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 β .d β . 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 Entrainement 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 (<u>http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=6445</u>). 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°S; 20°S] et [20°S; 10°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 et1999 [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)).

166

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. (<u>http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=6451</u>)

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
Α	Sahara + Jet	[5°N à 35°N]	[60°O à 30°E]
В	Amérique du Sud	[60°S à 5°N]	[90°O à 30 [°] E]
С	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]
Е	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]
Н	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 arabique 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 8km 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 desertiques 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 jeux [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 donnés 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 atmospheriques 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.
- 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 :

- 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 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 tels MSG (http://www.esa.int/SPECIALS/MSG/), MODIS spatiaux que à de (http://modis.gsfc.nasa.gov/) POLDER bord PARASOL et (http://smsc.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 (~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 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 μ m, avec un maximum vers 0.5 μ m (notée ici SW pour ShortWave), ou les flux dont le domaine de longueurs d'ondes est compris entre 3 et 100 μ m avec un maximum à 10 μ m et correspondant à l'infrarouge tellurique (notés LW pour LongWave)). Au



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 (**TotalSW=DirSWdown+DiffSWDown+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 μ m, maximum vers 10 μ m). 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 CO₂, le CH₄, le N₂O, l'O₃, 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 (NET=TotalSW+LWDown+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 :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{g}{C_{p}} \cdot \frac{\partial F_{NET}}{\partial p}$$
(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, 0_3 le profil d'ozone. $g(\lambda)$ représente le facteur d'asymétrie de l'aérosols, ω (λ) son albédo de simple diffusion, $P(\theta, \lambda)$ sa fonction de phase et $\alpha(z)$ le coefficient d'extinction.

5.2.2.1Les 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 O₃, 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 à 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'intéraction 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 aboutit 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 μ m, est dû a 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 μ m ([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 μ m) 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 μ m (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 μ m et plus faiblement autour de 11.5 et 14 μ m.

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	0.38.10 ⁻⁶
Deuxième mode	2.18.10 ⁻²	3.2	0.45
Troisième mode	1.10 ⁻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 serai 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 µm. 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_{avant}/P_{arrière} est équivalent à 5,04.10², soit 27 dB !



Figure 5.2.9: Indicatrice de diffusion de l'aérosol à 0.55 μ m (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 a la fonction $P'=(log_{10}(P.10^4)/[log_{10}(P.10^4)]_{max})$.

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):

$$g(\lambda) = \frac{1}{2} \int_{-1}^{1} \mu P(\lambda, \mu) d\mu = \frac{1}{2} \int_{0}^{180} \cos(\theta) P(\lambda, \theta) \sin(\theta) d\theta$$
(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 ou la particule diffuse toute l'énergie vers l'avant, g vaut 1. Dans le cas ou 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 $r_e=2 \mu m$ 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 lauched 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 (~20°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.



5.3.2.2LITE

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 regularily 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 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

____200

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.





IDDI





1994/09/15





d

1994/09/19



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]. Vt 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 of 1.125°x1.125° database obtained with а resolution from the CLIMSERV (http://climserv.ipsl.polytechnique.fr). The horizontal wind velocity was interpolated on the 0.25°x0.25° 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 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).

5.3.3.3Trajectory 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 (<u>http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html</u>). 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. Theses 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 a apparent AOT defined by the product $\eta \propto AOT$, 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 AOT_{lidar} - $AOT_{Metosat} > 0$ (resp. AOT_{lidar} - $AOT_{MET} < 0$). 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].

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 ans 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 \sim 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 (AOT < 0.25), hereafter noted D_B .

The mean BER value retrieved by the method 1 in area D_B , is about 0.019 ± 6.10^{-3} sr¹ 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 ± 6.10^{-3} sr⁻¹ for a mean AOT of 0.38 ± 0.15 (Table 2).

-			Method 1 Method 2		2	
A y	LITE Orbit	METEOSAT AOT	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	(D _B)	0.20±0.06	0.019 (6 10 ⁻³)	0.15±0.05	0.046±0.027	0.014 (6 10 ⁻³)
19	(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. Theses 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 ~0.020 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 $\sim 7 \, 10^{-3} \, \text{sr}^{-1}$. This corresponds to lidar ratios of $\sim 40 \pm 13$ 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.

5.3.5.2Lidar-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 ABER- σ_{ABER} and ABER+ σ_{ABER} are used to inversed 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.



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 ~0.4 km⁻¹ around 4 km amsl, which may be due to a cloud formation (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%).

5.3.6.2Lidar 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 10 ⁻³
σ _{BER} due to error on the LITE signal (SNR = 5.1)	1.9 10 ⁻³
σ_{BER} due to the error in Meteosat-derived AOT ($\sigma_{AOT,Dust} = 7.7 \ 10^{-2}$)	4.3 10 ⁻³
σ_{BER} due to multiple scattering	3 10 ⁻³
Total σ_{BER}	5.6 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 $1.9 \ 10^{-3} \ sr^{-1}$. 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 10⁻³ sr⁻¹. They are greater than the ones due to the SNR by a factor of ~2. The use of more precise AOT products fom 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://smsc.cnes.fr/POLDER/) onboard the Polarization & Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from а Lidar (PARASOL, http://smsc.cnes.fr/PARASOL/index.htm) will be a great advance to improve the synergy between spaceborne lidar and passive instruments.

217

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 x 2.5 km² (i.e., $0.02^{\circ}x0.02^{\circ}$). We degraded this resolution down to 48 x 48 km² 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 $\sim 3 \ 10^{-4} \text{sr}^{-1}$ 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 ~ 260 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 10⁶. 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 10⁻³ and 1.7 10⁻³ sr⁻¹, respectively, on the retrieved BER.



Figure 11: Probability density unction 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 ~0.006 sr⁻¹. The lidar ratio is then ~ 57 ± 27 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 ± 0.007 sr⁻¹, respectively. But during a Saharan outbreak off West Africa Leon et al. [2003] derive lower values of 0.018 and 0.024±0.007 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 nonspherical dust aerosols.

5.3.6.6Temporal 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

____220

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_{ϕ}) 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 (~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) W.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) W 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) W 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 ~0.03 sr⁻¹. The total standard deviation σ_{BER} on the retrieved BER has been assessed to be equal to 5.6 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 litterature [Cattrall 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 retrieved 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 (<u>http://smsc.cnes.fr/PARASOL/index.htm</u>). 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 (~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, <u>http://amma.mediasfrance.org/</u>) 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]:

$$S(z) = C \cdot \beta(z) \cdot \exp\left[-\frac{2}{\cos(\theta)} \cdot \int_{z}^{z_{s}} \alpha(z') \cdot dz'\right]$$
(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:

$$\beta(z) = \frac{S(z) \cdot Q(z)}{\frac{S_0}{\beta_0} + \frac{2}{\cos(\theta)} \int_{z}^{z_0} \frac{1}{BER(z)} S(z') \cdot Q(z') \cdot dz'}$$
(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 $\alpha_m(z)$:

$$Q(z) = \exp\left(\frac{2}{\cos(\theta)} \cdot \int_{z}^{z_{0}} \left[\frac{3}{8\pi \cdot BER(z)} - 1\right] \cdot \alpha_{m}(z') \cdot dz'\right)$$
(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

$$\alpha_e(z) = \frac{1}{BER(z)} \left[\beta(z) - \frac{3}{8\pi} \alpha_m(z) \right]$$
(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 :

$$AOT = \int_{ground}^{z_0} \alpha_e(z) \, dz \tag{5}$$

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

$$BER(z) = \eta(z) \cdot ABER(z) \tag{6}$$

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:

$$\eta(z) = 1 - \frac{\ln\left(\frac{S(z)}{S(z) - S_{mul}(z)}\right)}{2 \cdot \left(AOT(z=0) - AOT(z)\right)}$$
(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'éstimer 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 $F_{aerosols}$ - $F_{Ciel Clair}$, calculée à partir des flux présentés

226

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'environs 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 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 \sim -40 (-46) et \sim -8 (-18) W.m² 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 (océnaniques). 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}) t en fonction de l'Ecart quadratique sur le BER (σ_{BER}) dû aux différentes synergies instrumentales