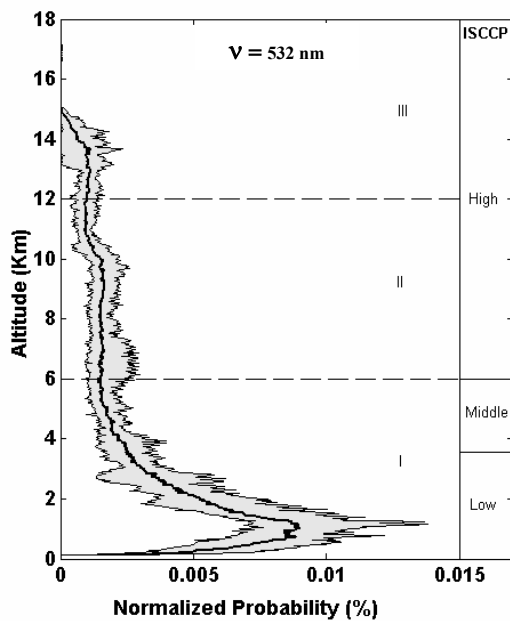


Fig. 7. Vertical distribution of cloud top height from LITE data at 532nm.

The high clouds are represented by the two sub-regions II and III separated by a sharp transition. Such a transition may be due to a discontinuity in the cloud top altitude between the denser clouds (cumulonimbus, cirrocumulus, and cirrostratus) and the semitransparent cirrus observed at different latitudes. The overall cloud fraction is 68 %. It is interesting to compare the shape of the cumulative PDF (CPDF) obtained from this set of data (Fig. 8) to previous results. Winker et al. (1998) [8] assess the CPDF only for the higher cloud layer top. A good agreement is observed up to an altitude of about 3 km. Here, we use all the retrieved cloud layers, including multiple-layer structures which explain the difference in the curves over 3 km height. The two curves are in good agreement with the statistics established by Warren et al (1985) which estimates to 40% the rate of low level clouds without any clouds above [9]. Each altitude range in Fig. 8 can be further referred to a specific cloud class identified in the ISCCP data base. CPDF retrieved from ISCCP daily means of data under the LITE footprint is also given in Fig. 8.

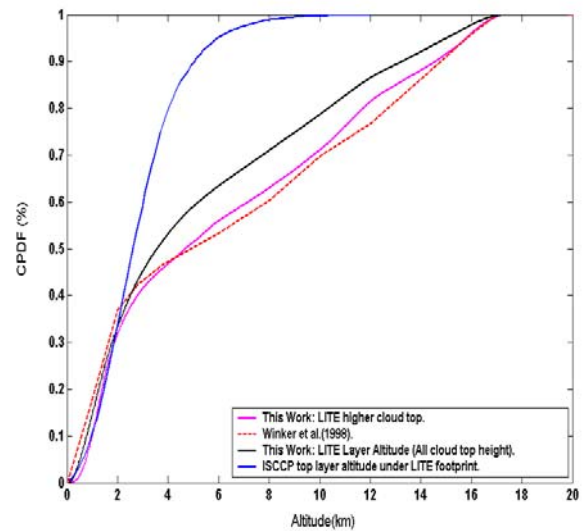


Fig. 8. Cumulative distribution of LITE and ISCCP cloud top height (ISCCP daily means).

CONCLUSION/PERSPECTIVES

A threshold algorithm has been applied to the analysis of LITE nighttime data in term of clouds statistics. The determination of the PDF of the cloud top height has been done on the entire database with a high spatial resolution (15 m in vertical resolution and 0.7 km along the ground track). This method allows to be flexible in terms of spatial resolution and allows sensitivity analysis to be done at high resolution. It allows to better evaluated the impact of detection algorithms on false alarm and no detection probabilities to accurately define cloud fraction and cloud statistics. Such an approach is

developed to perform a sensitivity analysis in the perspective of the future CALIPSO mission [10].

REFERENCES

1. Arking A., The radiative effects of clouds and their impact on climate, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 71,795-813, 1991.
2. IPCC 2001. *Climate change 2000: The scientific basis contribution of working group I to the Third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press., Cambridge, United Kingdom and New York, 881 pp, 2001.
3. Melfi, S.H., Sphinhirne, J.D., Chou, S.H. and Palm, S.P. Lidar Observations of the Vertically Organized Convection in the Planetary Boundary Layer over the Ocean, *J. Climate Appl. Meteor.*, 34,1092-1098, 1995.
4. Chazette, P., Pelon, J. and Mégie, G. Determination by spaceborne backscatter lidar of the structural parameters of atmospheric scattering layers,” *Appl. Opt.*, 40, 3428-3440, 2001.
5. Winker D.M., Couch, R.H. and McCormick, M.P. An overview of LITE: NASA’s Lidar In Space Technology Experiment, *Proc. IEEE* 84, 164-180, 1996.
6. Osborn, M. T., Calibration of LITE data, in *ILRC 19 th International Laser Radar Conference*, Singh, U., Ismail, S., and Schwemmer, G. K. eds., NASA/CP-1998-207671/PT1, 245-247, 1998.
7. Rossow, W.B., and Schiffer, E.A. ISCCP Cloud Data Products, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 2-20, 1991.
8. Winker, D.M. Cloud Distribution Statistics from LITE, in *ILRC 19 th International Laser Radar Conference*, Singh, U. N., Ismail, S., and Schwemmer, G. K. eds., NASA/CP-1998-207671/PT1, 955-958, 1998.
9. Warren, S.G., Hahn, C.J. and London, J. Simultaneous occurrence of different cloud types, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 24, 658-667, 1985.
10. Winker, D. M., Pelon, J. and McCormick, M. P. The CALIPSO mission: Aerosols and cloud observations from space”, *Proc. ILRC 21*, Bissonnette, L., Roy, G., G.Vallee, Ed., pp. 735-738, 2002.

7.3 Abstract pour l'ILRC N°23 (Nara, Japon)

AFRICAN DUST OVER OCEAN AND CONTINENT BY COUPLING ACTIVE AND PASSIVE SPACEBORNE SENSORS

Sébastien BERTHIER^(1,2), Patrick CHAZETTE⁽²⁾, Jacques PELON⁽¹⁾, F. DULAC⁽²⁾, F. THIEULEUX⁽²⁾, C. MOULIN⁽²⁾

¹Service d'Aéronomie du CNRS, IPSL, Université Pierre-et-Marie-Curie-B 102, 4, Place Jussieu – 75232 Paris Cedex 05, France, berthier@lsce.saclay.cea.fr.

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement Laboratoire mixte CEA-CNRS-UVSQ, CEA Saclay 701, F-91191 Gif-sur-Yvette

ABSTRACT

Spaceborne backscatter lidar systems allow new insights on the vertical distribution of aerosols, and more specifically for aerosols over land, where retrievals from passive sensors are known to be more difficult due to surface contribution. Here we revisit mineral dust aerosol characterization above Northern Africa, Tropical Atlantic Ocean (TAO) and Mediterranean Sea, by coupling LITE and Meteosat-5 spaceborne observations. Sensitivity tests indicate that the aerosol scattering coefficient is retrieved within a 20% relative uncertainty.

Airmass trajectories allow us to retrieve the vertical profile of aerosol optical properties over the continent using the BER (backscatter-to-extinction ratio) determined over the ocean. Results confirm a large dispersion of the BER values which is not attributed to errors in the method. We further analyse the performance required from space observations to reduce the errors on the estimate of aerosol radiative impact.

1. INTRODUCTION

Due to their spectral characteristics and their high optical depth, mineral dust has been shown to have a significant direct radiative impact [1]. The difficulty encountered to study their radiative impact is due to the heterogeneity of their concentrations and properties. Furthermore satellite measurements are difficult to use over desert, due to the poorly known and high reflectance of the surface.

Numerous passive instruments on spaceborne platforms have been used to measure the column

dust aerosol optical thickness over low albedo surface. But only TOMS (Thematic Ozone Mapper Spectrometer) [2] and Meteosat infrared channels [3] have yet provided valuable aerosol information over desert regions. Moreover, these passive instruments alone give only access to integrated information in the atmospheric column, and too sparse quantitative information above continents.

The visible/near-infrared backscatter lidar is one of the most powerful and sensitive tool for the detection of atmospheric scattering layers with a high vertical resolution. Indeed, the Lidar In-Space Technology Experiment (LITE) [4], and the Geosciences Laser Altimeter System (GLAS) mission [5] has clearly demonstrated the great potential of a spaceborne lidar for the determination of improved cloud and aerosol climatologies at global scale.

The synergy between active and passive measurements can lead to significant improvement of the lidar inversion. We present in this work the potential of the coupling between a spaceborne lidar (LITE) and a geostationary satellite (Meteosat-5) to retrieve the aerosol optical properties over both ocean and continent, with a focus on African dust. Therefore, a processing chain has been implemented. Results and validation of the method is presented. The error on the dust radiative impact has been assessed for this synergy, and for the coupling of other active and passive instrument.

2. METHODOLOGICAL SYNERGY BETWEEN LITE AND METEOSAT-5

We consider spaceborne observations taken 10 to 20 september 1994. They include data from the

passive radiometer on board the European geostationary satellite Meteosat-5, and from the active lidar instrument during the LITE mission.

Visible Meteosat-5 Images at full resolution ($2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$ at nadir) taken daily at 11:00, 12:00 and 13:00 UTC are used to retrieve the AOT over the ocean [6]. The LITE data correspond to raw lidar signals at 532 nm obtained from several nighttime orbits that crossed north western Africa, the tropical Atlantic Ocean (TAO) and showing significant desert dust aerosol plumes.

Using the retrieved Meteosat AOTs as a constraint in the inversion procedure of lidar signal, it is possible to determine the BER (Backscatter-to-Extinction Ratio), inverse of the so-called lidar ratio, characterizing the aerosols properties [7]. It can thus vary with altitude, but to avoid a too large complexity we considered two simplified models of aerosol vertical distribution over the ocean. The first one (Method I) is assuming a constant BER in the atmospheric column, by making the hypothesis of an efficient mixing of the dust aerosol in the low troposphere. The Method II is considering different values of BER in the MARine Boundary Layer (MABL) and the dust aerosol layer.

In fact, for space observations, multiple-scattering effect is also affecting the scattering of the propagating laser light [8]. In the lidar equation this effect can be considered as changing the BER to an apparent BER defined by BER/η , where η is the multiple scattering factor. Hence the BER considered in the inversion is the apparent BER (ABER) including multiple scattering effects.

The lidar-derived integrated aerosol optical thickness is then compared with the Meteosat-5 AOT over the same oceanic region, and convergence is achieved when the difference stays in the range of uncertainty linked to the Meteosat-5 retrieved AOT.

3. RESULTS OVER OCEANIC SURFACES

The main dust plume, where the stronger value of AOT has been registered, is located between 12°N and 27°N , and, -40°W and 14°W , corresponding to the African west coast area. Due to the clouds screening effect, the number of inverted LITE profiles is limited to ~ 4100 on aerosol events. The mean ABER retrieved by the method I in this area, is close to $0.024 \pm 6.10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ for a mean AOT of 0.38 ± 0.15 . The first inversion of LITE profiles using method I shows the existence of two aerosol layers, which could be composed with different aerosol types. The use of method II is then more appropriate to analyze such cases. The AOT in the MBL is found to be 0.071 ± 0.044 . The mean value of the ABER for the dust aerosols is now to ~ 0.023

sr^{-1} with a standard deviation $\sim 7 \cdot 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$, corresponding to lidar ratios of $\sim 40 \pm 13 \text{ sr}$.

4. DUST AEROSOLS PROPERTIES OVER CONTINENT SURFACES

Inversion of lidar data over the continental surfaces needs the a priori knowledge of the ABER, variable characterizing the aerosol type. We try therefore to make the correspondence between aerosols observed above continental surfaces, and the ones observed above oceanic surfaces where the BER value has been previously retrieved.

In order to investigate the transport and the source regions of the dust plumes seen by LITE, we have used Meteosat IR images (IDDI index [3]), and air mass trajectories thanks to the HYSPLIT transport model (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model).

Simulation of dust emission occurrences is also made by comparison of erosion threshold, 10-m wind velocity V_t [9], and surface wind velocities from the analyzed wind fields of the European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF).

A very good agreement is observed between the source areas determined from LITE data and from the two other methods. Discussion about the location of dust sources is made in Berthier et al. [10]. The main activity sources identified by these methods for the duration of the LITE mission are the Erg Chech and the El Djouf area (Algeria), the west of the Hoggar mountain (the Tanezrouft), Sahelian sources (Mali) and also the Moroccan west coast.

Hence, the ABER that can be retrieved over the TAO to make the inversions of LITE measurement over the desert. The ABER mean value of the method II (0.023 sr^{-1} for dust) is then used to inverse the LITE data over land. About 3000 cloud-free lidar profiles can be inverted over the continent. Indeed, spaceborne lidar offers the possibility to retrieve the AOT over continent in presence of high surface albedo (arid and semi-arid surfaces). The mean value of the dust AOT assessed over the continent is 0.39 at 532 nm with a standard deviation of 0.10, very close to the one retrieved over the TAO.

5. DISCUSSION ON THE LIDAR-RETRIEVED PARAMETERS

Errors on the AOT over land are due to error in the BER values used for the lidar data inversion and on transport analysis. Errors on AOTs and on aerosol extinction coefficients can thus be related to several independent main causes: **(1)** the uncertainty on the boundary condition defined in the well-known

solution of the Bernoulli's differential form, and the uncertainty on the a priori knowledge of the vertical profile of the Rayleigh backscatter coefficient as determined from ancillary measurements or atmospheric model interpolation, (2) the statistical fluctuations of the measured signal associated with random detection processes, (3) the uncertainty on the Meteosat-5 derived AOT, (4) the uncertainty due to the horizontal resolution of Meteosat-5, (5) the uncertainty due to the multiple scattering effect, and (6) the uncertainty due to the temporal synchronization between LITE and Meteosat-5.

First of all, the effect of the cause (1) is retrieved negligible compared to the others (less than 2%).

The effect of the horizontal resolution of Meteosat-5 (4) has been studied by successive degradation of the resolution, but seem to have a weak influence on the retrieval of the ABER, due to homogeneous properties of the dust plume (variation of $\sim 3.10^{-4} \text{ sr}^{-1}$ between the lower and the better resolutions).

The effect of the time delay between Meteosat-5 and LITE (6) is evaluated by using as constraints in the inversion of the lidar profiles the Meteosat AOT from the days before, coincident and after the LITE measurements. The differences in the distribution of ABER are weak, proving that the aerosol plumes are very stable in time.

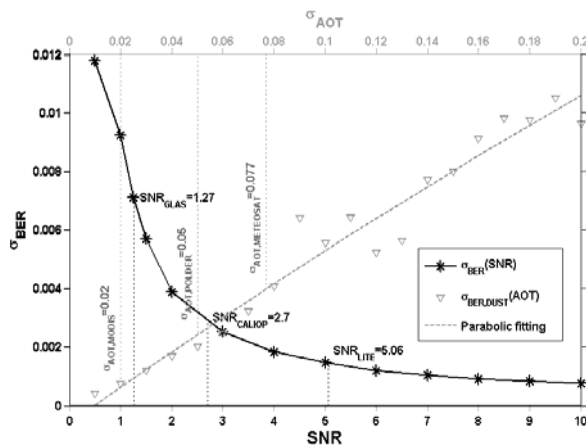


Fig. 1. Standard deviation on the retrieved ABER against the lidar signal to noise ratio (SNR) and the standard deviation on the AOT

[10].

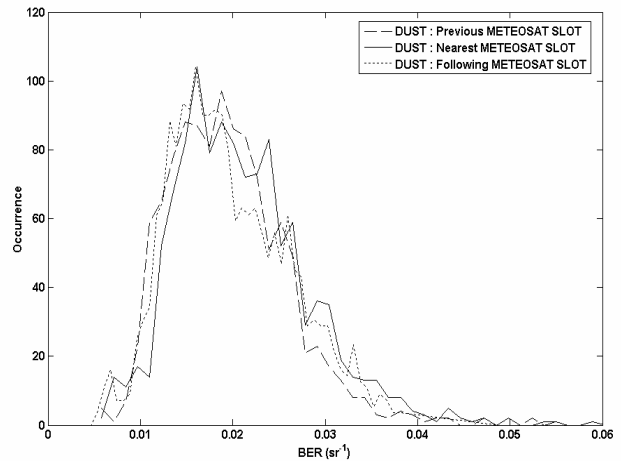


Fig. 2. Probability Density Function of the Aerosols BER retrieved by the method II over the TAO for dust aerosols. The calculations have been performed for the previous, following and nearest Meteosat-5 observations. [10]

A Monte Carlo approach has been implemented in order to assessing the effect of lidar signal noise (2) for the inversion of a synthetic atmosphere. From this statistics studie, the values of the standard deviation on ABER are found between 10^{-3} and $1.9 \cdot 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$. The cases for different SNR, and particularly the SNR of the spaceborne lidar of the GLAS mission and one of the Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) onboard the CALIPSO satellite have been also analyzed and reported in Fig. 1.

In order to estimate the influence of the error on Meteosat-retrieved AOT (3), a Monte Carlo approach has been also used. The random realizations have been done considering a normally distributed AOT around 0.31 and the standard deviation on Meteosat-retrieved AOT of 0.05. Due to this error sources, the standard deviations on the ABER is $\sim 4.3 \cdot 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$. It is greater than the ones due to the SNR by a factor of ~ 2 . The use of the new generations of passive sensors as Meteosat Second Generation (MSG), the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and the POLarization and the Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER) onboard the Polarization & Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar (PARASOL) will be a great advance to improve the synergy between spaceborne lidar and passive instrument. Fig. 1 gives also the standard deviation on the ABER against the uncertainty on the AOT for dust aerosols. The retrieved error obtained with the inversion MODIS data, the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) data and POLDER data is highlighted in Fig. 1. The improvement of the AOT retrieval for the new generation of passive

spaceborne instruments will conduct to a very significant decrease in the BER error.

The multiple scattering effect (5) on spaceborne lidar must be considered. If the values of η are supposed to vary between 0.6 (AOT~0.40) and 0.9 (AOT~0.2), as given in Karyampudi et al. [4], they lead to standard deviations of $3 \cdot 10^{-3}$ and $1.7 \cdot 10^{-3} \text{ sr}^{-1}$ respectively on the retrieved BER. The Fig. 2 gives the histogram of BER after correction of the multiple scattering for each lidar profile. The mean value of the BER for the dust aerosol is close to 0.017 sr^{-1} with a standard deviation $\sim 0.006 \text{ sr}^{-1}$. The lidar ratio is then $\sim 57 \pm 27 \text{ sr}$. This value could be compared to the results of Catrall et al. [11] who studied the variability of the lidar ratio against the aerosol type from some selected AERONET measurements. Indeed, these authors found lidar ratio between ~ 25 and 60 sr for the dust aerosol.

6. DISCUSSION ON THE AEROSOL RADIATIVE IMPACT

The BER variability has a direct influence on the retrieved dust aerosol optical properties and thus on the determination of the aerosol radiative forcing at both the surface and the tropopause. To evaluate uncertainties on the retrieval of radiative forcings of the desert aerosols due to BER standard deviations we used the radiative transfer model Streamer developed by Key [12]. The direct radiative forcing is ~ -40 (-46) and ~ -8 (-18) W m^{-2} at the surface levels and at the tropopause, respectively, for desert (oceanic) surface. The mean heating rate in the aerosol layer is then close to 0.45 (0.40) K/day .

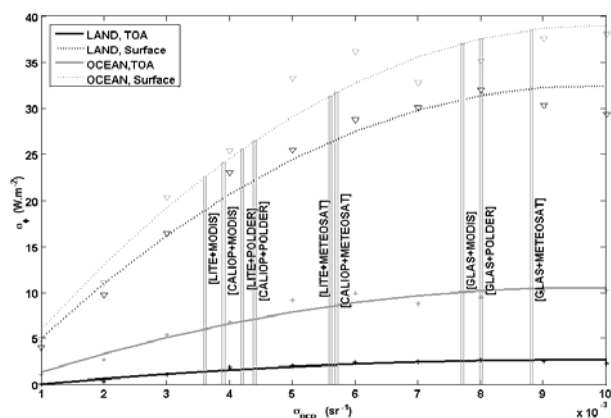


Fig. 3. Standard deviation of the dust aerosol radiative impact (σ_ϕ) against the standard deviation on the BER (σ_{BER}) due to different instrumental synergies [10].

Fig. 3 show the standard deviations on the mean daily aerosol radiative forcing against the standard deviations on the BER. Relative errors are greater at the surface ($\sim 80\%$ at the maximum) than at the tropopause ($35\text{-}60\%$ at the maximum). The BER standard deviations associated to various possible

pairs of spaceborne lidar system and radiometer configurations were considered and the associated standard deviations on the dust radiative forcing are highlighted in Fig. 3. It is clear that for all the passive radiometers coupled with the GLAS lidar, standard deviations on the radiative forcing assessment are most important because of the weak signal to noise ratio associated with this instrument. In the near future, the CALIOP and MODIS synergy should yield the most accurate results on aerosol radiative forcing with standard deviations of ~ 20 (~ 24) and ~ 1.6 (~ 6.5) W m^{-2} at the surface and tropopause levels, respectively, for desert (oceanic) surfaces.

7. CONCLUSION

Such an approach is a first step in the perspective of the synergies that could be used for the new generation of spaceborne instruments as MSG, MODIS and POLDER onboard PARASOL. From a sensitivity study we have shown that the assessment of the BER may be carried out with standard deviations close to 0.003 sr^{-1} (0.004 sr^{-1}) using the synergy between CALIOP and MODIS (CALIOP and PARASOL). Such a synergy may lead to a significant assessment of the dust aerosol direct radiative forcing at both the surface and the tropopause levels. Nevertheless, the uncertainty remains high ($\sim 50\%$) mainly because of both the signal to noise ratio of spaceborne lidar measurement and the uncertainty on the BER. A significant improvement can be obtained for the homogeneous aerosol layers which make it possible to average several coincident lidar and passive spaceborne observations in order to improve signal to noise ratio.

8. REFERENCES

1. IPCC, 2001. Climate change (2001), the science of climate change. Technical Summary of the Working Group I Report, World Meteorological Organization, Genf.
2. Herman, J.R., P. K. Bhartia, O. Torres. C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier (1997), Global distributions of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16911 -16923.
3. Legrand, M., C. N'Doumé, and I. Jankowiak (1994), Satellite -derived climatology of the Saharan aerosol. Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II, (Ed.) Lynch, D.K., *SPIE*, 127-135.
4. Karyampudi, V. M., S.P Palm, J. A. Reagen, H. Fang, W. B. Grant, R. M. Hoff, C. Moulin, H. F. Pierce, O. Torres, E. V. Browell and S. H. Melfi (1999), Validation of the Saharan Dust Plume Conceptual Model Using Lidar, Meteosat, and

ECMWF Data, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 1045-1075.

5. Zwally, H.J., B. Schutz, W. Abdalati, J. Abshire, C. Bentley, A. Brenner, J. Bufton, J. Dezio, D. Hancock, D. Harding, T. Herring, B. Minster, K. Quinn, S. Palm, J. Spinhirne, and R. Tomas (2002), ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land, *Journal of Geodynamics*, 34, 405-445.
6. Dulac, F., P. Buat-Ménard, D. Sutton, D. Tanré, G. Bergametti, and M. Debois (1992), Assessment of the African airborne dust mass over the western Mediterranean Sea using meteosat data, *J. Geophys. Res.*, 97(D2), 2489-2506.
7. Chazette, P. (2003), The monsoon aerosol extinction properties at Goa during INDOEX as measured with lidar, *J. of Geophys. Res.*, 108(D6), 4187.
8. Spinhirne, J. D. (1982), Lidar clear atmosphere multiple scattering dependence on receiver range, *Appl. Opt.*, 21, 2467-2468.

9. Laurent B. (2005), Simulations des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale: Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, PhD Dissertation, Univ. Paris 12.
10. Berthier S., P. Chazette, P. Couvert, J. Pelon, F. Dulac, F. Thieuleux, C. Moulin, T. Pain (2006), Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from LITE and METEOSAT synergy, submitted to JGR.
11. Cattrall C., J.R. Reagan, K. Thome, and O. Dubovik (2005), Variability of aerosol and spectral lidar and backscatter and extinction ratios of key aerosol types derived from selected Aerosol Robotic Network locations, *J. Geophys. Res.*, 10, doi:10.1029/2004JD005124.
12. Key, J., (2001), Streamer User's Guide, Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin, 96 pp.

7.4 Article Atmospheric Environnement

Three dimensional survey of pollution during winter in French Alps valleys

Patrick Chazette,¹ Pierre Couvert,¹ Hariliva Randriamiarisoa,¹ Joseph Sanak,¹ Bernard Bonsang,¹ Patricio Moral,¹ Sébastien Berthier,^{1,2} Sophie Salanave,¹ and Franck Toussaint¹

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CEA-CNRS, F-91191 Gif-Sur-Yvette, France.

²Service d'Aéronomie du CNRS, Université Pierre-et-Marie-Curie - B 102, 4, Place Jussieu - F-75232 Paris Cedex 05, France.

Abstract

We developed and installed a scientific payload on-board an ultra-light aircraft (ULA) dedicated to ozone, nitrogen oxides, and aerosol scattering profilers to study the spatial distribution of pollution in the Chamonix and Maurienne Valleys (French Alps). Meteorological parameters (temperature, pressure, relative humidity) and altimetry (GPS measurements) were recorded simultaneously. A synergy of measurements has been ensured with a ground mobile station equipped with a new lidar emitting at 532 nm. The experiment undertaken in January 2003 during daytime allowed us to document, for the first time, the pollution level on horizontal and vertical scales during typical winter situations in Alps valleys. Our results show a strong inversion of temperature up to about 150 ± 50 m above the valley bottom, in the Chamonix valley, which traps the pollutants close to the snow covered surface. Their concentrations are thus closely linked to the proximity of their sources and seem to have a local influence. In the Maurienne valley, with a bottom surface mostly free of snow, more efficient mixing due to convection is observed and a multi-layer structure between the planetary boundary layer and the free troposphere is detected on lidar vertical profiles. These lidar measurements allow a characterization of valley aerosols, with a backscatter to extinction ratio of ~ 0.028 sr⁻¹ very close to the value retrieved during the INDIan Ocean Experiment (INDOEX) for a mixing of aerosols from biomass and fossil fuel burning.

Keywords: pollution, airborne measurements, Alpine valleys, POVA, ultra-light aircraft, lidar.

1. Introduction

Air quality management in both urban and suburban areas and pollution spreading to a regional scale is becoming a major preoccupation of our modern society (e.g. Lelieveld et al., 2001). Pollution impacts on both ecological equilibrium and public health. Various studies over the last twenty years have led to a better knowledge of the physico-chemical processes leading to pollution events in urban and rural areas particularly where ozone (e.g. Vautard et al., 2001) and particle (e.g. Odum et al., 1997) formations are concerned. Nevertheless, the lack of observations to constrain models remains a major limitation. Continuous in situ observations leading to extensive data sets and better resolved time and space measurements are needed for the understanding of the physics and the chemistry involved in regional pollution processes.

Traffic is one of the main sources of photo-oxidant pollution and aerosols (e.g. Vautard et al., 2003). The nonlinear character of chemical transformations occurring in pollution plumes may affect and make difficult the setting up of regulation policies concerning the different components of pollution emissions. The three-dimensional distribution of pollutants is one of the important informations which must be taken into account to assess their environmental impacts. Numerous campaigns have therefore been conducted in order to investigate the 3-D distributions of pollution plumes and their temporal evolution. On a regional scale major cities have

been extensively investigated: Paris (France) (e.g. Menut et al., 2000), Los-Angeles (California) (e.g. Lurmann et al., 1997), Athenes (Greece) (e.g. Eleftheriadis et al., 1998) or Rio de Janeiro (Brazil) (Grosjean et al., 1990). Larger scale experiments, involving a wider palette of pollution sources, have been conducted over continents and oceans such as the Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) (e.g. Flamant et al., 2000) or the INdian Ocean EXperiment (INDOEX) (e.g. Lelieveld et al., 2001; Chazette, 2003). However, experiments in complex terrains such as Vertical Ozone transports in the Alps (VOTALP, 2000, <http://www.boku.ac.at/imp/votalp>) are very scarce and our knowledge of pollution spatial and temporal characteristics in mountain valleys remains very poor.

The main goal of the “Pollution dans les Vallées Alpines” (POVA) program was to study the pollution in the Alps valleys of Chamonix and Maurienne and aimed to identify the sources and characterize the dispersion of pollutants. This program was initiated because of the ecological and public health problems raised by the reopening to truck traffic of the Mont-Blanc tunnel, closed after a serious accident in March 1999. POVA seeks to evaluate the respective contributions of the various types of emissions (biogenic and anthropogenic) in the chemical processes involving gas and particulate atmospheric species, and to determine their variability according to the environmental conditions before and after the reopening of Mont-Blanc tunnel in July 2002. Alpine valleys are a very peculiar framework for atmosphere chemistry studies, due to the spatial concentration of the precursor emissions in steep sided valleys and to the specific dynamical (convective activity, valley breezes and topographical forcing, frequency of temperature inversions, intense solar radiation related to altitude, vertical and horizontal extend of some pollutants) and physico-chemical (concentrations of ozone and its precursors, chemical speciation of aerosols, aerosol size distribution) conditions which vary from one season to another.

The concept of a relatively simple payload to monitor the vertical distribution of atmospheric aerosols based on in situ scattering measurements has been validated by Rosen and Kjome (1991) and reused, among others, by Dulac et al. (2002). Measurements performed from ultra-light aircraft (ULA) have been initiated by Junkerman (2001) and have proved the scientific interest of such an approach for sampling pollution plumes in a complex topography. To better understand the role of both gas and aerosols in mountain valley pollution events, it is necessary to follow their evolutions over time and space in the atmospheric column. Using an ULA to perform airborne measurements thus seemed particularly appropriate to investigate the steep sided alpine valleys at different altitude levels. On the other hand, atmospheric aerosol studies in complex terrain using lidar are very scarce (e.g. Savov et al., 2002) and remain mainly qualitative. The opportunity to couple the airborne measurements with lidar observations leads to a more complete three-dimensional characterization of the atmospheric column and such an approach has been used during INDOEX (e.g. Pelon et al., 2002). The first experimental campaign using the synergy between lidar and ULA in situ measurements took place from 14 to 22 January 2003 in the Chamonix valley and from 24 to 31 January in the Maurienne valley.

Results obtained during these winter campaigns are presented. The instruments used on-board the ULA and at ground level are first described together with the different flight plans. Both vertical and horizontal structures observed in winter conditions are then presented and the influences on the pollutants are discussed. Observations performed from the ULA are finally confronted with in situ ground level and lidar measurements.

2. Experimental setup

The ULA used during our experiment was built by the Air Creation company (www.aircreation.fr). The maximum payload is approximately 230 kg (including the pilot) and we boarded close to 80 kg of scientific payload. The cruise speed ranges from 75 to 130 km/h and the maximum flight duration is ~3 hours. The advantages of such an ULA are its maneuverability in small dimension atmospheric volumes and its low speed of flight which minimizes the isokinetic problems involved in aerosol measurements. The mobile station MAS (Mobile Aerosol Station) performed surface in-situ measurements in the southwest suburban area of Chamonix at 1080 m above mean sea level (MSL) and in downtown Saint-Michel-de-Maurienne at 710 m MSL.

2.1 Airborne Payload

The specific payload on-board the ULA is summarized in Table 1.

Instrument	Accuracy	Geophysical parameter
SYIMCA O ₃	2 ppbv	O ₃ mixing ratio
SYIMCA NO	200 pptv	NO mixing ratio
SYIMCA NO ₂	500 pptv	NO ₂ mixing ratio
SYIMCA CO	1 ppmv	CO mixing ratio
PdRam	<10%	α_a
Meteorological parameters	~0.5 K 1% ~1 hPa	Temperature Relative humidity Pressure

Table 1: Payload of the ULA with its specific characteristics

. Ozone, nitrogen oxides (NO and NO_x) and carbon monoxide concentrations were recorded with the new compact instrument SYIMCA (SYstème Intégré de Mesure du monoxyde de Carbone et des oxides d'Azote). Simultaneously, the scattering coefficient of aerosols, temperature, relative humidity, atmospheric pressure and position (by GPS) were measured.

2.1.1 The SYIMCA analyser

This multigas analyser, designed by Environnement S.A. as a mobile equipment, simultaneously measures O₃, NO, NO₂ and CO concentrations on a continuous real time basis. It is enclosed in a 60 x 40 x 20 cm box weighing 23 kg. An external pump ensures a stabilized 3.2 l/min flow rate through the analysers. Automatic corrections for temperature, pressure and flow rate are made by software. Data are collected by an external microcomputer on a 5 second basis through a RS232 connection together with the other on-board measurements. Electrical power is supplied by a small generator (Honda, 900 VA). Calibrations were performed before and controlled after the campaign with a 49PS calibration instrument designed by Thermo Environmental Instrument for ozone, and with calibrated gases for the nitrogen oxides and carbon-monoxide. The measurement accuracies are given in Table 1 for each gas component. The detection limits are equal to the given measurement accuracies thus permitting the determination of the pollution level without ambiguity.

2.1.2 The Personal DataRam (PdRam)

Anthropogenic aerosol scattering is a passive tracer of both the inversion layer and the planetary boundary layer (e.g. Flamant et al., 2000; Chazette, 2003) but it is highly dependant on humidity due to water absorption/condensation. Based on these concepts, we interfaced a PdRam, manufactured by M.I.E. Inc. (Billerica, Massachusetts), with a meteorological pressure-temperature-humidity (PTU) monitor. The PdRam is a small portable nephelometer-type instrument, working at 880 nm. Previously used on-board a balloon, it is well documented in Dulac et al. (2002). For our application, the PdRam is calibrated at ground level using the 550 nm wavelength of a laboratory calibrated three-wavelengths TSI-nephelometer (Bodhaine et al., 1991). Since the light scattered by the particles within the measurement chamber is only integrated between 7° and 170°, the results provided by the nephelometer underestimate the real scattering coefficients by ~4% for anthropogenic aerosols after molecular scattering correction. The mass concentration M_a , provided by the PdRam after calibration, leads to a scattering coefficient α (in km⁻¹) given by $0.0023 M_a + 0.0018$ for relative humidity RH lower than 70%. The residual accuracy is about 0.01 km⁻¹. If the relative humidity is greater than 70%, a correction factor must be applied following $(880/550)^{a-a_{RH}}$ where a and a_{RH} are the spectral dependences of the scattering coefficient respectively for RH < 70% and RH > 70%. For instance, the correction factor has been assessed to be ~ 1.1 for RH = 80% at ground level.

2.2 Ground payload

The MAS was equipped with a lidar, a sunphotometer and a set of in situ instruments. Ozone concentration was recorded with a 49C analyzer manufactured by Thermo Environmental Instruments, using the same measurement protocol as the SYIMCA analyzer and involving the same uncertainties.

2.2.1 The lidar LESAA

The lidar LESAA (Lidar pour l'Etude et les Suivi de l'Aérosol Atmosphérique) has been developed by the CEA (Commissariat à l'Énergie Atomique) to document the atmospheric reflectivity at 532 nm and 1064 nm in

the lower troposphere over polluted areas. LESAA uses sub-micron aerosols as a tracer to document the lower troposphere structure with a vertical resolution of 7.5 m. It was used for the first time, in its operational mode, during this January 2003 experiment. Lidar signal is proportional to particle concentration so that lidar-derived atmospheric reflectivity is generally observed to be large in the atmospheric boundary layer and in elevated aerosol layers. The lidar data analysis will be discussed later.

2.2.2 The nephelometer

The three-wavelength (450, 550 and 700 nm) nephelometer used to calibrate the PdRam was installed on-board MAS. It measures the aerosol scattering coefficient in a 7-170° scattering angle range and its mean relative uncertainty is considered to be less than 10% (Bodhaine et al., 1991). The latter uncertainty is mainly due, as discussed above, to the relative humidity variability inside the instrument.

2.2.3 The sunphotometer

The CIMEL[®] sunphotometer performs integrated measurements of solar light absorption to retrieve aerosol optical thicknesses at several wavelengths in the visible spectrum and the corresponding Angström exponent. The channels used for this study are centered at 440 nm and 670 nm, with bandwidths of less than 20 nm. The instrument field of view is about 1° [e.g. *Holben et al.*, 1998]. The optical thickness has been retrieved from the sunphotometer data using the calibration coefficients given on the AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET), the MAS sunphotometer being one of its temporary station. The retrieval of the aerosol optical thickness is performed with a maximal absolute uncertainty of 0.02, independent of the aerosol loading. The optical thickness at the lidar wavelength of 532 nm has been assessed using the Angström exponent calculated from the sunphotometer measurements at 440 and 670 nm.

2.3. Flight plans

The flight plans were defined to explore the volume of the valley at different hours during daytime. For each ULA flight in the Chamonix valley, measurements were performed at different horizontal levels, typically within layers 150-200, 250-300 and 350-400 meters above the valley bottom (AVB). The dimensions of the Maurienne valley did not enable us to explore it according to flight plans with similar transverse spatial sampling. Indeed, the Maurienne valley is longer (48 km) than the Chamonix valley (18 km), with a similar width of ~1 to 1.5 km at the bottom. We have also explored the lower and upper parts of the valleys to follow the pollutant spreads and examples of flight plans are given in Figure 1. For security reasons, the ULA stayed away (~200 to 300 m) from the mountains slopes in order to limit the influence of slope winds. Measurements are thus more representative of the valley core. In the Chamonix valley, each horizontal level was explored through zigzag flight leading to a good mapping of the layer atmospheric characteristics. For both valleys, specific vertical profiles were acquired over characteristic areas by means of helix trajectories. The atmospheric column was thus explored at different locations close to the cities indicated in Figure 1.

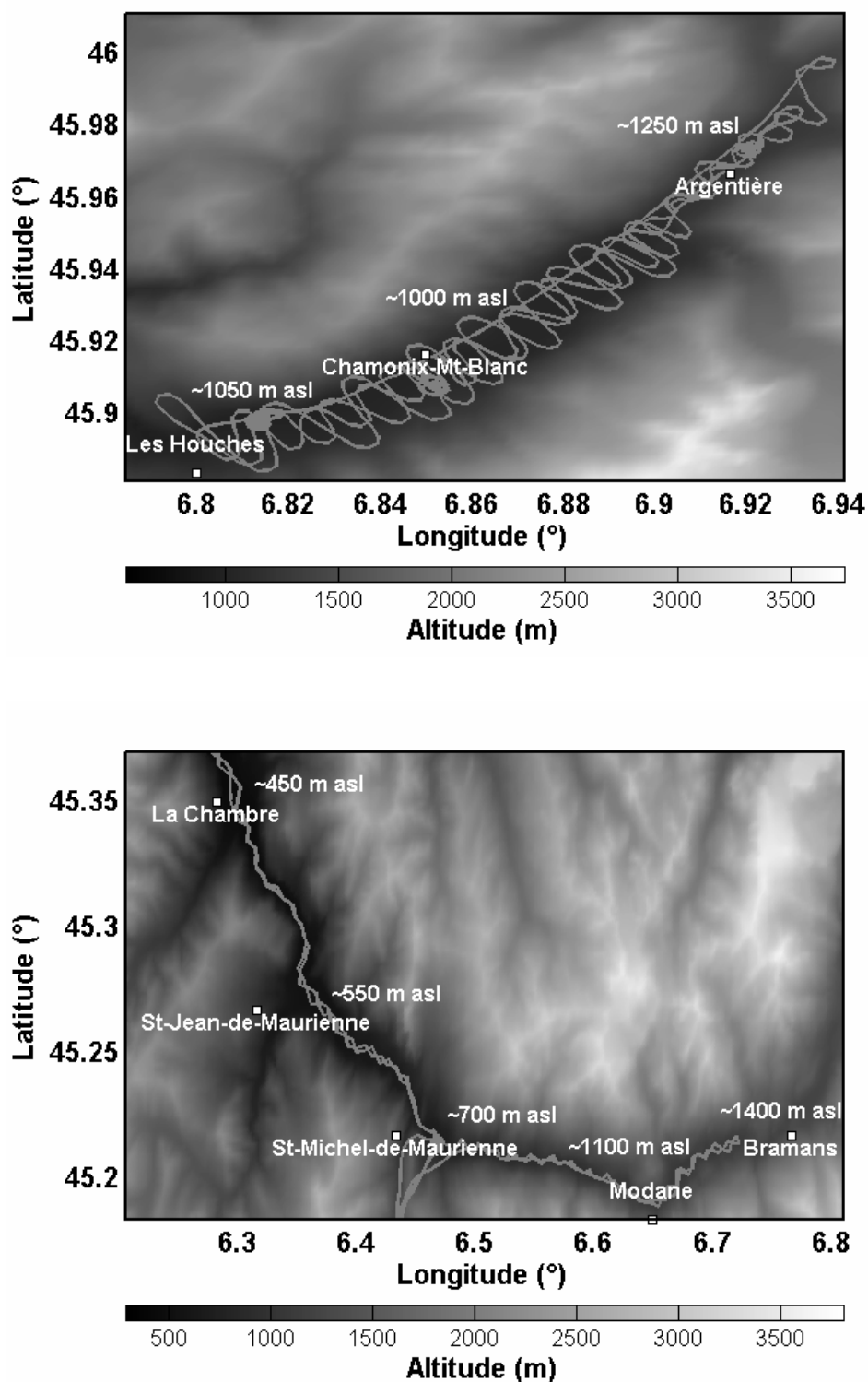


Figure 1 : Examples of flight plan performed by the ULA in the Chamonix an Maurienne valleys.

Flights were only possible during daytime, with no or moderate winds and cloud free conditions within the valley. The measurement periods, when all instruments were operational, are listed in Table 2. Both morning and afternoon measurements were performed to follow the temporal evolution of the pollutant concentrations with respect to the lower troposphere vertical stability.

Flight number	Date	Takeoff (UTC)	Landing (UTC)
Chamonix			
1	15	9h15	10h15
2	15	10h30	12h10
3	15	14h15	16h00
4	16	8h45	9h45
5	16	10h00	11h10
6	16	14h20	15h20
7	16	15h30	16h45
8	17	10h15	11h05
9	17	11h15	12h00
10	17	14h20	15h05
11	17	15h10	16h30
12	17	16h45	17h10
13	18	8h40	10h40
14	18	10h50	11h50
15	18	14h00	16h00
Maurienne			
32	27	9h30	11h00
33	27	11h15	12h10
34	27	12h20	13h45
35	27	14h15	15h20

Table 1: Timetable of measurements from ULA for the Chamonix and Maurienne valleys.

3. General meteorological situations

In the Chamonix valley, most of the observations were done under strong anticyclonic conditions with a surface pressure at sea level of ~1030 hPa and a persistent snow cover throughout the valley. This type of situation favors the occurrence of a marked inversion layer close to the surface which may trap the pollutants. The synoptic wind remained sufficiently weak as to not disturb the air circulation in the bottom of the valley. After 20 January, a low pressure system generating a warm front brought foehn winds which strongly disturbed air circulation in the valley, preventing all ULA flights. Rain, followed by snow, ended the atmospheric measurements in the Chamonix valley. From 24 January, the observations in the Maurienne valley were performed under various atmospheric situations but cloudy conditions prevailed within the valley and 27 January was the only cloud free day.

Concerning the local atmospheric circulation in the two valleys, dynamical parameters (wind speed and direction) could not be measured on-board the ULA and were only recorded at ground level at the MAS location. To interpret our observations, we will thus rely on previous inversion layer breaking field campaigns (e.g. Whiteman, 1982, Kuwagata and Kimura, 1995, Savov et al., 2002, and references therein) and modeling studies (e.g. Whiteman and McKee, 1982, Anquetin et al., 1998, Colette et al., 2003, and references therein) in mountain valleys, although most of them refer to summer time or snow free conditions in rather wide valleys.

4. Observations over the Chamonix valley

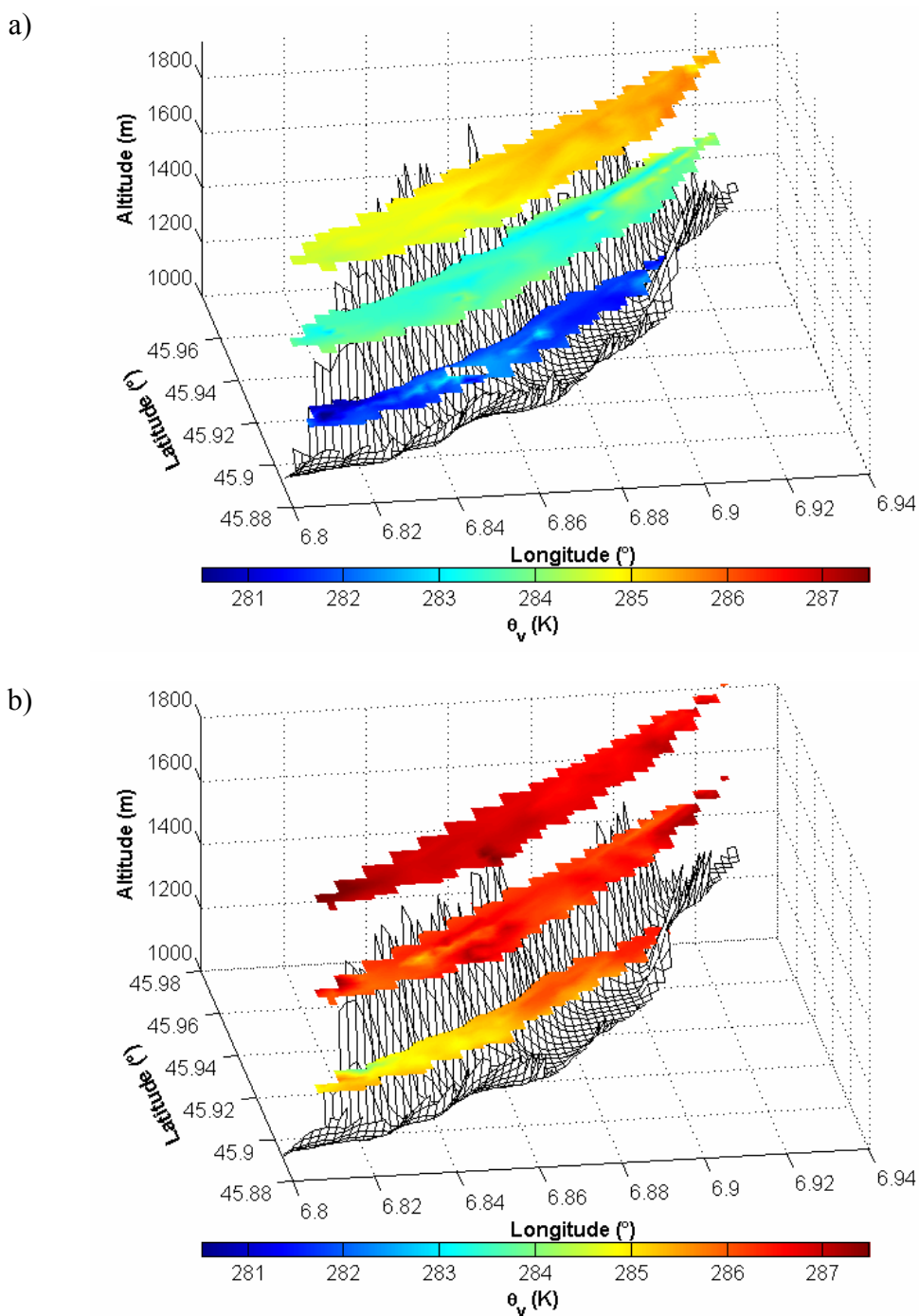
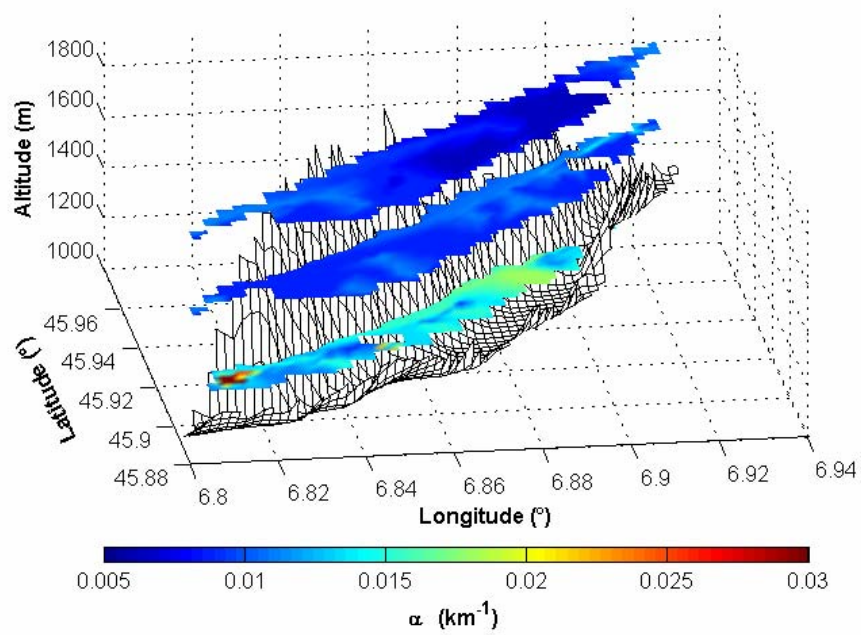


Figure 1: Virtual potential temperature θ_v from ULA flights over the Chamonix valley, between Les Houches and Argentière, for 18 January at a) 0840-1040 UTC and b) 1400-1600 UTC. The 3 flight levels are at ~1150, ~1300 and ~1450 m asl.

Figure 2 shows the horizontal distributions of the virtual potential temperature θ_v from ULA flights over the valley between Les Houches and Argentière (see Figure 1). For each horizontal plan, the flight altitude is constant relative to sea level. A strong vertical gradient of θ_v is observed. As expected, it is representative of a well established vertical stability close to the valley bottom. A very small horizontal variability of θ_v can be noted for each flight level. Nevertheless, the temporal evolution, between the morning and after midday, is

significant with a noticeable reduction of the air stability. Small increases of θ_v can be detected around 6.85° and 6.91° of longitude, corresponding to the location of Chamonix and Argentière where an urban heat island effect may occur. The RH behavior (not shown) is in agreement with that of θ_v ; a rapid decrease is observed between mid-morning and early afternoon (from 60% to 45% at ground level) associated with temperature enhancement. As expected with such a strong atmospheric stability, the highest values of the aerosol scattering coefficient α_a , given in Figure 3, are observed on the lowest level, near the surface. The recorded values remain very weak ($< 0.03 \text{ km}^{-1}$) and sharply decrease with altitude. Higher values are observed over Les Houches and Argentière urbanized zones (values over Chamonix are missing). The above described behaviours are representative of a persistent inversion layer throughout the day and is linked to the low surface air temperature (between -10° and 3° C) and a snow cover over the whole valley which prevents surface heating and convective growth of the boundary layer. The trend toward an inversion layer breaking, observed in the afternoon, must rather be related to cross-valley air circulation patterns observed in such winter conditions (Whiteman, 1982) where radiative heated valley bottom air is brought up by upslope winds, leaving room for the above warmer air to descend.

a)



b)

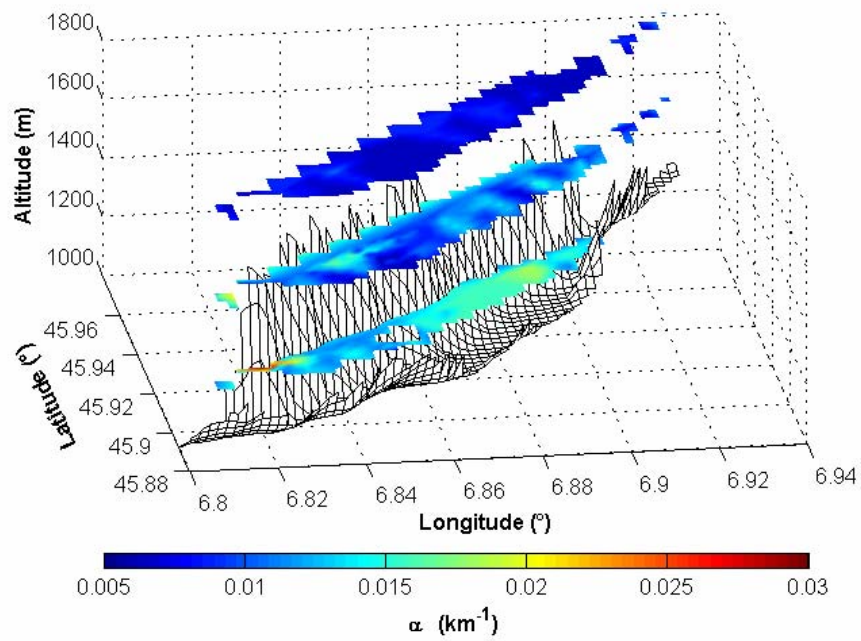


Figure 2: Same as Figure 2 for aerosol scattering coefficient α_a .

This situation persisted throughout the measurement period, as illustrated in the Figures 4, 5, 6 and 7 where the mean vertical profiles of θ_v , α_a , O_3 and NO_x are given for each measurement day. For both morning and afternoon flights, all of valley data is averaged within 40 m altitude bins. According to the Pasquill-Gifford stability classes (Seinfeld and Pandis, 1997), the potential temperature profiles presented here always remain within classes F (moderately stable with $\nabla\theta_v > 25 \text{ K km}^{-1}$) to D (neutral with $-5 \text{ K km}^{-1} < \nabla\theta_v < 5 \text{ K km}^{-1}$) under the altitude of $150 \pm 50 \text{ m AVB}$. The pollutants are thus trapped near their sources in a thin inversion layer close to the surface.

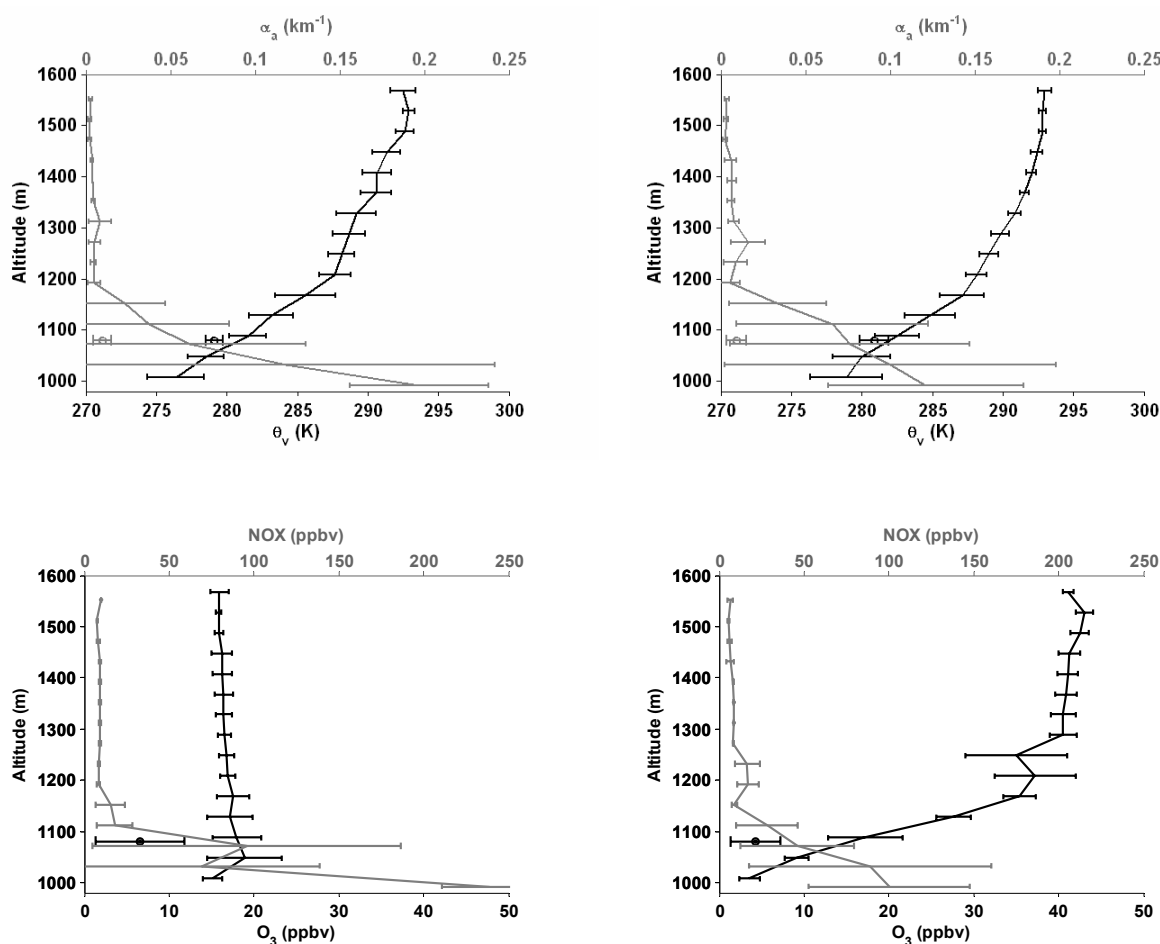


Figure 4: Mean vertical profiles and associated standard deviations of virtual potential temperature θ_v , aerosol scattering coefficient α_a , O_3 and NO_x concentrations for the morning (left) and the afternoon (right) for 15 January, 2003 over the Chamonix valley. The round symbols give the mean values and their associated standard deviations measured at the MAS, during the corresponding ULA flight.

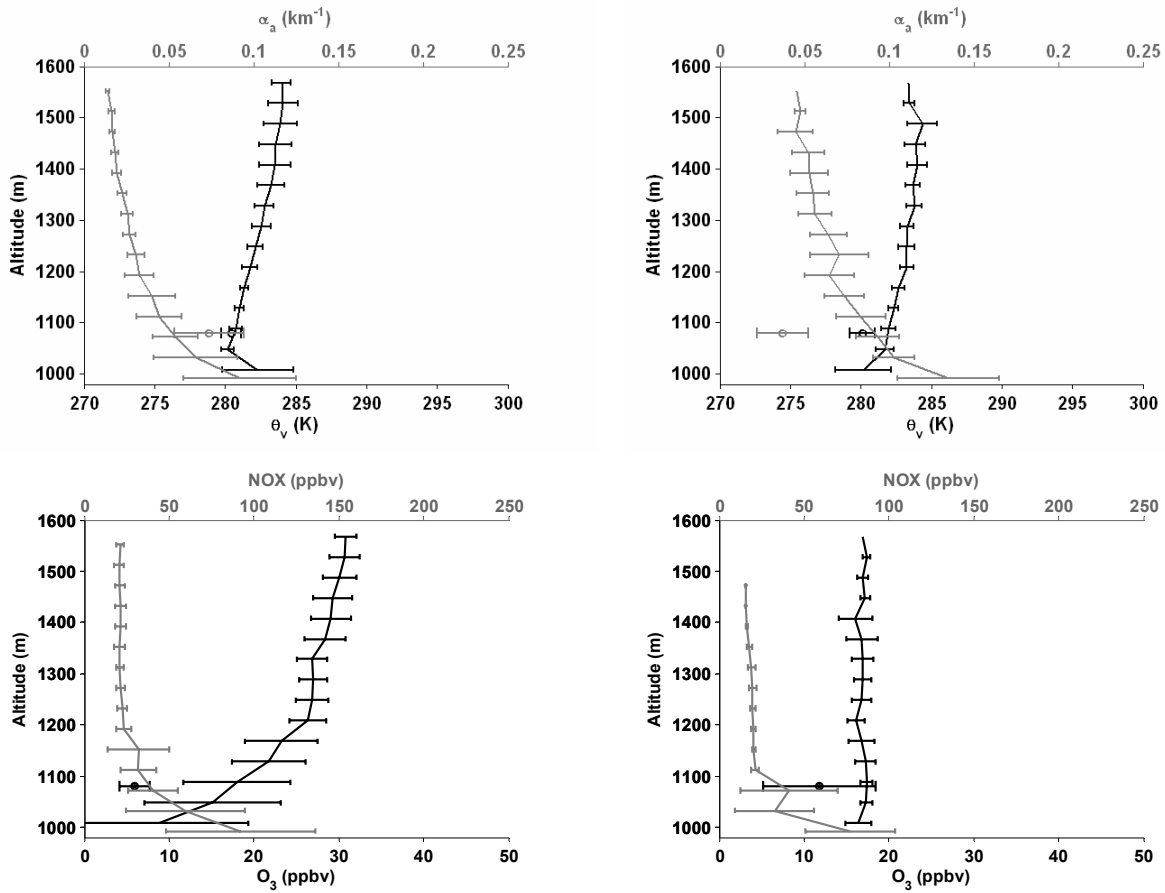


Figure 5: Same as Figure 4 for 16 January, 2003.

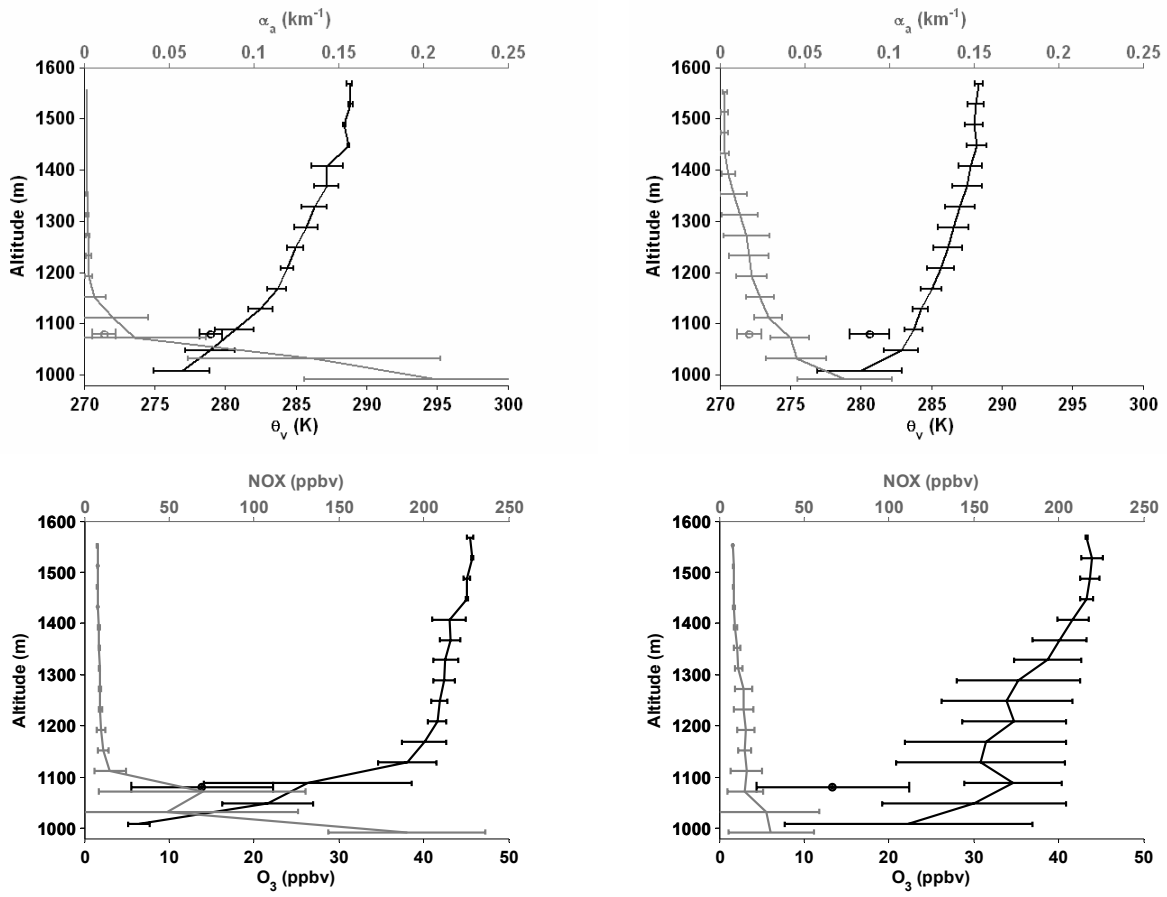


Figure 6: Same as Figure 4 for 17 January, 2003.

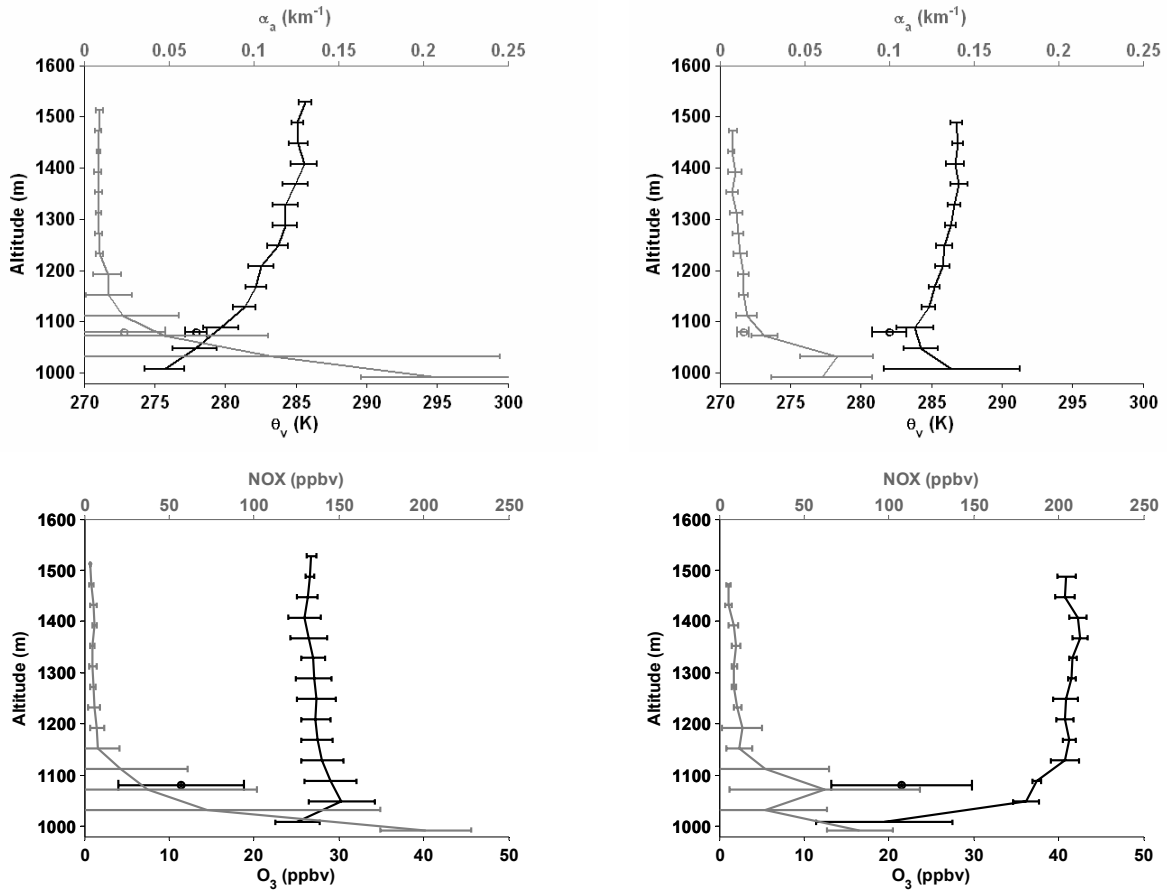
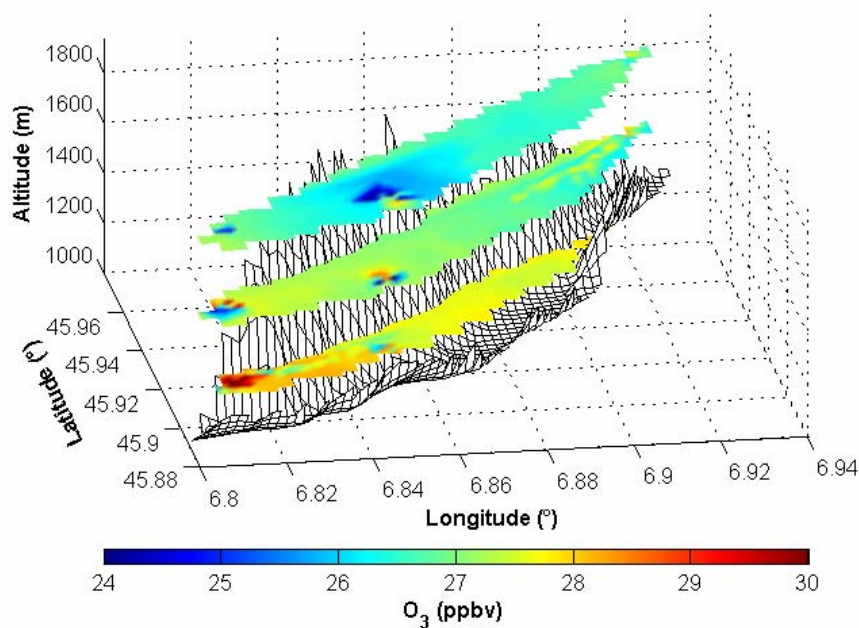


Figure 7: Same as Figure 4 for 18 January, 2003.

Indeed, the aerosol scattering coefficient α_a is generally significantly higher in the bottom part of the profiles, particularly for morning measurements, when air stability is stronger. The differences observed on the α_a vertical profile for 16 January are associated to weaker atmospheric stability ($\nabla\theta_v$ is negative in the first 40 m close to the surface) and lower overall temperatures due to high broken cloud cover throughout the day. Hence, from the morning on, the particles could be mixed with higher altitude air masses and thus be less concentrated at the ground level. This mixing seems to be confirmed in the afternoon where α_a increases significantly by $\sim 0.04 \text{ km}^{-1}$ above $\sim 150 \text{ m AVB}$ without significant modification of the relative humidity which stays close to 70% for the 1000-1500 m MSL range. A second layer might thus exist over 150 m AVB. The top of this layer is not accurately determined due to flight altitude limitations for pilot safety in winter conditions. It is difficult to confirm the vertical structures retrieved from ULA measurements in the Chamonix valley with lidar measurements because the MAS station was located about 100 m AVB, height to which must be added $\sim 200 \text{ m}$ of blind distance due to the LESAA lidar geometric overlap. Reliable signals could thus be detected only above $\sim 1300 \text{ m MSL}$ ($\sim 200 \text{ m AVB}$), altitude where the aerosol load was extremely weak.

a)



b)

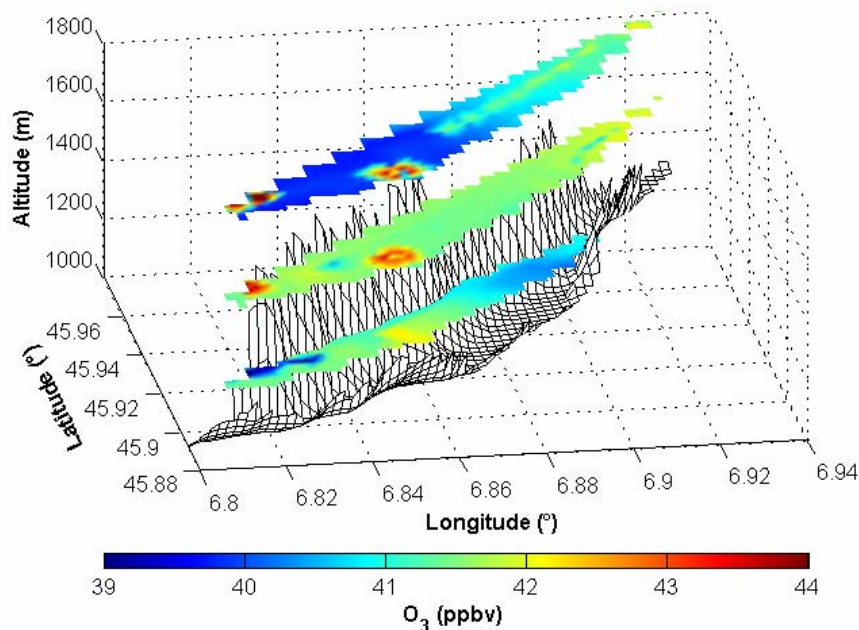


Figure 8: Same as Figure 1 for O_3 (note the scale change between morning and afternoon).

As shown in Figures 4 to 8, the overall ozone concentration is generally lower during the morning and increases during the afternoon. The enhancement during the day is due to the emissions of ozone precursors (nitrogen-oxide, volatile organic compound) that are mainly emitted by automobile traffic and urban heating throughout the Chamonix valley. The exception of 16 January could be directly linked to the lower sunlight radiation level associated with the broken cloud cover present all day long. In Figure 8, one clearly observes an

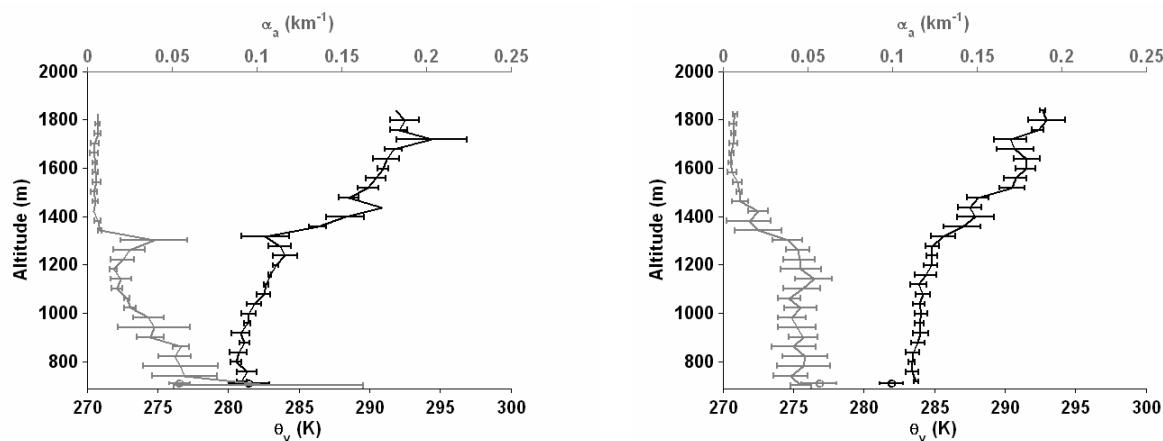
urban heat island effect, above Chamonix ($\sim 6.85^\circ$ of longitude), from the ground up to 400 m AVB. Right above Chamonix, the morning ozone concentration is minimal in the upper level because of its titration during the night by ascending nitrogen oxides due to local urban heating. It increases during the day, for the 3 considered levels, following human activities. Similar observations are made above Les Houches (longitude lower than 6.82°). Close to the ground, the nitrogen oxides NO_x ($\text{NO} + \text{NO}_2$) concentrations, particularly important during the morning, following the overnight accumulation of pollutants, remain strong throughout the day (Figures 4 to 7). In the afternoon, they largely exceed 40 ppbv in the southern part of the valley where the tunnel highway is located.

The surface measurements of θ_v , α_a and O_3 from MAS are also given in Figures 4 to 7. The coherence with the vertical profiles obtained from the ULA is acceptable for the first two parameters but the ozone concentration seems to be significantly underestimated at the MAS location. Such a discrepancy could be explained by the proximity (~ 50 m) of the Mont-Blanc tunnel highway, in the vicinity of which the NO emission by trucks and cars traffic leads to a more important and faster ozone titration.

5. Observations over the Maurienne valley

5.1 In situ measurements

Figure 9 gives the vertical profiles of θ_v , α_a , O_3 and NO_x measured from ULA for 27 January, together with the ground measurements performed in the MAS. The morning (afternoon) profiles correspond to an averaging, within 40 m altitude bins, of the first (last) two flights (Table 2) over the upper part of the valley, upstream of St-Michel de Maurienne. Unlike Chamonix, the snow cover at the bottom of the valley was very scattered, influencing the diurnal evolution of the atmosphere stability. Indeed, the morning θ_v vertical profile, averaged between 0930 and 1210 UTC, shows a slightly unstable surface layer, probably due to increasing radiative surface heating which initiates the nocturnal inversion layer breaking through convection processes in addition to the upslope winds contribution (Whiteman, 1982). The development of this convective boundary layer (CBL) is observed on the afternoon profile up to ~ 1300 m MSL (~ 600 m AVB). These θ_v vertical profiles are qualitatively similar to simulations of deep valley inversion layer evolutions in snow-free winter conditions (Anquetin et al., 1998).



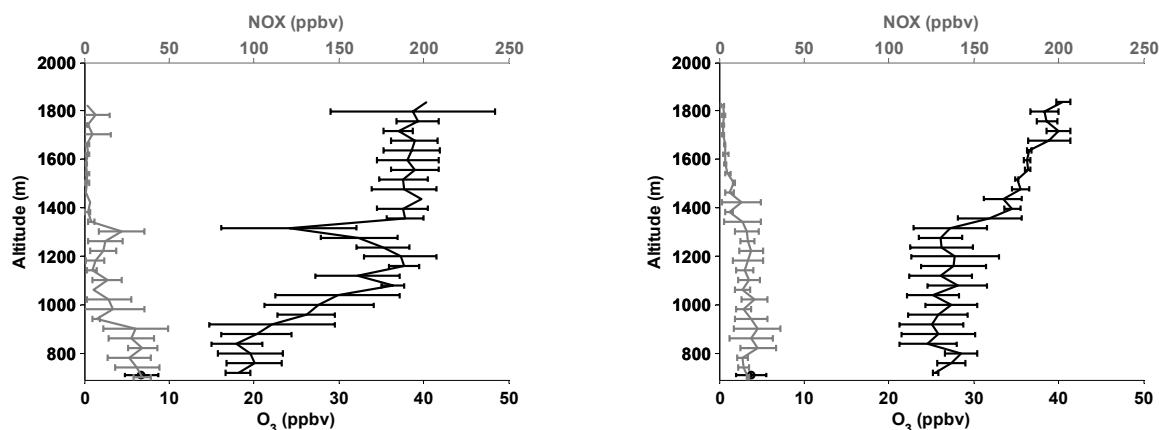


Figure 9: Same as Figure 4 for 27 January, 2003 over the upper Maurienne valley.

The observed evolution, during the day, of the α_a , O_3 and NO_x vertical profiles is compatible with the above description of a convection layer growth leading to an efficient mixing of pollutants within ~ 600 m AVB. The aerosol scattering coefficient appears here to be a very good tracer of the atmospheric vertical structure. Despite the limited flight altitude range of the ULA another aerosol layer seems to be present above 1300 m MSL (~ 600 m AVB).

5.2 Remote sensing measurements

The lidar LESAA was designed to minimize the effect of the geometric overlap between the laser beam and the telescope field of view within short range probed altitudes (e.g. Sicard et al., 2002; Chazette, 2003). The overlap factor has been determined from raw lidar profiles performed over the Chamonix valley where the aerosol contribution to the backscattering was extremely weak. A total overlap is reached beyond ~ 240 m from the laser emission.

A common method to invert the raw lidar backscatter signal is to use Bernoulli's differential form of the propagation equation (e.g. Klett, 1981). However, the stable analytical form of the solution is under-constrained since it depends on both unknown extinction and backscatter coefficients at a given range. If an independent constraint, such as the aerosol optical thickness, can be used, it is then possible to retrieve both the extinction coefficient profile and an equivalent backscatter to extinction ratio (BER) for the atmospheric column (e.g. Pelon et al., 2002; Chazette, 2003). This BER value is then representative of the altitude ranges which contribute the most to the aerosol extinction coefficient. This method can be applied for lidar acquisitions performed simultaneously to sunphotometer measurements.

The relative standard deviation on the optical thickness calculated at 532 nm is close to 45% due to the weak optical charge of aerosol (Hamonou et al., 1999). It is then necessary to use several measurements to reduce such an uncertainty. Moreover, because of topographic shading, photometer measurements at the MAS location were only possible between 1200 and 1400 UTC on 27 January. Hence, 28 measurements were available. The retrieved aerosol optical thicknesses at 532 nm appear to be rather low, with a mean value of $\sim 0.05 \pm 0.015$. Lidar inversions coupled with these sunphotometer measurements lead to a mean BER of ~ 0.028 sr^{-1} with a standard deviation of ~ 0.005 sr^{-1} . Such a value is very close to the one retrieved by Chazette (2003) during the INDOEX campaign, mainly corresponding to aerosols constituted of carbonaceous core coated with non absorbent material. Such aerosols are largely by-products of fossil and biomass fuel usage and various industrial processes as mentioned by Novakov et al. (2000). The BER value associated to prevailing automobile traffic pollution is markedly lower (0.013 to 0.018 sr^{-1}) as shown by Chazette et al. (2002) from summer time measurements over Paris.

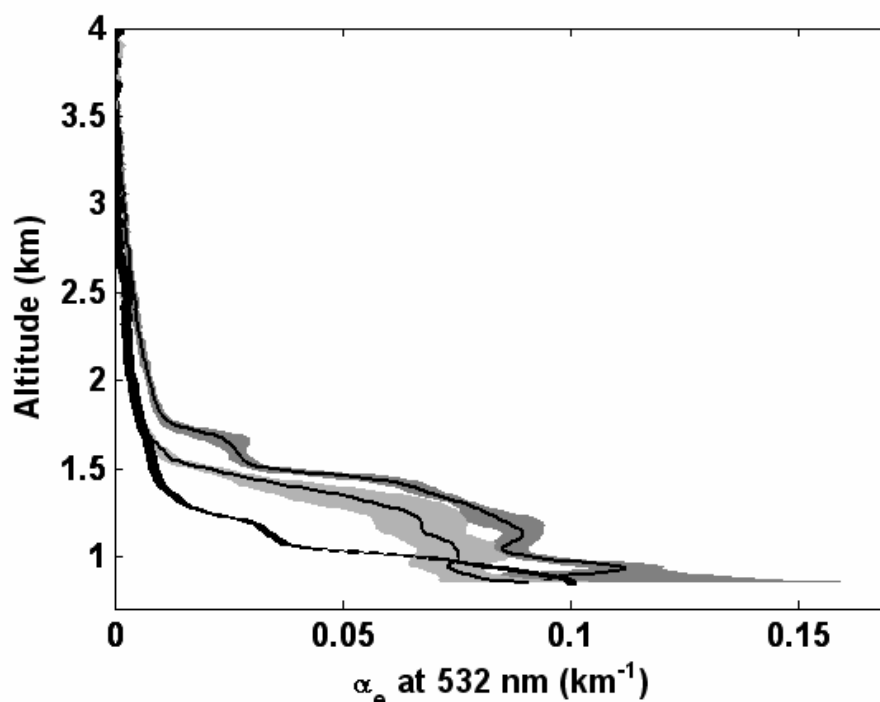


Figure 10: Mean aerosol extinction coefficient vertical profile for 27 January, 2003 at ~1000 UTC (black), ~1500 UTC (light gray) and ~1800 UTC (dark gray) in the Maurienne valley. The profile thickness gives the standard deviation around the mean profile over a half hour averaging.

Figure 10 shows the mean lidar-retrieved aerosol extinction coefficient profiles measured close to 1000, 1500 and 1800 UTC, with the assumption that the above determined mean BER (0.028 sr^{-1}) does not evolve throughout the day. The corresponding aerosol optical thicknesses increase from 0.03 to 0.05 and 0.07 respectively, with an overall uncertainty of ~ 0.02 . Between morning (1000 UTC) and afternoon (1500 UTC), the extinction coefficient vertical profiles clearly confirm the CBL growth observed on the ULA data up to 1300 m MSL (~ 600 m AVB), leading to a significant vertical spread of the aerosol loading. In the evening (1800 UTC), the continuing increase of the extinction coefficient might be due to the effect of the relative humidity (which rises from ~ 60 to $\sim 90\%$ at the surface level between 1400 and 1800 UTC) on the aerosol size growth. On this evening profile, the layer under 1000 m MSL is probably associated to the beginning of the nocturnal inversion layer formation. All three lidar profiles show more or less pronounced aerosol layers which seem to persist throughout the day. This multi-layer structure is discussed in the next section.

6. Discussion

In this section, we attempt to relate the previous observations to what is known of the inversion layer diurnal evolution in complex terrain and to the specificities of the Chamonix and upper Maurienne valleys. With a ~ 2300 m mean height, these latter present particularly low valley aspect ratios (ratio of the distance between mountain ridges to the mean height of the ridges above valley bottom), respectively ~ 4.5 and ~ 2.5 to ~ 4.5 , depending on the slope considered. Such ratios may lessen or prevent all exchanges with the free troposphere and enhance the solar irradiation contrasts within the valley volume due to topographic shade effects.

The very similar Chamonix valley observations on 15 and 17 January (Figures 4 and 6) may represent a typical case of clear sky and snow cover conditions. For both cases, the stable inversion layer extends from the ground up to ~ 450 m AVB with two distinctive parts: an upper ~ 300 m deep sub-layer with a moderate potential temperature gradient ($\sim 14 \text{ K.km}^{-1}$) and a very strong gradient (55 and 35 K.km^{-1} for the two days) lower sub-layer within 150 m AVB. This inversion layer structure is coherent with Witheman (1982) observations in snow covered valleys, but its evolution during the day is remarkably different. Indeed, the heating of the inversion layer remains weak ($< 4\text{K}$) and we observe no sinking of its top height, indicating that the bottom inversion layer

erosion process by upslope winds remains in its lower regime. In a sensitivity study of autumnal conditions simulation, Colette et al. (2003) have shown that increasing valley depth strongly enhances both depth and lifetime of the inversion layer, the topographic shade lengthening even more the latter. In our winter conditions, where direct sunlight reaches the valley bottom for barely a few hours, it is thus not surprising to observe such stable conditions over time and space. Another factor which may add to the snow-cover induced strong stability is the presence at the bottom of the valley, near Les Houches, of a glacial bolt which may restrain the nocturnal down-valley wind and cause a pooling of cold air (Whiteman, 1982). For these two observation days, both the aerosol scattering coefficient and NO_x profiles closely follow the vertical structure of the inversion layer with a strong concentration at the surface, a rapid decrease up to the top of the lower sub-layer and a barely detectable concentration within and above the upper sub-layer. Lidar measurements do not highlight any aerosols trapped within the upper layer and thus no significant structure connected to the surface level is observed.

Beside the snow cover, which increases the inversion strength, the other driving factor is the cloud cover which decreases it. The observation of 27 January (Figures 9 and 10) in the upper Maurienne valley shows a very different winter situation with scattered snow cover on the valley floor and high cloud cover until 1100 UTC. Both potential temperatures from ULA and lidar vertical profiles show a more complex multi-layered structure. The rather weak morning inversion layer is clearly eroded from the bottom by a developing CBL and most probably also by its sinking due to upslope winds, until its complete destruction in the afternoon. Compared to the Chamonix valley, the Maurienne Valley presents additional pollution sources due to both more important truck traffic and industrial activities. The observed pollutant concentrations are coherent with such a development of a CBL, with aerosol scattering coefficient and nitrous-oxide concentrations significantly smaller at the surface level than in Chamonix valley, despite a higher overall level throughout the CBL.

On lidar profiles, a multi-layered structure is observed between the valley bottom and the free troposphere. The structure centered at ~1250 m MSL (~550 m AVB) corresponds to an aerosol layer probably associated to the shallow temperature inversion observed above 1300 m MSL throughout the day. A second layer is clearly present at ~1700 m MSL (~1000 m AVB) and may be linked to the second temperature inversion observed above ~1650 m MSL on the ULA data. A third broad aerosol layer, although slight but persistent throughout the day, is clearly seen around 2500 m MSL (~1800 m AVB). This structure could correspond to the formation of a capping inversion connected to the depth of the valley (e.g. Whiteman, 1982; Savov et al., 2002), similar to the “mountain injection layer” identified by Graber et al. (2000) during summer in studies performed on the transport of pollutants in the Alps valleys. To our knowledge, in previous terrain campaigns, no similar description of such a high altitude transition layer in mountain valleys exists for winter conditions.

7. Conclusion

For the first time, an experiment on the vertical structure of deep mountain valley pollution was conducted from an ULA, demonstrating the usefulness of this type of approach. Carried out in the framework of the French program POVA, the measurements were performed during winter in the Chamonix and Maurienne valleys. When snow cover is present with strong anticyclonic conditions, as in Chamonix valley, the acquired data highlight the moderate air vertical stability (following the Pasquill-Gifford stability formulation) which persists throughout the day and stress the importance of local influences. This stability induces a trapping of pollutants (NO, NO_x and aerosols) in the first 150±50 m AVB and lingering pollution seems then to play a major role. An urban heat island effect has been well identified above Chamonix city with a vertical exchange of pollutants. Observations in the Maurienne valley, with dominant snow-free surfaces at the bottom, highlight a more efficient mixing of pollutants linked to a convection layer growth up to ~600 m AVB. Vertical profiles obtained from lidar measurements clearly point out a multi-layered structure within the valley core. A persistent stable layer, centered around the top of the valley depth may be considered as an injection layer where pollutants transit from the core of the valley to the free troposphere. The retrieved value (0.028 sr⁻¹) of the backscatter to extinction ratio is representative of a mixing of aerosols from automobile traffic and biomass fuel (chimney fires) origins.

Acknowledgments

This research was funded by the Agence De l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie (ADEME), the ministries of Environnement and Equipement, the Region Rhône-Alpes, the Conseils généraux of Savoie and Haute-Savoie and the Commissariat à l'Energie Atomique (CEA). The authors would like to thank the scientific team involved in the POVA experiment. Elizabeth Devlin is gratefully acknowledged for her careful reading of the manuscript. This is LSCE contribution n°1333.

References

- Anquetin, S., C. Guilbaud and J-P. Chollet, 1998, The formation and destruction of inversion layers within a deep valley, *J. Appl. Meteor.*, 37, 1547-1560.
- Bodhaine, B.A., N.C. Ahlquist and R.C. Schnell, 1991, Three-wavelength nephelometer suitable for aircraft measurements of background aerosol scattering coefficient, *Atm. Env.*, 10, 2268-2276.
- Chazette P., H. Randriamiarisoa, J. Sanak, C. Flamant and J. Pelon, 2002, Airborne lidar for the survey of the Paris aerosol production in the frame of ESQUIF program, In Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences, L.R. Bissonnette, G. Roy et G. Vallée Eds., Defence R&D Canada Valcartier, Val-Bélair, Canada, Vol. 1, 173-175.
- Chazette P., 2003, The monsoon aerosol extinction properties at Goa during INDOEX as measured with lidar, *J. Geophys. Res.*, 108, D6, 4187.
- Colette A., F. Katopodes Chow, and R.L. Street, 2003, A numerical study of inversion-layer breakup and the effects of topographic shading in idealized valleys, *Amer. Meteor. Soc.*, 42, 1255-1272.
- Dulac F., P. Chazette, L. Gomes, B. Chatenet, H. Berger et J. M. Vinicula Dos Santos, 2002, Aerosol profiling of the lower troposphere off Sahara with coupled scatter and meteorological rawinsondes, *J. Aerosol Sci.*, 32, 1069-1086.
- Eleftheriadis K., D. Balis, I. Colbeck, and N. Manalis, 1998, Atmospheric aerosol and gaseous species in Athenes, Greece, *Atmos. Environ.*, 32, 2183-2191.
- Flamant C., J. Pelon, P. Chazette, V. Trouillet, P. Quinn, R. Frouin, D. Bruneau, J.F. Léon, T. Bates, J. Johnson, and J. Livingston, 2000, Airborne lidar measurements of aerosol spatial distribution and optical properties over the Atlantic Ocean during an European pollution outbreak of ACE-2, *Tellus*, 52B, 662-667.
- Grosjean D., A.H. Miguel, and T.M. Tavares, 1990, Urban air pollution in Brazil: Acetaldehyde and other carbonyls, *Atmos. Environ.*, 24, 101-106.
- Graber, W.K., J. Dommen, M. Furger, A.S.H. Prévôt, and R. Weber, 2000, Report of PSI, Vertical ozone transports in the Alps II (VOLTALP II). Final report to the European Union. ENV4 CT970413 (<http://www.boku.ac.at/imp/votalp/publ.htm>)
- Hamonou, E., P. Chazette, D. Balis, F. Dulac, X. Schneider, E. Galani, G. Ancellet, and A. Papayannis, 1999, Characterisation of the vertical structure of Saharan dust export to the Mediterranean bassin, *J. Geophys. Res.*, 104, 22257-22270.
- Holben, B.N., T.F. Eck, I. Sluster, D. Tanré, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y.J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak, and Z. Smirnov, 1998, AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterisation, *Rem. Sens. Environ.*, 66, 1-16.
- Junkermann W., 2001, An Ultralight aircraft as platform for research in the lower troposphere: system performances and first results from radiation transfert studies in stratiform aerosol layers and broken cloud conditions, *J. Atm. & Ocean. Techn.*, 18, 934-946.
- Klett, J.D., 1981, Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Appl. Opt.*, 20, 211-220.
- Kuwagata T and F. Kimura, 1995, Daytime boundary layer evolution in a deep valley. Part I: observations in the Ina Valley, *J. Appl. Meteor.*, 34, 1082-1091.
- Lelieveld, J., P.J. Crutzen, V. Ramanathan, M.O. Andreae, C.A.M. Brenninkmeijer, T. Campos, R. Cass, R.R. Dickerson, H. Fisher, J.A. de Grouw, A. Hansel, A. Jefferson, D. Kley, A.T.J. de Laat, S. Lal, M/G. Lawrence, J.M. Lobert, O.L. Mayol-Bracero, A.P. Mitra, T. Novakov, S.J. Otmans, K.A. Prather, T. Reiner, H. Rodhe, H.A. Scheeren, D. Sikka and J. Williams, 2001, The Indian Ocean Experiment: widespread air pollution from south and southeast Asia, *Science*, 291, 1031-1036.

Lurmann F.W., A.S. Wexler, S.N. Pandis, S. Musarra, N. Kumar, and J.H. Seinfeld, 1997, Modeling urban and regional aerosols: II. Application to California's South coast air basin, *Atmos. Environ.*, 31, 2695-2715.

Menut L., R. Vautard, C. Flamant, A. Abonne, M. Beekmann, P. Chazette, P.H. Flamant, D. Gombert, D. Guédalia, D. Kley, M.P. Lefebvre, B. Lossec, D. Martin, G. Mégie, P. Perros, M. Sicard, and G. Toupance, 2000, Measurements and modeling of atmospheric pollution over the Paris area : An overview of the ESQUIF project, *Ann. Geophys.*, 18 (11), 1467-1481.

Novakov T., M.O. Andreae, R. Gabriel, T.W. Kirchstetter, O.L. Mayol-Bracero, and V. Ramanathan, 2000, Origin of carbonaceous aerosols over the tropical Indian ocean: Biomass burning or fossil fuels, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 4061-4064.

Odum J.R., T.P.W. Jungkamp, R.J. Seinfeld, 1997, Aromatics, reformulated gasoline, and atmospheric organic aerosol formation, *Environ. Sc. & Tech.*, 31, 1890-1897.

Pelon J., C. Flamant, P. Chazette, J. F. Leon, D. Tanré, M. Sicard and S. K. Satheesh, 2002, Characterization of aerosol spatial distribution and optical properties over the Indian Ocean from airborne LIDAR and radiometry during INDOEX'99, *J. Geophys. Res.*, 107, D19, 8029.

Rosen, J.M., and N.T. Kjome, 1991, Backscattersonde: a new instrument for atmospheric aerosol research, *Appl. Optics*, 30, 1552-1561.

Savov P.B., T.S. Skakalova, I.N. Kolev and F.L. Ludwig, 2002, Lidar investigation of the temporal and spatial distribution of atmospheric aerosols in mountain valleys, *J. Appl. Meteor.*, 41, 528-541.

Seinfeld J.H. and S.N. Pandis, 1997, Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change, John Wiley and Sons, 1326p.

Sicard, M., P. Chazette, J. Pelon, J.G. Won and S.C. Yoon, 2002, Variational method for the retrieval of the optical thickness and the backscatter coefficient from multiangle lidar profiles, *Appl. Opt.*, 41, 493– 502.

Vautard R., M. Beekmann, J. Roux, D. Gombert, 2001, Validation of a deterministic forecasting system for the ozone concentrations over the Paris area, *Atmos. Environ.*, 35, 2449-2461.

Vautard R., L. Menut, M. Beekmann, P. Chazette, P.H. Flamant, D. Gombert, D. Guédalia, D. Kley, M-P. Lefebvre, D. Martin, G. Mégie, P. Perros and G. Toupance, 2003, A synthesis of the ESQUIF field campaign, *J. Geophys. Res.*, 108, p 8558.

Whiteman C.D., 1982, Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part I. Observations, *J. Appl. Meteor.*, 21, 270-289.

Whiteman C.D. and T.B. McKee, 1982, Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part II. Thermodynamic Model, *J. Appl. Meteor.*, 21, 290-302.

8 ANNEXE B : DESCRIPTION DE L'ALGORITHME OPERATIONNEL GLAS

Cette annexe est constituée de deux sections tirées de l'ATBD GLAS. Elle décrit les étapes essentielles de l'algorithme opérationnel de traitement utilisé par le GSFC [Palm et al, 2001], dont nous nous sommes inspiré lors du développement de notre propre algorithme. Nous avons choisi de reprendre les extraits décrivant la méthode de seuillage des données lidar GLAS, ainsi que la méthode permettant d'effectuer la discrimination entre les structures aérosols et les structures nuageuses.

B.3 Particle Layer Height and Earth's Surface Height (GLA09)

8.1 Theoretical Description

B.3.1.1 Cloud and Aerosol Layers Height

This section will present a description of the algorithms and techniques, designated GLA09, that will be used to find the locations of particulate layers. In GLA09, the GLAS atmospheric channel signal will be used to locate the vertical positions of horizontal surfaces of both cloud layers and aerosol layers. A generalized technique will be applied initially to locate boundaries of layers of both particulate categories. Then, each detected layer will be determined to be cloud or aerosol using an objective discrimination algorithm. Those layers classified as aerosol will be compared to layers found using the GLA08 algorithm. Inconsistencies between the results of GLA08 and GLA09 will be resolved and a final determination of cloud or aerosol will be made for each layer.

A description of the algorithm to find the location of the earth's surface from the lidar return (ground signal) will also be given.

Cloud particles are those atmospheric constituents that are composed primarily of H₂O and that are formed by condensation of atmospheric water vapor around condensation nuclei. Cloud particles form in volumes where relative humidity is at or above 100%. Cloud particles can be either liquid or ice and both phases can exist together. Cloud particles can condense or

evaporate quickly as a result of the surrounding environment. Liquid droplets can exist in a supercooled state. Clouds are aggregations of these particles. The aggregations typically have a layered structure, as in stratus, or a towering structure, as with cumulus. The two types can exist together and often a cloud has characteristics of both structures. A given location may be cloud free, clear, or be occupied by one or more types of clouds. Often, the combination of cloud types is quite complicated. Liquid water droplets are approximately spherical in shape. The shapes of ice particles are controlled by the effects of temperature, humidity, and local dynamics upon the crystalline structure. Cloud particle sizes usually extend over a particle size spectrum.

We define aerosols as any particulate matter suspended in the atmosphere that is not considered to be cloud. The chemical composition of aerosols is quite varied. Sulfate, nitrate, salt, sand, smoke, and dust particles are common aerosol particles. Base aerosol particles tend to have a relatively long residence time compared to clouds since they are not the product of a change of phase of H₂O. Base aerosol particles can be hygroscopic in which case they can serve as cloud particle condensation nuclei. Aerosols exist in volumes where relative humidity ranges from 0% to 100%. In general, aerosol particle size spectrums have a smaller average size than cloud size spectrums. Aerosol and cloud particles coexist and often the distinction between the two is arbitrary.

The distinction between cloud and aerosol layers based upon lidar backscatter signals alone is quite problematic. Generalized lidar signal characteristics will be assigned to each category as a means to separate them in an objective scheme. It is expected that the categorization determination will be improved as experience is gained in analyzing space borne lidar data. For our purposes, we consider the layer structure to consist of a specific number of layers at any location. Each of these layers is a region of particles defined by a top boundary and a lower boundary. The lower boundary of a fog layer or a planetary boundary layer is the surface of the earth. A boundary exists where the density of particles exceeds an arbitrary threshold, which serves to define clear air. A region between top and bottom boundaries of a layer contains cloud or aerosol particles that could have either homogeneous or inhomogeneous characteristics.

Because of the additive nature of scattering, cloud or aerosol atmospheric regions have greater volumetric backscatter coefficients than clear regions. In clear regions, radiative scattering stems entirely from air molecules; it is referred to as Rayleigh scattering. When particles are present, scattering is increased above Rayleigh scattering values. It is this enhancement in the scattering of photons in the lidar pulse that provides a signal that can be used to delineate particle layers in a lidar profile. Since absorption by water at the GLAS lidar wavelengths is negligible, the backscatter coefficient in particle rich regions always exceeds the Rayleigh backscatter coefficient. Because of this, a vertical profile of Rayleigh backscatter coefficient could be established as a baseline threshold to distinguish particle regions in a profile. This would be convenient since the profile can be readily computed when the air density is known. However, attenuation of the lidar pulse by intervening layers reduces the lidar backscatter signal from any given volume. Therefore, the Rayleigh backscatter coefficient profile can serve as only an upper limit of threshold.

Figure 5.2.8 a) provides a conceptual view of a representative lidar profile of attenuated backscatter coefficient together with a profile of Rayleigh backscatter. The profile was fabricated by applying the basic lidar equation to an arbitrarily specified atmosphere and

using the GLAS lidar system specifications to characterize the measured signal. Cloud boundaries are clearly evident from a visual inspection of the lidar profile. One's perception of the profile is such that the signals above and below a layer provide a threshold against which the protrusion of the cloud signal is compared. Even where the cloud density increases gradually, such as in the cirrus layer at about 8-km, the boundary can be discerned to within one or two sample elements. A profile characteristic that masks a weak cloud boundary is the random noise superimposed upon the basic signal. The signal from the second layer (from the top of the profile) of cirrus is diminished because of the attenuation of the first. The signal from the stratus layer at 1 km is very much lessened by attenuation. Also, notice how the (lidar) molecular signal is diminished by attenuation in the region between 8.0 and 10.5 km and below 6.0 km. Despite reduction of the signal due to noise and attenuation, the locations of cloud layers are evident. The task of an objective algorithm is to mimic what is perceived by eye. **Figure 5.2.8 b)** shows a simulated profile that has a layer with typical aerosol scattering characteristics between 14 km and 16 km.

An examination of cloud signatures in lidar profiles summarized above leads us to the assertion that an algorithm to find cloud boundaries in lidar profiles should use localized segments of small signal as a baseline in testing for cloud signals. By using the profile itself, rather than a threshold based upon some a priori determination, we can bypass the complications that arise from the many different atmospheric and background conditions that will be encountered by GLAS. Also, the threshold can be made to be a function of altitude, which permits using values that are more attuned to the different types of cloud and aerosol layers at various heights. Such an algorithm can be designed to be an approximation of the results that would be attained from a visual inspection of a profile.

A positive attribute of an algorithm whose threshold is derived from the profile is that it can be implemented with very efficient computer code. The techniques required to find localized minimums are elementary. Only a small amount of coding is required and the solutions can be computed quite quickly. This will permit cloud boundaries to be found operationally at the highest resolution produced by the lidar. The following presents a detailed description of the algorithm

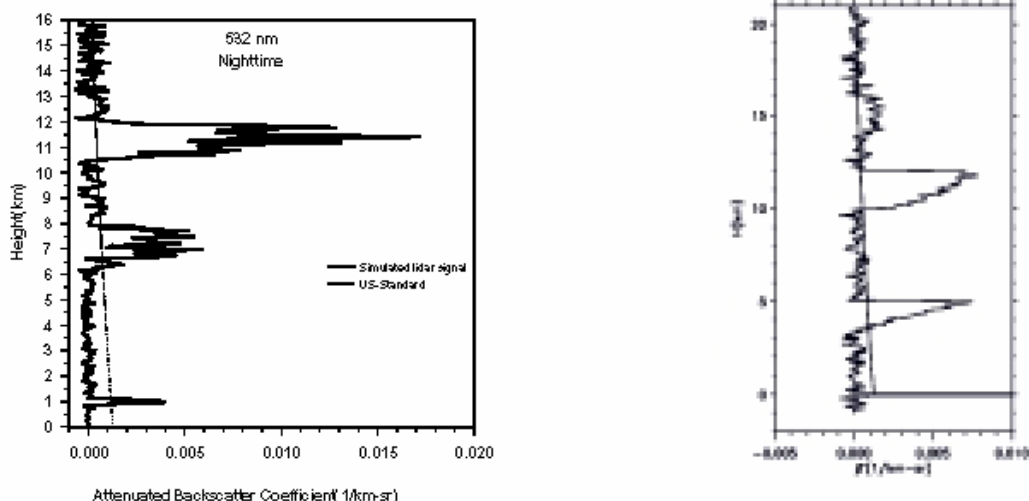


Fig. 8.1.1 : a) Simulated GLAS profile in a cloudy atmosphere. Two cirrus layers and one stratus are present. The optical depths are from top to bottom 0.5, 1.0, and 1.5; b) simulated profile that includes a layer with stratospheric aerosol scattering optical properties between 14 km and 16 km.

Cloud and aerosol layer boundaries will be found at four time resolutions. These are, from coarsest to finest, 0.25 Hz, 1 Hz, 5 Hz, and 40 Hz. To do this, the GLAS time series will be divided into a sequence of independent 4-second segments. These segments will be subdivided into four 1 second segments. Each of these will be divided into 5 segments and these will be divided into 8 segments, which will occur at the basic GLAS 40 Hz. frequency. Profiles of attenuated backscatter coefficients will be produced at 40 Hz and 5 Hz by GLA07 and serve as input into the cloud boundary algorithm. The 1 Hz and 0.25 Hz profiles will be produced by averaging the higher frequency data.

Boundary search operations will be applied to 0.25 Hz profiles first. Results at finer resolutions will be made only in vertical regions where layers were detected at a coarser resolution first. The reason for this procedure is that the smaller signal to noise characteristic at higher resolutions will tend to obscure any layers not detected at lower resolutions. This technique will fail to detect some cloud layers that are composed of horizontally sparse and rarefied patches. But such layers are presumed to be insignificant for climatological studies.

The basic layer boundary search technique will be the same for each of the four resolutions. Since the 0.25 Hz resolution profiles will be those first searched for the presence of cloud layers, we will focus first on those in our description of the search algorithm. The finer resolutions will use the results of coarse resolution searches to eliminate portions found to be cloud free.

Four one second attenuated backscatter coefficient profiles will be averaged together to produce a four-second averaged profile. A discussion of the potential difficulty caused by varying ground height among the four one second profiles will be given in a later section. The profile will be divided into a small number of segments. The optimum number will be found by applying the technique to simulated and proxy data sets to determine the means to obtain the best results. The number will likely be in the range of five to ten. The objective is that each segment has some samples that are in particle free portions of the profiles. A characteristic signal from particle free segments can reasonably serve as a layer signal threshold. In general, it will not be known, a priori, whether a segment has layer free samples. The difficulty is that rarefied layers are not easily discerned in a noisy profile. Each of the segments will be searched for its minimum value. Also, in order to characterize better each segment, the mean and variance of the sample values will be computed for each. In the cases where a segment has particle free regions, the minimum values will represent the attenuated signal from atmospheric molecules with negative random noise excursions superimposed. These will thus represent the absolute minimum that any layerdistinguishing threshold could be in each of the segments. A reasonable maximum threshold would be the computed molecular backscatter coefficient. Together, these values represent a range of values that could serve as layer signal threshold. To employ the molecular backscatter coefficient profile as the maximum threshold value, a truncated lidar signal profile will generated. This profile will have the molecular profile as the upper limit of its value at any height.

To find an optimum threshold value within the threshold envelope, it is necessary to find a measure of random noise because the lower limit boundary of threshold values is strongly influenced by the magnitude of random noise. This magnitude can be represented by the standard deviation of the lidar signal in a layer-free profile segment. Based upon our experience, we can assert that the atmosphere is, in general, free from non-molecular, strong-scattering species in the 18-19 km layer. Therefore, the noise of the lidar signal there stems mostly from the molecular scattering signal and the background energy. The variance of the

truncated lidar signal from this high region will be used as a measure of the random noise contained in the lidar signal.

Once a typical molecular signal variance has been computed, layer signal thresholds can be computed for each of the profile segments. In each segment, the threshold will be the sum of the minimum and a constant fraction of the square root of the variance. In some cases, the sum would exceed the computed molecular signal. The value of the fraction will be determined from GLAS signal modeling studies but it will likely have a value in the range of 0.25-0.5. A profile of layer signal threshold will be then constructed by piecemeal, linear interpolation of the segment values. The interpolation would be done at GLAS vertical resolution. The interpolated profile will serve as a layer signal baseline upon which the presence of layer signals will be tested.

The threshold profile described above will have the following positive attributes: 1) threshold values will be computed from the profile itself and will automatically adjust to the current situation; 2) the threshold computed at given level will be influenced by the attenuation of the lidar signal by higher layers; 3) the technique will be valid for any time resolution. A negative attribute is that the statistical nature of the computation of variance introduces some uncertainty into any particular result.

Once the profile of layer signal thresholds is established for a lidar signal, the layer boundaries are sought in the following manner. Starting at the top of the profile, the lidar profile is tested on a sample by sample basis. If a value is found to exceed the threshold, it is deemed a potential layer sample. If a specified number of potential consecutive layer samples are found, the segment is designated a layered region. The top of the layer is located at the height where the highest of the consecutive samples was found. The high-to-low testing continues under the stipulation that the profile is in a layered segment. The layer designation continues until several consecutive samples are found to be less than the layer threshold. In that situation, the profile is considered to be in a layer free region. The bottom of the layer is the point where the first of the consecutive particle-free values was found. The testing continues downward for the top of another layer. The profile will be so analyzed for layers to the DEM based location of the earth's surface.

The layer boundary analysis for a 0.25 Hz profile will be used as the basis for the equivalent analysis of the four 1 Hz profiles that it encompasses. The layers at which 1 Hz layer boundaries will be produced will be limited to those vertical intervals where layers are detected at 0.25 Hz. The reason for this design is that averaging to produce 0.25Hz profiles will result in samples with a large signal to noise characteristic, which will make it least likely to result in the fewest cases of incorrectly identifying layers. The 1 Hz data will have a smaller signal to noise ratio value. Limiting the results of the 1 Hz search to the layers as 0.25 Hz will minimize false layer results at 1 Hz. For practical reasons, the search for layers at 1 Hz will use entire 0-20 km profiles, but the layered regions found will be limited to those found at 0.25 Hz. The implication of these limitations is that any layers which are not substantial enough to produce a detectable signal at 0.25Hz are not considered to be significant at finer resolutions.

The results of the search for layers from 5 Hz. profiles will be limited by the results from the 1 Hz profiles in a manner equivalent to the limitations imposed upon 1 Hz by 0.25 Hz. The same search algorithm will be applied from 0-20 km but the resulting detected layers will have to be among the layers detected at 1 Hz. or they will be discarded in the output. The

situation for 40 Hz will be slightly different to accommodate to relatively small signal to noise at that frequency. Layer detection at 40 Hz will be limited to regions where one or more layers were detected in the 5 Hz profiles. If one or more layers are found in a 40 Hz profile, only the lowest one will be recorded. This procedure will allow detection of low cloud layers that typically have strong lidar signals and that have horizontal distributions that vary at relatively high frequencies.

There are difficulties that arise from the variable ground height that may exist along the distance interval over which the average profiles will be produced. GLAS will produce vertical profiles that will use the local DEM value as the reference and lower boundary. The DEM values will be updated every 1 second and so four DEM values will be used in the construction of the 20, 5 Hz profiles which will be used to produce a 0.25 Hz profile. For purposes of layer boundary detection, the value of the highest DEM boundary used within the 4-second interval will be considered the lowest altitude at which to search the profile for layers. Also, since the one-second period of the DEM updates will probably not be synchronized with the 1 Hz lidar profiles, the higher of the two DEM values spanned by the duration of the profile will be used as the lower boundary for the search. Individual 5 Hz and 40 Hz profiles will be contained within a single DEM interval, so this overlap problem will not exist.

A very important characteristic of downward looking lidar must be noted. As the laser pulse travels through the atmosphere, the scattering processes diminish its energy. In the case of a relatively small cumulative optical depth, the reflection of the pulse from the earth's surface has enough energy to be detected. If the cumulative optical thickness of the scatterers is large enough, the lidar signal will be reduced to the background level regardless of the magnitude of backscatter coefficients and no ground signal will be detected. No bottom boundary can be detected. Thus, when no return signal is detected from the earth's surface, the height of the bottom of the lowest layer is, in general, an invalid value with no relationship to the actual location. If a ground signal is detected, the uncertainty in the location of the bottom of the lowest layer increases as the ground signal's strength decreases.

B.3.1.2 Objective Layer Discrimination Procedure

The cloud and aerosol layer boundary detection algorithm will find top and bottoms of layers of both categories of particles. In order to assign a type to a layer, it will be necessary to test it to determine how well it matches characteristics ascribed to each category. A scoring of the testing will indicate the likelihood that a layer is either cloud or aerosol. It will be possible to categorize most layers with much confidence. However, some layers will have characteristics of both categories and the classification of these will be much less certain. In this section, we summarize the characteristics of each category and indicate the tests that will be done to discriminate between cloud and aerosol layers.

Table 8.1 lists layer attributes that can be detected with a lidar signal. Under the particle-type categories of cloud and aerosol is an indication of the relative values expected for each category.

	Aerosol	Cloud
Signal Magnitude(top)	Smaller	Larger
Signal Gradient(top)	Smaller	Larger
Altitude(top)	Lower	Higher
Horizontal	Extent Wide spread	More localized
Horizontal Uniformity	More uniform	Less uniform
Vertical Extent	Larger	Smaller
Vertical Uniformity	More uniform	Less uniform
Relative Humidity	Lower	Higher
Attenuation	Lower	Higher

Table 8.1 : Comparative attributes of aerosol and cloud layers.

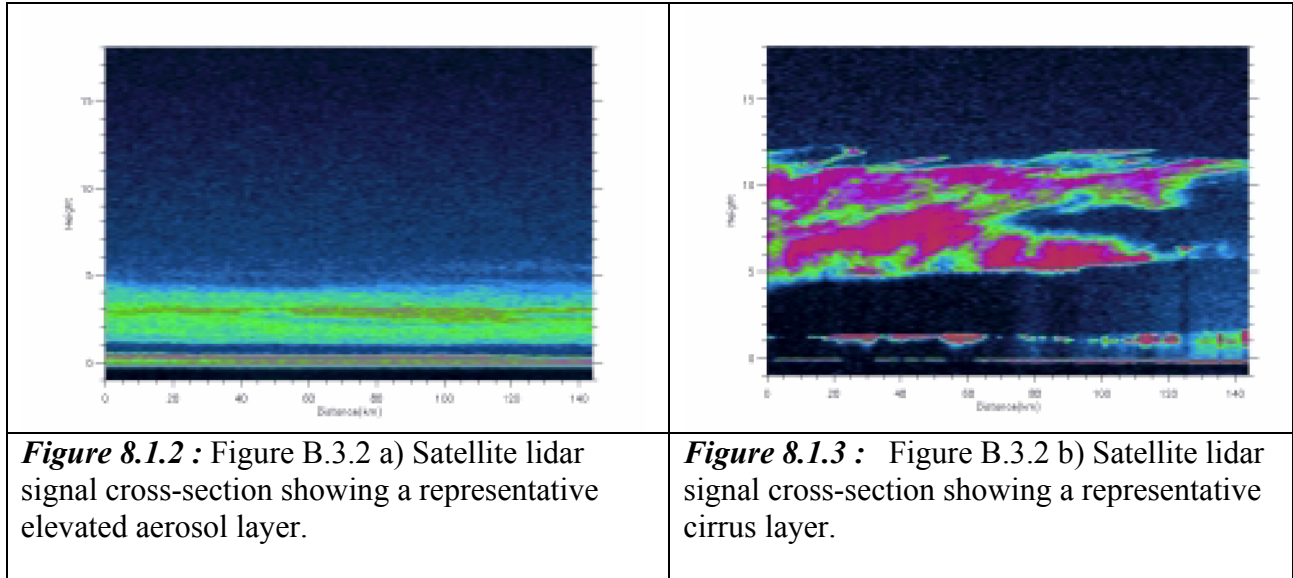
Each attribute is listed and briefly discussed below.

- a) Signal magnitude: The average and maximum signals in an aerosol layer tend to be less in an aerosol layers compared to cloud layers Cloud layers that have signal magnitudes of the same order as aerosol layers are typically cirrus layers that will be much higher in the troposphere than aerosol layers.
- b) Signal gradient at layer top: The top boundary of aerosol layers will tend to be less distinct. than tops of cloud layers.
- c) Altitude: Cloud layers with small lidar signal characteristics will tend to be higher in the troposphere than aerosol layers
- d) Horizontal extent: Elevated aerosol layers will tend cover larger areas. This is a weak distinguishing characteristic.
- e) Horizontal uniformity: Elevated aerosol layers will tend to be more well mixed and therefore more uniform that cloud layers.
- f) Vertical extent: Elevated aerosol layers will tend to have a larger detectable vertical extent than cloud layers at the altitude at which they are found.
- g) Vertical uniformity: Elevated aerosol layers will be more uniform vertically.
- h) Relative humidity: Measured relative humidities approaching 100% are necessary for the presence of a cloud layer. Elevated aerosol layers can exist at much lower relative humidites.
- i) Attenuation: The vertical region where elevated aerosol layers exist is the lower troposphere. The clouds in this region generally have a volumetric backscatter cross section that is much larger than aerosol layers. Consequently, the optical depth of cloud layers will tend to be much higher than aerosol layers.

The actual values used for the discriminating criteria presented above will be determined from modeling studies and from studies of atmospheric lidar data taken by the NASA ER-2/CLS and other high altitude and ground based lidars. In general, low level layers that display weak

and uniform lidar signal strength characteristics in a low relative humidity environment will be classified as aerosol layers. Most other layers will be considered cloud layers.

An example of the contrasting characteristics of cloud and aerosol layers is depicted in **Figure 8.1.2** and **Figure 8.1.3**. **Table 8.2** shows results of rough computations of the discriminating criteria discussed above.



	Aerosol	Cloud
Signal Magnitude(top)	$2.1 \times 10^{-6}/\text{m-sr}$	$3.0 \times 10^{-6}/\text{m-sr}$
Signal Gradient(top)	$-7.5 \times 10^{-7}/\text{m-sr/km}$	$-1.5 \times 10^{-6}/\text{m-sr/km}$
Altitude(top)	~5 km	~11 km
Horizontal Extent	N/A	N/A
Horizontal Homogeneity	0.25-0.35	0.2-1.0
Vertical Extent	~4 km	~6 km
Vertical Homogeneity	0.12-0.30	0.4-0.8
Relative Humidity	~35%	>75%
Attenuation	0.3	0.6

Table 8.2 : Table B.3.2. Computed discrimination criteria parameters for the aerosol and cirrus layers shown in Figures 3.3.3 a) and b).

In an operational environment, difficulties in quantifying horizontal extent, horizontal homogeneity, vertical extent, vertical homogeneity, relative humidity, and attenuation probably precludes using these characteristics to distinguish between cloud and aerosol layers. Therefore, only the signal magnitude, signal gradient, and altitude of the top of each layer will be used in the layer discrimination procedure. The following description gives the details of the discrimination technique.

The discrimination algorithm is based upon thresholding process where the value of a single parameter serves to distinguish between the two categories of scatterers. For any parameter, there will likely exist a range of values that could indicate either cloud or aerosol. Therefore, it is reasonable to use a measured value of the parameter to find the probability that the layer belongs one of the categories, for instance, clouds. The arbitrary value of the parameter also determines the probability that a layer belonging to the other category, aerosols, is falsely assigned to the cloud category. The optimum value for the parameter is that which maximizes the probability that a cloud layer will be correctly identified while minimizing the probability that an aerosol layer is identified as a cloud. In this procedure, a correct selection of a layer as a cloud is considered a true positive and an incorrect selection of an aerosol layer as a cloud is a false positive.

The discrimination algorithm will be implemented in the following manner. The cloud detection algorithm will be applied to 0.25Hz data. Each detected layer will be assigned to an altitude category based upon the height of the top of the layer. For each layer, a parameter composed of the product of the layer's maximum signal and maximum vertical gradient magnitude will be computed. This product will serve as a discriminator for cloud and aerosol layers. Cloud layers will tend to have a significantly higher value. The value of the product will be compared to a threshold value previously determined for each altitude category. If the product exceeds the threshold, then the layer will be deemed a cloud layer. Otherwise, the layer is deemed an aerosol layer. The value of the threshold is arbitrary. It will be set at the lowest point where the probability of true positive of cloud designations is considered high enough when balanced against the probability of false designation of an aerosol as a cloud. All of the layers at higher frequencies associated with a layer designated cloud or aerosol will be considered to belong to the same category. Therefore, the cloud-aerosol discrimination will need to be applied only to 0.25 Hz data. The altitude category and discriminator threshold values will be stored in a table that will be read when the program is initialized. The values will be determined from statistical studies of existing ground-based and airborne-based lidar system databases. The following diagram depicts the logical flow of the algorithm (cf. **Figure 8.1.4**).

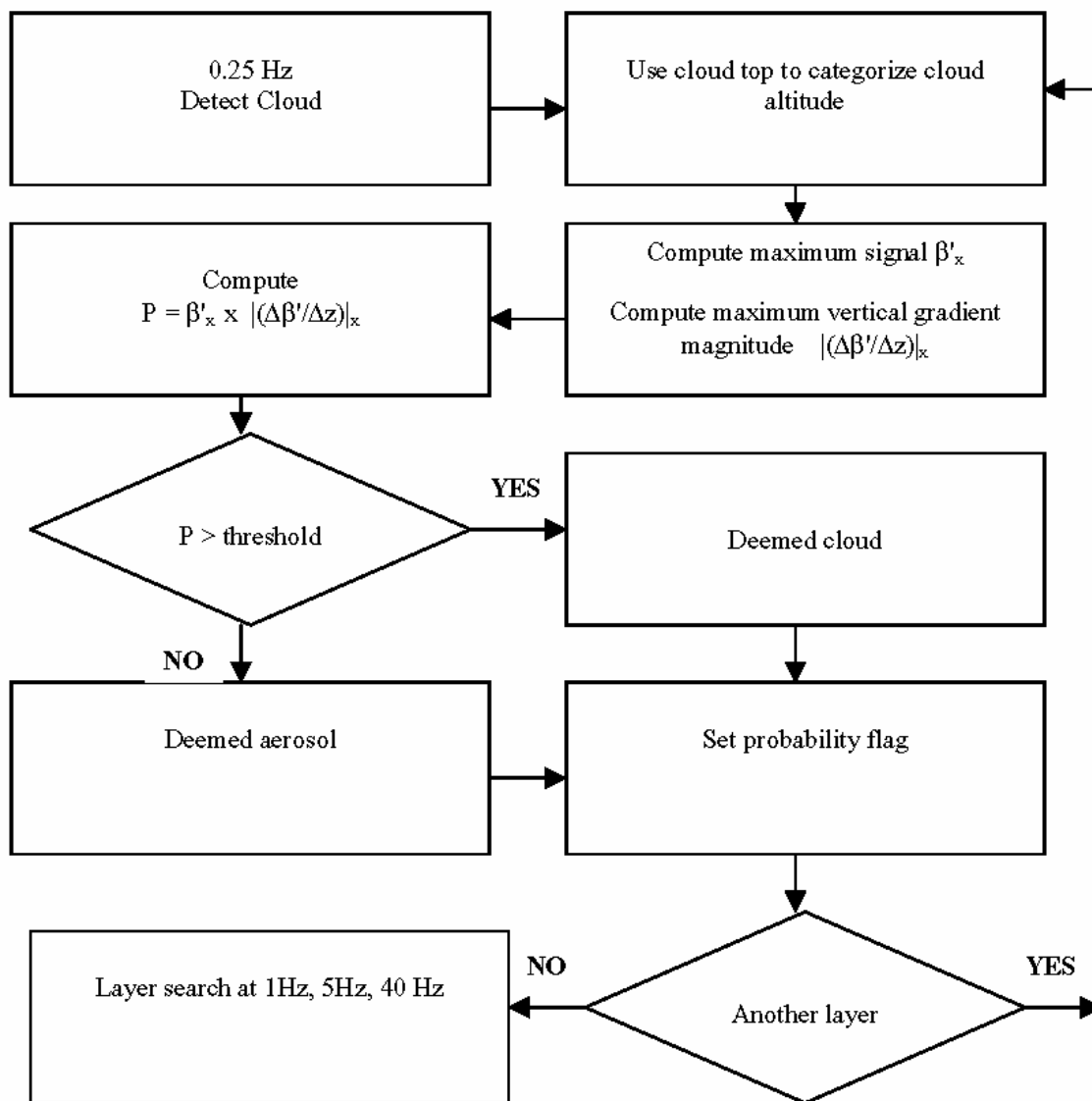


Figure 8.1.4 : Layer discrimination algorithm.

B.3.1.3 Corrections for false positive and certain false negative results

Random noise fluctuations will result in layers being detected where no clouds and aerosol layers actually exist. False positive results of this type generally have the three distinguishing characteristics: 1) they have a very small vertical extent; 2) they have small horizontal extent; 3) they have a small total integrated signal. In order to minimize false positive results, the following tests will be incorporated into the algorithms at each testing resolution. The vertical depth of a layer will be compared to a minimum value. If the thickness is less than the minimum, the integrated vertical signal will be computed and compared to a minimum. If the integrated signal falls below the minimum, the result will be considered negative. For 1Hz, 5 Hz, and 40 Hz resolutions, a test will be made for the existence of the layer in adjacent profiles. If the thin layer exists in less than a minimum number of profiles, the result will be considered negative.

It is possible for the threshold method to fail to detect vertically thin but optically dense layers. These types of layers would result in a large lidar signal in a number of vertical samples less than the minimum necessary to be classified a layer. In such cases, no ground signal would be detected. Stratocumulus clouds could give such a signal. To detect such layers, an additional search of the signal profile will be made each time no ground signal is found. Starting at just above DEM level, the signal profile will be tested for large values. When a value is found to exceed a certain minimum, which will be much larger than the threshold values, a cloud layer, which has a vertical thickness less than the threshold algorithm minimum, will be put at that height. The values of the parameters used in these tests will be determined from modeling studies and from actual data as it becomes available.

B.3.1.4 Remedy for Day/Night Bias

Reflected solar energy is the source of two major components of total lidar signals from sunlit regions. These are constant offset signals, which are usually referred to as background, and random noise fluctuations, which are measured by the square root of the variance (root mean square, RMS) of random noise superposed upon the profile. Both components increase as the strength of reflected energy increases. The background component of a GLAS signal profile will be determined by averaging the signal in the portion of the profile where no laser signal is present (the background region of a profile). The background signal will be subtracted from the total to leave only the laser signal and random noise to comprise the total signal.

Our methodology to determine layer boundaries is based upon constructing a layer signal threshold profile where the value of the threshold is strongly dependent on the RMS value of signal random noise. A larger RMS value will lead to larger threshold values. As indicated above, the magnitude of the RMS noise will be larger, in general, during daylight observations than those taken in darkness. The resultant threshold values become larger. This results in the layer detection technique being less sensitive to a given, small layer signal during daylight observations than during night observations. Layers with a certain level of weak signal will be detected in night observations but not in day observations. A day-night layer detection bias is the result of this procedure. Such a bias would hamper certain types of layer studies.

A solution to the day-night bias is to determine a threshold profile that is diurnally invariant and use this profile for all layer detection operations. A constant threshold profile would eliminate the differences caused by changing RMS magnitude of random noise. But, in order to eliminate false layer detection during daylight observations, such a threshold profile would have values that are greater than necessary for dark observations. For nighttime application, the method would be less sensitive than what is possible. Significant cloud and aerosol layers that could be resolved would go undetected.

In order to give both complete and unbiased layer boundary results, the GLAS algorithm will be applied twice. One application will use a threshold profile based upon the observed RMS noise of the backscatter profile (as discussed in section B.3.1.1). The second application of the algorithm will use a threshold profile based upon a diurnally invariant threshold profile. The procedure is as follows. The boundary algorithm will be applied exactly as described in prior sections. This algorithm employs a threshold profile that uses the RMS magnitude of the profile noise as one of its components. Detection of cloud and aerosol layers in this manner will be the most sensitive for a given situation. Layer locations will be found and recorded at

each of the temporal resolutions (0.25Hz to 40 Hz). After this operation is completed, the algorithm will be reapplied, this time using a threshold profile that incorporates an invariant noise component. The lidar signal will be compared to the threshold only in portions of the profile where layers were detected using the variable threshold profile. If the presence of a layer is indicated during this testing, it will be recorded in a true/false variable but its top and bottom boundaries will not be re-computed. This application will proceed through each of the resolutions. The result of the dual application of the layer boundary algorithm will be: a) a set of layer boundaries at each of the temporal resolutions, determined with the variable threshold profile; b) a set of corresponding true/false flags indicating whether each of the layers was detected using the diurnally invariant threshold profile.

Determination of the invariant RMS noise component will require appropriate GLAS simulation studies. A threshold profile must yield results where few significant layers are missed and where few false positive results occur. A trade-off between these two competing requirements always exists in finding a threshold. Modeling studies will permit the final determination of the threshold to be based upon the expected performance of the GLAS lidar and will permit an estimate to be made of the sensitivity and tolerance of the algorithm.

B.3.1.5 Polar Stratospheric Clouds (PSCs)

Polar stratospheric clouds are layers of particles that occur in Polar regions during winter seasons at the respective poles. These layers reside in the stratosphere from 15 to 30 km in altitude. The layers are composed of particles of various chemical compositions. These layers are more properly classified as aerosol layers than as H₂O cloud layers. They can reside above the cloud and aerosol layer boundary algorithm upper limit (20km). Any PSC found as part of the layer detection algorithm will be classified an aerosol layer. They will be analyzed as part of the aerosol detection algorithm.

B.3.1.6 Bottom of Lowest Layer

A short discussion concerning the ambiguity in the altitude of the bottom of the lowest detected cloud layer is given in the final paragraph in section B.3.1.1. Two additional assertions can be made concerning this. First, if the ground signal is not detected, the bottom of the lowest detected layer is not determinable and additional layers may exist below the last layer. Second, the uncertainty in the location of the tops and bottoms of each detected layer increases as the cumulative optical thickness from the spacecraft increases. These uncertainties will be evaluated and quantified with the appropriate modeling and empirical studies of the expected GLAS signal.

B.3.1.8 Earth's Surface Height

The detection of the earth's surface (GLAS ground signal) presents a problem very similar to that of detection of layer boundaries. In fact, the algorithm is simplified because only one surface is to be found. Also, because the timing of the GLAS laser is synchronized with a 1 degree DEM of the earth's surface, the algorithm will have an approximate location available and the search can be limited to a small interval surrounding that height.

The characteristics of the ground signal in a GLAS profile are affected by the time resolution of the profile. Since the profile samples are much larger than the length of the laser pulse, the ground signal will be contained in only one or two samples at 40Hz resolution. However, the

effective ground signal can broaden when more than one laser pulse is used to generate a profile. This broadening is caused by the variability of ground location over the horizontal extent that is used to generate the profile. If the terrain is rugged, the broadening would extend over 10 or more pixels for a 0.25 Hz profile, which would lead to a significant ambiguity in the meaning of ground location. Thus, a modified definition of ground signal is required of low resolution profiles.

Random noise can mask the ground signal. This is especially true for higher frequency profiles where signal attenuation reduces the pulse strength. This effect is generally less important when multiple shots are used to produce a profile.

The competition between higher precision results from high frequency profiles and higher reliability from lower frequency profiles leads to compromise algorithm design where the 5 Hz profiles will be used as the primary ground-location analysis frequency. The 5 Hz results will be averaged to produce ground locations at 1 Hz and 0.25 Hz. In addition, the location of the 40 Hz ground signal will be limited to an elevation interval close to that found for the encompassing 5 Hz profile.

The search for ground signal in a 5 Hz profile will proceed as follows. Since the GLAS laser is timed so that the final 13 samples of a profile occur after the level of the DEM elevation, the initial guess for the height of the earth's surface is at the 13th sample from the end of the profile. In such a case, the signal in the final 12-13 samples would be purely background with random noise superimposed. This permits a ground signal threshold to be computed from the signal in this segment. To do this, the mean, median, maximum, minimum, and variance of the final 20 samples will be computed. A threshold will be computed by adding the median and the square root of the variance multiplied by a factor that is a function of the current conditions. The value of the factor will be determined from simulation and proxy-data studies, which will reveal the optimum value to use in different circumstances. The values of the samples, beginning with the latest and proceeding to the earliest (bottom to top), will then be compared to the threshold. If a single value or several non-consecutive values exceed the threshold by a relatively large amount (perhaps three standard deviations for instance) then the earliest (lowest height) of these will be considered the ground signal. Otherwise, if there are one or more occurrences of one or two-only consecutive samples that exceed the threshold, then the lowest of these will be considered the ground signal. The higher sample of any ground signal pair will be selected as the ground signal. If no such results are found, then the ground signal will be considered undetectable for the profile. Once all of the 5 Hz ground signals within a 1 Hz or 0.25 Hz averaging segment are found, the detected ground signal heights of the 5Hz results will be averaged to produce the ground height for each of the lower frequencies.

Finally, this same ground signal detection algorithm will be applied to each of the 40 Hz profiles. The parameters that are derived from modeling studies will have different values than those for 5 Hz. The low signal to noise will result in a higher rate of falsely detecting ground signal.

B.3.2 Error Quantification

Multiple scattering is a potential source of large error in determining the boundaries of layers and the earth's surface from a space-borne lidar. The multiple-scattering process causes secondary photons to take deviated paths back to the lidar receiver where they are combined

with the singlescattered signal of later samples. This causes the later sample to appear to have a larger signal than that based upon the density of the scatterers. A possible result of this is that a layer's lower boundary is analyzed to be at a lower altitude than it actually is. Fortunately, the vertical resolution of the boundary analysis is, at best, 76.8 m. Our experience with spaceborne lidar indicates that the multiple scattering effect is significant, at this resolution, only in dense low clouds. Since these clouds usually fully extinguish the laser pulse, no ground signal would be detected and the lower boundaries of these clouds would be unknown. Because of this, it is not expected that multiple scattering will have a significant effect on the quality of the results of the boundary algorithm for most clouds.

The quality of the results of a layer layer boundary algorithm can be divided into two components:

a) true or false determination of the existence of layers; b) precisely locating the top and bottom of layers. Errors in component a), designated false positive or false negative, lead to inaccurate qualitative description of the atmospheric situation. Errors in the second component lead to imprecise computations of the optical and radiative parameters affected by layers.

Errors in the determination of layer boundaries from lidar profiles are largely controlled by the signal to noise ratios of small signals. The crucial objective of the boundary algorithm is to find a threshold small enough to detect signals from rarefied layers but large enough to reject random noise as layers. A large percentage of layers could be detected simply by using a single constant backscatter coefficient, based upon the computed molecular backscatter coefficient, as a threshold. If such a threshold were greater than the molecular value, the boundaries would be known to acceptable accuracy for many purposes. No false layers would result if the threshold were high enough. However, many significant rarefied, optically thin layers would be overlooked. If a threshold were too low, random noise would be often interpreted as layer signals. In both of these situations, the boundaries of identified layers would be uncertain. The occurrences of false negative results and false positive results are the competing detrimental effects in the selection of a proper threshold value.

The uncertainties associated with determination of layer boundary locations will be measured in terms of probabilities that boundary results are within specified confidence intervals. The magnitudes of these probabilities will be determined through studies of simulated profiles and proxy GLAS data. These studies will consist of application of the boundary algorithm to situations where the desired results are known. Comparison studies of the results of the output of the algorithm with the known situation will be conducted. Probabilities of deviations of the algorithm output from the truth will be computed from these studies and tabulated. **Table 8.3** and **Table 8.4** illustrate two important types of confidence relationships that will be generated.

Probability of layer detection failure

	l_{x1}	l_{x2}	l_{x3}
T_1	P_{11}	P_{21}	P_{31}
T_2	P_{12}	P_{22}	P_{32}
T_3	P_{13}	P_{23}	P_{33}

Table 8.3 : Probability that the GLAS layer boundary algorithm will fail to detect an actual layer. T_n represents threshold values, x_n represents the maximum backscatter coefficient in a layer and P_{mn} represents probability of failure.

Probability of layer boundary height error

	Δh_1	Δh_2	Δh_3
T_1	P_{11}	P_{21}	P_{31}
T_2	P_{12}	P_{22}	P_{32}
T_3	P_{13}	P_{23}	P_{33}

Table 8.4 : Probability that an analyzed boundary height will deviate from the actual boundary height. T_n represents threshold values, Δh_m represents a magnitude of height deviation and P_{mn} represents probability of failure

Many types of relationships could be developed but those relating the layer/no layer result and the location of layer edges to selected threshold value are those that are most appropriate for the GLAS product output.

8.2 Confidence Flags

Based upon the studies referred to above, the following confidence parameters will be given for the layer boundary results of each profile.

- for each layer detected: a flag to indicate a high, medium, or low confidence
- for the top and bottom of each layer, a single number indicating a number of sample bins within which the boundary exists at a specified probability
- for each profile, a single number representing the probability that an undetected layer exists
- for a positive ground signal, a flag to indicate a high, medium, or low confidence
- for a positive ground signal, the number of sample bins within which the actual ground height exists at a specified probability
- for negative ground signal detection, a probability that a detectable ground signal actually exists but the algorithm fails to do this.

8.3 Sample of Results

The following figures are examples of results of the application of the layer boundary algorithm to simulated GLAS data derived from actual atmospheric conditions observed by the NASA ER-2 Cloud Lidar System. **Figure 8.3.1** shows the analyzed layer heights of a single profile together with the threshold profile and molecular profile. **Figure 8.3.2** shows an extended cross-section containing varied cloud conditions.

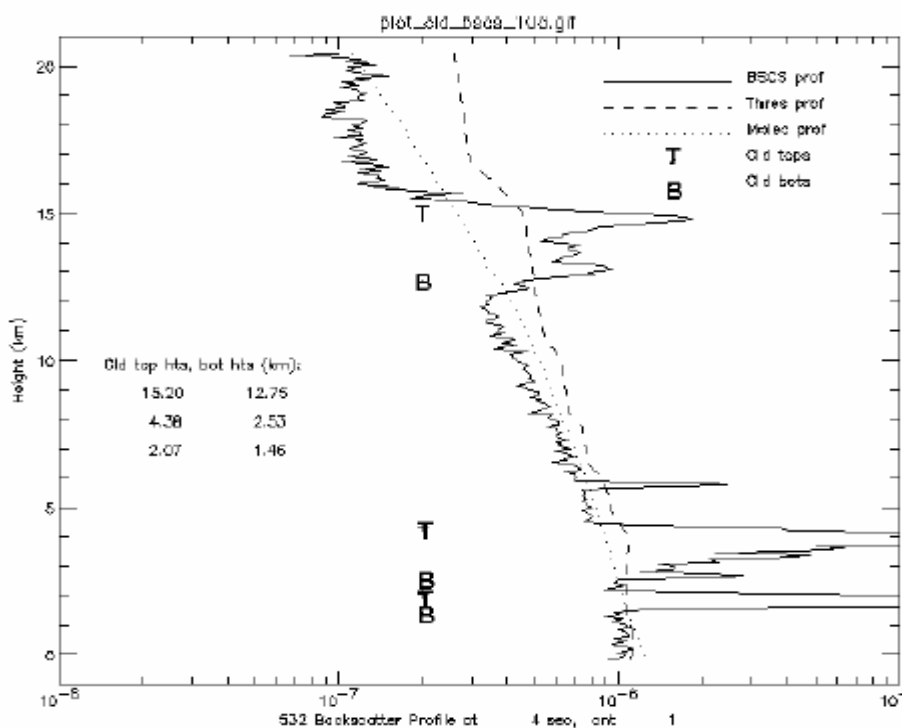


Figure 8.3.1 : Simulated GLAS signal profile. Also shown are the molecular profile, the computed threshold profile, and analyzed layer boundaries indicated with the symbols *T* and *B*.

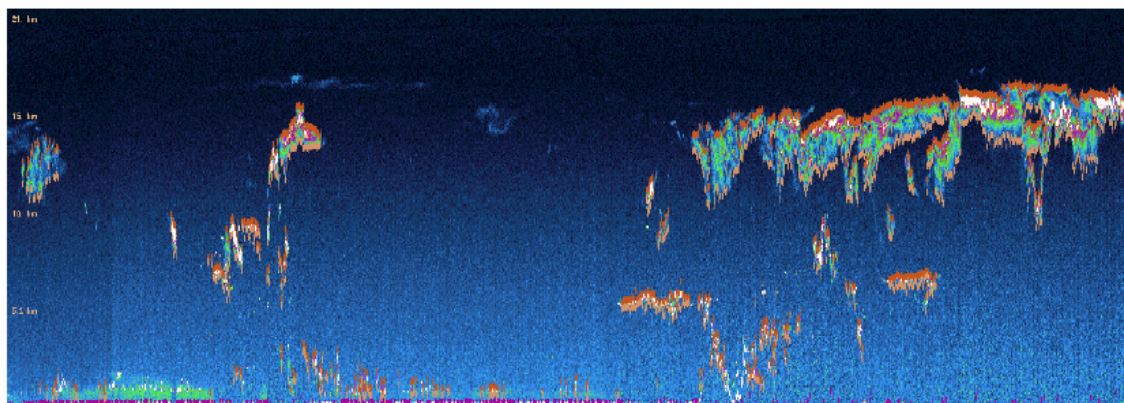


Figure 8.3.2 : Analyzed layer heights on GLAS simulated data. Layer boundaries are indicated by brown symbols.

LEXIQUE

A	
ABER	Apparent BER (BER non corrigé de la diffusion multiple)
Ac	Altostratus (type de nuage)
ACE	Aerosols Characterization Experiment
ADEME	Agence De l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie
ADM (AEOLUS)	Atmospheric Dynamics Mission (The Earth Explorer Atmospheric Dynamics Mission)/
ADN	Asian Dust Network
AE	Atmospheric Environment
AERONET	AErosol RObotic NETwork
AERONET	AErosols RObotic NETwork
ALADIN	Worldwide first airborne direct-detection Doppler lidar. Ce lidar est supposé être embarqué sur le satellite ADM (AEOLUS)
ALISSA	Lidar embarqué a bord de la station Mir
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AOT	Aerosols Optical Thickness
APD	Avalanche Photodiode
APDG	APD operated in the Geiger mode
Aqua	Satellite de L'AquaTrain, lancé en 2002.
ARM	Atmospheric Radiation Measurement Program
As	altostratus (type de nuage)
ASL	Above Sea Layer

ATBD	The Algorithm Theoretical Basis Documents
ATLID	ATmospheric LIDar
A-TRAIN	Afternoon Train ou A- Train
Aura	Satellite de L'AquaTrain, lancé en 2004.
AVB	Above the Valley Bottom
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
B	
BB	Biomass Burning
BBR	Broadband Radiometer
BER	Backscatter-to-Extinction ratio
BER	Backscatter to Extinction Ratio
BRT	Bilan Radiatif Terrestre
BSCS	BackSCattering Signal
C	
CALIOP	The Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud Aerosol Lidar and infrared Pathfinder Satellite Observations
CALS	The Cloud and Aerosol Lidar System
CARL99	Cloud by Ground-based and Airborne Radar and Lidar campaign
Cb	Cumulonimbus (type de nuage)
CBL	Convective Boundary Layer
Cc	Cirrocumulus (type de nuage)
CEA	Commissariat à l'Energie Atomique
CFA	Cloud Finding Algorithm
Ci	Cirrus (type de nuage)
CisLinet	Reseau lidar Russe
CLARE98	Cloud Lidar And Radar Experiment
CLAVR	Cloud from AVHRR
CloudNET	Projet pilote Européen de réseaux de stations de mesures de profils nuageux.
CLOUDSAT	Satellite de L'AquaTrain, lancé en 2006.
CLS	Cloud Lidar System
CNES	Centre National d'Etude Spatial
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
CPDF	Cumulative Probability Density Function
CRYSTAL-FACE	Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers – Florida Area Cirrus Experiment
Cs	Cirrostratus (type de nuage)
Cu	Cumulus (type de nuage)

D		
	DEAD	Modèle de transport (Dust Entrainment And Deposition Model)
	DEM	Data Elevation Map
	DIAL	Differential Absorption Lidar
	DM	Difussion multiple.
E		
	EARLINET	European Aerosol Research Lidar Network
	EarthCare	Earth Clouds Aerosols and Radiation Explorer
	EarthCARE	Earth Cloud and Aerosol Explorer
	ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecasting
	ER-2	Avion de recherche à haute altitude de la NASA
	ERA-40	ECMWF reanalysis data
	ESA	Agence Spatiale Européenne
	ESE	Earth Science Enterprise
	EUCREX	European Cloud Radiation Experiment
	EUMETSAT	European organisation for the exploitation of METeorological SATellites
	F	Threshold Strength (cf. sect. 2.1.3)
F		
	FASTEX	Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment
	FDP	Fonction de densité de probabilité
	FOV	Field Of View
G		
	GCM	Global circulation model
	GIEC	Groupe International d'Experts sur le Climat
	GLAS	Geoscience Laser Altimeter System
	GMT	Greenwich Mean Time
	GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
	GPS	Global Positionning System
	GRL	Geophysical Research Letter
	GSFC	Goddard Space Flight Center
H		
	HAWKS	HITRAN Atmo- spheric Workstation
	HIRS	High Resolution Infrared Sounder
	HITRAN	high resolution transmission
	HYSPLIT	Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory

I		
	IAMAS	International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences
	IDDI	Infrared Difference Dust Index
	ILRC	International Lidar and Radar Conference
	INDOEX	INDian Ocean Experiment
	INSU	Institut National des Sciences de l'Univers
	IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
	IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
	IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
	IR	Infra Rouge
	IIR	Infrared Imager Radiometer
	ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
	ISTP	International Symposium on Tropospheric Profiling
	ITCZ	Inter-Tropical Zone Convergences
	IXIONS,	Logiciel d'orbitographie satellite et d'échantillonnage.
J		
	JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency. Agence spatiale japonaise
	JGR	Journal of Geophysical Research
K		
L		
	LADAR	Ancien nom du lidar
	LAMP	Laboratoire de Métrologie Physique
	LESAA	Lidar pour l'Etude et le Suivi de l'Aérosols Atmosphérique
	LIDAR	Light detection and ranging
	LISAIR	Lidar pour la Surveillance de l'AIR
	LITE	Lidar In-space Technology Experiment
	LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
	LNA	Lidar nuages aérosols
	LOA	Laboratoire d'Optique Atmosphérique
	LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement.
	LW	LongWave
	LWC	Liquid Water Content [g.l-1]
M		
	MABL	Marine Atmospheric Boundary Layer

MAS	Mobile Aerosol Station
MDS-2/ELISE	mission demonstration satellite/ Experimental Lidar In Space Equipment)
MGS/MOLA	Mars Global Surveyor
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MLA	Mercury Laser Altimeter
MODIS	MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer
MOLA	Mars Orbiter Laser Altimeter
MPL	Mars Polar Lander
MSG	Meteosat Second Generation
MSI	imageur Multispectral
MSL	Mean Sea Level
MSR	Mars Sample Return
MSS	Landsat Mutlispectral Scanner
MTO	Mars Telecommunication Orbiter
N	
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCIT	National Institute of Information and Communications
NEAR	Near Earth Asteroid Rendezvous
NOAA	National Oceanic & Atmospheric Administration
Ns	Nimbostratus (type de nuage)
O	
OCO	Orbiting Carbon Observatory. Satellite faisant partie de l'AquaTrain.
OMI	Ozone Monitoring Instrument. Instrument embarqué à bord du satellite Aura/AquaTrain.
OT	Optical Thickness
P	
PARASOL	Polarisation et Anisotropie des Réflectances au sommet de l'Atmosphère, Satellite de l'AquaTrain.
PBL	Planetary Boundary Layer
PDF	Probability Density Function (voir en Français Fonction de densité de probabilité FDP)
PdRam	Personal Data Ram
PML	Phoenix Mars Lander
PM	Photo-Multiplicateur
PMT	Photo Multiplier Tubes.
POLDER	Polarization and Directionality of Earth's Reflectances
POVA	POLLution dans les Vallées Alpines

POVA	Campagne de mesure, ayant pour but d'effectuer la mesure de la « Pollution des Vallées Alpines »
ppbv	Unité : Partie par milliard de volume.
PROTEUS	
PSC	Polar Stratospheric Clouds
R	
RADAR	Detection and ranging
RH	Rapport d'Humidité (Ang. Humidity Ratio (HR))
RMS	Root Mean Square
RSB	Rapport Signal à Bruit
S	
SA	Le Service d'Aéronomie du CNRS
SAGE	The Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (1979)
SAL	Saharan Air Layer
Sc	Stratocumulus (type de nuage)
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager, radiomètre du satellite MSG-2.
SHL	Saharan Heat Low
SIRTA	Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique
SNR	Signal to Noise Ratio. Voir RSB en français
SODAR	Radar Acoustique
SSG	Science Steering Group (Groupe de Direction Scientifique)
St	Stratus (type de nuage)
STREAMER	Modèle de Transfert Radiatif
STS	Space Shuttle Mission
SW	ShortWave
SYIMCA	Système Intégré de Mesure du monoxyde de Carbone et des Oxydes d'Azotes
T	
TAO	Tropical Atlantic Ocean
Terra	Satellite de l'EOS, lancé en 1999.
TM	Thematic Mapper
TOA	Top Of Atmosphere
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
U	
ULA	Ultra Light Aircraft

	UPMC	Université Pierre et Marie Curie
	USTL	Université des Sciences et Technologies de Lille
V		
	VCL	Vegetation Canopy Lidar
	VIS	Visible
	VOTALP	Vertical Ozone Transport in the ALPs
W		
	WALES	Mission lidar d'étude de la vapeur d'eau dans l'espace
	WFC	Wide Field Camera. Camera Visible de CALIPSO
X		
Y		
Z		
	ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale(voir ITCZ en anglais)
α		
	α	Extinction visible [km ⁻¹]
β		
	β	Coefficient de rétrodiffusion lidar [km ⁻¹ sr ⁻¹]
γ		
	γ	Facteur de Diffusion multiple
	δ	Lidar ratio
λ		
	λ	Longueur d'onde [m]
σ		
	σ_{abs}	section efficace d'absorption [m ⁻²]
	σ_{bsc}	section efficace de rétrodiffusion [m ⁻²]
τ		
	τ	Epaisseur optique

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ackerman, S.A., and H. Chung (1992), Radiative effects of airborne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere. *J. Appl. Meteor.*, 31, 223-233.
- Ackerman, A. S., O. S. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E. J. Welton, Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288, 1042–1047, 2000.
- Alpert, P., Y.J. Kaufman, Y. Shay-El, D. Tanré, A. da Silva, S. Schubert, and J.H. Joseph (1998), Quantification of dust-forced heating of the lower troposphere, *Nature*, 395, 367-370.
- Andreae, M. O. (1996), Raising dust in the greenhouse, *Nature*, 380, 389–390.
- Anquetin, S., C. Guilbaud and J-P. Chollet, 1998, The formation and destruction of inversion layers within a deep valley, *J. Appl. Meteor.*, 37, 1547-1560.
- Ansmann, A. et al. (2003), Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11–16 October 2001 outbreak observed with EARLINET, *J. Geophys. Res.*, 108, 4782, doi:10.1029/2003JD003757.
- Arking A., The radiative effects of clouds and their impact on climate, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 71,795-813, 1991.
- Augustin, L. et al. (2004), Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature* 429, 623 - 628.

- Barnaba, F., and G.P. Gobbi (2001), Lidar estimation of tropospheric aerosol extinction, surface area and volume: Maritime and desert-dust cases, *J. Geophys. Res.*, *106*, 3005-3018.
- Bergametti, G., L. Gomes, E. Remoudaki, M. Desbois, D. Martin, and P. Buat-Ménard (1989), Present transport and deposition patterns of African dusts to the north-western Mediterranean, In *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, M. Leinen and M. Sarnthein Eds., Kluwer, 227-251.
- Berthier, S., P. Chazette, J. Pelon, P. Couvert and F.M. Bréon, « Dust aerosol optical thickness from LITE and METEOSAT synergy », Abstract for 2nd International Workshop on Mineral Dust”, 10-12 September 2003, Paris, France.
- Berthier S., P. Chazette, J. Pelon, P. Couvert, T. Pain, « Cloud layer statistics from spaceborne lidar observation », Abstract for 6th International Symposium on Tropospheric Profiling: Needs and Technologies, 14-20 september 2003, Leipzig, Germany.
- Berthier, S., J. Pelon, P. Chazette, P. Couvert, G. Sèze, F.M. Bréon, M. Lalande, D.M. Winker, T. Pain, « Cloud statistics from spaceborne backscatter lidar data analysis », Abstract for 22st International Laser Radar Conference (ILRC22), 12-16 july 2004, Matera, Italy.
- Berthier S., P. Chazette, P. Couvert, J. Pelon, C. Moulin, F. Thieuleux, T. Pain and D.M. Winker, “Atmospheric dust aerosols columnar properties from LITE and METEOSAT Synergy”, Les Notes de l’IPSL, NAI, juin 2005.
- Berthier, S., P. Chazette, J. Pelon, P. Couvert, L. Sauvage, F. Thieuleux, C. Moulin, T. Pain and D.M. Winker, « Dust aerosol optical properties on the vertical from lidars in-space and ground based and METEOSAT synergy”, Abstract for International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences (IAMAS2005), 2-11 August 2005, Beijing, China.
- Berthier, S., P. Chazette, J. Pelon, F. Dulac, F. Thieuleux, C. Moulin « African Dust over ocean and continent by coupling active and passive remote sensors », Abstract for 23st International Laser Radar Conference (ILRC23), 24-28 July 2006, Nara, Japan.
- Berthier, S., P. Chazette, P. Couvert, J. Pelon, C. Moulin, F. Thieuleux, T. Pain and D.M. Winker, “Atmospheric dust aerosols columnar properties from LITE and METEOSAT Synergy”, *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, N°. 21, D21202, doi:10.1029/2005JD006999, Nov. 2006.
- Bodhaine, B.A., N.C. Ahlquist and R.C. Schnell, 1991, Three-wavelength nephelometer suitable for aircraft measurements of background aerosol scattering coefficient, *Atm. Env.*, *10*, 2268-2276.
- Boucher, O. (1995), GCM Estimate of the indirect aerosol forcing using satellite-retrieved cloud effective droplet radii, *J. Climate*, *8*, 1403-1409.
- Briegleb, B. P., Minnis, P., Ramanathan, V. and Harrison, E. Comparison of regional clear-sky albedos inferred from satellite observations and model computations (1986), *J. Clim. Appl. Meteorol.*, *25*, 214-226.

Brooks, N., and M. Legrand (2000), Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in *Linking Climate Change to Land Surface Change*, S. J. McLaren and D. R. Kniveton Eds., Kluwer, 1-25.

Cahalan, R. F., and J. H. Joseph, 1989: Fractal statistics of cloud fields. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 261-272.

Carlson, T. N., and J. M. Prospero (1972), The large-scale movement of saharian air outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic, *J. Appl. Meteorol.*, **11**, 283-297.

Carmona-Moreno C., A. Belward, Ph. Caperan, A. Hartley, J.P. Malingreau, M. Antonovskiy, V. Buchshtaber & V. Pivovarov (2005), Global Fire Calendar Probability maps from the Analysis of Global Burned Surfaces Time Series (1982-1999), De la Riva, J., Pérez-Cabello, F. & Chuvieco, E. (Eds) 2005 Proceedings of the 5 International Workshop on Remote Sensing and GIS Applications to Forest Fire Management: Fire Effects Assessment: 217-22, Universidad de Zaragoza. ISBN: 84-96214-52-4

Cattrell C., J.R. Reagan, K. Thome, and O. Dubovik (2005), Variability of aerosol and spectral lidar and backscatter and extinction ratios of key aerosol types derived from selected Aerosol Robotic Network locations, *J. Geophys. Res.*, **10**, doi:10.1029/2004JD005124.

Cautenet, G., M. Legrand, S. Cautenet, B. Bonnel, and G. Brogniez (1992), Thermal impact of Saharan dust over land. Part I: Simulation, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 166-180.

Cazenave A., Gennero M.C. and DoMinh K., Present-day sea level rise: from satellite and in situ observations to physical causes, in *Satellite Altimetry for geodesy, geophysics and oceanography*, International Association of Geodesy Symposia, vol. 126, F. Sanso Ed., Springer-Verlag, Berlin, pp.23-33, 2004.

Chang, F.-L., and Z. Li, 2005: A new method for detection of cirrus overlapping water clouds and determination of their optical properties. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3993–4009.

Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, J. A. Coakley, J. E. Hansen and D. J. Hofman (1992), Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science*, **255**, 423-430.

Charlson, R. J., T. L. Anderson and H. Rodhe (1999), Direct climate forcing by anthropogenic aerosols: quantifying the link between atmospheric sulfate and radiation, *Contrib. Atmos. Phys.*, **72**, 79-74.

Chazette P., Etude de la complémentarité des systèmes de télédétection laser et des sondeurs passifs pour la détermination des paramètres météorologiques à partir de plates-formes spatiales, Thèse, 338 pp, Université Paris 7, Paris, 1990.

Chazette P., et al., Determination by spaceborne backscatter lidar of the structural parameters of atmospheric scattering layers," *Appl. Opt.*, **40**, 3428- 3440, 2001.

Chazette P., J. Pelon, C. Moulin, F. Dulac, I. Carrasco, W. Guelle, P. Bousquet, et P. H. Flamant (2001), Airborne lidar and Meteosat synergy to characterize a Saharan dust plume over the Azores during SOFIA/ASTEX, *Atmos. Environ.*, **35**, 4297-4304.

Chazette P., H. Randriamiarisoa, J. Sanak, C. Flamant and J. Pelon, (2002), Airborne lidar for the survey of the Paris aerosol production in the frame of ESQUIF program, In Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences, L.R. Bissonnette, G. Roy et G. Vallée Eds., Defence R&D Canada Valcartier, Val-Bélair, Canada, Vol. 1,173-175.

Chazette P., J. Pelon et G. Mégie (2002), Determination of structural parameters of atmospheric scattering layer using spaceborne backscatter lidar, *Appl. Opt.*, 40, 3428-3440.

Chazette P.; Randriamiarisoa H.; Sanak J.; Couvert P.; Bonsang B.; Moral P.; **Berthier S.**; Martin D.; and Toussaint F., 2003, Three dimensional survey of pollution during winter in the French Alps Chamonix Valley from an ULA, in: Notes des Activités Instrumentales de l'Institut Pierre Simon Laplace n° 38, 23 p.

Chazette, P. (2003), The monsoon aerosol extinction properties at Goa during INDOEX as measured with lidar, *J. of Geophys. Res.*, 108(D6), 4187.

Chazette P., H. Randriamiarisoa, J. Sanak, P. Couvert and C. Flamant (2005), Optical properties of urban aerosol from airborne and ground-based in situ measurements performed during the ESQUIF program, *J. of Geophys. Res.*, 110(D2),doi: D0220610.1029/2004JD004810.

Chazette P., Couvert P., Randriamiarisoa H., Sanak J., Bonsang B., Moral P., **Berthier S.**, Salanave S., Toussaint F.(2005), Three-dimensional survey of pollution during winter in French Alps valleys. *Atmosph. Environ.* 39, 1035-1047.

Chazette P. et al., 2006, Aerosol lidar measurements from an ultra-light aircraft in the frame of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA), 23rd ILRC Proceedings.

Chester, R. (1986), The marine mineral aerosol, in *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, NATO ASI Ser., Ser. C, vol. 185, edited by P.Buat-Ménard, pp. 443–471, D. Reidel, Norwell, Mass..

Chiapello,I. and C. Moulin (2002), TOMS and METEOSAT satellite records of the variability of Saharan dust transport over the Atlantic during the last decades (1979-1997), *Geophys. Res. Lett.*, 29, 17-20.

Chu, D. A., Y. J. Kaufman, C. Ichoku, L. A. Remer, D. Tanre, and B. N. Holben (2002), Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL013205, 2002.

Chuine,I., P. Yiou, N. Viovy, B. Seguin, V. Daux and E. Le Roy Ladurie, *Grape ripening as past a climate indicator*, Nature, 18 novembre 2004.

Clothiaux, E. E., G. G. Mace, T. P. Ackerman, T. J. Kane, J. D. Spinhirne, and V. S. Scott, An Automated Algorithm for Detection of Hydrometer Returns in Micropulse Lidar Data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 15, 1035–1042 (1998)

Colette A., F. Katopodes Chow, and R.L. Street, 2003, A numerical study of inversion-layer breakup and the effects of topographic shading in idealized valleys, *Amer. Meteor. Soc.*, 42, 1255-1272.

Conard, N.J. 2003. "Palaeolithic ivory sculptures from southwestern Germany and the origins of figurative art". *Nature* 426 (18/25 décembre) : pages 830-832.

Couch, R. H., H. Richard, C. W. Rowland, K. S. Ellis, M. P. Blythe, C. P. Reagan, M. R. Koch, C. W. Antill, W. L. Kitchen, J. W. Cox, J. F. Delorme (1991), Lidar In-Space Technology Experiment (LITE): NASA's first in-space lidar system for atmospheric research., *Opt. Eng.*, 30, 88–95.

Davis A., A. Marshak, R. Cahalan, and W. Wiscombe, 1997: The Landsat scale break in stratocumulus as a three-dimensional radiative transfer effect: Implications for cloud remote sensing. *J. Atmos. Sci.*, 54, 241–260.

Del Genio, A.D., M.-S. Yao, W. Kovari, and K.K.-W. Lo 1996. A prognostic cloud water parameterization for global climate models. *J. Climate* 9, 270-304.

Deschamps, P.-Y.; F.-M Breon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J.-C Buriez, G. Seze (1994), The POLDER mission: instrument characteristics and scientific objectives, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE*, 32, 598–615.

Deuzé, J. L., M. Herman, P. Goloub, D. Tanré, and A. Marchand (1999), Characterization of aerosols over ocean from POLDER-ADEOS-1, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1421-1425.

Di Iorio, T., A. di Sarra, W. Junkermann, M. Cacciani, G. Fiocco, and D. Fuà (2003), Tropospheric aerosols in the Mediterranean: 1. Microphysical and optical properties, *J. Geophys. Res.*, 108(D10), 4316, doi:10.1029/2002JD002815.

Dickerson, R. R., S. Kondragunta, G. Stenchikov, K. L. Civerolo, B. G. Doddridge, and B. N. Holben (1997), The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog, *Science*, 278, 827-830.

Dulac, F., P. Buat-Ménard, D. Sutton, D. Tanré, G. Bergametti, and M. Debois (1992), Assessment of the African airborne dust mass over the western Mediterranean Sea using meteosat data, *J. Geophys. Res.*, 97(D2), 2489–2506.

Dulac F., P. Chazette, L. Gomes, B. Chatenet, H. Berger et J. M. Vinicula Dos Santos, 2002, Aerosol profiling of the lower troposphere off Sahara with coupled scatter and meteorological rawinsondes, *J. Aerosol Sci.*, 32, 1069-1086.

Dulac F., and P. Chazette (2003), Airborne study of a multi-layer aerosol structure in the eastern Mediterranean observed with the airborne polarized lidar ALEX during a STAAARTE campaign (7 June 1997), *Atmosph. Chem. Phys.*, 3, 1817-1831.

Durand Y., R. Meynard, M. Endemann, E. Chinal, D. Moranças, T. Schröder, O. Reitebuch, "Manufacturing of an airborne demonstrator of ALADIN: the direct detection Doppler wind lidar for ADM-Aeolus," Lidar Technologies, Techniques, and Measurements for Atmospheric Remote Sensing. Edited by Singh, Upendra N. Proceedings of the SPIE, Vol. 5984, 2005, pp. 1-14.

Eleftheriadis K., D. Balis, I. Colbeck, and N. Manalis, 1998, Atmospheric aerosol and gaseous species in Athenes, Greece, *Atmos. Environ.*, 32, 2183-2191.

Eloranta E W (1972) Calculation of doubly scattered lidar returns *PhD Dissertation* University of Wisconsin, Madison, WI.

Eloranta E.W. (2002), Lidar multiple scattering models for use in cirrus clouds, Proc. 21st International Laser Radar Conference (ILRC21), 8-12 July 2002, Quebec, Canada.

Flamant C., V. Trouillet, P. Chazette, and J. Pelon (1998), Wind speed dependence of the atmospheric boundary layer optical properties and ocean surface reflectance as observed by airborne backscatter lidar, *J. Geophys. Res.*, 103, 25137-25158.

Flamant C., J. Pelon, P. Chazette, V. Trouillet, P. Quinn, R. Frouin, D. Bruneau, J.F. Léon, T. Bates, J. Johnson, and J. Livingston, (2000), Airborne lidar measurements of aerosol spatial distribution and optical properties over the Atlantic Ocean during an European pollution outbreak of ACE-2, *Tellus*, 52B, 662-667.

Fouquart, Y. *et al.* Observations of Saharan aerosols: results of ECLATS field experiment. II: Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 28-37 (1986).

Fouquart, Y., B. Bonnel, G. Brogniez, J. C. Buriez, L. Smith, J. J. Morcrette, and A. Cerf (1987), Observations of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment, part II, Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence, *J. Clim. Appl. Meteor.*, 26, 38– 52.

Fowler, L.D., D.A. Randall, and S.A. Rutledge, 1996: Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part 1: Model description and simulated microphysical process, *J. Climate*, 9, 489-529.

Fromm, M. D. and Servranckx, R.: Transport of forest fire smoke above the tropopause by supercell convection, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1542, doi:10.1029/2002GL016820, 2003.

Fromm, M., Bevilacqua, R., Servranckx, R., Rosen, J., Thayer, P. J., Herman, J., and Larko, D.: Pyro-cumulonimbus injection of smoke to the stratosphere: observations and impact of a super blowup in northwestern Canada on 3–4 August 1998, *J. Geophys. Res.*, 110, doi:10.1029/2004JD005350, 2005.

Gillette, D. A. (1979), Environmental factors affecting dust emission by wind erosion, in *Saharan Dust*, C. Morales Ed., Wiley. *SCOPE*, 14, 71-91.

Ginoux, P., and O. Torres (2003), Empirical TOMS index for dust aerosol: Applications to model validation and source characterization, *J. Geophys. Res.*, 108(D17),4534, doi:10.1029/2003JD003470.

Graber, W.K., J. Dommen, M. Furger, A.S.H. Prévôt, and R. Weber, 2000, Report of PSI, Vertical ozone transports in the Alps II (VOLTALP II). Final report to the European Union. ENV4 CT970413 (<http://www.boku.ac.at/imp/votalp/publ.htm>)

- Grant, W. B., E. V. Browell, C. F. Butler, and G. D. Nowicki (1997), LITE measurements of biomass burning aerosols and comparisons with correlative airborne lidar measurements of multiple scattering in the planetary boundary layer. *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar*, A. Ansmann, R. Neuber, P. Rairoux, and U. Wnadinger, Eds., Springer-Verlag, 153–156.
- Grini A., G. Myhre, C. S. Zender, I. S. A. Isaksen (2005), Model simulations of dust sources and transport in the global atmosphere: Effects of soil erodibility and wind speed variability, *J. Geophys. Res.*, 110, D02205, doi:10.1029/2004JD005037
- Grosjean D., A.H. Miguel, and T.M. Tavares, 1990, Urban air pollution in Brazil: Acetaldehyde and other carbonyls, *Atmos. Environ.*, 24, 101-106.
- Guieu, C., M.-D. Loye-pilot, C. Ridame, and C. Thomas (2002), Chemical characterization of the Saharan dust end-member; some biological implications for the western Mediterranean, *J. of Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2001JD000582.
- Hamonou, E., P. Chazette, D. Balis, F. Dulac, X. Schneider, E. Galani, G. Ancellet, and A. Papayannis (1999), Characterization of the vertical structure of Saharan dust export to the Mediterranean basin, *J. of Geophys. Res.*, 104, 22257-22270.
- Hart, William D.; Spinhirne, James D.; Palm, Steven P.; Hlavka, Dennis L. Height distribution between cloud and aerosol layers from the GLAS spaceborne lidar in the Indian Ocean region *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, No. 22, L22S06, doi: 10.1029/2005GL023671.
- Haywood, J. M., P. Francis, S. Osborne, M. Glew, N. Loeb, E. Highwood, D. Tanré, G. Myhre, P. Formenti, and E. Hirst (2003), Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during Saharan Dust Experiment (SHADE). 1: Solar spectrum, *J. Geophys. Res.*, 108(D18), 8577, doi:10.1029/2002JD002687.
- Herman, J.R., P. K. Bhartia, O. Torres. C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier (1997), Global distributions of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102, 16911 -16923.
- Holben, B.N., T.F. Eck, I. Sluster, D. Tanré, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y.J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenue, I. Jankowiak, and Z. Smirnov, 1998, AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterisation, *Rem. Sens. Environ.*, 66, 1-16.
- Hozumi, K., T. Harimaya and C. Magono, 1982: The size distribution of cumulus clouds as a function of cloud amount., *J. Meteor. Soc. Japan.*, 60, 691-699.
- Huebert, B. J., T. Bates, P. B. Russell, G. Shi, Y. J. Kim, K. Kawamura, G. Carmichael, and T. Nakajima (2003), An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts, *J. Geophys. Res.*, 108(D23), 8633, doi:10.1029/2003JD003550.

- Husar, R. B., J. M. Prospero, and L. L. Stowe (1997), Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16,889-16,909.
- Immler, F., Engelbart, D., and Schrems, O.: Fluorescence from atmospheric aerosol detected by a lidar indicates biogenic particles in the stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, *5*, 345–355, 2005.
- IPCC, 2001. Climate change (2001), the science of climate change. Technical Summary of the Working Group I Report, World Meteorological Organization, Genf.
- Jacobowitz H., L. L. Stowe, G. Ohring, A. K. Heidinger, K. Knapp, and N. R. Nalli, 2003: The Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder Atmosphere (PATMOS) climate dataset: A resource for climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *84*, 785–793.
- Jancovici, J.M., 2002, L'avenir climatique – Quel temps ferons-nous?, Science Ouverte, Seuil, Paris.
- Jankoviak, I. and D. Tanre (1992), Satellite climatology of Saharan dust outbreaks: Method and preliminary results, *J. Clim.*, *15*, 646-656.
- Jin, Y., W. B. Rossow, and D. Wylie, 1996: Comparison of the climatologies of high-level clouds from HIRS and ISCCP. *J. Climate*, *9*, 2850–2879.
- Jones, P. D., and M. E. Mann (2004), Climate over past millennia, *Rev. Geophys.*, *42*, RG2002, doi:10.1029/2003RG000143.
- Jost, H. J., Drdla, K., Stohl, A., Pfister, L., Loewenstein, M., Lopez, J. P., Hudson, P. K., Murphy, D. M., Cziczo, D. J., Fromm, M., Bui, T. P., Dean-Day, J., Gerbig, C., Mahoney, M. J., Richard, E. C., Spichtinger, N., Pittman, J. V., Weinstock, E. M., Wilson, J. C., and Xueref, I.: In-situ observations of mid-latitude forest fire plumes deep in the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.* *31*, 11101, doi:10.1029/2003GL019253, 2004.
- Joughin I. and Rignot, E. and Rosanova, C. E. and Lucchitta, B. K.; Bohlander, J. (2005), Timing of Recent Accelerations of Pine Island Glacier, Antarctica, *GRL*, *30*, 13, pp.39
- Junkermann W., 2001, An Ultralight aircraft as platform for research in the lower troposphere: system performances and first results from radiation transfert studies in stratiform aerosol layers and broken cloud conditions, *J. Atm. & Ocean. Techn.*, *18*, 934-946.
- Karyampudi, V. M., S. P. Palm, J. A. Reagen, H. Fang, W. B. Grant, R. M. Hoff, C. Moulin, H. F. Pierce, O. Torres, E. V. Browell and S. H. Melfi (1999), Validation of the Saharan Dust Plume Conceptual Model Using Lidar, Meteosat, and ECMWF Data, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *80*, 1045-1075.
- Kaufman, Y. J., D. Tanré, L. A. Remer, E. F. Vermote, A. Chu, and B. N. Holben (1997), Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. *J. Geophys. Res.*, *102*, 17051–17067.

- Kaufman, Y. J., D. Tanré and O. Boucher (2002), A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature* **419**, 215-223.
- Kaufman, Y. J., D. Tanré, J.-F. Léon, and J. Pelon (2003), Retrieval of profiles of fine and coarse aerosols using Lidar and radiometric space measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *41*(8), 1743-1754.
- Kaser Georg (1999), A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, *Global and Planetary Change* **22**, pp. 93–103.
- Kaser G., J. G. Cogley, M. B. Dyurgerov, M. F. Meier, and A. Ohmura (2006), Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004, *GRL*, VOL. **33**, L19501, doi:10.1029/2006GL027511.
- Key, J. and A.J. Schweiger (1998), Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and FluxNet, *Computers & Geosciences*, *24*(5), 443-451.
- Key, J., (2001), Streamer User's Guide, Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin, 96 pp.
- Kiehl, J. T. and Briegleb, P. B.: The relative roles of sulphate aerosols and greenhouse gases in climate forcing, *Science*, **260**, 311–314, 1993.
- Klett, J. D. (1981), Stable analytical inversion solution for processing lidar return, *Appl. Opt.*, *20*, 211-220.
- Klett, J. D. (1985), Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Appl. Opt.*, *24*, 1638– 1643.
- Kuwagata T and F. Kimura, 1995, Daytime boundary layer evolution in a deep valley. Part I: observations in the Ina Valley, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1082-1091.
- Lacis, A. A. & Mischenko, M. I. in *Aerosol Forcing of Climate* (eds Charlson, R. J. & Heintzenberg, J.) 11–42 (Wiley, New York, 1995).
- Lane, D. E., K. Goris, and R. C. J. Somerville, 2002: Radiative transfer through broken clouds: observations and model validation. *J. Climate*, **15**, 2921-2933.
- Laurent B., B. Marticorena, G. Bergametti, P. Chazette, F. Maignan, C. Schmechtig (2005). Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products. *J. Geophys. Res.* *110*(D18), D18S04, 10.1029/2004JD005013.
- Laurent B. (2005), Simulations des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale: Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, PhD Dissertation, Univ. Paris 12.
- Legrand, M., G. Cautenet, and J.C. Buriez (1992), Thermal impact of Saharan dust over land. Part II: Application to satellite IR remote sensing, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 181-193.

- Legrand, M., C. N'Doumé, and I. Jankowiak (1994), Satellite –derived climatology of the Saharan aerosol. Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II, (Ed.) Lynch, D.K., *SPIE*, 127-135.
- Legrand, M., A. Plana-Fattori, and C. N'Doumé (2001), Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat, 1, Infrared difference dust index, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,251–18,274.
- Lelieveld, J., P.J. Crutzen, V. Ramanathan, M.O. Andreae, C.A.M. Brenninkmeijer, T. Campos, R. Cass, R.R. Dickerson, H. Fisher, J.A. de Grouw, A. Hansel, A. Jefferson, D. Kley, A.T.J. de Laat, S. Lal, M/G. Lawrence, J.M. Lobert, O.L. Mayol-Bracero, A.P. Mitra, T. Novakov, S.J. Otmans, K.A. Prather, T. Reiner, H. Rodhe, H.A. Scheeren, D. Sikka and J. Williams, 2001, The Indian Ocean Experiment: widespread air pollution from south and southeast Asia, *Science*, 291, 1031-1036.
- Léon J.-F., P. Chazette, J. Pelon, F. Dulac, and H. Randriamarisoa (2002), Aerosol direct radiative impact over the INDOEX area based on active and passive remote sensing, *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2000JD000116.
- Léon, J.-F., D. Tanré, J. Pelon, Y.J. Kaufman, J. Haywood, and B. Chatenet (2003), Profiling of a Saharan dust outbreak based on a synergy between active and passive remote sensing, *J. Geophys. Res.*, 108, 8575, doi:10.1029/2002JD002774.
- Levin, Z. and Lindberg, J. D., 1979: Size distribution, chemical composition, and optical properties of urban and desert aerosols in Israel, *J. Geophys. Res.* 84, 6941–6950.
- Liu, Z., Sugimoto, N., and Murayama, T. (2002), Extinction-to-backscatter ratio of Asian dust observed with high-spectral-resolution lidar and Raman lidar, *Appl. Opt.*, 41, 2760-2767.
- Liu, W., Field, R. T., Gantt, R. G., AND Klemas, V., 1987, Measurement of the Surface Emissivity of Turbid Water, *Rem. Sens. Env.*(21), pp 97-109.
- Livesey, N. J., Fromm, M. D., Waters, J. W., Manney, G. L., Santee, M. L., and Read, W. G.: Enhancement in lower stratospheric CH₃CH observed by the Upper Atmosphere Research Satellite Microwave Limb Sounder following boreal forest fires, *J. Geophys. Res.*, 109, D06308, doi:10.1029/2003JD004055, 2004.
- Lurmann F.W., A.S. Wexler, S.N. Pandis, S. Musarra, N. Kumar, and J.H. Seinfeld, 1997, Modeling urban and regional aerosols: II. Application to California's South coast air basin, *Atmos. Environ.*, 31, 2695-2715.
- McManus, J. F. (10 Jun 2004), Palaeoclimate: A great grand-daddy of ice cores, *Nature* 429, 611 - 612.
- Marticorena, B., and G. Bergametti (1995), Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil derived dust production scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 16415-16430.
- Marticorena, B., and G. Bergametti (1996), Two-year simulations of the seasonal and interannual changes of the Saharan dust emissions, *Geophys. Res. Lett.*, 23(15), 1921-1924.

Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé and M. Legrand (1997), Modeling the atmospheric dust cycle: 2-Simulation of Saharan sources, *J. Geophys. Res.*, *102*, 4387-4404.

Marticorena B., P. Chazette, G. Bergametti, F. Dulac and M. Legrand (2004), Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *Int. J. Remote Sens.*, *25*, 603-626.

Mattis, I., A. Ansmann, D. Müller, U. Wandinger, and D. Althausen (2002), Dual-wavelength Raman lidar observations of the extinction-to-backscatter ratio of Saharan dust, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, doi 10.129/2002GL014721.

McCormick, D. M. Winker, J. A. Coakley, C. S. Gardner, R. M. Hoff, G. S. Kent, S. H. Melfi, R. T. Menzies, C. M. R. Platt, D. A. Randall, J. A. Reagan and E. V. Browell (1993), Scientific investigations planned for the Lidar In-Space Technology Experiment (LITE), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *74*, 205-214.

Measures R.M. (1984), *Laser remote sensing*, edited by Wiley Interscience, New York.

Menut L., R. Vautard, C. Flamant, A. Abonnel, M. Beekmann, P. Chazette, P.H. Flamant, D. Gombert, D. Guédalia, D. Kley, M.P. Lefebvre, B. Lossec, D. Martin, G. Mégie, P. Perros, M. Sicard, and G. Toupance, 2000, Measurements and modeling of atmospheric pollution over the Paris area : An overview of the ESQUIF project, *Ann. Geophys.*, *18* (11), 1467-1481.

Melfi, S.H., Sphinirne, J.D., Chou, S.H. and Palm, S.P. Lidar Observations of the Vertically Organized Convection in the Planetary Boundary Layer over the Ocean, *J. Climate Appl. Meteor.*, *34*, 1092-1098, 1995.

Moore, G. E. (1965) "Cramming More Components on Integrated Circuits," *Electronics* (38)8 (April 19), pp. 114-117.

Moulin, C., F. Guillard, F. Dulac, and C. E. Lambert (1997a), Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using ISCCP-B2 data, 1. Methodology and preliminary results for 1983-1994 in the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16947-16958.

Moulin, C., F. Dulac, C. E. Lambert, P. Chazette, I. Jankowiak, B. Chatenet, and F. Lavenu (1997b), Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using ISCCP-B2 data, 2. Accuracy of the method and validation using Sun photometer measurements, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16959-16969.

Moulin C., Lambert C., Dayan U., Masson V., Ramonet M., Bousquet P., Legrand M., Balkanski Y., Guelle W., Marticorena B., Bergametti G., Dulac F. (1998), Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere. *J. Geophys. Res.* *103*, 13.137-13.144.

Moulin, C. and X. Schneider (1999), Calibration of the Meteosat-5 sensor visible channel, *Int. J. Remote Sens.*, *20*, 195-200.

- Murayama, T., S.J. Masonis, J. Redemann, T.L. Anderson, B. Schmid, J.M. Livingston, P.B. Russell, B. Huebert, S.G. Howell, C.S. McNaughton, A. Clarke, M. Abo, A. Shimizu, N. Sugimoto, M. Yabuki, H. Kuze, S. Fukagawa, K.L. Maxwell, R.J. Weber, D.A. Orsini, B. Blomquist, A. Bandy, and D. Thornton (2003), An intercomparison of lidar-derived aerosol optical properties with airborne measurements near Tokyo during ACE-Asia. *J. Geophys. Res.*, 108, 8651, doi:10.1029/2002JD003259.
- Nicolas F, L.R. Bissonnette and P. Flamant (1997), Lidar effective multiple scattering coefficients in cirrus clouds, *Appl. Opt.*, 36, 3458-68.
- Novakov T., M.O. Andreae, R. Gabriel, T.W. Kirchstetter, O.L. Mayol-Bracero, and V. Ramanathan, 2000, Origin of carbonaceous aerosols over the tropical Indian ocean: Biomass burning or fossil fuels, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 4061-4064.
- Odum J.R., T.P.W. Jungkamp, R.J. Seinfeld, 1997, Aromatics, reformulated gasoline, and atmospheric organic aerosol formation, *Environ. Sc. & Tech.*, 31, 1890-1897.
- Ogawa, K. and T. Schmugge, 2004: Mapping surface broadband emissivity of the sahara desert using ASTER and MODIS data. *Earth Interactions*, 8, No. 7, 14 pp.
- Osborn, M. T., Calibration of LITE data, in ILRC 19 th International Laser Radar Conference, Singh, U., Ismail, S., and Schwemmer, G. K. eds., NASA/CP-1998-207671/PT1, 245-247, 1998.
- Pain, Th.; Martimort, Ph.; Tanguy, Ph.; Leibrandt, W.; Hélière, A. (2004), ATLID: atmospheric lidar four clouds and aerosol observations combined with radar sounding, In: Proceedings of the 5th International Conference on Space Optics (ICSO 2004), 30 March - 2 April 2004, Toulouse, France. Ed.: B. Warmbein. ESA SP-554, Noordwijk, Netherlands: ESA Publications Division, ISBN 92-9092-865-4, 2004, p. 19 – 23.
- Pal, S., W. Steinbrecht, and A. Carswell, *Automated method for lidar determination of cloud-base height and vertical extent*, Applied Optics, Vol. 31, No. 10, 1488–1494 (1992).
- Palm, S.P. and J.D. Spinhirne, 1987: Optimization of boundary layer height retrieval. *Laser and Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, Volume 18, 63-66, and presented at conference.
- Palm, S.P. and J. Spinhirne, 1998: The detection of Clouds, Aerosol and Marine Atmospheric Boundary Layer Characteristics from Simulated GLAS Data. The 19th International Laser Radar Conference, Annapolis, Md, July 6-10, 1998.
- Palm, S.P., W.D. Hart, D. Hlavka and J.D. Spinhirne, “The Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) Algorithm Theoretical Basis Document. GLAS Atmospheric Data Products, 2001. Available online at: <http://www.csr.utexas.edu/glas/atbd.html>.
- Palm, S.P. Hart, B. Hlavka, D. Spinhirne, J. Mahesh, A. Welton, E.J. (2002), “An overview of the GLAS real-time atmospheric processing algorithms and results from the analysis of simulated GLAS data sets”, *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS '02*. 2002 IEEE International, pp 1376- 1378 vol.3, doi: 10.1109/IGARSS.2002.1026121.

- Parmesan, C. (2006), "Ecological and Evolutionary Responses to Recent Climate Change, Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics, Section of Integrative Biology, Vol. 37: 637-669 (doi:10.1146/annurev.ecolsys.37.091305.110100)
- Pelon J., C. Flamant, P. Chazette, J. F. Léon , D. Tanré , M. Sicard, S. K. Satheesh (2002), Characterization of aerosol spatial distribution and optical properties over the Indian Ocean from airborne lidar and radiometry during INDOEX'99, *J. Geophys. Res.*, 107(D19), 8029, doi:10.1029/2001JD000402.
- Pettengill, G. H., and P. G. Ford, Winter clouds over the north Martian polar cap, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 609-612, 2000.
- Philippon G. and G. Ramstein and S. Charbit and M. Kageyama and C. Ritz and Ch. Dumas(2006), Evolution of the Antarctic ice sheet throughout the last deglaciation: A study with a new coupled climate-north and south hemisphere ice sheet model", *EPSL*, 248, pp.750-758.
- Pierangelo C., A. Chédin, S. Heilliette, N. Jacquinet-Husson, and R. Armante (2004), Dust altitude and infrared optical depth from AIRS, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 1813–1822.
- Planck, V. G., 1969: The size distribution of cumulus clouds in representative Florida populations. *J. Appl. Meteor.*, 1969, 8, 46-67.
- Platnick S., M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. C. Riédi, and R. A. Frey, "The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 41, pp. 459-473, Feb. 2003.
- Platt C. M. R. (1973), Lidar and radiometric observation of cirrus clouds, *J. Atmos. Sci.* ,30, 1191-204.
- Platt C. M. R. (1981), Remote sensing of high clouds III. Monte Carlo calculations of multiply scattered lidar returns, *J. Atmos. Sci.*, 38, 156-67.
- Platt, C. M. R., D. M. Winker, M. A. Vaughan, and S. D. Miller (1999), Backscatter-to-extinction ratios in the top layers of tropical mesoscale convective systems and in isolated cirrus from LITE observations, *J. Appl. Meteor.*, 38, 1330–1345.
- Powell, D. M., Reagan, J. A., Rubio, M. A., Erxleben, W. H., and Spinhirne, J. D. (2000), ACE 2 multiple angle micro-pulse lidar observations from Las Galletas, Tenerife, Canary Islands, *Tellus*, 52B, 652-661.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, and S. E. Nicholson (2002), Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, 40(3), 1002, doi:10.1029/2000RG000095.

- Quijano, A.L., Sokolik, I.N., Toon, B.O. (2000), Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions. *Journal of Geophysical Research* 105. (D10) , 12207–12219.
- Rädel G., C. J. Stubenrauch, R. Holz, D. L. Mitchell, 2003 : "Retrieval of effective ice crystal size in the infrared: Sensitivity study and global measurements from TIROS-N Operational Vertical Sounder", *J. Geophys. Res.*, 108 (D9), 4281, doi:10.1029/2002JD002801.
- Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. Lelieveld, A. P. Mitra, D. Althausen, J. Anderson, M. O. Andreae, W. Cantrell, G. R. Cass, C. E. Chung, A. D. Clarke, J. A. Coakley, W. D. Collins, W. C. Conant, F. Dulac, J. Heintzenberg, A. J. Heymsfield, B. Holben, S. Howell, J. Hudson, A. Jayaraman, J. T. Kiehl, T. N. Krishnamurti, D. Lubin, G. McFarquhar, T. Novakov, J. A. Ogren, I. A. Podgorny, K. Prather, K. Priestley, J. M. Prospero, P. K. Quinn, K. Rajeev, P. Rasch, S. Rupert, R. Sadourny, S. K. Satheesh, G. E. Shaw, P. Sheridan, F. P. J. Valero, Indian Ocean experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze, *J. Geophys. Res.*, 106(D22), 28371-28398, 10.1029/2001JD900133, 2001.
- Randriamiarisoa H., P. Chazette, and G. Mégie (2004), The columnar retrieved single scattering albedo from NO₂ photolysis rate, *Tellus B*, 56, 118-127.
- Rasch, P.J., J.E. Kristjánsson, 1998: A comparison of the CCM3 Model Climate using diagnosed and predicted condensate parametrizations, *J. of Climate*, vol. 11, no. 7, pp. 1587-1614.
- Remer, L. A., D. Tanré, Y. J. Kaufman, C. Ichoku, S. Mattoo, R. Levy, D. A. Chu, B. N. Holben, O. Dubovik, Z. Ahmad, A. Smirnov, J. V. Martins, and R.-R. Li (2001), Validation of MODIS Aerosol Retrieval Over Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 29(12), mod 3, 1–4.
- Rignot E. and S. S. Jacobs (2002a), Rapid Bottom Melting Widespread near Antarctic Ice Sheet Grounding Lines", *Sciences*, 296, pp. 2020-2023.
- Rignot E. and D. G. Vaughan and M. Schmeltz and Todd Dupont and D. MacAyeal (2002b), Acceleration of Pine Island and Thwaites Glaciers, West Antarctica, *AG*, 34, pp.189-194.
- Rignot E. and P. Kanagaratnam (2006), Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet, *Science*, 311, pp. 986-990.
- Rosen, J.M., and N.T. Kjome, 1991, Backscattersonde: a new instrument for atmospheric aerosol research, *Appl. Optics*, 30, 1552-1561.
- Rosenfeld, D. (2000), Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science*, 287, 1793-1796.
- Rosenfeld, D., R. Lahav, A. P. Khain, and M. Pinsky, The role of sea-spray in cleansing air pollution over ocean via cloud processes, *Science*, 297, 890, 1667–1670, 2002
- Rossow W.B., and Schiffer, R.A, ISCCP Cloud Data Products, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 2-20, 1991.

Rossow, W.B., and Schiffer, R.A., 1999: Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2261-2288.

Rothman, L. S., R. R. Gamache, R. H. Tipping, C. P. Rinsland, M. A. H. Smith, D. C. Benner, V. Malathy Devi, J.-M. Flaud, C. Camy-Peyret, A. Perrin, A. Goldman, S. T. Massie, L. R. Brown, and R. A. Toth, 1992: The HITRAN molecular database: Editions of 1991 and 1992. *J. Quant. Spectrosc. Rad. Transfer*, **48**, 469-507.

Rothman, L. S., Rinsland, C. P., Goldman, A., Massie, S. T., Edwards, D. P., Flaud, J. M., Perrin, A., CamyPeyret, C., Dana, V., Mandin, J. Y., Schroeder, J., McCann, A., Gamache, R. R., Wattson, R. B., Yoshino, K., Chance, K. V., Jucks, K.W., Brown, L. R., Nemtchinov, V. and Varanasi, P. 1998 The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS(HITRAN Atmospheric Workstation): 1996 edition. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 60, 665–710

L.S. Rothman, D. Jacquemart, A. Barbe, D. Chris Benner, M. Birk, L.R. Brown, M.R. Carleer, C. Chackerian, Jr., K. Chance et al., 2005, The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, Volume 96, Issue 2, 1 December 2005, Pages 139-204.

Savov P.B., T.S. Skakalova, I.N. Kolev and F.L. Ludwig, 2002, Lidar investigation of the temporal and spatial distribution of atmospheric aerosols in mountain valleys, *J. Appl. Meteor.*, 41, 528-541.

Shannon, C. E. (1948), A mathematical theory of communication, *Bell System Technical Journal*, vol. 27, pp. 379-423 and 623-656.

Shannon, C. E. (1949), Communication Theory of Secrecy Systems, *Bell System Technical Journal*, Vol 28, pp. 656-715.

Schröter, Dagmar, Wolfgang Cramer, Rik Leemans, I. Colin Prentice, Miguel B. Araújo, Nigel W. Arnell, Alberte Bondeau, Harald Bugmann, Timothy R. Carter, Carlos A. Gracia, Anne C. de la Vega-Leinert, Markus Erhard, Frank Ewert, Margaret Glendining, Joanna I. House, Susanna Kankaanpää, Richard J. T. Klein, Sandra Lavorel, Marcus Lindner, Marc J. Metzger, Jeannette Meyer, Timothy D. Mitchell, Isabelle Reginster, Mark Rounsevell, Santi Sabaté, Stephen Sitch, Ben Smith, Jo Smith, Pete Smith, Martin T. Sykes, Kirsten Thonicke, Wilfried Thuiller, Gill Tuck, Sönke Zaehle, and Bärbel Zierl (2005) ,Ecosystem Service Supply and Vulnerability to Global Change in Europe *Science* 310: 1333-1337, [DOI: 10.1126/science.1115233].

Seinfeld J.H. and S.N. Pandis, 1997, Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change, John Wiley and Sons, 1326p.

Seinfeld, J. H. and S. N. Pandis (Editors) (1998), From Air Pollution to Climate Change. Atmospheric Chemistry and Physics. John Wiley & Sons Ltd., New York, 1326 pp.

Shettle, E. P. and Fenn, R. W. (1979) Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on Their Optical Properties, AFGL-TR-79-0214, 20 Sept 1979, ADA085951.

Sicard M., P. Chazette, J. Pelon, J. G. Won and S. C. Yoon (2002), Variational method for the retrieval of the optical thickness and the backscatter coefficient from multiangular lidar profiles, *App. Opt.*, 41, 493–502.

Sicard, M., F. Rocadenbosch, M. A. Lopez, A. Comeron, A. Rodriguez, C. Munoz, D. Garcia-Vizcaino (2003), Characterization of aerosol backscatter-to-extinction ratio from multiwavelength and multi-angular lidar profiles, *Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere VII*. Edited by Schaefer, Klaus P.; Lado-Bordowsky, Olga; Comeron, Adolfo; Picard, Richard H. Proceedings of the SPIE, Volume 4882, pp. 442-450.

Smullin, L. D., and G. Fiocco, Optical echoes from the Moon, *Nature*, 194, 1267, 1962.

Spinhirne, J. D. (1982), Lidar clear atmosphere multiple scattering dependence on receiver range, *Appl. Opt.*, 21, 2467–2468.

Spinhirne, J. D., M. Z. Hansen, and L. O. Caudill (1982), Cloud top remote sensing by airborne lidar, *Appl. Opt.*, 21, 1564– 1571.

Spinhirne, J. D., W. D. Hart, and D. L. Hlavka (1996), Cirrus infrared parameters and shortwave reflectance relations from observations, *J. Atmos. Sci.*, 53, 1438–1458.

Spinhirne, J.D. Palm, S.P. Hlavka, D.L. Hart, W.D., Welton, E.J. (2005), Global aerosol distribution from the GLAS polar orbiting lidar instrument, *IEEE Remote Sensing of Atmospheric Aerosols*, 2005.

Spichtinger N., R. Damoah, S. Eckhardt, C. Forster, P. James, S. Beirle, T. Wagner, P. C. Novelli, A. Stohl, Boreal forest fires in 1997 and 1998: a seasonal comparison using transport model simulations and measurement data, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 4, 2747-2779, 2004.

Stephens, G. L., R. J. Engelen, M. Vaughan, and T. L. Anderson (2001), Toward retrieving properties of the tenuous atmosphere using space-based lidar measurements, *J. Geophys. Res.*, 106,28143-28157.

Stern, N. (2006), *The Economics of Climate Change*, The Stern Review, Cabinet Office - HM Treasury, (ISBN-13: 9780521700801 | ISBN-10: 0521700809). Accessible sur internet à l'adresse :

http://www.hm-treasury.gov.uk/independent_reviews/stern_review_economics_climate_change/stern_review_report.cfm

Stowe, L. L., R. M. Carey, and P. P. Pellegrino (1992), Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA/AVHRR data, *Remote Sens. Environ.*, 60, 22-34.

Stowe, L., A. Ignatov, and R. Singh (1997), Development, validation, and potential enhancements to the second-generation operational aerosol product at the National Environmental Satellite, Data and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,923–16, 934.

-
- Stowe L. L., H. Jacobowitz, G. Ohring, K. Knapp, and N. Nalli, 2002: The AVHRR Pathfinder Atmosphere (PATMOS) climate dataset: Initial analyses and evaluation. *J. Climate*, **15**, 1243–1260.
- Takano, Y., K. N. Liou et P. Minnis 1992: The effect of small ice crystals on cirrus infrared radiative properties. *J. of Atmos. Sci.*, 49: 1487–1493.
- Takemi T., M. Yasui, J. Zhou and L. Liu (2006), Role of boundary layer and cumulus convection on dust emission and transport over a midlatitude desert area, *J. Geophys. Res.*, 111, D11203, doi:10.1029/2005JD006666.
- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J. J., Perbos, J., and Deschamps, P. Y. (1986), Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S), Users's Guide (U. S. T. de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq, France: Laboratoire d'Optique Atmosphérique).
- Tanré, D., Y. Kaufman, M. Herman, and S. Mattoo (1997), Remote Sensing of aerosol properties over the oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, *J. Geophys. Res.*, 102, 16, 971-16, 988.
- Tanré, D., Y. Kaufman, and B.N. Holben (2001), Climatology of dust aerosols size distribution and optical properties derived from remotely sensed data in the solar spectrum, *J. Geophys. Res.*, 106, 18, 205-18,218.
- Tanré, D., J. Haywood, J. Pelon, J. F. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, E. J. Highwood, and G. Myhre (2003), Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE), *JGR*, VOL. 108, NO. D18, 8574, doi:10.1029/2002JD003273.
- Thomas, C. D., Alison Cameron, Rhys E. Green, Michel Bakkenes, Linda J. Beaumont, Yvonne C. Collingham, Barend F. N. Erasmus, Marinez Ferreira de Siqueira, Alan Grainger, Lee Hannah, Lesley Hughes, Brian Huntley, Albert S. van Jaarsveld, Guy F. Midgley, Lera Miles, Miguel A. Ortega-Huerta, A. Townsend Peterson, Oliver L. Phillips and Stephen E. Williams (2004), Extinction risk from climate change, *Nature*, 427(6970), pp.145.
- Vautard R., M. Beekmann, J. Roux, D. Gombert, 2001, Validation of a deterministic forecasting system for the ozone concentrations over the Paris area, *Atmos. Environ.*, 35, 2449-2461.
- Vautard R., L. Menut, M. Beekmann, P. Chazette, P.H. Flamant, D. Gombert, D. Guédalia, D. Kley, M-P. Lefebvre, D. Martin, G. Mégie, P. Perros and G. Toupance, 2003, A synthesis of the ESQUIF field campaign, *J. Geophys. Res.*, 108, p 8558.
- Vaughan, M. (1999), PICASSO-CENA LSWG White Papers, Reports by the Lidar Science Working Group (LSWG), pp20, (see <http://www.atmos.washington.edu/~cheeka/PC/whitepapers.pdf>).
- Velicogna I. and J. Wahr (2006), Measurements of Time Variable Gravity Shows Mass Loss In Antarctica, *Science*, 311 (5768), pp.1754-1756.

- Volz, F. E. (1972) Infrared refractive index of atmospheric aerosol substance, *Appl. Opt.*, 11:755-759.
- Volz, F. E. (1972) Infrared absorption by atmospheric aerosol substance, *J. Geophys. Res.*, 77:1017-1031.
- Volz F.E. (1973), Infrared optical constants of ammonium sulfate, Saharan dust, volcanic pumice and fly-ash., *J. Appl. Opt.*, 12, 564-568.
- Wahr, J., D. Wingham, C. Bentley (2000), A method of combining ICESat and GRACE satellite data to constrain Antarctic mass balance, *J. Geophys. Res.*, 105(B7), 16279-16294, 10.1029/2000JB900113.
- Warren, S.G., Hahn, C.J. and London, J. Simultaneous occurrence of different cloud types, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 24, 658-667, 1985.
- Welton, E. J., K. J. Voss, H. R. Gordon, H. Maring, A. Smirnov, B. N. Holben, B. Schmid, J. M. Livingston, P. B. Russell, P. A. Durkee, P. Formenti, and M. O. Andreae (2000), Ground-based lidar measurements of aerosols during ACE-2: lidar description, results, and comparisons with other ground-based and airborne measurements, *Tellus 52B*, 636-65.
- Whiteman C.D., 1982, Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part I. Observations, *J. Appl. Meteor.*, 21, 270-289.
- Whiteman C.D. and T.B. McKee, 1982, Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part II. Thermodynamic Model, *J. Appl. Meteor.*, 21, 290-302.
- Wiegner, M., U. Ooppel, H. Krasting, W. Renger, C. Kiemle, and M. Wirth (1996) Cirrus measurements from a spaceborne lidar: influence of multiple scattering, *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar* (Eds.: A. Ansmann, R. Neuber, P. Rairoux, U. Wandinger), Springer, 189-192.
- Wielicki, B. A., and R. M. Welch, 1986: Cumulus cloud properties derived using Landsat satellite radar. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 261-276..
- Winker, D. and M. Vaughan, Vertical distribution of clouds over Hampton, Virginia observed by lidar under the ECLIPS and FIRE ETO programs, *Atmospheric Research*, Vol. 34, 117-133 (1994).
- Winker, D. M., M. P. McCormick, and R. Couch (1996), An Overview of LITE: NASA's Lidar In-space Technology Experiment, *Proc. IEEE* 84, 164-180.
- Winker, D.M. Cloud Distribution Statistics from LITE, in ILRC 19 th International Laser Radar Conference, Singh, U. N., Ismail, S., and Schwemmer, G. K. eds., NASA/CP-1998-207671/PT1, 955-958, 1998.
- Winker, D. M., Pelon, J. and McCormick, M. P The CALIPSO mission: Aerosols and cloud observations from space ", *Proc. ILRC 21*, Bissonnette, L., Roy, G., G.Vallee, Ed., pp. 735-738, 2002.

-
- Winker, D. M., J. Pelon, and M. P. McCormick (2002), The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, *Proc. SPIE, Int. Soc. Opt. Eng.*, 4893, 1–11.
- Wylie, D. P., W. P. Menzel, and K. I. Strabala, 1994: Four years of global cirrus cloud statistics using HIRS. *J. Climate*, **7**, 1972-1986.
- Yasui, M., J. Zhou, L. Liu, T. Itabe, K. Mizutani, and T. Aoki (2005), Vertical profiles of aeolian dust in the desert atmosphere observed by a lidar in Shapotou China, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **83A**, 149–171.
- Zender, C. S., H. Bian, and D. Newman, Mineral Dust Entrainment And Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology, *J. Geophys. Res.*, **108(D14)**, 4416, doi:10.1029/2002JD002775, 2003.
- Zwally, H. J., B. Schutz, W. Abdalati, J. Abshire, C. Bentley, A. Brenner, J. Bufton, J. Dezio, D. Hancock, D. Harding, T. Herring, B. Minster, K. Quinn, S. Palm, J. Spinhirne, and R. Thomas (2002). ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land, *J. Geodyn.*, **34**, 405-445.