

N° d'ordre : 787

50376  
1990  
182

50376  
1990  
182

**THESE DE DOCTORAT D'ETAT**  
**ès Sciences Physiques**

présentée à  
***l'Université des Sciences et Techniques***  
***de Lille Flandres Artois***

par ***Michel LEGRAND***

pour obtenir le grade de DOCTEUR ES SCIENCES

Sujet de la thèse :

***ETUDE DES AEROSOLS SAHARIENS AU-DESSUS DE L'AFRIQUE***  
***A L'AIDE DU CANAL A 10 MICRONS DE METEOSAT :***  
***VISUALISATION, INTERPRETATION ET MODELISATION***

soutenue le 4 Juillet 1990

devant le jury composé de :

Mme Jacqueline LENOBLE

Présidente et rapporteur

M. Michel DESBOIS

Rapporteur

M. Joseph M. PROSPERO

Rapporteur

M. Jean-Joseph BERTRAND

Examineur

M. Jean-Louis DOMERGUE

Examineur

M. Yves FOUQUART

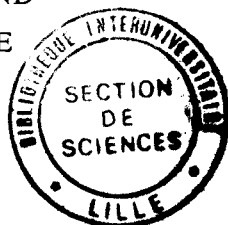
Examineur

M. Heinrich QUENZEL

Examineur

M. René SOULAGE

Examineur



**UFR DE PHYSIQUE FONDAMENTALE**

## **REMERCIEMENTS**

*Le travail présenté ici a été réalisé en grande partie lors de mon séjour au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (LPA) de l'Université Nationale de Côte d'Ivoire à Abidjan. Il s'est d'autre part trouvé singulièrement enrichi grâce à des collaborations avec le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) de l'Ecole Polytechnique à Palaiseau, et le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université de Lille 1 à Villeneuve d'Ascq qui m'a accueilli il y a un an.*

*Je remercie d'abord Madame le Professeur Lenoble pour le crédit qu'elle m'a accordé en acceptant de diriger mon travail, et pour l'honneur qu'elle me fait en présidant mon jury de thèse.*

*Je dois beaucoup à Michel Desbois, Directeur de Recherche au LMD, pour le soutien sans faille qu'il m'a accordé. Il n'en sera jamais trop remercié. Il est à l'origine de ma fructueuse collaboration avec le LMD, d'où procède toute la partie de mon travail en rapport avec le traitement d'images.*

*Je remercie le Professeur Joseph Prospero de l'Université de Miami d'avoir accepté d'être le rapporteur de ce travail, m'apportant ainsi la caution d'un spécialiste réputé dans le domaine des aérosols désertiques.*

*L'ensemble des articles qui constituent la partie originale de cet ouvrage a largement bénéficié de la critique constructive et éclairée du Professeur Yves Fouquart, ce dont je le remercie.*

*Je remercie le Professeur Heinrich Quenzel de l'Université de Munich, expert dans le domaine de la télédétection satellitaire des aérosols, d'avoir accepté de venir à mon jury.*

*Que le Professeur René Soulage de l'Université de Clermont-Ferrand trouve ici l'expression de ma reconnaissance pour le soutien essentiel qu'il m'a apporté et pour l'intérêt qu'il a montré pour mon travail.*

*Jean-Louis Domergue qui soutint une thèse sur les aérosols en Afrique, avant d'être Chargé de Mission pour les Affaires Scientifiques au Ministère de la Coopération, a accepté de faire partie de mon jury. Je l'en remercie.*

*Jean-Joseph Bertrand est un spécialiste des brumes sèches dont j'ai été le collaborateur au LPA. Le travail que je présente ici en a bénéficié. Je le remercie d'être à mon jury.*

*Comme tous ceux qui ont travaillé au LPA, je suis conscient du rôle qu'a joué le Professeur Baudet dans la promotion de ce laboratoire. Je lui dois beaucoup à ce titre, et je le remercie de plus pour m'avoir accordé sa confiance lorsqu'il a soutenu ma candidature à Abidjan.*

*Ma gratitude va aussi aux responsables universitaires ivoiriens - et d'abord au Professeur V. Bogui - qui ont su concilier au mieux, dans un esprit de coopération véritable, les exigences de l'enseignement avec mes impératifs de recherche.*

*Je remercie les Professeurs A. Berroir et R. Sadourny, pour l'accueil sans restriction qu'ils m'ont accordé au LMD dont ils ont été les directeurs successifs.*

*Le travail présenté ici a été largement valorisé par l'aide et la collaboration de nombreux collègues. Parmi eux, je voudrais remercier tout particulièrement A. Druilhet, Directeur de Recherche au Laboratoire d'Aérodynamique de l'Université de Toulouse 3, qui fut responsable de l'Expérience ECLATS. Je tiens aussi à remercier G. Cautenet, A. Cerf (LPA), P. Dechambenoy, L. Ménenger (LMD), D. Tanré, B. Bonnel, G. Brogniez, J.C. Buriez (LOA), et tous les autres.*

*Enfin, un grand merci à Madame Théroux pour la frappe du document, et à tous ceux qui ont contribué à sa réalisation matérielle.*

## **AVERTISSEMENT**

*Le second Chapitre de cet ouvrage comporte des illustrations en couleur de nuages de poussière. L'expérience prouve que pour de tels objets, les images en noir et blanc sont nettement moins démonstratives et informatives que leur version en couleur. Le lecteur consultant cette thèse sur des microfiches peut donc avoir intérêt à se reporter au document original sur papier, s'il s'intéresse particulièrement aux images. La thèse originale peut être consultée à la Bibliothèque de l'Université de Lille I, et elle peut être mise à la disposition des autres universités grâce au prêt interbibliothèque universitaire.*

## Sommaire

### INTRODUCTION : IMPORTANCE DE L'AEROSOL SAHARIEN

### CHAPITRE 1 : LES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES

#### A. Description générale

##### 1. Classification des aérosols

- a. Systèmes et modèles d'aérosols
- b. Les aérosols désertiques
- c. Aérosols et activités humaines

##### 2. L'aérosol saharien

- a. Génération et sources
- b. Transport
- c. Dépôt et puits

#### B. Aérosol et rayonnement

##### 1. Les paramètres optiques

- a. Propriétés physiques
- b. Paramètres de base
- c. Paramètres intégrés

##### 2. L'impact radiatif

- a. Cas du rayonnement solaire
- b. Cas du rayonnement infrarouge thermique
- c. L'impact énergétique et ses conséquences

**CHAPITRE 2 : DETECTION ET VISUALISATION DE L'AEROSOL SAHARIEN PAR  
VOIE SATELLITAIRE [ P1, P2, P3 ]**

**P1 : ETUDE DES BRUMES SECHES SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST A L'AIDE DE  
METEOSAT-1; La Météorologie, 6, 29-30 (1982), p.153-159.**

**Michel Legrand, Jean-Joseph Bertrand et Michel Desbois.**

**P2 : JUST CLOUDS OVER WEST AFRICA: A CHARACTERIZATION BY  
SATELLITE DATA; Annales Geophysicae, 3, 6 (1985), p.777-783.**

**Michel Legrand, Jean-Joseph Bertrand et Michel Desbois.**

**P3 : SATELLITE DETECTION OF SAHARAN DUST: OPTIMIZED IMAGING  
DURING NIGHTTIME; Journal of Climate, 1, 3 (1988), p.256-264.**

**Michel Legrand, Michel Desbois et Kwami Vovor.**

Visualisation de poussières au-dessus de l'Afrique à partir d'images du canal infrarouge  
de Météosat (avec planches en couleur).

**CHAPITRE 3 : INFLUENCE DE L'AEROSOL SAHARIEN SUR LA REPOSE  
SATELLITAIRE : RESULTATS EXPERIMENTAUX ET MODELISATION [ P4, P5, P6,  
P7 ]**

**P4 : THE POTENTIAL OF INFRARED SATELLITE DATA FOR THE RETRIEVAL  
OF SAHARAN-DUST OPTICAL DEPTH OVER AFRICA; Journal of Applied  
Meteorology, 28, 4 (1989), p.309-318.**

**Michel Legrand, Jean-Joseph Bertrand, Michel Desbois, Louis Ménénger  
et Yves Fouquart.**

P5 : ON THE RETRIEVAL OF SAHARAN AEROSOL OPTICAL DEPTH OVER AFRICA FROM IR SATELLITE IMAGERY; IRS '88 : *Current problems in atmospheric radiation*; Proc. of the Int. Rad. Symp., Lille, 18-24 Août 1988; A. Deepak Publ., p.589-590.  
Michel Legrand, et Michel Desbois.

P6 : THE THERMAL IMPACT OF SAHARAN DUST OVER LAND. PART I SIMULATION; soumis au Journal of Applied Meteorology.  
Guy Cautenet, Michel Legrand, Sylvie Cautenet, Bernard Bonnel et Gérard Brogniez.

P7 : THE THERMAL IMPACT OF SAHARAN DUST OVER LAND. PART II : APPLICATION TO SATELLITE IR REMOTE SENSING; soumis au Journal of Applied Meteorology.  
Michel Legrand, Guy Cautenet et Jean-Claude Buriez.

## CONCLUSION

## ANNEXE : [ P8 ]

P8 : ON THE SATELLITE RETRIEVAL OF SAHARAN DUST OPTICAL THICKNESS OVER LAND : TWO DIFFERENT APPROACHES; accepté par le Journal of Geophysical Research.  
Didier Tanré, et Michel Legrand.

## BIBLIOGRAPHIE GENERALE





## INTRODUCTION

### IMPORTANCE DE L' AEROSOL SAHARIEN

Pour les météorologues, les aérosols sahariens sont des lithométéores, c'est à dire un ensemble de particules solides en suspension dans l'atmosphère ou soulevées par le vent. Ces particules d'origine terrigène (poussières) sont en grande majorité minérales, classées en argiles, limons, et sables par ordre de tailles croissantes, de nature organique pour le reste : débris de végétaux, pollens, microorganismes divers.

Ces aérosols ne sont pas confinés à l'aire saharienne dont ils sont originaires, on les rencontre parfois très loin de là. La région où leur fréquence est la plus grande est probablement l'Afrique subsaharienne et plus particulièrement le Sahel, en saison sèche: ils y composent des paysages typiques de brume sèche caractérisés par un trouble atmosphérique élevé, atténuant les contrastes, escamotant les détails dans une lumière ocre ou jaunâtre.

La description dans les grandes lignes des quelques caractéristiques qui suivent, nous aideront à mieux apprécier l'ampleur de ce phénomène naturel.

Les aérosols sahariens se répartissent en couches bien délimitées de un à quelques kilomètres d'épaisseur, que l'on rencontre dans la troposphère entre le sol et 6-7 kilomètres d'altitude. Selon l'allure et l'évolution générales de ces structures, on parle de nuages, de panaches, ou encore de bouffées (en anglais outbreaks, voir par exemple Carlson et Prospero, 1972).

Typiquement, un nuage de poussière couvre une surface qu'on évalue en millions de kilomètres carrés. Il évolue au cours d'une période de quelques jours à une semaine, durant laquelle il est transporté par les vents sur des distances de l'ordre de quelques milliers de kilomètres. c'est ainsi que les nuages de poussière issus du Sahara occidental et central se déplacent fréquemment vers l'Ouest, traversant l'Atlantique et atteignant les Petites Antilles à

plus de 5000 km et la Floride à plus de 7000 kilomètres de leur lieu de génération, au bout d'une période d'environ une semaine (Carlson, 1982).

La masse de poussière constituant un nuage se chiffre en millions de tonnes. La production de la région saharienne est estimée à plusieurs centaines de millions de tonnes de poussière annuelles (environ  $700.10^6$  t/an selon D'Almeida, 1985) qui se redéposent, soit dans la région de génération, soit en dehors et parfois très loin de celle-ci.

Nous pouvons juger de l'importance pratique des aérosols sahariens à travers leurs retombées dans des domaines multiples et divers : navigation aérienne, télécommunications, santé, agronomie, télédétection satellitaire, climatologie, etc....

L'une des fonctions de la météorologie est d'assurer la sécurité de la navigation aérienne. De ce point de vue, la mesure de la visibilité horizontale au sol sur les sites d'aéroport constitue une observation importante qui détermine les conditions de sécurité dans lesquelles pourront se faire les opérations de décollage et d'atterrissage. En particulier ces opérations sont interdites lorsque la visibilité est inférieure à une certaine distance, fonction de l'aéroport, du type d'appareil, et de la compagnie aérienne (le problème peut se poser à partir de 1500 mètres). L'appareil en vol est alors détourné sur un aéroport de dégagement.

C'est l'ASECNA (Agence pour la SECurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar), organisme multinational créé en 1959 et regroupant la France et 15 pays d'Afrique, qui assure cette fonction de sécurité sur la sphère francophone - c'est à dire sur la majeure partie de l'Afrique sahélienne. En règle générale les aérosols désertiques s'y présentent en couches au contact du sol et sont dénommés brumes sèches (notées  $\infty$ ) ou tempêtes de poussière (notées S ) selon l'importance de la réduction de visibilité. Dans ces régions, le paramètre visibilité est d'ailleurs un excellent indicateur de l'intensité des situations de brume sèche comme l'a montré Bertrand (1977) , et à cet égard nous l'avons abondamment utilisé dans notre étude.

Les aérosols sahariens sont mobilisés par déflation des sols arides du Sahara et de ses abords, puis après avoir été entraînés plus ou moins loin par les vents, ils se redéposent par

gravitation ou impaction, ou associés aux eaux de pluie. Les sols soumis à l'érosion ainsi que ceux recevant les dépôts subissent certaines modifications ayant des incidences en pédologie, et de là en agronomie - au moins pour les régions qui ne sont pas totalement arides.

En ce qui concerne la déflation des sols sahéliens, Lundholm (1979) y voit une cause d'appauvrissement qu'il analyse ainsi:

- déperdition en substances nutritives du sol (en zone aride les flux d'humidité dans le sol sont normalement ascendants, entraînant la concentration des substances nutritives près de la surface),
- déperdition de la fraction organique du sol avec comme conséquence une altération de ses propriétés quant à l'infiltration et la rétention des eaux de pluie,
- déperdition en microorganismes jouant un rôle essentiel dans la fixation de l'azote nécessaire aux végétaux supérieurs.

A propos des dépôts éoliens, le même auteur les décrit au contraire comme une source d'enrichissement des sols lorsqu'ils intéressent les continents, et du milieu marin lorsqu'ils intéressent les océans, contribuant à l'amélioration de la productivité des écosystèmes terrestres et marins par:

- l'apport d'éléments nutritifs, augmentant la production végétale en zone continentale non désertique, et la production de phytoplancton marin,
- la modification de la structure des sols (amendement, formation de loess).

La télédétection satellitaire est devenue aujourd'hui un vaste champ d'étude aux retombées nombreuses et variées (se reporter par exemple à Becker et al., 1988). Même en se limitant aux informations relatives à la surface, on peut énumérer parmi les domaines d'application: la climatologie, l'évaluation du gisement solaire, l'hydrologie, l'agronomie et la surveillance des cultures et des forêts, l'écologie, la géologie et la prospection minière; et parmi les paramètres auxquels on peut accéder avec une plus ou moins grande précision: les flux de rayonnement à la surface, la réflectivité, l'albédo, les températures de surface des océans et de brillance des surfaces continentales, l'humidité et l'inertie thermique de la couche superficielle du sol, les termes du bilan hydrique, l'indice de végétation, la production de biomasse, la couleur de l'océan, etc....

Pour accéder à ce type d'information on utilise les mesures radiométriques satellitaires (luminances) dans des canaux situés dans les domaines de relative transparence de l'atmosphère: domaine visible, fenêtres de l'infrarouge proche et moyen (en particulier dans la fenêtre à 10  $\mu\text{m}$ ), et microondes. L'extraction de l'information de surface se fait par application de modèles d'évaluation ou d'algorithmes appropriés. L'une des étapes de ce traitement est la correction des effets atmosphériques: diffusion, absorption, et émission. Si la teneur de l'atmosphère en aérosol est notable, la correction de l'effet correspondant doit être prise en compte ce qui n'est théoriquement réalisable, à travers l'équation du transfert radiatif, que si l'on dispose de l'information sur la distribution et les propriétés optiques de l'aérosol. Pour résoudre ce problème de façon satisfaisante, une pratique usuelle consiste à utiliser des déterminations de l'épaisseur optique d'aérosol (à partir de mesures photométriques). Une approche pratique entièrement satellitaire est décrite par Griggs (1985) qui corrige la température de surface de l'océan mesurée à l'aide du radiomètre AVHRR dans l'infrarouge thermique de l'effet des aérosols, en déterminant leur épaisseur optique dans le canal 1 (0,58 - 0,68  $\mu\text{m}$ ) de ce même radiomètre. La précision est de 1° C après correction (l'erreur pouvait atteindre 7 °C avant correction). Cependant ce type de traitement n'est actuellement envisageable qu'au-dessus des océans. De ce fait pour l'Afrique de l'Ouest, où les aérosols sahariens sont présents en quantités importantes, se pose un sérieux problème pour la télédétection. A l'inverse évidemment, l'influence de ces aérosols sur les données satellitaires fournit un moyen pour leur étude. C'est le principe de l'étude présente, parmi d'autres.

Enfin, un domaine où l'incidence des aérosols sahariens pourrait être cruciale est celui de la climatologie. L'influence climatique de l'aérosol saharien est susceptible de s'exercer par l'intermédiaire des mécanismes suivants;

- impact radiatif en air non nuageux,
- influence sur la formation nuageuse (par l'intermédiaire des noyaux de condensation et glaçogènes),
- influence sur l'albédo nuageux (résultant de l'effet précédent sur la granulométrie des gouttelettes nuageuses).

Si nous nous limitons aux régions saharienne et subsaharienne en saison sèche, les seuls nuages à prendre en compte évoluent dans la haute troposphère (cirrus), ils ne sont donc pas en contact avec les aérosols sahariens et seul l'effet radiatif en ciel clair est à prendre en compte. Sur la base de cet effet, et plus particulièrement de la réduction du rayonnement global (au sol) qui peut être très importante, divers mécanismes ont été décrits par lesquels l'aérosol saharien serait l'un des éléments conditionnant l'importance des pluies sur la région. Ces préoccupations sont évidemment en rapport avec la sécheresse persistante qui a affecté le Sahel depuis la fin des années 60.

Ainsi, Coakley et Cess (1985) présentent un schéma dans lequel l'aérosol (envisagé à l'échelle globale) réduit le rayonnement solaire absorbé par la surface du sol qui est alors plus froide<sup>1</sup>, d'où une réduction voire une suppression de la convection associée aux flux de chaleur sensible et latente dans l'atmosphère, ce qui aboutit à une réduction des précipitations. Ce schéma est testé par l'introduction des modèles maritime et continental rural d'aérosol (Shettle et Fenn 1979) dans un modèle de circulation générale: le NCAR Community Climate Model, pour un mois de Juillet permanent. Ce forçage par les aérosols se traduit par un effet sensible sur le bilan hydrique dans certaines régions au premier rang desquelles le Sahel. Le modèle indique que l'introduction des aérosols réduit le bilan hydrique (précipitation - évaporation) de 0,7 mm/jour à 0. Une évolution climatique qui se traduirait par de tels chiffres correspond à la définition même de la désertification (passage d'un bilan hydrique positif à un bilan hydrique nul ou négatif).

Il faut cependant souligner l'introduction d'un certain nombre d'hypothèses simplificatrices pouvant affecter les résultats de façon appréciable:

- le modèle maintient constante la température de surface des océans ,
- le taux d'évaporation des surfaces continentales est uniformément égal au quart du taux océanique pour les mêmes conditions atmosphériques (température, humidité, vent), y compris pour les surfaces arides,

---

<sup>1</sup>. Il faut noter que nous avons fait appel à ce même mécanisme pour expliquer l'importance de l'effet des aérosols sahariens sur le rayonnement infrarouge renvoyé vers l'espace de jour (voir P2).

- les quantités d'aérosol introduites représentent simplement le fond continu (épaisseur optique de 0,23  $\mu\text{m}$  à 0,55  $\mu\text{m}$  entre 30°N et 30°S) ce qui est très inférieur aux moyennes sahéliennes (d'un facteur 3 selon les mesures photométriques réalisées par Ben Mohamed et Frangi (1985) à Niamey entre Novembre 1982 et Décembre 1983),
- l'utilisation des caractéristiques optiques des aérosols désertiques serait souhaitable dans les régions où ils sont largement prépondérants comme c'est le cas de la moitié nord de l'Afrique.

Ces éléments incitent donc à une utilisation prudente des chiffres issus du modèle. Néanmoins la tendance décrite lors du forçage par les aérosols est vraisemblable, ainsi d'ailleurs que son ampleur particulière au Sahel, là où précisément la pluviométrie est extrêmement variable (voir par exemple Nicholson, 1982) ce qui est bien le signe d'une grande sensibilité aux conditions météorologiques et physiques.

Dans une telle hypothèse, une augmentation de la quantité d'aérosols sahariens accentuerait le dessèchement de la zone sahélienne. Mais on peut alors s'attendre à un accroissement dans cette région des surfaces soumises à l'érosion éolienne et des quantités de poussière disponibles à la déflation. La boucle ainsi réalisée est schématisée par la Figure 1, elle constitue un mécanisme de rétroaction (feedback) positif assez analogue au mécanisme décrit par Charney (1975).

Il faut cependant préciser que ce maillon de fermeture de la boucle constitue encore une hypothèse qui pour apparaître plausible n'en est pas moins controversée. Sur cette question, suivons d'abord Prospero et Nees (1977). A partir du triplement de la quantité de dépôts minéraux insolubles atmosphériques collectés dans l'île de la Barbade (Petites Antilles), entre les années 1966 et 1967 antérieures à la sécheresse au Sahel et les années de grande sécheresse 1973 et 1974, on considère comme probable l'accroissement de production de la source saharienne en rapport avec la sécheresse. Citons ensuite Jaenicke (1979) qui sur la base de ses propres mesures photométriques effectuées en 1973-1974 aux îles du Cap-Vert (à 500 km à l'Ouest de Dakar) et de mesures similaires réalisées par Volz en 1963-1966 sur le

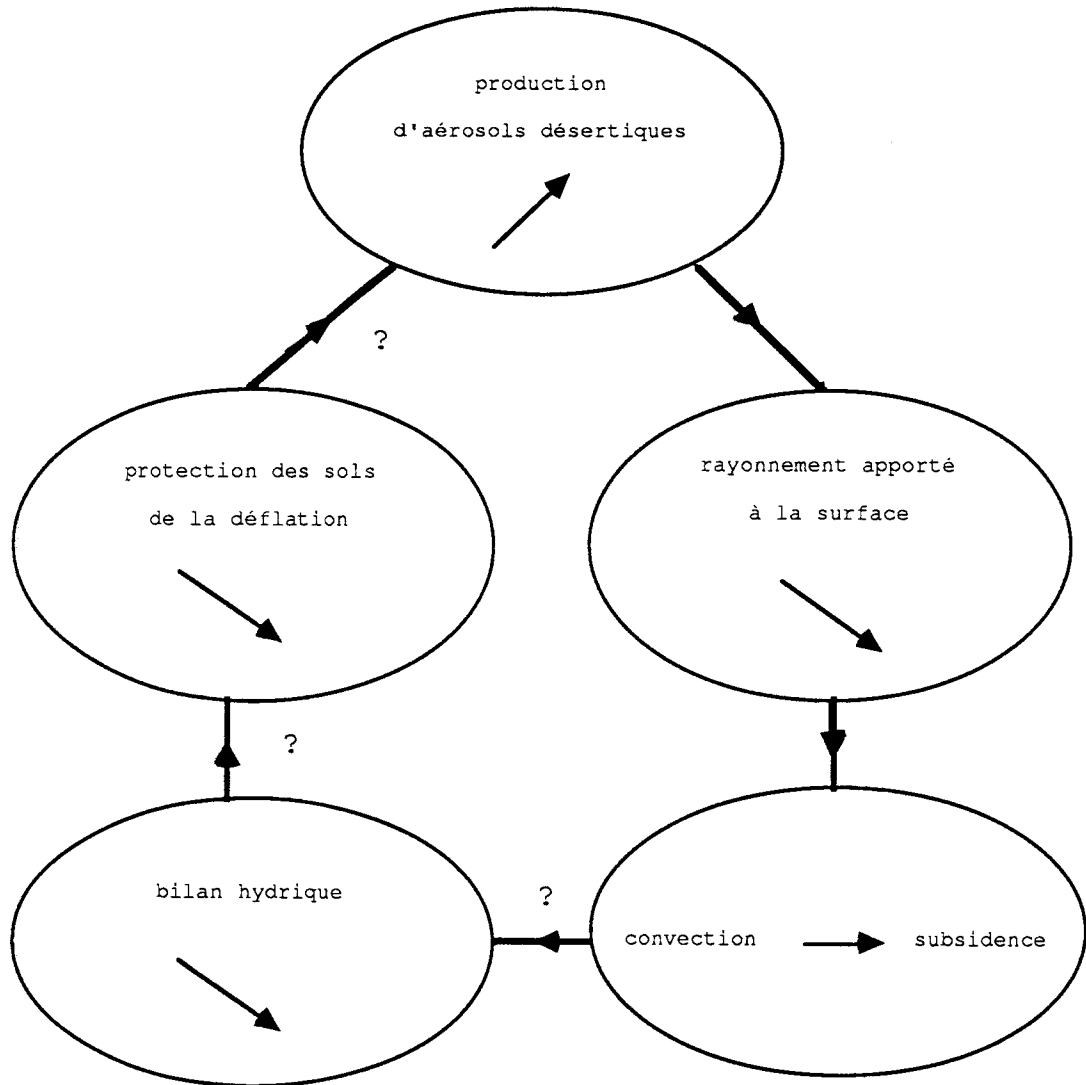
même site n'observe pas d'évolution significative et en tire une conclusion inverse. Cet auteur interprète les observations de Prospero et Nees comme résultant plutôt d'une modification du régime des vents transportant l'aérosol.

Il apparaît donc que les résultats de ce type de mesures doivent être interprétés avec beaucoup de précautions :

- à cause des variations possibles de la dynamique atmosphérique et des modalités du transport de l'aérosol saharien,
- parce qu'il s'agit là de mesures ponctuelles qui ne peuvent nous fournir qu'un échantillonnage imprécis des masses transportées vers l'Ouest,
- parce qu'on ne dispose d'aucune information sur les masses transportées dans les autres directions (or selon D'Almeida (1985), c'est vers le Sud que les masses transportées sont les plus importantes).

La discussion précédente montre bien le caractère hypothétique du mécanisme représenté par la Figure 1 - illustré par des points d'interrogation. Ce qui apparaît nettement en revanche, c'est que la réponse à ces interrogations passe d'abord par une amélioration de la connaissance des aérosols sahariens, du point de vue de leurs propriétés optiques, de leur distribution verticale, et surtout de leur dynamique et de leur répartition géographique et temporelle. Nous nous sommes d'abord attachés dans ce mémoire à nous doter des outils propres à progresser dans cette voie.

Le premier Chapitre traite de l'importance de l'aérosol saharien par rapport aux autres systèmes puis décrit l'état des connaissances actuelles du cycle de cet aérosol. Il en décrit aussi les propriétés optiques et leurs conséquences radiatives, en particulier afin de bien appréhender les mécanismes aboutissant à la détection satellitaire qui est à la base de toute l'étude.



**Figure 1** : Schéma d'une rétroaction positive possible entre la production d'aérosol désertique et le processus de désertification.



Le second Chapitre présente la détection de l'aérosol au-dessus de l'Afrique et ses applications en termes de visualisation des nuages de poussière, illustrée à l'aide de quelques planches en couleur.

Le troisième Chapitre aborde la question de l'exploitation quantitative des données satellitaires. La possibilité d'extraire l'épaisseur optique d'aérosol est établie au moyen de la comparaison des données satellitaires avec des mesures sol. Cette extraction passe par la modélisation de la réponse satellitaire à l'aérosol, étude qui est abordée à l'aide d'un modèle mésométéorologique.



**CHAPITRE 1**  
**LES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES**

**A - DESCRIPTION GENERALE**

**1. Classification des aérosols**

Les aérosols atmosphériques sont de petites particules de matière solide ou liquide en suspension dans l'atmosphère, à l'exclusion des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace des nuages et brouillards (d'après le rapport WCP-12, 1980).

Selon Hidy et Brock (1970), on estime la production journalière globale d'aérosol à environ 10 millions de tonnes. Selon Pueschel (1986), elle est comprise entre 2,6 et 6,6 millions de tonnes. Ces valeurs suffisent à illustrer l'incertitude considérable affectant ces estimations.

**a. Systèmes et modèles d'aérosols**

La première caractéristique des aérosols atmosphériques est certainement la grande variabilité de compositions, formes, et dimensions des particules dont ils sont constitués; ainsi que des propriétés physiques et chimiques qui en résultent. Ce trait est associé à une extrême diversité d'origine dont on peut se faire une bonne idée en se reportant à la première colonne du Tableau 1. Il s'agit d'une tentative de définition des différentes variétés d'aérosol coexistant dans l'atmosphère, identifiées à partir de leurs mécanismes de production.

Ainsi, il faut considérer les aérosols atmosphériques comme un ensemble complexe (justifiant l'usage du pluriel) de systèmes d'aérosols.

A chaque système correspondent des mécanismes déterminés de production, de transformation, et d'élimination des particules. Il en résulte naturellement une certaine homogénéité des caractéristiques de l'aérosol correspondant : composition, formes, et spectre de dimensions des particules, propriétés physiques et chimiques; ainsi que certains caractères permanents de sa distribution spatio-temporelle.

LES DIVERSES VARIETES D'AEROSOL

Variété d'aérosol/source	Localisation	Origine	Catégorie	Production
Poussière mobilisée par voie éolienne	T	N, A	PM	1000
Aérosol marin	T	N	AM	3000
Aérosol d'origine météoritique	S	N	PM	0,55
Poussière volcanique	S, T	N	CV	10
Gaz volcanique	S, T	N	AS	1
Feux de brousse et incendies de forêt	T	A, N	PC	400
Combustions et activités industrielles	T	A	PC	300
Dérivés de l'activité végétale	T	N, A	AC	3000
Dérivés naturels du cycle du soufre	T	N	AC	1000
Sulfates anthropiques	T	A	AC	300
Dérivés naturels des oxydes d'azote	T	N	AC	1000
Nitrates anthropiques	T	A	AC	60
Dérivés naturels du cycle de l'ammoniac	T	N	AC	700
Sels d'ammonium anthropiques	T	A	AC	3

**Tableau 1** : Localisation: troposphère (T), stratosphère (S); origine: naturelle (N), anthropique (A); catégorie: définie dans le texte; production journalière globale en milliers de tonnes (selon Hidy et Brock).

A chaque système sont associés des sources et des puits. L'aérosol y décrit une évolution caractéristique dénommée (peut-être un peu abusivement) cycle, comprenant des phases de génération, transport, et dépôt.

L'étude de chaque système recouvre;

$\alpha$ . la définition des sources, qui peuvent être ou non localisées géographiquement, situées à la surface du globe ou dans l'atmosphère (voire extraterrestres), plus ou moins continues, périodiques, ou sporadiques;

$\beta$ . la description du transport, en particulier par l'étude des trajectoires des masses d'air contenant l'aérosol, la dispersion de cet aérosol en relation avec l'évolution de ces masses d'air, et l'évaluation de la durée de résidence des particules dans l'atmosphère;

$\gamma$ . la définition des puits associés à l'élimination des particules par sédimentation et lessivage;

$\delta$ . enfin, la description des processus physiques et chimiques;

- aboutissant à la génération des particules, ainsi qu'à leur mobilisation dans l'atmosphère dans le cas de sources localisées à la surface du globe;
- modifiant les particules durant leur séjour dans l'atmosphère, et aboutissant finalement à leur élimination.

Il est clair qu'une telle étude appliquée à l'ensemble des variétés d'aérosol définies au Tableau 1 représente une tâche formidable. On sera donc amené à faire des choix, d'une part en observant l'importance inégale des productions des divers systèmes (colonne 5 du Tableau 1), d'autre part évidemment en fonction des objectifs particuliers recherchés. De plus, le traitement général du problème pourra être simplifié grâce à une approche réductrice consistant à regrouper ces nombreuses variétés d'aérosols en un nombre restreint de catégories de base. Une telle démarche est décrite dans le rapport WCP-12 qui définit les six catégories suivantes que nous désignerons dans la suite par l'abréviation associée à leur appellation simplifiée;

- les poussières minérales (PM) [particules d'origine terrigène à gros grain, produites mécaniquement];
- les aérosols marins (AM) [particules d'origine marine à gros grain (essentiellement chlorure de sodium et eau), produites mécaniquement];
- les suies ou résidus carbonés de combustion, que nous appellerons produits de combustions (PC) [particules à grain fin issues en grande partie des activités humaines; industrie, chauffage, transports, mais aussi incendies de forêt, feux de brousse, etc...];

- les aérosols optiquement non absorbants et hydrosolubles générés essentiellement par conversion gaz-particule, nous les appellerons aérosols chimiques (AC) [catégorie composite, regroupant de nombreuses espèces chimiques d'origines naturelle et anthropique, caractérisée par des dimensions de particules comprises entre 0,01 et 1  $\mu\text{m}$ ];
- les cendres volcaniques (CV);
- les aérosols stratosphériques (AS) [composés à 75% d'acide sulfurique, constituant l'aérosol stratosphérique en-dehors des périodes consécutives à d'importantes éruptions volcaniques].

La colonne 4 du Tableau 1 tente de regrouper les diverses variétés répertoriées en première colonne en fonction de ces six catégories.

Enfin, l'aérosol tel qu'on peut l'observer in situ peut être classé selon le climat et l'environnement en quelques types ou modèles constitués par la juxtaposition de catégories différentes. Cette approche est illustrée par le Tableau 2 qui propose de définir les principaux modèles d'aérosol atmosphérique en fonction de leur composition en termes des six catégories précédemment décrites.

#### b. Les aérosols désertiques

La composante que nous avons désignée sous le terme de poussières minérales (PM), encore qualifiée d'aérosol terrigène<sup>2</sup>, regroupe l'ensemble des aérosols minéraux à l'exclusion des cendres volcaniques et des aérosols d'origine météoritiques. Outre certains modèles particuliers que l'on peut qualifier de désertiques (voir l'annexe sur les modèles d'aérosols du rapport WCP-55, 1983), les poussières minérales entrent dans la composition des modèles continental et urbain-industriel, c'est à dire qu'on les rencontre en des régions éloignées de tout désert. Cependant, si l'on considère que la couverture végétale et l'humidité des sols constituent des obstacles quasi absolus à la mobilisation de poussières minérales dans l'atmosphère, il apparaît que le taux de production de celles-ci sera très faible, voire négligeable, partout ailleurs que dans les régions arides et semi-arides (quelques exceptions; les plages de sable et les dunes côtières, les sécheresses occasionnelles en régions d'élevage ou de cultures, certaines activités industrielles, la circulation, etc...). Ainsi, Hidy et Brock évaluent à  $10^6$  tonnes la production journalière moyenne de poussières, tandis qu'ils estiment la

<sup>2</sup> . En anglais, diverses désignations sensiblement équivalentes sont utilisées; relevons *dust raised by wind*, *mineral dust*, *dust-like aerosol*, *soil-derived aerosol*.

COMPOSITION DES PRINCIPAUX MODELES D'AEROSOL  
EN TERMES DE COMPOSANTES DE BASE (% VOL.)

Modèle	PM	AM	PC	AC	CV	AS
Continental	70		1	29		
Urbain-industriel	17		22	61		
Maritime		95				
Stratosphérique						100
Stratosphérique perturbé*					100	

**Tableau 2** : D'après le rapport WCP-55, 1983. Code des abréviations utilisées pour les différentes composantes de base: poussières minérales, PM; aérosol marin, AM; produits de combustion, PC; aérosols chimiques, AC; cendres volcaniques, CV; aérosol stratosphérique, AS.

\*. Après les fortes éruptions volcaniques.

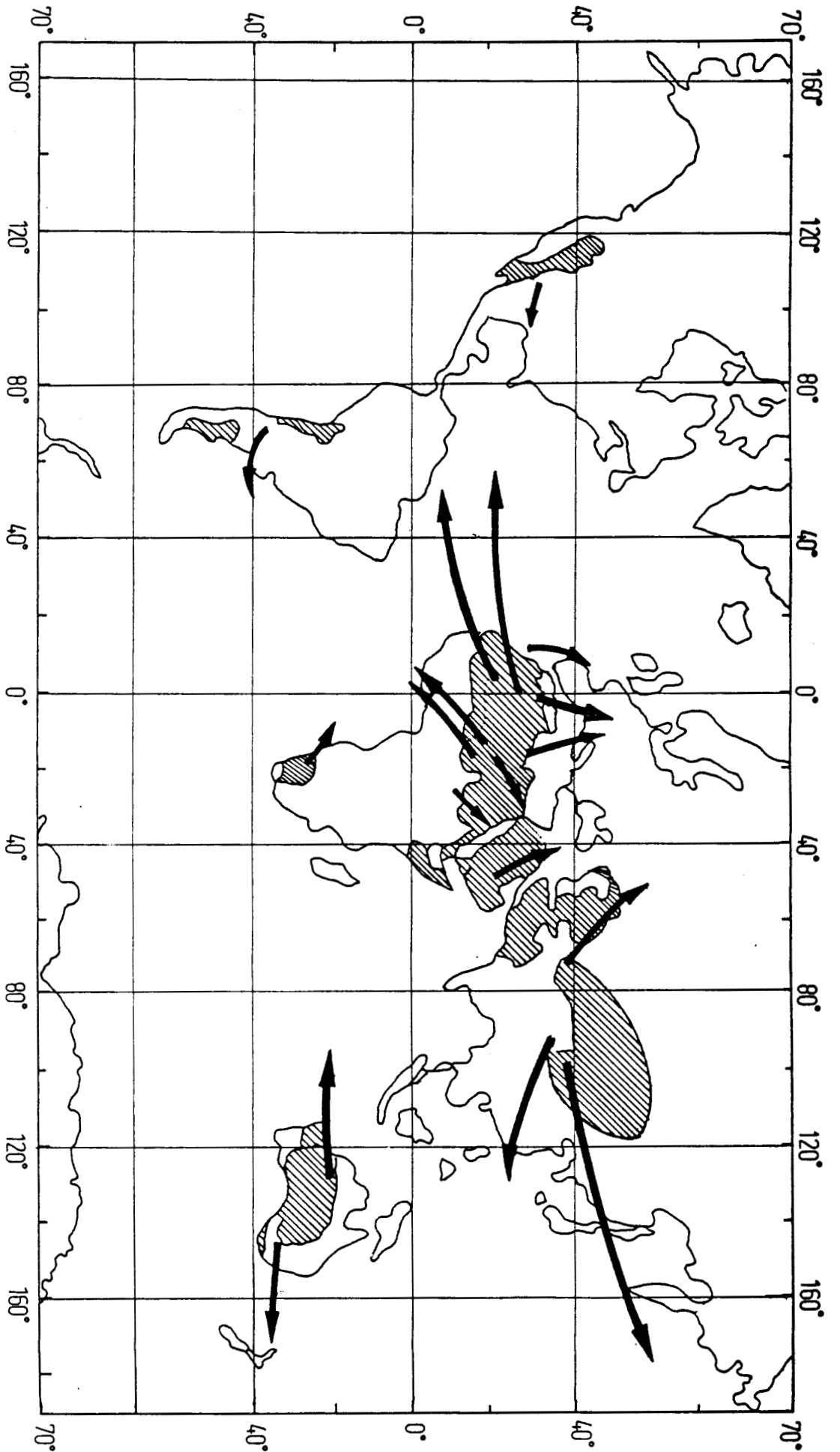


Figure 2 : Les principales sources de poussière minérale et leurs directions de transport préférentielles (d'après d'Almeida 1985).



composante anthropique conséquence des activités agricoles à  $10^3$  tonnes par jour (soit 0,1%).

Nous sommes donc enclins à considérer, comme l'ont fait certains auteurs (voir par exemple Rahn et al., 1979), que ces particules minérales omniprésentes dans l'atmosphère sont issues pour l'essentiel des régions désertiques et semi-désertiques, y compris celles qu'on rencontre en des lieux très éloignés de tout désert.

Quelques considérations élémentaires permettent par ailleurs d'étayer cette interprétation. La composante minérale, rencontrée entre autres dans le modèle continental, est caractérisée par des particules de rayon moyen  $0,5 \mu\text{m}$  dont la vitesse de sédimentation est de l'ordre du mètre par jour. Nous verrons que les poussières désertiques sont couramment soulevées à des altitudes de 5 km et plus, ce qui donne donc pour des particules de  $0,5 \mu\text{m}$  d'énormes temps de résidence dans l'atmosphère si on ne considère que le processus de sédimentation. Ces particules pourront en conséquence parcourir des distances considérables pour peu que leur transport adopte des trajets à l'abri du lessivage.

Nous considérerons donc qu'en ce qui concerne l'évaluation globale du taux de production et de la masse résidant dans l'atmosphère, il n'y a pas lieu de distinguer poussières minérales et aérosols désertiques.

La Figure 2 indique la répartition des principaux déserts à la surface du globe. Le plus étendu de tous est le Sahara, on observe qu'il se prolonge vers le Nord-Est par les régions désertiques du Proche et du Moyen-Orient, puis d'Asie Centrale. Les autres déserts sont ceux d'Australie et du Kalahari (Afrique du Sud), auxquels on peut ajouter des régions désertiques de moindre importance en Amérique du Nord (Etats-Unis et Mexique) et du Sud (Chili et Argentine).

Comme le souligne Junge (1979), on ne sait que peu de choses sur les sources extra-sahariennes, pour lesquelles on ne dispose que de rares observations et études ponctuelles (citons à titre d'exemples quelques études de cas de nuages de poussière issus des déserts d'Asie Centrale; Rahn et al. 1977, Shaw 1980, Takayama et Takashima 1986). Cet état de fait contribue à une grande imprécision de l'évaluation de la production mondiale et du contenu atmosphérique global en aérosols désertiques. Le Tableau 3 illustre cette imprécision en présentant quelques estimations des quantités précédentes, ainsi que la fraction pondérale de l'aérosol total qu'elles représentent. Retenons-en que la production d'aérosols désertiques est évaluée entre 10% et 25% de la production totale d'aérosols. Notons aussi la différence

considérable entre les deux résultats dus à d'Almeida (1986). La production estimée est multipliée par 8 selon que l'on considère les seules fractions moyenne et fine de l'aérosol (rayon  $r < 5 \mu\text{m}$ ) caractérisées par un temps de résidence élevé dans l'atmosphère et aptes à parcourir de grandes distances, ou que l'on inclut les grosses particules qui représentent une part énorme (près de 90%) de la masse totale mais se redéposent rapidement à proximité plus ou moins immédiate des zones de mobilisation.

### c. Aérosols et activités humaines

En conclusion de cette présentation générale des aérosols, nous nous pencherons sur la distinction faite entre aérosols d'origines naturelle et anthropique (voir la colonne 3 du Tableau 1). L'utilité du concept d'aérosol anthropique est évidente, en particulier dans les domaines de la surveillance de l'environnement et de la lutte contre la pollution. C'est ainsi que l'OMM a mis sur pied le programme international BAPMoN (Background Air Pollution Monitoring Network) pour la surveillance des tendances globales à long terme des concentrations en divers polluants et de leur impact climatologique. Ce programme comporte en particulier la surveillance du trouble atmosphérique au moyen de mesures photométriques et l'échantillonnage de la concentration atmosphérique en aérosol par prélèvements de dépôt sec (données provenant respectivement d'environ 100 et 50 stations BAPMoN en 1983, d'après Poeschel 1986).

En revanche, la distinction entre les contributions naturelle et humaine à la production d'aérosol atmosphérique peut être tout à fait problématique à établir expérimentalement. En effet, une proportion importante des aérosols issus de l'activité humaine présente des caractéristiques identiques aux aérosols naturels. Selon Poeschel 10% à 30% des aérosols d'origine anthropique sont identifiables à partir de leur composition chimique (en particulier ceux qui contiennent des métaux lourds; plomb, cuivre, nickel, etc...). En revanche les aérosols constitués de sulfates, d'acide sulfurique, de nitrates, ainsi que les produits de combustion (fumées et cendres) peuvent être indifféremment d'origine naturelle ou humaine.

De la même façon, il ne sera certainement pas aisé à propos des poussières issues des régions sèches, d'établir une différence entre les fractions attribuables aux seuls mécanismes naturels d'une part, et résultant des activités domestiques, agricoles, et pastorales d'autre part.

Si l'on pousse encore un peu la réflexion sur ce thème, on peut parfaitement concevoir que les récentes sécheresses sahéliennes procèdent dans une large mesure des activités de l'homme; c'est une hypothèse qui a largement été évoquée. Alors, les fortes augmentations de

PRODUCTION ET MASSE ATMOSPHERIQUE GLOBALES EN AEROSOLS  
DESERTIQUES ET PROPORTION (%) DE L'AEROSOL TOTAL

Auteurs et références	Production		Masse atmosphér.	
	10 <sup>6</sup> t/j	% total	10 <sup>6</sup> t	% total
Hidy et Brock; [1]	1	9	16 <sup>a</sup>	24 <sup>a</sup>
Hidy et Brock; [1]		21 <sup>b</sup>		
SMIC; [2], [3], [4]	0,3-1,4	10-19		
Peterson et Junge; [3], [5]		16		
Twomey; [3], [6]		11-23		
Dittberner; [3], [7]		14-16		
Junge; [4]	0,4-2,2 <sup>b</sup>		3,2-12 <sup>b</sup>	
d'Almeida; [8]	0,65/5,2 <sup>c</sup>			

**Tableau 3** : les résultats sont issus des références (originales ou de compilation) suivantes; [1], Hidy et Brock 1970; [2], rapport du SMIC 1971; [3], rapport WCP-12 1980; [4], Junge 1979; [5], Peterson et Junge 1971; [6], Twomey 1977; [7], Dittberner 1978; [8], d'Almeida 1986.

a. Valeurs déduites des productions sur la base d'une estimation du temps de résidence dans l'atmosphère (hypothèse stationnaire).

b. Valeurs dérivées des études de composition des aérosols; il est alors possible d'évaluer la fraction minérale et le contenu atmosphérique correspondant (production déduite d'une estimation du temps de résidence).

c. Valeurs obtenues par extension à l'ensemble des surfaces désertiques du globe de la production par km<sup>2</sup> de Sahara. La première valeur concerne la fraction transportée à grande distance (rayon < 5µm) et la seconde la masse totale.

la production de poussière qui semblent bien accompagner cette situation de sécheresse pourraient en principe être considérées comme d'origine anthropique.

La fraction d'origine anthropique de la production totale d'aérosol a été évaluée à 6% par Hidy et Brock, alors que Pueschel l'estime entre 16% et 19%. Tout comme les valeurs de production mondiale d'aérosols que nous avons présentées jusqu'ici, les chiffres de la proportion d'aérosol d'origine anthropique apparaissent comme des estimations extrêmement imprécises. Mais dans ce dernier cas, l'incertitude est peut-être encore plus grande, comme le suggèrent les considérations précédentes.

Nous en retiendrons pour la suite, la présomption qu'il y ait à devoir considérer les aérosols sahariens comme d'origine mixte plutôt que naturelle comme on le laisse habituellement entendre.

## 2. L'aérosol saharien

L'aérosol saharien constitue un système dont le cycle est déterminé par un ensemble de mécanismes en rapport avec l'environnement et le climat du Sahara et de ses bordures. Il est caractérisé par des régions source qui semblent bien délimitées géographiquement, et par un transport à grande échelle qui peut se prolonger largement au-delà de l'aire saharienne d'origine. C'est ce système que nous allons décrire maintenant.

### a. Génération et sources

Les mécanismes associés à la génération de petites particules et à leur mise en suspension dans l'atmosphère sont propres pour l'essentiel aux zones arides et semi-arides. En premier lieu, le stock de petites particules disponibles dans le sol en zone désertique peut provenir de sédiments et dépôts alluviaux, issus de régions montagneuses voisines plus humides, ou accumulés à l'occasion de périodes humides. On trouve ce type de matériau dans les dépressions, bassins sédimentaires, et anciennes vallées. De même, les bordures sahariennes sont particulièrement riches en petites particules; argiles, limons, et résidus d'origine végétale.

Cependant, c'est l'action spécifique du vent sur les sols de ces régions qui permet le réapprovisionnement continu en petites particules, dans le même temps où il contribue à les mettre en suspension dans l'atmosphère, ce qui constitue le processus de déflation.

Lorsqu'il est assez fort, le vent en surface transfère de la quantité de mouvement aux particules fines (poussières) et plus grosses (grains de sable) d'un sol à la cohésion réduite par la sécheresse et dépourvu de la protection qu'offre une couverture végétale. Les grains de sable projetés retombent rapidement sous l'effet de leur poids et rebondissent en se déplaçant ainsi dans une couche ne dépassant généralement guère un mètre d'épaisseur (chasse-sable). Ce type de déplacement constitue le processus de saltation (Bagnold 1941) dont les impacts successifs contribuent à projeter sable et poussière, mais aussi à briser les particules plus grosses et les agrégats. Cette fragmentation en éléments fins constitue la corrasion qui contribue à aggraver l'érosion.

Les poussières sont injectées dans l'atmosphère et s'y maintiennent aisément car leur vitesse de sédimentation est faible devant la fluctuation quadratique verticale moyenne turbulente de la vitesse du vent. Elles pourront donner naissance à une tempête de poussière dont l'épaisseur va dépasser de beaucoup celle de la chasse-sable grâce à des mécanismes que nous décrirons un peu plus loin.

Ajoutons que l'érosion des sols, conséquence de cette action éolienne, va aboutir à la création de formes typiques des régions désertiques; les dunes, qui constituent en retour un milieu idéal pour la saltation, c'est à dire pour l'amplification du processus d'érosion et la génération de poussières.

Selon Gillette (1979), les particules que nous avons dénommées grains de sable ou poussières selon leur taille, correspondent aux deux modes dominants (en terme de volume) que l'on rencontre dans la chasse-sable. Le mode associé aux grains de sable est caractérisé par un rayon moyen de l'ordre de 100  $\mu\text{m}$  et correspond aux grosses particules, les plus sensibles à la déflation (Chepil 1951), mais qui du fait de leur poids ne pourront se déplacer que par saltation. En revanche le mode associé aux poussières est caractérisé par un rayon moyen de l'ordre de 10  $\mu\text{m}$  et correspond aux particules aptes à résider durablement dans l'atmosphère; celles qui peuvent être entraînées en altitude et transportées à grande distance. De fait, on observe que la limite supérieure du spectre de dimensions de l'aérosol ne dépasse que rarement quelques dizaines de  $\mu\text{m}$ . Indiquons néanmoins que cette limite supérieure est variable, essentiellement en fonction de la force des vents en surface et de l'intensité de la turbulence atmosphérique, et qu'on pourra rencontrer - exceptionnellement - de très grosses particules (de rayons dépassant 100  $\mu\text{m}$ ) à des centaines de kilomètres de leur lieu de mobilisation (voir par exemple Coudé-Gaussen et al. 1987).

Nous venons de voir comment la fraction fine d'un sol aride peut être injectée dans l'atmosphère, et comment elle s'y maintient à l'aide de la microturbulence dynamique créée par friction, au voisinage de la surface. Cependant, si le flux d'air présente un caractère très laminaire, la couche de poussière restera mince et limitée au ras du sol; elle ne pourra s'épaissir que si la basse atmosphère est le siège de mécanismes turbulents qui prendront alors le relais de la microturbulence de surface. On distingue essentiellement deux mécanismes de ce type (Dubief 1979) :

- Un mécanisme de turbulence d'origine thermique, associé à l'intense convection produite au cours de la journée par la température élevée des sols (important flux solaire incident, absence de végétation et d'évaporation). Ce mécanisme aboutit à la création d'une couche de mélange, à l'intérieur de laquelle la concentration en aérosol est relativement uniforme du fait du brassage turbulent, comprise entre le sol et une hauteur très variable selon l'importance de la surchauffe du sol entre 1-2 et 4-5 km (Dubief 1979).
- Un mécanisme de turbulence d'origine dynamique alimenté par des dépressions d'origine orographique localisées près des reliefs tels que les massifs du Tibesti et du Hoggar (Dubief 1979), ou relevant de la situation météorologique générale, et à ce titre susceptibles de se manifester n'importe où dans le Sahara avec une fréquence variable selon les régions et les saisons, en rapport avec le champ des pressions et le régime des vents. La dépression contribue à la fois à la mobilisation de la poussière par les vents en surface qu'elle engendre en son voisinage, et à l'injection de cette poussière plus ou moins profondément dans l'atmosphère par l'instabilité atmosphérique qui lui est associée et le soulèvement des masses d'air qu'elle entraîne.

Selon les conditions, l'injection de poussière dans l'atmosphère revêt une grande diversité de formes :

- Localisée le long de fronts froids, réalisée par aspiration dans des vortex de petites dimensions, ou bien plus étendue en fonction de l'échelle des dépressions et de l'importance des fronts froids associés, enfin de grande échelle en présence de systèmes de dépressions pouvant aller dans certaines situations jusqu'à intéresser toute l'aire saharienne créant ainsi les conditions d'un soulèvement généralisé (voir la situation présentée au Chapitre 2).
- Limitée aux basses couches de la troposphère, ce qui est le cas le plus fréquent des couches de mélange thermique et des générations dues aux effets des reliefs, ou bien atteignant la partie supérieure de la troposphère en présence de

zones dépressionnaires profondes (jusqu'à 7000 m selon Noyalet 1978), permettant alors le transport à très grandes distances.

Il en résulte une certaine variété d'aspect et de structure (bouffées, panaches, murs de poussière, nuages plus ou moins tourbillonnaires ou laminaires, etc...), et de dimensions, localisation verticale, intensité, et durée de vie des lithométéores ainsi générés.

En fonction de ce qui précède, il apparaît donc que les régions sources peuvent être définies à partir des conditions suivantes :

- Les sols sont riches en particules fines; régions de dunes des dépressions et anciennes vallées de l'aire saharienne, et aussi secteurs soumis à la sécheresse en bordure du Sahara. Cette condition aboutit à une localisation géographique.
- Il existe des conditions assurant la mobilisation de la poussière ainsi que son transfert à une altitude suffisante. Ces conditions relèvent d'une part de la proximité de reliefs assurant l'existence de zones turbulentes; d'autre part et surtout des conditions météorologiques, ce qui aboutit plutôt à une caractérisation en fonction des zones climatiques et des saisons.

La Figure 3 illustre l'état actuel des connaissances relatives à la localisation des sources sahariennes. Bertrand et al. (1973) considèrent deux sources principales. L'une - notée B1 sur la figure - est située dans le Nord des territoires du Niger et du Tchad et recouvre le bassin du Tchad et le Ténéré; elle est bordée par les monts Ennedi et Ouadaï à l'Est, les massifs du Tibesti au Nord et de l'Air à l'Ouest. L'emplacement de l'autre est défini de façon moins précise, à l'Ouest du massif du Hoggar en partie sur le Sud Algérien et en partie sur la Mauritanie. Notons que Kalu (1979) indique ces deux mêmes sources.

Dans un article de 1985, D'Almeida utilise l'information d'une carte d'évaluation de la dégradation des sols en Afrique éditée par les Nations unies, pour définir quatre zones principales de génération que nous noterons A1, A2, A3, et A4 (voir Figure 3). La source A1 s'étend en bordure de l'océan Atlantique sensiblement entre 20°N et 30°N, sur les territoires du Maroc, de l'Algérie, de la Mauritanie, et du Mali. La source A2 est située dans l'extrême Sud de l'Algérie, entre les massifs du Hoggar, de l'Air, et de l'Adrar des Iforhas. La source A3 occupe le Nord du Niger et du Tchad et le Sud de la Libye, entre les massifs de l'Air et du Tibesti. Enfin, la source A4 dans la partie orientale du Sahara en bordure de mer Rouge, s'étend sur le Nord du Soudan et le Sud de l'Egypte.

Notons que la source B1 de Bertrand et al. doit pouvoir être identifiée à la source A3 de d'Almeida (Figure 3) ce qui laisse apparaître l'importance des incertitudes de localisation, tandis que la seconde source de Bertrand et al. doit être associée aux sources A1 et A2 de d'Almeida. Indiquons aussi que la documentation relative à l'activité de la source A4 de d'Almeida est extrêmement réduite.

Dans le même article, d'Almeida précise qu'il convient d'ajouter aux précédentes un certain nombre de sources secondaires de production moindre. Cela s'accorde effectivement avec les études d'autres auteurs.

Prodi et Fea (1979) sur une étude de cas identifient une source localisée dans le Sud Tunisien et le territoire algérien limitrophe. Yaalon et Ganor (1979) font référence à des sources dans les déserts de Libye, d'Egypte, et du Sinaï. Bergametti (1987), sur la base d'une année d'observations (20 cas) identifie deux secteurs distincts de l'Afrique au Nord de 30°N de latitude, contenant les sources fournissant la plus grande partie de l'apport en poussières sur la Méditerranée Occidentale; le secteur S1 s'étend sur l'Est Algérien, la Tunisie et l'Ouest Libyen, tandis que le secteur S2 correspond à l'Ouest Algérien et au Maroc (positions approximatives reportées Figure 3). Ces études issues d'observations réalisées hors de la sphère saharienne (respectivement l'Italie, Israël, et la Corse pour les auteurs cités), tentent d'identifier les régions sources à partir de l'étude des situations météorologiques et des restitutions de trajectoires des masses d'air. Bergametti y associe l'étude de la signature minéralogique des poussières qu'il rattache à des provinces minéralogiques d'origine, ainsi que l'observation satellitaire lorsque cela est possible.

Citons enfin Bücher (1986) qui compile des observations directes de mobilisation depuis les stations sahariennes (chasse-sable, chasse-poussière). On peut en extraire certains secteurs caractérisés par une fréquence élevée d'observations; citons les secteurs de Béchar et Béni-Abbès, de Touggourt et Ouargla, et surtout d'In-Salah et Timimoun (voir Figure 3).



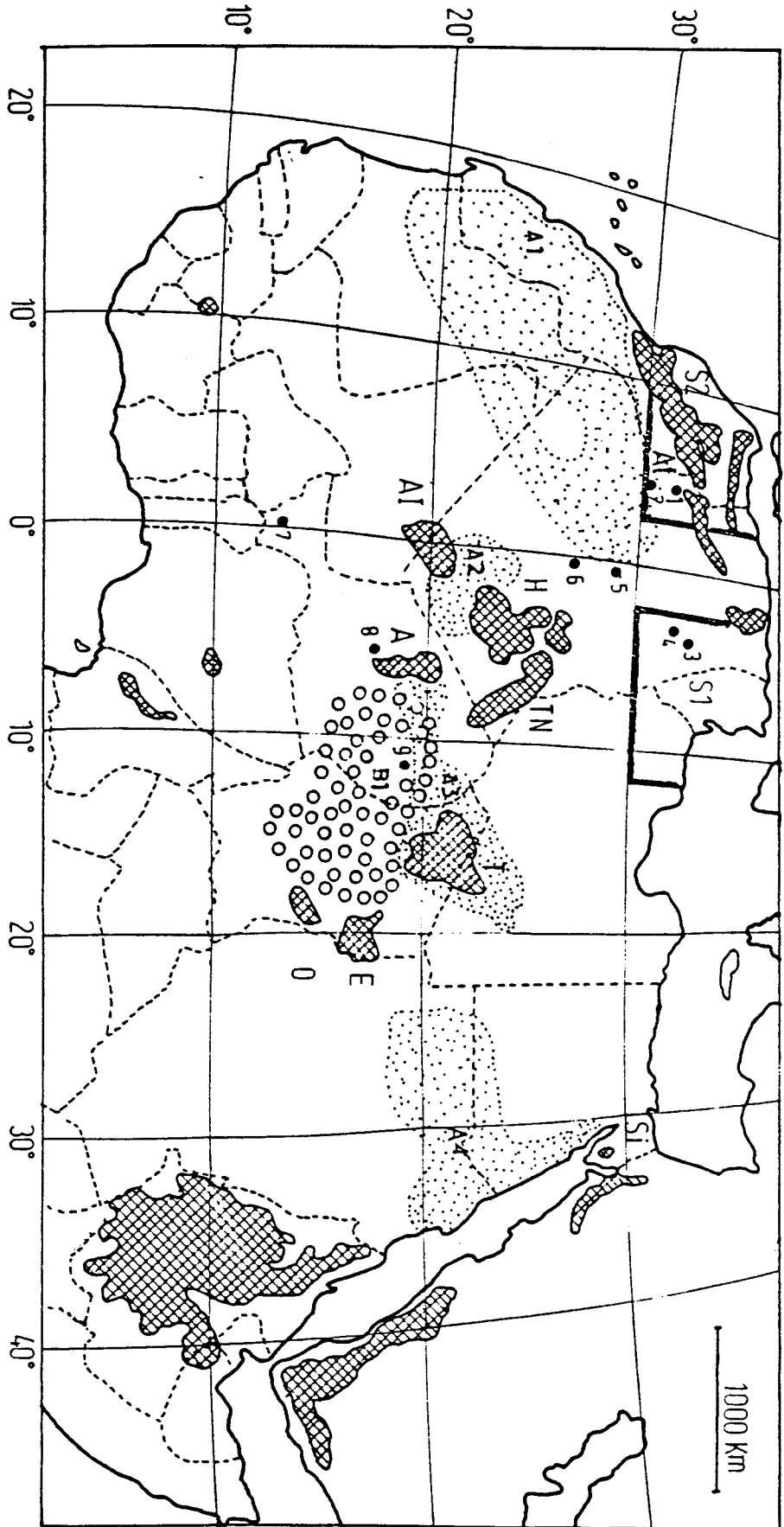
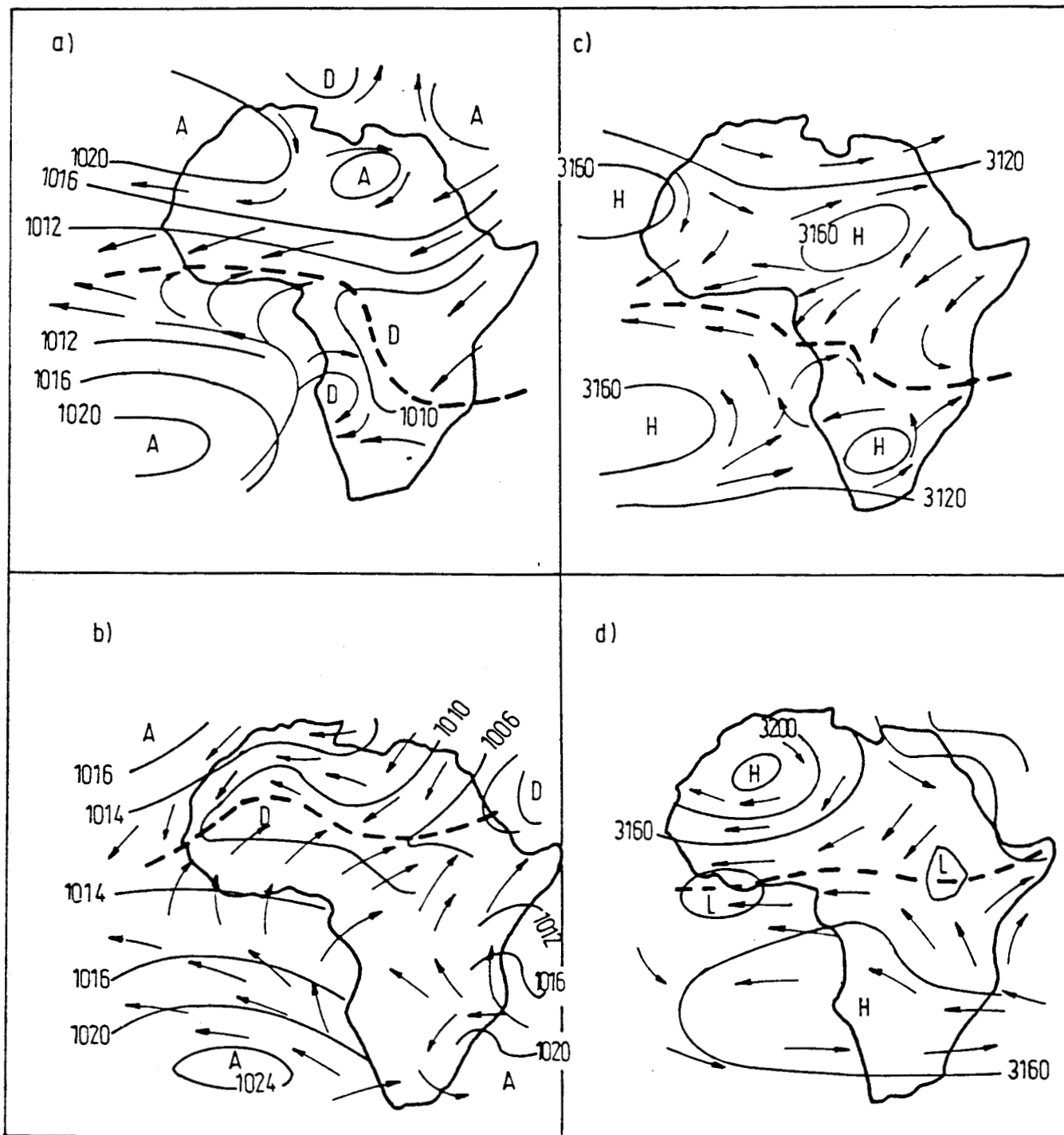


Figure 3 : Position des zones source d'aérosol saharien selon différents auteurs; BI (Bertrand et al. 1973); A1, A2, A3, A4 (d'Almeida 1986); S1, S2 (Bergametti 1987). Les principaux reliefs sont indiqués; At Atlas, R Hoggar, TW Tassalit N'Arjjer, AI Adrar des Iforas, A Air, T Tibesti, K Kenedi, O Ouadai, S1 Sinaï. Certaines localités citées dans le texte sont reportées; 1 Béchar, 2 Bani-Abbès; 3 Touggourt, 4 Ouargla, 5 Timimoun, 6 In Salah, 7 Misamey, 8 Agadès, 9 Bilma. Les frontières politiques des états sont indiquées en tirets.



**Figure 4** : Champ des pressions et régime des vents sur l'Afrique; en surface (a Janvier, b Juillet); au niveau 700mb (c Janvier, d Juillet); la position du FIT est indiquée en tirets (d'après Dhonneur 1974).

## b. Transport

C'est la situation météorologique régnant sur le Sahara et les régions limitrophes qui va permettre de décrire le transport des nuages de poussière dans leurs caractéristiques essentielles; direction, vitesse, trajectoire, altitude, distance parcourue, et durée du transport. Elle se caractérise d'abord par l'existence du système dépressionnaire intertropical, zone de convergence à laquelle est associé le front intertropical (FIT); et du dispositif des hautes pressions tropicales dont l'élément le plus important est l'anticyclone des Açores. Nous verrons d'abord comment ce dispositif rend aisément compte des transports s'effectuant vers le Sud et l'Ouest. En outre, il faudra considérer la présence au Nord des dépressions des latitudes moyennes se déplaçant vers l'Est. Ce système dont l'influence s'étend sur l'Europe et le bassin Méditerranéen, peut empiéter sur l'Afrique du Nord et le Sahara plus ou moins profondément selon l'altitude et la saison, et son interaction avec le système tropical permet de rendre compte des déplacements vers le Nord-Est et le Nord que nous aborderons en dernier lieu.

La Figure 4, extraite de Dhonneur (1974), d'après l'Atlas de Thompson (1965), présente les champs de pression et les régimes de vent associés sur l'Afrique, en Janvier et Juillet. Les parties a et b sont relatives à la surface, avec des réseaux d'isobares (ramenées au niveau de la mer); les parties c et d sont relatives au niveau 700 mb, soit un peu au-dessus de 3000 m, avec des réseaux d'isohypses. Le FIT (en tirets sur la Figure 4), indique la limite entre la mousson africaine au Sud, constituée de masses d'air humides, siège d'une intense convection nuageuse et de pluies abondantes, et les masses d'air tropicales sèches au Nord.

Pour une description approximative à grande échelle, on peut considérer que le FIT représente grossièrement la limite méridionale d'extension des aérosols sahariens; en effet, les sources éventuellement au Sud sont alors désactivées par les pluies, et l'infiltration de la poussière provenant du Nord est limitée en profondeur par un important lessivage (nous nuancerons cependant cette description dans la suite de notre exposé).

Au Nord du FIT, un flux d'air de secteur Nord-Est circule des hautes pressions tropicales vers les basses pressions intertropicales, en toutes saisons et au sol comme en altitude, comme l'indique la Figure 4. Au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, ce vent d'origine désertique est chaud et sec: c'est l'harmattan; au-dessus de l'Atlantique où il est associé aux hautes pressions de l'anticyclone des Açores, il est humide et beaucoup plus frais: c'est l'alizé.

En Janvier le FIT longe le golfe de Guinée, et l'harmattan souffle alors sur la quasi totalité de l'Afrique de l'Ouest.

La source A3 (Figure 3) est alors activée par des accélérations du flux d'harmattan, associées aux renforcements de l'anticyclone de Libye (Figure 4a) selon Bertrand et al. (1975) citant Béranger (1963) et Bernet et al. (1967), ainsi qu'aux brutales descentes du FIT vers le Sud qui les accompagne. Ce phénomène répétitif induit de fortes turbulences au voisinage des reliefs (ici le massif du Tibesti), aboutissant à la génération de nuages de poussières successifs se déplaçant sous l'influence de l'harmattan à basse altitude entre le sol et 1-3 km, jusqu'au FIT. L'harmattan plus chaud est alors soulevé au-dessus de la couche de mousson de faible épaisseur et peu active vers sa limite septentrionale, entraînant l'infiltration de poussière au Sud du FIT sur une profondeur de 100 à 200 km. Cependant, plus au Sud la couche de mousson devient plus épaisse, et est le siège d'une importante convection nuageuse pénétrant largement dans la couche d'harmattan et constituant une barrière efficace à l'infiltration des poussières plus au Sud (pour une description détaillée de la structure du FIT, on peut se reporter à Detwiler 1965).

La poussière issue de cette source intéresse alors l'Afrique de l'Ouest du Sahel à la côte, et du Mali et de la Guinée à l'Ouest au Cameroun à l'Est. Bertrand a souligné l'importance de ce caractère climatique (brume sèche) pour la région à l'aide d'études de réduction de visibilité. Sur le critère d'une réduction de visibilité en-dessous de 10 km, Ayake (1987) évalue à  $3.10^6 \text{ km}^2$  la surface moyenne recouverte par la brume sèche au Sud de  $20^\circ\text{N}$  de latitude, entre Octobre 1984 et Avril 1985. Sur le même critère, Clark (1987) obtient une moyenne journalière d'une dizaine d'heures de brume sèche à partir d'une étude statistique effectuée sur plusieurs stations sahéliennes durant la saison sèche, pour la période 1972-1984.

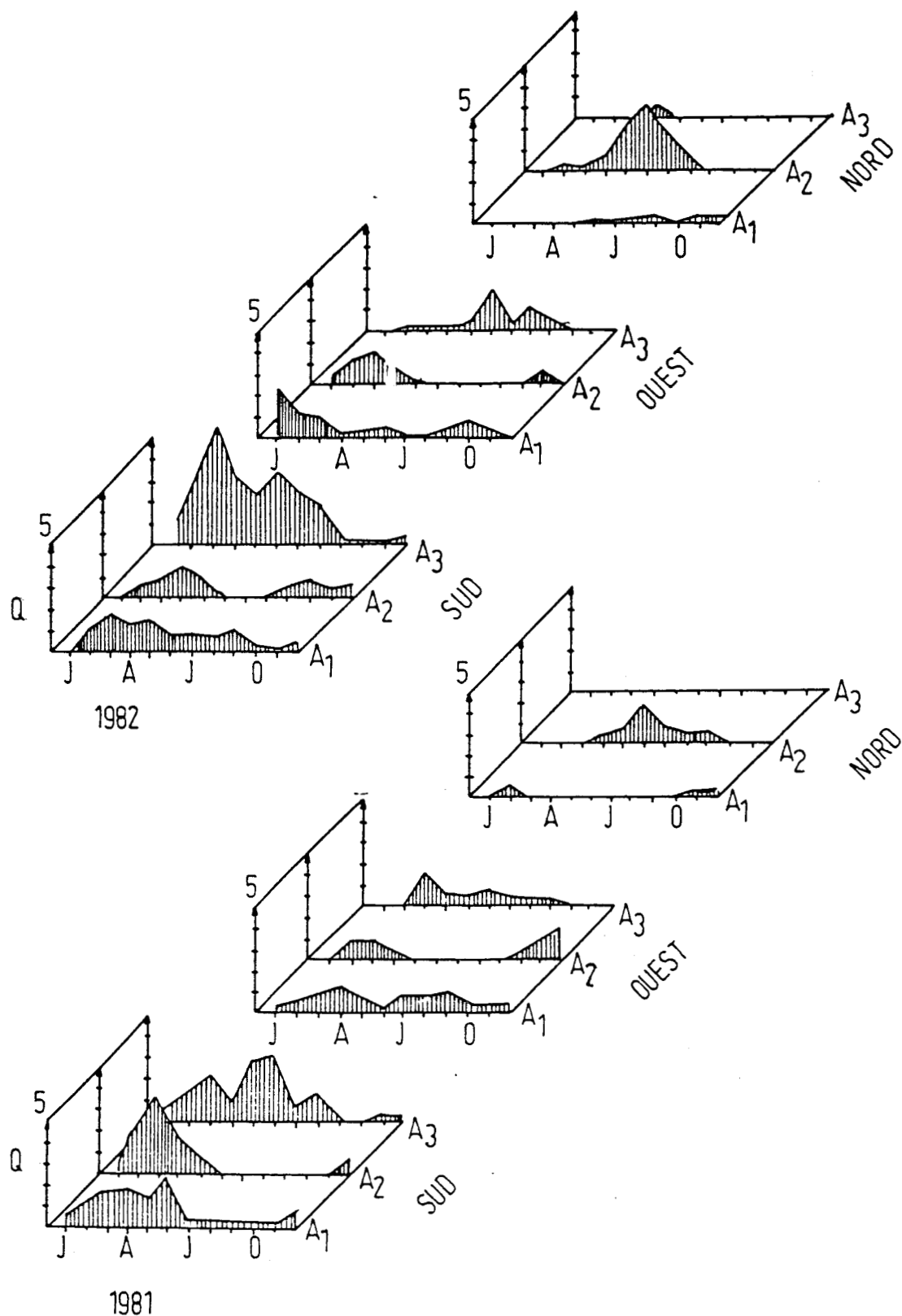
De même, l'activation des sources A1 et A2 plus occidentales (Figure 3) donne lieu à des transports par l'harmattan qui intéressent la Mauritanie et le Sénégal. Mais dans ce cas, le flux d'harmattan chaud abordant la côte Atlantique est soulevé au-dessus des alizés plus frais. A cette époque, les nuages de poussière atteignent la côte le plus fréquemment au niveau de la Guinée (selon Carlson 1982, citant McDonald 1938), et ils poursuivent leur voyage en altitude selon une direction WSW vers le continent Sud-américain (Carlson 1982).

En Juillet, le FIT remonte largement à l'intérieur de l'aire saharienne vers la latitude  $20^\circ\text{N}$  (Figure 4b), tandis que les hautes pressions tropicales s'affaiblissent en remontant vers l'Europe (en fait il n'en subsiste guère que l'anticyclone des Açores occupant alors le Sud-Ouest de l'Europe et l'Atlantique orientale). L'Afrique subsaharienne est alors en grande partie

à l'abri des poussières sahariennes. Cependant la remontée du FIT vers le Nord n'est pas suffisante pour désactiver les sources A1, A2, et A3, dont la production est au contraire accrue par rapport à Janvier comme l'indique la Figure 5 (d'Almeida 1986) selon laquelle ces sources apparaissent actives en toutes saisons. Le transport à partir de la source A2 vers le Sud et l'Ouest a cependant disparu. En revanche ce transport reste extrêmement important depuis les sources A1 et A3, mais il a lieu à des latitudes plus élevées qu'en Janvier. Cela est encore confirmé par des études de réduction de visibilité (Clark 1987) montrant que si des stations sahéliennes telles que Niamey (15°N) sont à cette époque à l'abri des brumes sèches, en revanche les stations de la limite nord du Sahel telles qu'Agadès (17°N) et Bilma (19°N) continuent à être très exposées, présentant même des fréquences maximales par rapport au cycle annuel.

Ces productions accrues des sources et ces fréquences maximales de réduction de visibilité sont liées à la proximité des dépressions intertropicales associées au FIT, génératrices de vents forts en surface et d'instabilité en altitude, entraînant la création de nuages de grande épaisseur. Cet effet est encore renforcé par la convection thermique maximale à cette époque de l'année. La couche de mélange peut alors atteindre une altitude de 5-7 km (Carlson et Prospero 1972). De plus, à ces altitudes la poussière peut s'infiltrer au-dessus de la couche de mousson plus profondément au Sud du FIT qu'en Janvier (Bertrand et al. 1973).

C'est encore à cette situation qu'est associé un transport de poussière maximal vers l'Ouest au-dessus de l'Atlantique tropical, en direction des Antilles (Prospero et Nees 1977). Les nuages de poussière sont transportés par l'harmattan au-dessus de l'Afrique et atteignent la côte Atlantique dans la grande majorité des cas au niveau de la Mauritanie, entre les latitudes 15°N et 20°N. Le flux d'harmattan est alors soulevé au-dessus des alizés et le transport de poussière se poursuit vers l'Ouest en altitude entre les niveaux 1-2 et 6-7 km, la couche de poussière s'amincissant progressivement en même temps qu'elle s'étale entre les latitudes 10°N et 25°N. La durée du transit depuis la côte africaine jusqu'aux Antilles distantes d'environ 5000 km, est de 5-7 jours. Ce phénomène peut être décrit comme une succession de masses d'air cycloniques contenant la poussière en alternance avec des perturbations tropicales (ondes d'Est).



**Figure 5 :** Evolution saisonnière de la production de poussière en millions de tonnes par mois selon les directions de transport (le transport vers l'Est est négligeable), pour les sources A1, A2, et A3 (d'après d'Almeida 1986).

Ce transport vers l'Ouest est très bien documenté par de nombreuses études réalisées d'abord par Prospero et Carlson. On pourra consulter l'article de Carlson (1982) qui résume ces résultats et indique les références bibliographiques essentielles. Citons aussi Oliva et al. (1983) qui utilisent les imageries satellitaires de GOES-Est et METEOSAT-1 pour évaluer la fréquence des transports. Ils dénombrent quelques 156 journées marquées par des expulsions de poussière au niveau de la côte africaine pour l'année 1979. Cependant selon ces auteurs, les nuages transportés vers l'Ouest n'atteignent qu'une fois sur deux la longitude de 35°W (à 2000 km de la côte mauritanienne), et une faible proportion seulement parvient au niveau des Antilles.

Les transports vers le Nord-Est et le Nord sont régis par le champ des pressions et le régime des vents intéressant le Nord du Sahara, l'Afrique du Nord et la région méditerranéenne.

En Janvier (Figure 4a) les hautes pressions des Açores et de Libye occupent les régions subtropicales, tandis qu'une circulation de dépressions d'origine polaire en provenance de l'Ouest et du Nord-Ouest occupe le bassin Méditerranéen. Cette configuration du champ des pressions est associée à un régime de vents de secteur ouest sur le Nord de la Libye et de l'Egypte. Ce régime est renforcé au passage des dépressions longeant la côte africaine, activant des sources situées au niveau des déserts de Libye, d'Egypte, et du Sinaï (Yaloon et Ganor 1979). La poussière ainsi mobilisée se déplace vers l'Est ou le Nord-Est entre le sol et une altitude moyenne de 3 km, mais pouvant varier entre 1,5 et 5 km (Ganor et Mamane 1982). Les régions intéressées sont, outre la Libye et l'Egypte, la Méditerranée Orientale, la Grèce, et le Proche-Orient. En Juillet, l'anticyclone de Libye a disparu et les régions précédentes sont le siège de vents de secteur Nord ou Nord-Est, interdisant alors le transport vers le Nord-Est (observé en Israël pratiquement entre Décembre et Mai).

Les conditions météorologiques à l'origine du transport vers le Nord, intéressant les régions centrale et occidentale de la Méditerranée et de l'Europe (pouvant atteindre la Scandinavie) ainsi que la bordure côtière Atlantique, sont plus complexes et donnent lieu à une certaine diversité de situations particulières se manifestant par des transports irréguliers et sporadiques.

Le régime des vents en surface (Figures 4a,b), s'il nous a permis d'expliquer le transport de poussière vers le Sud, l'Ouest, et le Nord-Est, semble ne pouvoir nous donner aucune explication du transport de poussière vers le Nord. Cela est plus particulièrement vrai du régime

des vents en Juillet, alors qu'il est notoire que les observations de transport de poussière dans cette direction sont plus fréquentes en été. En fait, il faut considérer que ce transport s'effectue exclusivement en altitude et se reporter au régime des vents au niveau 700 mb (Figures 4c,d). Aussi bien en Janvier qu'en Juillet, on observe qu'à ce niveau les hautes pressions tropicales sont décalées vers le Sud relativement à leur position en surface. Elles sont bordées au Nord par des vents d'Ouest intéressant seulement la limite nord du Sahara en Juillet, mais pénétrant jusqu'au centre du désert en Janvier. Ce régime de vents de secteur ouest en altitude est couplé avec le système de dépressions des latitudes moyennes dont les talwegs vont se prolonger jusque dans ces régions (Dubief 1979).

La mobilisation et le transport vers le Nord obéissent alors souvent au schéma suivant. En surface, l'interaction entre les masses d'air chaudes cycloniques tropicales et les masses d'air froides des dépressions tempérées, se traduit par des descentes d'air froid vers le Sud, selon des trajectoires contournant ou s'infiltrant entre ces masses d'air cycloniques. Ces descentes d'air froid se font préférentiellement depuis l'océan Atlantique au niveau de la côte marocaine, et depuis la Méditerranée Centrale, intéressant alors l'Est Algérien, la Tunisie, et la Libye Occidentale (Bergametti, 1987). La mobilisation des poussières, en particulier depuis les sources S1 et S2 de la bordure Nord du Sahara (Figure 3), puis leur soulèvement en altitude, sont alors le fait des fronts froids accompagnant ces infiltrations, généralement orientés selon un axe SW-NE (Prodi et Fea 1979; Bergametti 1987). Lorsque ces poussières atteignent un niveau suffisant (700 mb c'est à dire 3 km, ou plus), elles se trouvent sous l'influence des dépressions tempérées, sont intégrées dans la circulation cyclonique et peuvent alors remonter vers le Nord. Le transport s'effectue alors fréquemment selon des trajectoires rectilignes le long des talwegs associés à ces dépressions. Une illustration typique de la situation météorologique correspondante est présentée par Bücher (1986) et des exemples de trajectoires de ce type sont présentés par Prodi et Fea (1978), Chester et al. (1984), Bergametti (1987). Dans d'autres cas (moins fréquents), les trajectoires peuvent être incurvées du fait de la circulation cyclonique (sens direct), ou par contournement anticyclonique (sens rétrograde). Des exemples de tels mouvements sont présentés par Prodi et Fea (1978), Bergametti (1987), ainsi que par Oliva et al. (1983) qui décrivent en détail l'évolution d'un nuage de poussière issu des côtes marocaines, se déplaçant vers le Nord sur l'Atlantique oriental, pour finalement obliquer vers le Nord-Est et revenir sur l'Europe.

Le schéma précédent - tous types de trajectoires confondus - apparaît relativement fréquent et est réalisable tout au long de l'année. Sur la base d'une étude de cas portant sur une année, Bergametti considère effectivement que les apports de poussière sur la



Méditerranée Occidentale proviennent pour leur plus grande part des sources septentrionales des secteurs S1 et S2 (Figure 3).

Il existe cependant une variante à ce schéma, dans laquelle la mobilisation de poussière est réalisée au niveau des sources proprement sahariennes A1, A2, et A3. Cela implique une pénétration en profondeur très au Sud des dépressions des latitudes moyennes, ce qui n'est possible qu'en hiver. Ainsi, certains événements étudiés par Bergametti (1987), proviennent de sources situées au Sud de la latitude 30°N, apparemment des sources A1 et A2.

En revanche, le cas des 18 et 19 Juin 1985 étudié par Bergametti correspond à une catégorie différente. La mobilisation est due à l'action des dépressions intertropicales associées au FIT, au niveau des sources du Sahara central. Cet événement a pu être suivi grâce à l'imagerie satellitaire, et son lieu de génération a pu exceptionnellement être localisé; il coïncide justement avec la source A2.

Citons encore un cas "mixte" ayant eu lieu du 11 au 17 Avril 1983, étudié par Reiff et al. (1986), décrivant le déplacement vers l'Ouest suivant le schéma classique du transport vers l'Atlantique tropical, d'un nuage de poussière issu d'une source du Sahara central (A2 et A3 sont possibles). Cependant, l'interaction en altitude au niveau de la côte saharienne d'une dépression provenant de l'Atlantique Nord, va entraîner la capture du nuage de poussière dont la trajectoire s'oriente alors brusquement au Nord-Est. Le nuage remonte alors le long de la côte africaine, longe l'Espagne et la France, pour atteindre enfin la Hollande et l'Allemagne.

Ces études de cas permettent d'observer que le transport de poussières sahariennes vers le Nord se fait tout au long de l'année. Ce fait apparait lié à la multiplicité des schémas possibles, suivant les configurations du champs des pressions et du régime des vents. Prodi et Fea (1978) relèvent une fréquence plus élevée de transport vers le Nord de Janvier à Juillet. Bergametti note une fréquence plus élevée durant l'été, qu'il interprète par un lessivage des poussières moindre en cette saison que pendant l'hiver, saison pluvieuse pour la région méditerranéenne.

Evoquons brièvement le transport des poussières sahariennes vers l'Est et le Sud-Est, pour lequel la documentation est pratiquement inexistante. Certaines observations permettent de conclure à la réalité de ce transport, sans préjuger de ses modalités ni de son importance.

Ainsi, Morales (1979) décrit à partir des réductions de visibilité, l'évolution sur l'Est de l'Afrique du 16 au 19 Mars 1974 d'une tempête de poussière caractérisée par des réductions de visibilité à moins de 500 m. Le déplacement de la poussière s'effectue sur le Soudan selon une direction SSE, parallèlement à la côte de la mer Rouge. L'observation concomitante de vents forts en surface et de générations locales au voisinage des stations bordant le Nil dans le Nord du Soudan, laisse supposer que la mobilisation s'est faite dans ce secteur qui correspond à la source A4 (Figure 3). Citons aussi Prodi et Fea (1979) qui font référence à certaines observations satellitaires de tempête de poussière se déplaçant dans la direction ESE vers la mer Rouge.

Riehl (1979) évoque des observations aériennes de transport de poussières sahariennes vers l'Est, en été vers l'Inde via le golfe Persique, en hiver jusque au-dessus de l'Asie du Sud-Est par les vents d'Ouest en altitude (jusqu'à 4000 m). Il faut noter enfin que les concentrations en aérosols désertiques sur le golfe Persique, mais aussi sur la mer d'Oman au Nord-Est de la Corne de l'Afrique, sont comparables aux valeurs sur l'Atlantique tropical comme le confirment les cartes d'épaisseur optique NOAA/NESDIS<sup>3</sup> (Rao et al., 1988). Il faut cependant souligner qu'une incertitude demeure quant à l'importance de la contribution des déserts voisins du Proche et du Moyen-Orient. Selon Ackerman et Cox (1989), la production de la péninsule arabique est une composante importante pour la région, et cela a été confirmé par les observations que nous avons faites à l'aide des traitements d'images METEOSAT.

### c. Dépôt et puits

Le cycle de l'aérosol saharien s'achève par le dépôt des particules au niveau des continents ou des surfaces océaniques. On regroupe commodément l'extrême variété des modalités de cette étape finale en dépôts sec et humide, relatifs respectivement à des particules d'aérosol libres ou incluses aux précipitations. Cet aboutissement intervient après un temps de résidence dans l'atmosphère et une distance de transport extrêmement variables, en fonction :

- de l'environnement atmosphérique et topographique : existence de reliefs, altitude et mouvement vertical des masses d'air, humidité, présence d'aérosols différents ou de particules nuageuses, etc....

<sup>3</sup>. Disponible auprès de L.L. Stowe, NOAA/NESDIS, Washington DC 20233, USA.

- des caractéristiques des particules; essentiellement dimensions et nature physico-chimique; et en conséquence des mécanismes microphysiques intervenant pour modifier ces caractéristiques.

Le dépôt intéresse une aire très vaste, et la localisation géographique de puits d'aérosol sur cette base apparaît problématique (au contraire du cas des sources). La localisation des puits doit plutôt être associée aux divers mécanismes de dépôt considérés séparément. On peut ainsi définir des régions de dépôt préférentiel : dépôt humide au Sud du FIT dans la zone de mousson, dépôt sec par gravitation dans un certain voisinage des sources, par impaction sur les reliefs, etc...

La caractéristique essentielle de l'aérosol saharien du point de vue de la description du dépôt est la taille des particules qui le compose (on les assimile à des sphères caractérisées par leur rayon  $r$ ). Elle définit pour une bonne part les processus microphysiques intervenant efficacement dans l'évolution des particules, et les modes préférentiels de dépôt, les deux étant liés.

Le spectre granulométrique de l'aérosol saharien est très variable et le plus souvent très étendu. Les techniques de mesure utilisées permettent communément d'évaluer des dimensions de particule aussi petites que  $0,1 \mu\text{m}$ , et grâce au microscope électronique on peut atteindre des particules environ dix fois plus petites, dans le domaine des noyaux d'Aitken. D'Almeida et Schütz (1983) ont mis en évidence l'existence de particules de rayon compris entre  $0,1 \mu\text{m}$  et  $0,02 \mu\text{m}$  dans l'aérosol saharien. La nature minérale de ces particules est attestée par la présence de particules de tailles identiques dans les échantillons de sol issus des régions sources, et par le fait que leur nombre varie de façon similaire à celui des particules plus grosses, en fonction de la concentration de l'aérosol analysé, comme l'indique la Figure 6 d'après D'Almeida (1987). Si ces particules représentent une fraction négligeable de la masse en suspension, leur contribution en nombre est en revanche prépondérante puisque c'est dans cette gamme de taille qu'on observe les maxima de la distribution logarithmique en nombre  $dN / d \log r$ .

La question de la présence de particules situées en-dessous du seuil de  $0,02 \mu\text{m}$  n'est pas résolue. Il faut simplement noter qu'à ces dimensions, on devrait observer des particules très mobiles sous l'effet de l'agitation moléculaire (diffusion brownienne), ayant de grandes capacités d'intercoagulation et d'adhésion à des particules plus grosses ou à des obstacles (Twomey, 1977). Ce mécanisme est d'autant plus efficace que le libre parcours moyen est

faible, c'est à dire dans le cas des concentrations élevées réalisées lors de la phase de génération. On peut donc s'attendre, surtout en cas de génération importante, à une faible durée de vie des particules de ces dimensions.

A l'autre extrémité du spectre on rencontre de grosses particules, typiques des aérosols générés mécaniquement, dont les rayons atteignent plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de microns. Cependant ces particules sont lourdes et elles retombent assez rapidement à la surface sous la forme de dépôt sec. Leur mobilisation dépend de l'intensité des vents en surface et leur temps de résidence dans l'atmosphère est fonction (outre de leur masse) de l'altitude à laquelle elles y sont injectées. Au-delà, on rencontre des grains de l'ordre du millimètre qu'il n'est pas d'usage de classer dans la catégorie des particules d'aérosol bien qu'ils puissent être soulevés du sol (on les rencontre dans la chasse-sable). Cette remarque pose incidemment la question des critères permettant de définir l'appartenance de grosses particules à une population d'aérosol (taille, temps de résidence dans l'atmosphère, altitude atteinte).

Des considérations précédentes nous retiendrons que la limite inférieure du spectre de dimensions de l'aérosol saharien est mal connue et que la limite supérieure est mal définie. Il semble cependant raisonnable de choisir pour valeurs limite  $0,01 \mu\text{m}$  et  $100 \mu\text{m}$  en considérant que les éventuelles particules situées en-deçà et au-delà de cet intervalle ne jouent qu'un rôle marginal, et ce d'autant plus que leur durée de vie est très courte.

Dans la partie inférieure du spectre ( $0,01-0,1\mu\text{m}$ ), on rencontre des particules sensibles à la diffusion brownienne qui favorise le processus de coagulation pour donner naissance à des particules plus grosses (voir Twomey, 1977). Dans la partie supérieure du spectre, la masse des particules détermine leur comportement dynamique. Elles sont sensibles à la gravitation et aux effets inertiels. Elles sont donc éliminées par sédimentation et par impaction sur les reliefs, dans un certain voisinage des régions sources. Par ailleurs, l'impaction entre particules amène la formation de particules encore plus grosses, éliminées d'autant plus facilement.

A cette déperdition importante en petites et grosses particules, il faut opposer dans le domaine central du spectre, la stabilité d'une population de particules moyennes peu sensible aux effets précédents, la stabilité maximale correspondant à des rayons allant de  $0,1 \mu\text{m}$  à quelques microns. Ces particules stables seront donc aptes au transport sur de grandes distances. Si elles ne représentent pas une fraction importante de la masse de l'aérosol initial, leurs dimensions laissent en revanche prévoir leur efficacité radiative. Les nuages de poussière

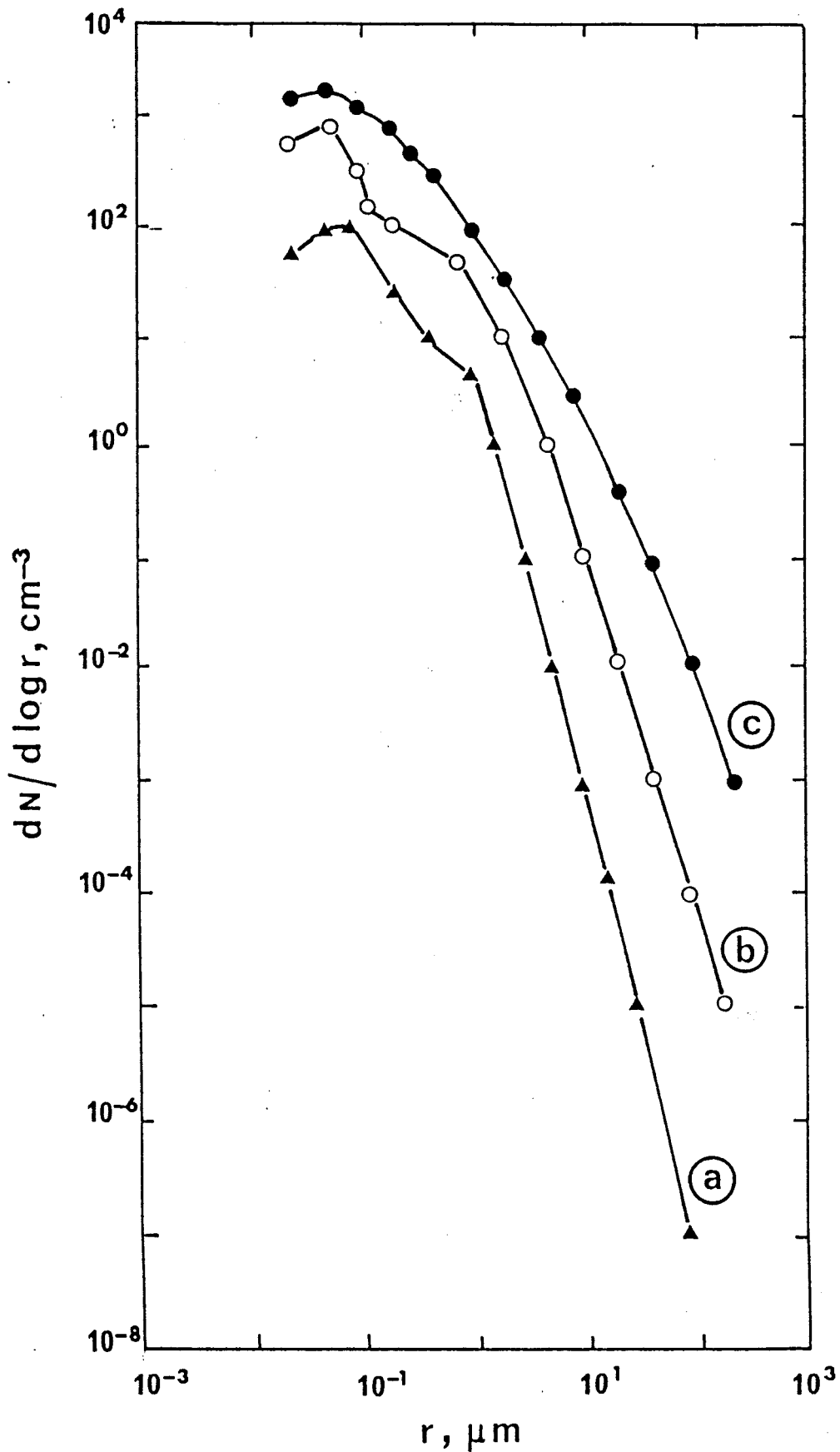


Figure 6 : Spectres de concentration en nombre de l'aérosol saharien pour différentes situations; atmosphère claire (a), brume sèche transportée par les vents (b), et tempête de poussière avec soulèvement local (d'après d'Almeida, 1987).

sahariens se déplaçant au-dessus de l'Atlantique tropicale vers le continent américain sont constitués de cet aérosol très stable, ce qu' autorise la permanence du caractère saharien des masses d'air qui les transportent.

La Figure 6 d'après D'Almeida (1987), compare les concentrations en nombre d'une tempête de poussière - avec génération locale, d'une brume sèche transportée par les vents - sans génération locale, et du fond d'aérosol résiduel. Ces trois cas correspondent dans cet ordre à des aérosols de plus en plus anciens pour lesquels on observe effectivement une diminution relative beaucoup plus importante de la concentration en grosses particules que de celle en particules submicroniques.

La description que nous venons de faire concerne uniquement l'évolution de l'aérosol en milieu sec. Si l'environnement évolue dans le sens d'une humidité croissante, voire sursaturante, avec dans ce cas apparition de gouttelettes ou cristaux nuageux et éventuellement de précipitations, l'intervention de nouveaux mécanismes aboutit alors au dépôt humide de l'aérosol. Cette situation peut se rencontrer du fait de la convection des masses d'air poussiéreuses à des niveaux suffisamment élevés, ou sous l'effet du mélange avec des masses d'air humides ou nuageuses.

Dans cet environnement, aux processus de milieu sec déjà considérés viennent s'en ajouter d'autres qu'on peut schématiquement classer en deux groupes (pour plus de détails voir Twomey, 1977).

- la capture des particules d'aérosol sous le nuage par les précipitations<sup>4</sup>, ou par les gouttelettes nuageuses<sup>5</sup>, dans le nuage,
- la nucléation en phase aqueuse ou glace, entraînant la croissance de gouttelettes ou de cristaux nuageux.

La capture directe par les précipitations est immédiatement suivie du dépôt. En revanche les gouttelettes ou cristaux de glace doivent encore se transformer en éléments de

---

<sup>4</sup>. Ce processus est décrit par le terme anglais *rainout*.

<sup>5</sup>. Ce processus est décrit par le terme anglais *washout*.

précipitation (par condensation, coalescence, etc...) afin que le dépôt des particules d'aérosol capturées soit effectif.

Les processus de capture par les gouttes d'eau sous le nuage, ou par les gouttelettes dans le nuage, obéissent à des schémas analogues à la coagulation en milieu sec avec laquelle ils présentent des ressemblances. En particulier ils sont plus efficaces pour les particules petites et moyennes que pour celles de dimensions intermédiaires. La capture par les gouttelettes nuageuses se distingue cependant par une efficacité de collection nettement améliorée du fait de la très importante surface de contact présentée par la population de gouttelettes. Ceci a pour conséquence d'augmenter la probabilité de capture des particules moyennes (Twomey, 1977).

L'efficacité du phénomène de nucléation, c'est à dire la capacité pour les particules d'aérosol de jouer le rôle de noyaux nuageux de condensation ou glaçogène, dépend de nombreux paramètres. Citons en ce qui concerne les particules elles-mêmes, la dimension, la forme, la composition, et l'état de surface.

L'aérosol saharien récemment généré est composé essentiellement de particules sableuses et argileuses caractérisées par une faible proportion de substances hydrosolubles (quelques %). Ces substances ne sont évidemment pas spécialement hygroscopiques, bien que les argiles soient aptes à fixer des molécules d'eau à leur surface par adsorption. Il en résulte que l'aérosol saharien n'est pas un bon agent de condensation nuageuse. Cela est attesté par le fait que les réductions de visibilité liées à la présence de cet aérosol n'apparaissent pas affectées par les variations diurnes d'humidité relative (Bertrand, 1977). Cet état de fait est malgré tout susceptible de changer avec le "vieillissement"<sup>6</sup> de l'aérosol. L'interprétation la plus communément admise parce qu'en bon accord avec les observations (mais pas nécessairement la seule) est l'activation des particules minérales par capture de noyaux de condensation (noyaux hygroscopiques) à l'occasion du mélange de l'air saharien avec des masses d'air d'origine différente. La condensation est alors réalisée sur la particule minérale au niveau des noyaux capturés, qui constituent autant de sites hydrophiles. Twomey (1977) indique l'efficacité de ce processus pour des rayons de particules de l'ordre de 0,1  $\mu\text{m}$  ou supérieurs, c'est à dire pour ces particules moyennes résistantes aux autres modes d'élimination.

---

6. Le terme *ageing* est utilisé en anglais.

Enfin, l'aérosol saharien - en l'occurrence sa fraction argileuse - présente une forte activité glaçogène (Bertrand, 1977). Cette activité est encore renforcée en présence d'air océanique, ce qui s'explique par le processus précédent d'activation par capture de noyaux de condensation. Dans ce cas, la particule mixte obtenue joue successivement le rôle de noyau de condensation puis de congélation.

## B - AEROSOL ET RAYONNEMENT

### 1. Les paramètres optiques

#### a. Propriétés physiques

Nous restreindrons notre propos aux grandeurs physiques nécessaires à la description des propriétés optiques et radiatives de l'aérosol : (i) la distribution spectrale des dimensions des particules et (ii) leur indice complexe.

On a coutume de représenter le spectre granulométrique d'un aérosol, constitué de particules que l'on suppose sphériques de rayon  $r$ , en utilisant une échelle logarithmique du fait de l'étendue de la gamme des rayons à considérer (l'échelle linéaire est moins fréquemment utilisée). On distingue :

- la distribution en nombre  $dN/d\log r$ , ou  $N(r)$  représente le nombre de particules par unité de volume d'atmosphère, cumulé entre 0 et  $r$  (concentration volumique en nombre),
- la distribution en surface ou représentation de Whitby,  $dS / d\log r$ , où  $S(r)$  représente la section géométrique des particules par unité de volume d'atmosphère, cumulée entre 0 et  $r$ ,
- les distributions en volume  $dV / d\log r$  et en masse  $dM / d\log r$ , où  $V(r)$  et  $M(r)$  sont respectivement le volume et la masse d'aérosol par unité de volume d'atmosphère, cumulés entre 0 et  $r$ .

Si la distribution en nombre est la plus commune et la mieux appropriée du point de vue de la microphysique des particules, la représentation de Whitby (Sverdrup et al., 1975) apparaît plus pertinente pour apprécier l'impact radiatif de l'aérosol. Les distributions en volume et en



masse sont évidemment intéressantes pour la détermination des quantités de matière en suspension et des flux en masse. Ces diverses représentations sont reliées entre elles par les relations simples suivantes :

$$\frac{dS}{d\log r} = \pi r^2 n \quad (1.1)$$

$$\frac{dV}{d\log r} = \frac{4\pi r^3 n}{3} \quad (1.2)$$

$$\frac{dM}{d\log r} = \frac{4\pi \rho r^3 n}{3} \quad (1.3)$$

où  $n = dN/d\log r$ , et où  $\rho$  est la masse volumique du matériau constitutif de l'aérosol supposé homogène.

La représentation synthétique d'une granulométrie donnée est le plus souvent réalisée par ajustement à l'aide d'une superposition de distributions lognormales (ou modes), comme préconisé par Davies (1974) :

$$\frac{dN}{d\log r} = A \sum_{i=1}^p \frac{N_{0i}}{\log \sigma_i} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[ \frac{\log(r/r_{mi})}{\log \sigma_i} \right]^2 \right\} \quad (1.4)$$

avec :

$$A = 0,434 (2\pi)^{-1/2},$$

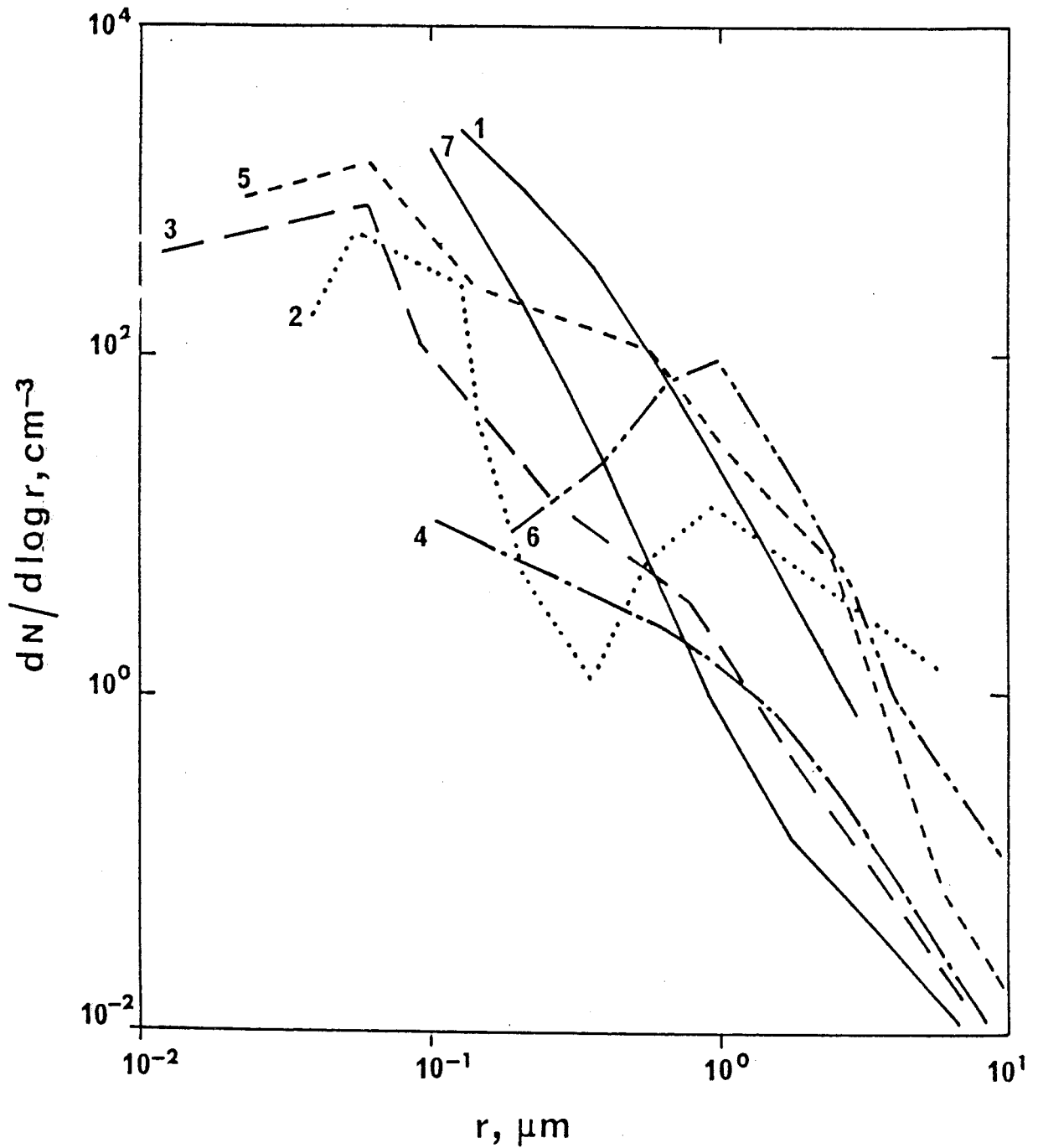
$p$  : nombre de modes,

$N_{0i}$  : concentration volumique en nombre pour le mode  $i$ ,

$r_{mi}$ ,  $\sigma_i$  : respectivement rayon médian et écart-type géométrique du mode  $i$ .

Ces distributions lognormales ont été largement utilisées pour la définition des divers types ou modèles d'aérosol (rapport WCP-55, 1983; MIM - Aerosol Model de D'Almeida et al., 1989).

La figure 7 extraite de Foucart et al. (1987) permet la comparaison de distributions d'aérosol saharien déterminées par divers auteurs. Les différences de granulométrie sont mises en évidence par les écarts entre les pentes des courbes. On peut interpréter les distributions à faible pente moyenne comme riches en grosses particules, c'est le cas de la courbe 4 de Carlson et Caverly (1977). Les distributions à forte pente moyenne sont au contraire riches en petites particules : un exemple est la courbe 1 issue de la campagne ECLATS (décrite dans Druilhet et Durand, 1984). Les écarts observés doivent s'expliquer à



**Figure 7** : Distributions granulométriques d'aérosol saharien comparées d'après Fouquart et al. (1987) : 1, Fouquart et al. (expérience ECLATS, Niger); 2, Kondrat'yev et al. (Atlantique orientale); 3, Jaenicke et Schütz; 4, Carlson et Caverly; 5, D'Almeida et Jaenicke (Sénégal); 6, Levin et al. (Khamsin); 7, modèle de l'atmosphère standard.

partir des deux considérations suivantes : (i) des écarts sont induits artificiellement par les divers procédés de mesure utilisés; (ii) l'existence de différences objectives résulte de la variabilité des caractéristiques des échantillons étudiés, en rapport avec la diversité des situations géographiques et météorologiques rencontrées.

Lors de la campagne ECLATS, trois techniques différentes ont été utilisées pour la détermination des distributions granulométriques (comptage optique avec deux compteurs fabriqués par des constructeurs différents, inversion des épaisseurs optiques issues de mesures photométriques sol, et impacteur à cascade). Ce souci d'assurer la fiabilité des résultats en multipliant les recoupements a permis d'établir par la comparaison des spectres obtenus que le problème de la mesure se posait réellement (Fouquart et al., 1987).

D'autre part, sur la base de la description sommaire de l'évolution des aérosols présentée au A.2.c dans ce Chapitre, on doit s'attendre à observer des différences importantes en fonction de l'âge de l'aérosol étudié, c'est à dire de la distance aux sources, en particulier du fait de la déperdition en particules correspondant aux deux extrémités du spectre. Nous verrons dans la publication P7 présentée au Chapitre 3, que ces différences de granulométrie entraînent d'importants écarts de comportement radiatif de l'aérosol.

Les propriétés électromagnétiques d'un échantillon de matériau c'est à dire son aptitude à réfléchir, transmettre, absorber, et émettre des ondes électromagnétiques, sont décrites par sa permittivité relative complexe :

$$\epsilon_c = \epsilon_r - i\epsilon_i \quad (1.5)$$

En optique, on utilise alternativement l'indice complexe :

$$n_c = n_r - i n_i \quad (1.6)$$

avec :

$n_r$  : indice de réfraction (réel),

$n_i$  : paramètre d'absorption.

Pour une substance non magnétique,

$$\epsilon_c = n_c^2 \quad (1.7)$$

entraînant les relations:

$$\varepsilon_r = n_r^2 - n_i^2 \quad (1.8)$$

et :

$$\varepsilon_i = 2n_r n_i \quad (1.9)$$

Les quantités  $n_r$  et  $n_i$  - ou alternativement  $\varepsilon_r$  et  $\varepsilon_i$  - sont fonctions de la structure intime de la matière (donc de la nature du matériau). Elles dépendent aussi de la longueur d'onde  $\lambda$  considérée :

$$n_{c\lambda} = n_{r\lambda} - i n_{i\lambda} \quad (1.10)$$

nous omettrons par la suite l'indice  $\lambda$  pour alléger l'écriture.

Des déterminations expérimentales de l'indice complexe ont été réalisées pour les principales variétés d'aérosol, dans les régions de courtes et de grandes longueurs d'onde (respectivement 0,25 - 4  $\mu\text{m}$  et 4 - 50  $\mu\text{m}$ ) en particulier pour l'évaluation de leur impact radiatif. De ce point de vue, le paramètre d'absorption  $n_i$  est à la fois le plus important (car il décrit les propriétés absorbantes et émissives de l'aérosol) et le moins bien connu. En ce qui concerne l'aérosol d'origine désertique, la Figure 8 d'après Carlson et Benjamin (1980) illustre les résultats de déterminations de  $n_i$  obtenues par divers auteurs. Les aérosols désertiques apparaissent très absorbants dans la région de l'infrarouge thermique (influence de la composante siliceuse, voir par exemple Conel, 1969). Ils le sont à un degré moindre dans le domaine visible, et ils apparaissent en revanche relativement transparents dans la région intermédiaire de l'infrarouge proche et moyen. Au-delà de cet accord général, on observe des disparités entre les auteurs (voir aussi le rapport WCP-55, 1983, Figure 4.1), analysables dans les mêmes termes que les disparités des distributions de dimensions, avec : (i) des écarts induits par les différences de techniques opératoires utilisées; (ii) des écarts associés aux différences géochimiques entre les échantillons étudiés.

La définition de l'indice complexe est relative à un matériau homogène de structure et composition chimique données. On peut cependant la généraliser au cas d'un aérosol composite (c'est le cas de l'aérosol désertique) par la définition d'un indice complexe "équivalent". Cependant l'étude géochimique de l'aérosol saharien (Bergametti, 1987) permet d'observer une variabilité de composition dont l'incidence sur les valeurs de l'indice complexe n'est certainement pas négligeable. Cette composition est évidemment fonction de la source

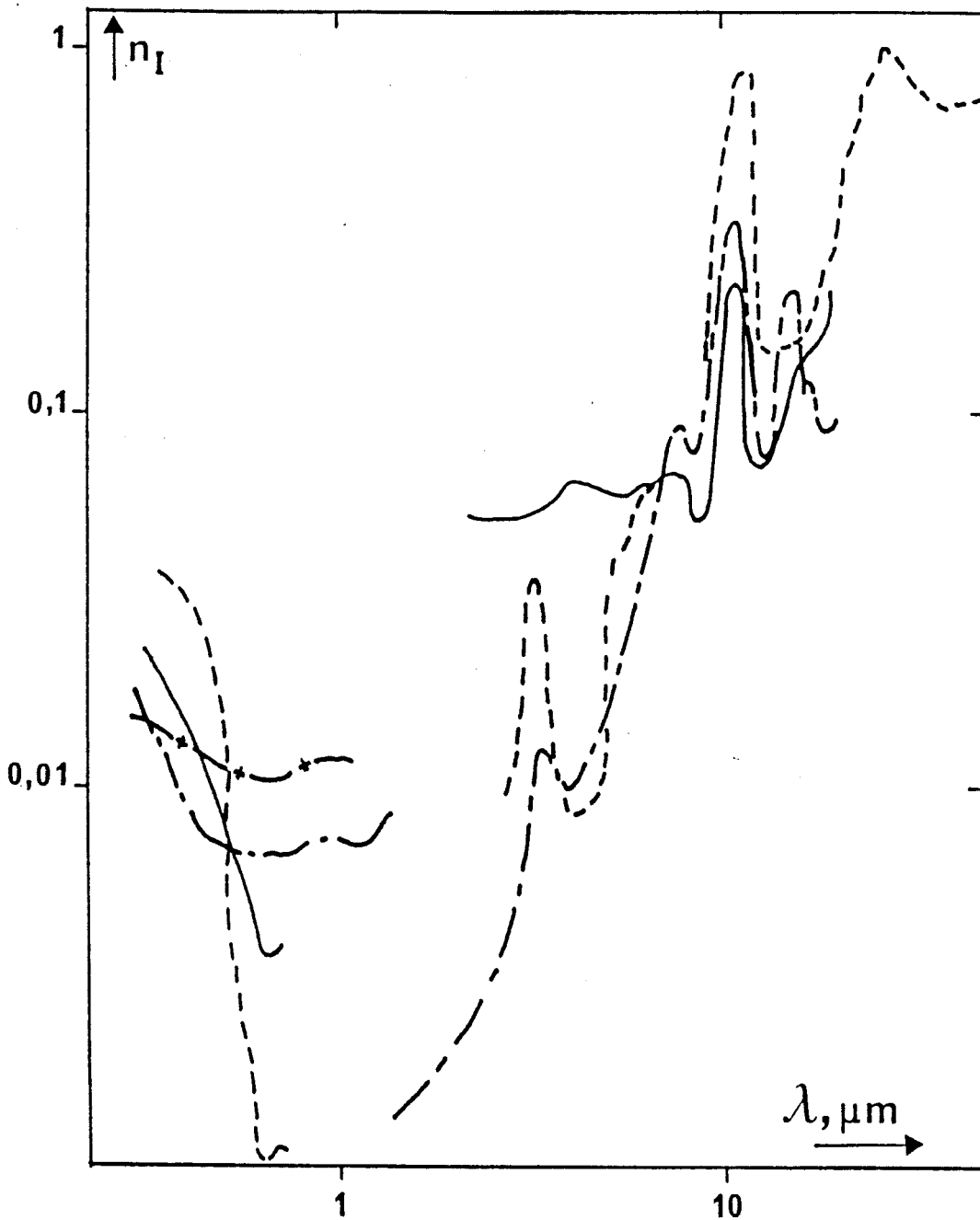


Figure 8 : Variations spectrales comparées du paramètre d'absorption  $n_I$  de divers échantillons d'aérosol saharien d'après Carlson et Benjamin (1980). Dans la région des courtes longueurs d'onde : Patterson et al. (continu), Weiss (tirets), Lindberg (tirets-points), Fischer et Hanel (tirets-croix). Dans la région des grandes longueurs d'onde : Fischer (continu); Volz (tirets), Patterson (tirets-points).

ayant produit l'aérosol, de l'âge de celui-ci (l'élimination préférentielle des particules en fonction de leurs dimension n'étant pas géochimiquement neutre), et aussi du mélange avec d'autres variétés d'aérosol, ce qui a lieu essentiellement hors de la sphère saharienne d'origine.

Les experts réunis à Williamsburg (rapport WCP-55, 1983) recommandaient la tenue d'un atelier sur l'instrumentation et les techniques utilisées pour les mesures d'indice complexe et de spectre granulométrique, tout en préconisant la mesure simultanée de ces deux quantités. Il semble que ces recommandations soient toujours d'actualité.

#### b. Paramètres de base

Nous désignons par ce terme l'ensemble des paramètres permettant d'évaluer les effets diffusants, absorbants, et émissifs d'un aérosol.

Soit un faisceau transportant une puissance  $P$ , incident à une couche d'aérosol absorbante et diffusante d'épaisseur finie. La Figure 9a schématise la redistribution du rayonnement incident, en partie transmis (transmission vraie), en partie diffusé, ce à quoi il faut ajouter la puissance absorbée. En outre pour les longueurs d'onde de l'infrarouge thermique, il convient de considérer le rayonnement émis. La conservation de l'énergie transportée par le faisceau incident se traduit en termes de puissance par la relation :

$$P = P_{trv} + P_{sc} + P_a \quad (1.11)$$

La puissance diffusée  $P_{sc}$  est la somme des puissances diffusées vers l'avant  $P_{fsc}$  et vers l'arrière  $P_{bsc}$ . Dans ces conditions on peut considérer que la puissance transmise totale est la somme des puissances transmises vraie et diffuse :

$$P_{tr} = P_{trv} + P_{fsc} \quad (1.12)$$

On définit en outre la puissance réfléchie (diffuse) :

$$P_{re} = P_{bsc} \quad (1.13)$$

et l'équation (1.11) devient :

$$P = P_{tr} + P_{re} + P_a \quad (1.14)$$

On peut alors caractériser la couche par sa transmittance (totale)  $T$ , sa réflectance  $R$ , et son absorptance  $a$ , définies par :

$$T = \frac{P_{tr}}{P} \quad (1.15)$$

$$R = \frac{P_{rc}}{P} \quad (1.16)$$

$$a = \frac{P_a}{P} \quad (1.17)$$

et l'équation (1.14) s'écrit sous forme normalisée :

$$T + R + a = 1 \quad (1.18)$$

Ces paramètres sont le résultat intégré sur la couche considérée de l'action élémentaire des processus d'absorption et de diffusion.

Pour analyser ces processus, considérons maintenant l'action d'une couche élémentaire d'aérosol d'épaisseur  $dl$  sur le rayonnement incident normal à la surface  $dA$ , contenu dans un faisceau élémentaire  $d\omega$  (Figure 9b). On traite ici et dans la suite de ce paragraphe qui s'inspire de Paltridge et Platt (1976) de quantités monochromatiques, et les grandeurs énergétiques considérées, telles que la puissance, l'éclairement, l'intensité, et la luminance, sont implicitement spectrales.

Le faisceau incident de la Figure 9b transporte à travers  $dA$  une puissance élémentaire :

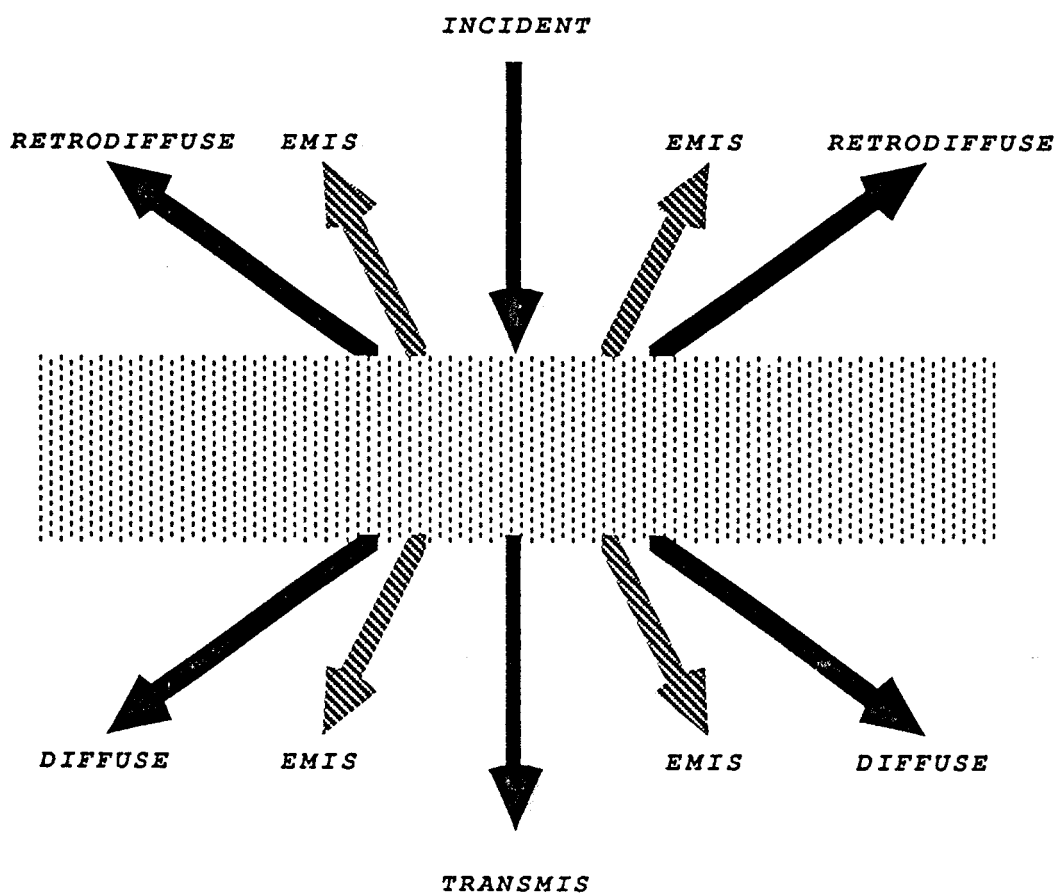
$$d^2P = L dA d\omega \quad (1.19)$$

où  $L$  est la luminance incidente normale.

La loi de Beer exprime la relation simple existante entre puissances incidente  $d^2P$ , et absorbée  $d^3P_a$ , à travers la couche élémentaire (soit dans le volume  $dV = dA dl$ ).

$$d^3P_a = d^2P \beta_a dl \quad (1.20)$$

soit alternativement en termes de réduction de luminance par absorption  $dL_a$  :



**Figure 9a** : Schéma de redistribution du rayonnement à travers une couche d'aérosol. Les flèches noires concernent toutes les radiations tandis que les flèches grises ne concernent que l'infrarouge thermique.



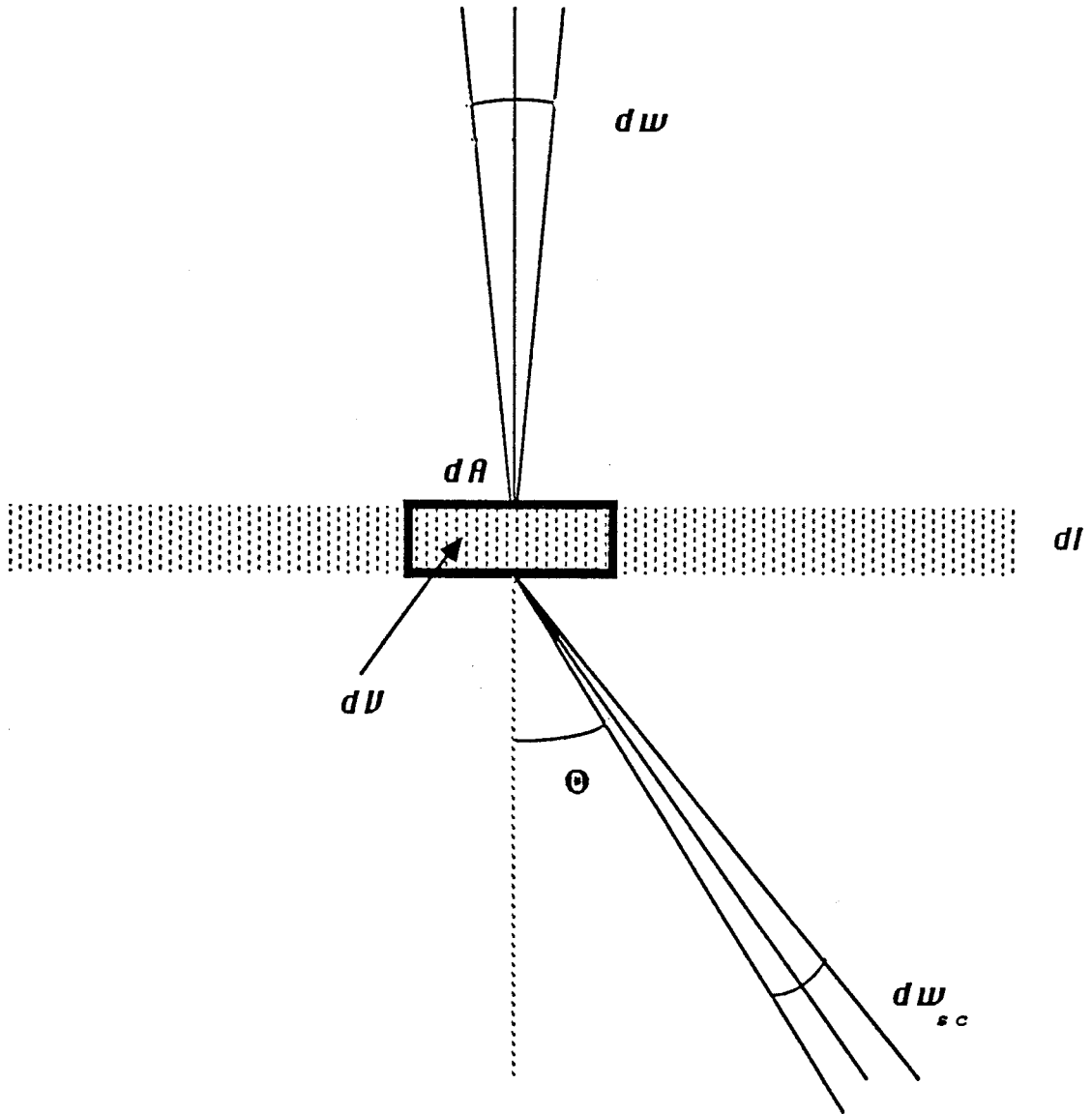


Figure 9b : Action d'une couche élémentaire d'aérosol sur le rayonnement incident.

$$dL_a = L \beta_a dl \quad (1.21)$$

où  $\beta_a$  ( $m^{-1}$ ) est le coefficient volumique d'absorption, proportionnel à la concentration de l'aérosol.

Si on définit le coefficient numérique d'absorption  $k_a$  ( $m^2 kg^{-1}$ ) :

$$k_a = \frac{\beta_a}{\rho} \quad (1.22)$$

où  $\rho$  est la masse volumique de l'aérosol, on dispose alors d'un paramètre indépendant de la concentration, et fonction seulement de la distribution granulométrique et de l'indice complexe de l'aérosol.

Revenons à la puissance  $d^2P$  définie par l'équation (1.19) et considérons cette fois la fraction diffusée par le volume  $dV = dA dl$  (il s'agit dans cette situation de la seule diffusion primaire). Soit  $d^3I_{sc}$  l'intensité énergétique diffusée sous l'angle  $\Theta$  (Figure 9b).

On a :

$$d^3I_{sc} = \gamma_{sc} d^2P dl = \gamma_{sc} dF dV \quad (1.23)$$

où  $\gamma_{sc}$  ( $m^{-1} sr^{-1}$ ) est appelée fonction volumique de diffusion et où l'éclairement énergétique incident correspondant au faisceau d'ouverture  $d\omega$ , est  $dF = d^2P/dA$ . On donc :

$$\gamma_{sc} = \frac{d^3I_{sc}}{d^2P dl} \quad (1.24)$$

La puissance diffusée totale, toutes directions confondues - qui correspond encore à la réduction de puissance incidente par diffusion - est :

$$d^3P_{sc} = \int_{4\pi} d^3I_{sc} d\omega_{sc} \quad (1.25)$$

où  $d\omega_{sc}$  est l'angle élémentaire de diffusion (Figure 9b). On a donc en remplaçant  $d^3I_{sc}$  par sa valeur dans (1.23) :

$$d^3P_{sc} = d^2P \, dl \int_{4\pi} \gamma_{sc} \, d\omega_{sc} \quad (1.26)$$

Si on définit :

$$\beta_{sc} = \int_{4\pi} \gamma_{sc} \, d\omega_{sc} \quad (1.27)$$

l'équation (1.26) peut alors s'écrire :

$$d^3P_{sc} = d^2P \, \beta_{sc} \, dl \quad (1.28)$$

ou en termes de luminance :

$$dl_{sc} = L \, \beta_{sc} \, dl \quad (1.29)$$

Les relations (1.28) et (1.29) sont formellement analogues aux expressions (1.20) et (1.21) de la loi de Beer, mais relatives aux fractions diffusées de la puissance et de la luminance,  $\beta_a$  est remplacé par  $\beta_{sc}$  ( $m^{-1}$ ) coefficient volumique de diffusion, défini par (1.27) comme l'intégrale sphérique de la fonction volumique de diffusion  $\gamma_{sc}$ .

De même que pour l'absorption, on définit un coefficient massique de diffusion  $k_{sc}$  indépendant de la concentration en aérosol :

$$k_{sc} = \frac{\beta_{sc}}{\rho} \quad (1.30)$$

La fonction  $\gamma_{sc}(\Theta)$  décrit les propriétés d'anisotropie de la diffusion. On lui substitue généralement la fonction de phase  $\Phi$ , quantité sans dimension :

$$\Phi(\Theta) = \frac{4\pi \lambda_{sc}(\Theta)}{\beta_{sc}} \quad (1.31)$$

d'où :

$$\int_{4\pi} \Phi \, d\omega_{sc} = 4\pi \quad (1.32)$$

La quantité  $\Phi / 4\pi$  représente donc la probabilité de diffusion d'un photon selon l'angle  $\Theta$ .

Les propriétés de l'aérosol sont complètement définies par la connaissance des paramètres spectraux précédents :  $\beta_a$  (ou  $k_a$ ),  $\beta_{sc}$  (ou  $k_{sc}$ ), et  $\Phi(\Theta)$ . On utilise aussi fréquemment, de façon alternative :

- les coefficients volumique et massique d'extinction (ou d'atténuation), qui caractérisent l'atténuation du faisceau incident par l'aérosol à la fois par absorption et par diffusion :

$$\beta_{ex} = \beta_a + \beta_{sc} \quad (1.33)$$

$$k_{ex} = k_a + k_{sc} \quad (1.34)$$

- l'albédo de diffusion simple<sup>7</sup> :

$$\omega_0 = \frac{\beta_{sc}}{\beta_a + \beta_{sc}} = \frac{\beta_{sc}}{\beta_{ex}} \quad (1.35)$$

soit encore :

$$\omega_0 = \frac{k_{sc}}{k_a + k_{sc}} \quad (1.36)$$

quantité sans dimension qui exprime la fraction de puissance incidente prélevée par la diffusion, relativement à la réduction totale.

Schématiquement on peut concevoir deux approches pour la détermination des paramètres que nous venons de définir :

(i) La théorie de Mie (voir par exemple Bohren et Huffman, 1983) permet le calcul de ces paramètres par l'intermédiaire de la détermination des sections efficaces d'absorption et d'extinction et de la fonction de phase d'une particule homogène et sphérique de rayon  $r$ . On en déduit par sommation sur le spectre granulométrique les coefficients d'absorption et de diffusion ainsi que la fonction de phase de l'aérosol. Ce calcul fait donc l'hypothèse d'un aérosol homogène de particules sphériques homogènes et implique la connaissance de sa distribution granulométrique et de son indice complexe. La qualité des résultats obtenus dépendra donc de l'adéquation des hypothèses sur l'homogénéité et la sphéricité, ainsi que des incertitudes

---

7. L'expression *albédo de diffusion simple* consacrée par l'usage est utilisée tout au long de ce mémoire. Il faut comprendre ici la diffusion simple au sens de diffusion primaire, la seule à intervenir dans le volume élémentaire  $dV$  de définition de la Figure 9b.

évoquées au B.1.a de ce Chapitre sur la connaissance du spectre de dimensions et de l'indice complexe .

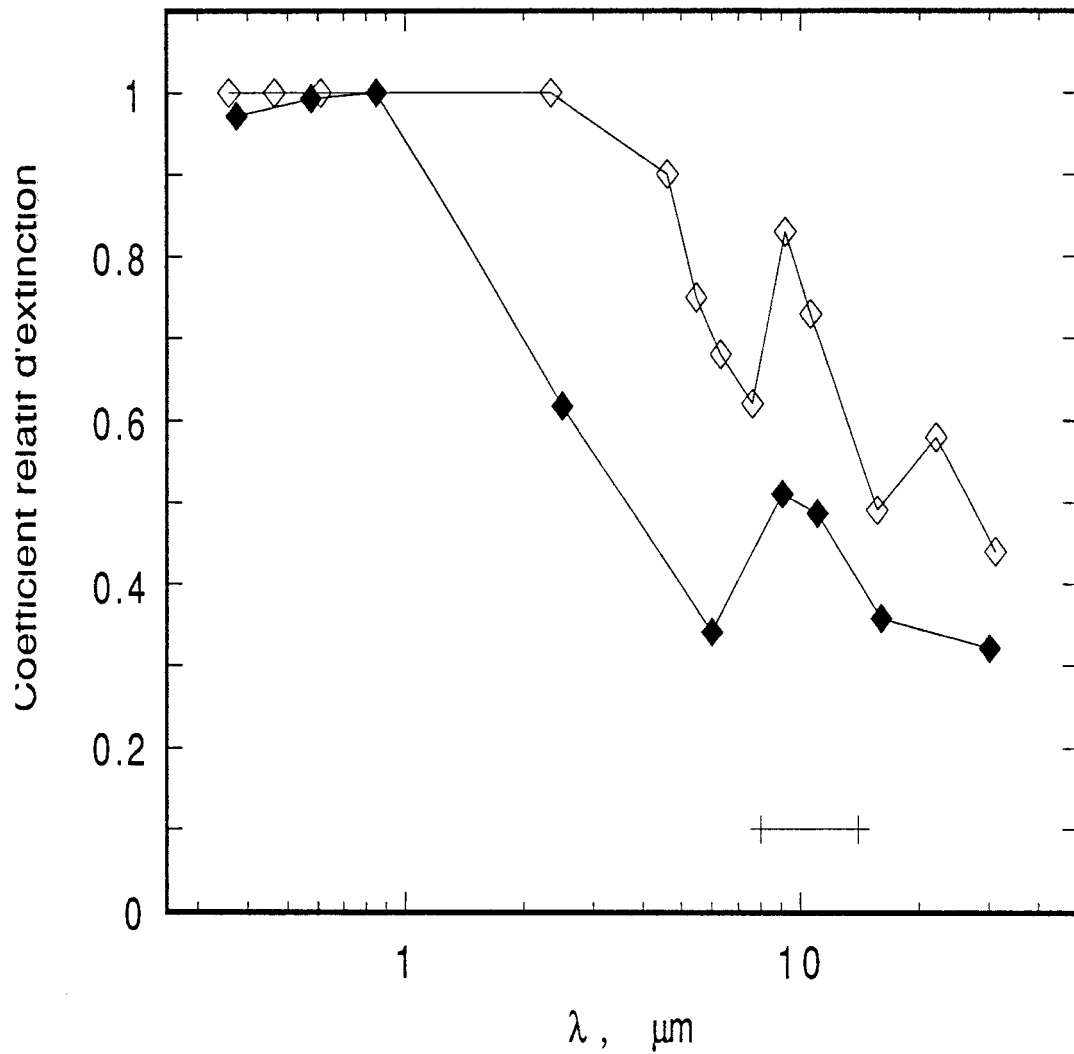
(ii) Les évaluations expérimentales in situ de grandeurs radiatives réalisées au moyen de mesures sol, aériennes (avion, ballon), et satellitaires. Mise à part la question de l'influence des incertitudes instrumentales sur les résultats, nous allons voir au B.1.c que ce type d'approche ne nous donne accès de manière générale qu'à des paramètres intégrés spectralement, spatialement, et angulairement (plutôt qu'aux paramètres monochromatiques locaux que nous avons définis précédemment). Il faut ajouter que les mesures in situ portent sur l'évaluation des effets radiatifs non seulement de l'aérosol, mais encore des autres constituants atmosphériques actifs qu'il faudra donc pouvoir soustraire avec une précision suffisante.

Les Figures 10 a,b,c représentent quelques résultats de détermination de coefficient d'extinction (on a normalisé les valeurs en définissant un coefficient relatif  $\beta_{ex} / \beta_{ex}^{max}$  où  $\beta_{ex}^{max}$  est le coefficient d'extinction maximale), d'albédo de diffusion simple, et de facteur d'asymétrie (défini ci-après au B.1.a). Les résultats de Carlson et Benjamin (1980) et ceux de D'Almeida (1987) sont issus de calculs de Mie, tandis que ceux de Foucart et al. (1987) ont été obtenus d'une part au moyen des calculs de Mie, d'autre part au moyen de mesures de rayonnement sol et avion réalisées au cours de la campagne ECLATS.

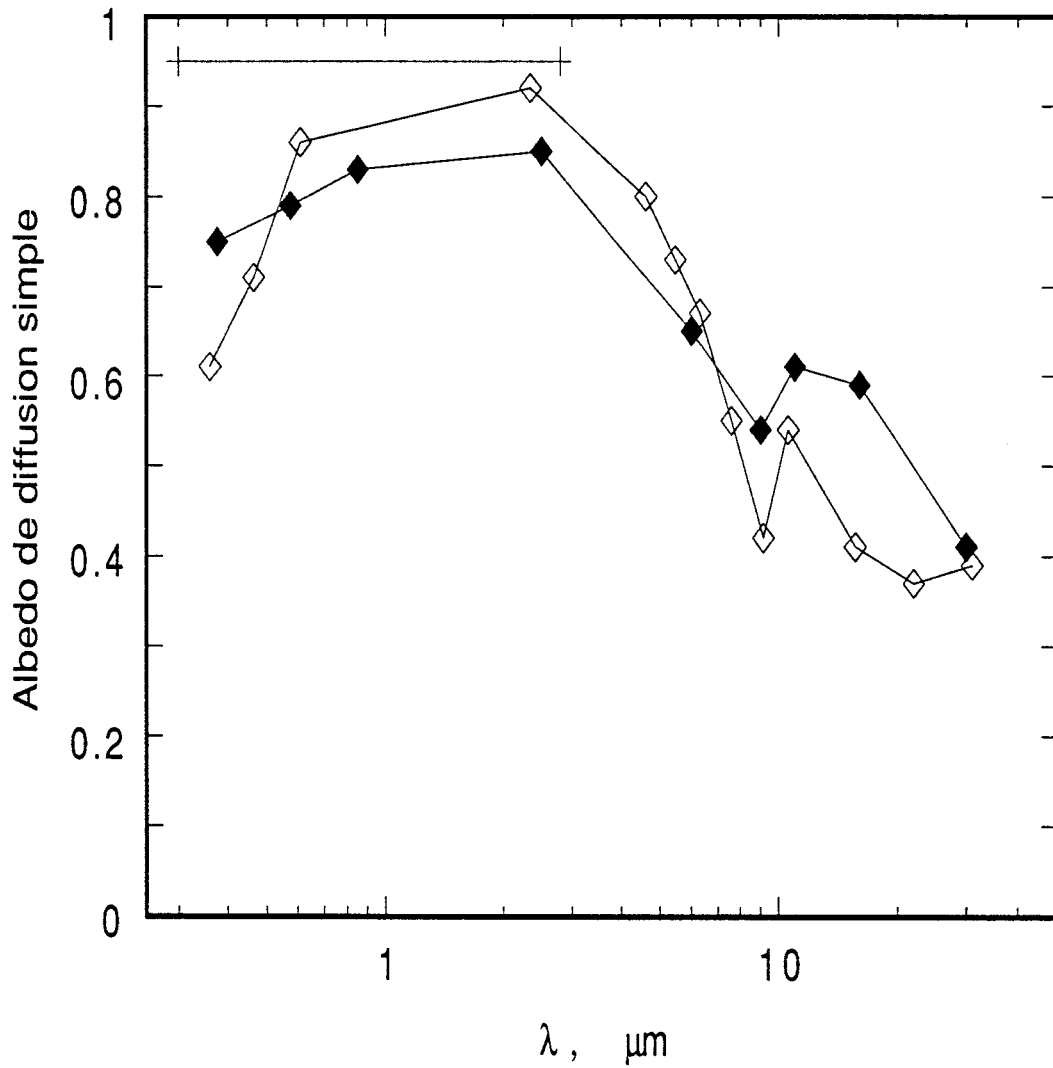
La décroissance générale de l'extinction vers les grandes longueurs d'onde, observée à la Figure 10a résulte de la faible dimension moyenne des particules. Les échantillons décrits par Carlson et Benjamin, par D'Almeida, et par Foucart et al. apparaissent ainsi dans cet ordre composés de particules de plus en plus fines ( proportion de plus en plus faible de grosses particules). On observe aussi l'effet de la variation spectrale du paramètre d'absorption  $n_i$  (bande d'absorption dans l'infrarouge thermique).

La Figure 10b montre que l'albédo de diffusion simple est maximal dans le proche et le moyen infrarouge, là où le paramètre  $n_i$  est minimal. Il diminue vers les grandes longueurs d'onde, à la fois du fait de l'augmentation de  $n_i$  dans l'infrarouge thermique, et de la prépondérance de l'absorption sur la diffusion par les grosses particules.

Enfin les variations de  $g$  observées sur la Figure 10c illustrent le fait que l'anisotropie assez élevée de l'aérosol pour le rayonnement solaire tend à disparaître dans l'infrarouge thermique.



**Figure 10a** : Variation spectrale du coefficient relatif d'extinction pour divers échantillons d'aérosol saharien : d'après Carlson et Benjamin, 1980 (losanges blancs); D'Almeida, 1987 (losanges noirs); Fouquart et al., 1987 (croix).



**Figure 10b** : Variation spectrale de l'albedo de diffusion simple, idem Figure 10a.

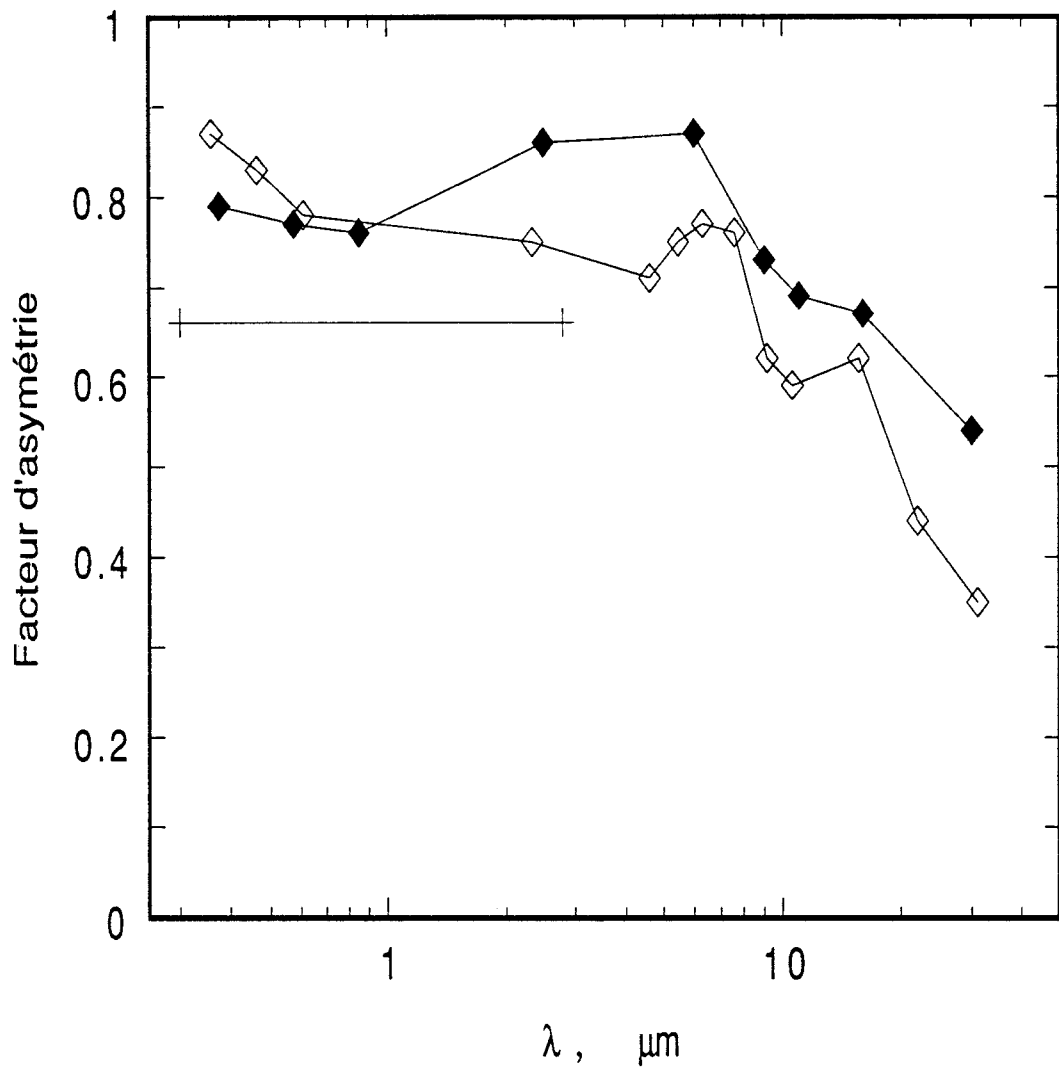


Figure 10c : Variation spectrale du facteur d'asymétrie, idem Figure 10a.



## c. Paramètres intégrés

La mesure d'une grandeur radiative est réalisée à l'aide d'instruments caractérisés par une certaine largeur de bande spectrale et par une certaine largeur de champ. Le rayonnement mesuré résulte toujours d'une interaction avec une couche d'atmosphère finie. Partant de ces remarques, il est clair que la caractérisation de l'aérosol par des mesures de rayonnement in situ ne peut pas nous donner accès aux paramètres parfaitement monochromatiques, locaux, et directs (fonction de phase) tels qu'ils ont été définis au B.1.b de ce Chapitre, mais plutôt à des quantités intégrées ou pondérées spectralement, spatialement, et /ou angulairement.

Intégration spectrale

La mesure d'une quantité rigoureusement spectrale est impossible. Illustrons ce fait dans le cas des luminances. On ne peut accéder à  $L_\lambda$  mais plutôt à  $L$  ( $\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1}$ ) :

$$L = \int_{\Delta\lambda} L_\lambda d\lambda \quad (1.37)$$

où  $L_\lambda$  est la luminance spectrale du rayonnement incident à l'instrument de mesure et  $\Delta\lambda$  l'intervalle spectral utile. D'une façon un peu plus précise et correcte, on peut encore écrire :

$$L = \int_{\Delta\lambda} r_\lambda L'_\lambda d\lambda \quad (1.38)$$

où  $L'_\lambda$  représente le rayonnement à l'entrée de l'instrument, et  $r_\lambda$  est un coefficient caractérisant l'instrument (transmission de l'optique et des filtres et réponse spectrale du détecteur).

Lorsqu'on utilise de telles mesures de luminance pour déterminer par exemple un coefficient d'extinction  $\beta_{\text{ex}}$ , il ne s'agira pas d'une quantité monochromatique mais plutôt d'une valeur spectralement pondérée sur l'intervalle  $\Delta\lambda$ . Cependant, si la bande passante  $\Delta\lambda$  est suffisamment étroite (filtres interférentiels, sources laser), on pourra admettre que  $\beta_{\text{ex}}$  varie assez peu sur  $\Delta\lambda$  pour que l'on puisse considérer que :

$$\beta_{\text{ex}} \sim \beta_{\text{ex}\lambda} \quad (1.39)$$

Ce cas correspond à des conditions expérimentales généralement accessibles du fait des variations spectrales assez lentes des propriétés des aérosols (par opposition aux spectres de raies d'absorption gazeuse). A l'opposé de ces déterminations quasi-spectrales l'utilisation

d'instruments à large bande fournit des paramètres spectralement pondérés. On peut ainsi définir les paramètres de l'aérosol pondérés sur la totalité du spectre solaire (courtes longueurs d'onde). De tels paramètres sont appropriés pour l'estimation de l'impact climatologique de l'aérosol. Ils faut cependant noter qu'ils n'obéissent ni à l'équation (1.21) (loi de Beer) ni à l'équation (1.29), sauf à admettre la neutralité de l'aérosol sur la totalité du spectre considéré.

Intégration angulaire

Reprenons l'exemple d'une mesure de luminance. Un instrument de largeur angulaire de champ  $\Delta\omega$  nous donne accès non pas à une luminance  $L$ , mais plutôt à une puissance  $P$  ou à un flux  $F$  :

$$F = \int_{\Delta\omega} L \cos\Theta \, d\omega \tag{1.40}$$

Lorsque l'instrument est à champ étroit, et sous incidence normale (pyrhéliomètre, photomètre) on peut admettre le plus souvent que la variation angulaire de  $L$  avec  $\Theta$  est négligeable de sorte que la mesure de flux équivaut à une mesure de luminance :

$$F \sim L\Delta\omega \tag{1.41}$$

A l'opposé on réalise des mesures sous champ hémisphérique (pyranomètre, pyrgéomètre) donnant accès à des flux hémisphériques (éclairage, irradiation), apparaissant comme l'intégrale de l'équation (1.40) sur un demi-espace ( $2\pi sr$ ).

A ces flux hémisphériques on peut associer le facteur d'asymétrie  $g$ , paramètre caractéristique de l'aérosol résultant de l'intégration angulaire sur tout l'espace ( $4\pi sr$ ) de la fonction de phase :

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^{+1} \Phi(\cos\Theta) \cos\Theta \, d(\cos\Theta) \tag{1.42}$$

Ce paramètre est interprétable en termes de flux hémisphérique en diffusion primaire. Reportons-nous à la Figure 9b et calculons les flux hémisphériques diffusés vers l'avant  $d^2 F_{fsc}$  et vers l'arrière  $d^2 F_{bsc}$  à travers la couche élémentaire d'épaisseur  $dl$ , à partir de l'éclairement incident  $dF$ . A l'intensité  $d^3 I_{sc}$  dans l'angle  $d\omega_{sc}$  correspond un flux élémentaire diffusé vers l'avant :

$$d^3 F_{fsc} = \frac{d^3 I_{sc}}{dA} \cos\Theta \, d\omega_{sc} \quad (1.43)$$

soit en remplaçant  $d^3 I_{sc}$  par sa valeur extraite de (1.23) :

$$d^3 F_{fsc} = \frac{dF \, dV}{dA} \gamma_{sc} \cos\Theta \, d\omega_{sc} \quad (1.44)$$

puis en remplaçant la fonction de diffusion  $\gamma_{sc}$  par la fonction de phase  $\Phi$ , conformément à (1.31) :

$$d^3 F_{fsc} = 4\pi \frac{dF \, dV}{dA} \beta_{sc} \phi(\Theta) \cos\Theta \, d\omega_{sc} \quad (1.45)$$

En exprimant que  $d\omega_{sc} = \sin\Theta \, d\Theta \, d\phi$  puis en menant l'intégration hémisphérique, il vient

$$d^2 F_{fsc} = \frac{\beta_{sc} dF \, dV}{2dA} \int_0^1 \Phi(\cos\Theta) \cos\Theta \, d(\cos\Theta) \quad (1.46)$$

Si on convient de compter le flux rétrodiffusé négativement, une dérivation analogue donne :

$$d^2 F_{bsc} = \frac{\beta_{sc} dF \, dV}{2dA} \int_{-1}^0 \Phi(\cos\Theta) \cos\Theta \, d(\cos\Theta) \quad (1.47)$$

de sorte que le flux diffusé algébrique, ou flux net  $d^2 F_n$  (avec la convention du sens incident positif) s'écrit :

$$d^2 F_n = \frac{\beta_{sc} dF \, dV}{2dA} \int_{-1}^{+1} \Phi(\cos\Theta) \cos\Theta \, d(\cos\Theta) \quad (1.48)$$

Ce qui donne simplement à l'aide de la définition de  $g$  en (1.42) :

$$d^2 F_n = g \frac{\beta_{sc} dF \, dV}{dA} = g \frac{\beta_{sc} d^2 P \, dI}{dA} \quad (1.49)$$

soit encore, à partir de (1.28) :

$$d^2F_n = g \frac{d^3P_{sc}}{dA} \quad (1.50)$$

où  $d^3P_{sc} / dA$  est la diminution  $d^2F$  du flux incident  $dF$  par diffusion :

$$d^2F_n = g d^2F \quad (1.51)$$

Le facteur d'asymétrie  $g$  s'interprète donc comme le rapport du flux net en diffusion primaire à la réduction correspondante du flux incident.

Le facteur d'asymétrie apparaît ainsi comme une simplification importante de la fonction de phase. Il permet souvent d'assurer les calculs de transfert radiatif dans des atmosphères diffusantes avec une précision correcte (Van de Hulst, 1980). Il traduit l'intensité de l'anisotropie d'un milieu diffusant (pour un diffuseur isotrope,  $g = 0$ ).

#### Intégration spatiale

Les paramètres caractérisant un aérosol ont été définis localement au B.1.b à partir de variations élémentaires des grandeurs radiatives à travers une couche ou un volume élémentaire d'aérosol. Une telle situation est évidemment inaccessible à l'expérience. Cette observation est encore valable dans le cas réel d'une couche finie peu épaisse. En effet la détermination expérimentale de faibles variations d'une grandeur radiative, induites par la présence d'une telle couche, est pratiquement irréalisable du fait de l'importance relative des diverses incertitudes de mesure.

La détermination expérimentale in situ des propriétés radiatives de l'aérosol sera réalisée avec une résolution spatiale maximale au moyen de mesures aéroportées de rayonnement à différents paliers ce qui permet le découpage de la couche entière en autant de sous-couches. Cette technique donne accès à la caractérisation optique de chaque sous-couche en termes de transmittance - vraie et diffuse -, de réflectance - diffuse - (albédo), d'absorptance, et aussi d'émittance dans le cas des grandes longueurs d'onde. L'expression de ces quantités à l'aide des paramètres locaux ( $\beta_{ex}$ ,  $\omega_0$ ,  $g$ , etc...) se fait par l'intermédiaire de quantités intégrées sur l'épaisseur  $\Delta z$  de la couche considérée. La plus importante de ces quantités est l'épaisseur optique  $\delta$  de la sous-couche, intégrale selon la verticale du coefficient volumique caractérisant l'aérosol :

$$\delta_i = \int_{(\Delta z)} \beta_i(z) dz \quad (1.52)$$

où l'indice  $i$  remplace indifféremment les notations  $abs$ ,  $sc$ , et  $ex$  pour l'absorption, la diffusion et l'extinction.<sup>8</sup>

On peut déduire de (1.52) le coefficient volumique moyen  $\bar{\beta}$  pour la couche considérée :

$$\bar{\beta} = \frac{\delta_i}{\Delta z} \quad (1.53)$$

Les mesures  $sol$  ne donnent accès qu'à des quantités intégrées sur toute l'atmosphère. Nous verrons au B.2.a comment les mesures photométriques  $sol$  utilisant le soleil comme source, permettent d'accéder à l'épaisseur optique de l'aérosol atmosphérique total. Il faut toutefois noter que l'épaisseur optique des couches d'aérosol saharien est telle qu'on peut le plus souvent négliger les autres composantes de l'aérosol atmosphérique sans introduire d'erreur importante.

Enfin, les mesures satellitaires sont les plus délicates à interpréter, surtout dans le cas où elles utilisent des cibles terrestres. Le rayonnement mesuré est alors le résultat complexe des caractéristiques radiatives de la surface et de l'état de l'atmosphère.

## 2. L'impact radiatif

### a. Cas de rayonnement solaire

Lorsqu'un faisceau monochromatique, de direction notée symboliquement  $\vec{\omega}$ , traverse un élément d'atmosphère turbide de volume  $dV$  et d'épaisseur  $dl$  (cf. Figure 9b), sa luminance  $L$  subit des atténuations par absorption  $dL_a$  et par diffusion  $dL_{sc}$  conformément aux équations (1.21) et (1.29). D'autre part, si on considère les rayonnements traversant  $dV$  suivant l'ensemble des directions  $\vec{\omega}'$ , une fraction de chacun d'entre eux sera diffusée contribuant à une augmentation  $dL'_{sc}$  dans la direction  $\vec{\omega}$ . Cette quantité s'exprime à l'aide de la fonction volumique de diffusion définie en (1.24) :

---

<sup>8</sup> Dans la suite en l'absence de précision, une épaisseur optique sera implicitement d'extinction.

$$dL'_{sc} = dl \int_{4\pi} \gamma_{sc}(\vec{\omega}, \vec{\omega}') d\vec{\omega}' \quad (1.54)$$

soit à l'aide de la fonction de phase  $\Phi$ , en utilisant (1.31) :

$$dL'_{sc} = dl \frac{\beta_{sc}}{4\pi} \int_{4\pi} \Phi(\vec{\omega}, \vec{\omega}') d\vec{\omega}' \quad (1.55)$$

En notant  $dL$  la variation totale de luminance selon  $\vec{\omega}$  à la traversée de  $dV$ , il vient :

$$dL = -dL_a - dL_{sc} + dL'_{sc} \quad (1.56)$$

soit encore, selon (1.21), (1.29), et (1.56) :

$$dL = -L\beta_a dl - L\beta_{sc}dl + dl \frac{\beta_{sc}}{4\pi} \int_{4\pi} \Phi(\vec{\omega}, \vec{\omega}') d\vec{\omega}' \quad (1.57)$$

et en utilisant (1.33) et (1.35) :

$$\frac{dL}{\beta_{ex}dl} = -L + \frac{\omega_0}{4\pi} \int_{4\pi} \Phi(\vec{\omega}, \vec{\omega}') d\vec{\omega}' \quad (1.58)$$

la quantité  $\beta_{ex} dl$  représentant l'épaisseur optique  $d\delta$  d'extinction de l'élément de milieu turbide traversé dans la direction  $\vec{\omega}$ .

On peut donc encore écrire (1.58) sous la forme :

$$\frac{dL}{d\delta} = -L + \frac{\omega_0}{4\pi} \int_{4\pi} \Phi(\vec{\omega}, \vec{\omega}') d\vec{\omega}' \quad (1.59)$$

Les expressions (1.58) et (1.59) constituent une formulation classique du transfert radiatif du rayonnement solaire. La fonction de phase  $\Phi$  et l'albédo de diffusion simple  $\omega_0$  s'expriment en fonction des paramètres de la diffusion moléculaire et de l'extinction par

l'aérosol; l'épaisseur optique  $d\delta$  fait intervenir l'extinction par l'aérosol et l'absorption par les gaz atmosphériques.

#### Rayonnement solaire direct à travers l'atmosphère : mesures photométriques

L'épaisseur optique d'extinction d'une couche d'aérosol en constitue une caractéristique radiative importante, dont la détermination expérimentale est aisée depuis le sol - et apparaît en outre réalisable dans certaines conditions par satellite . Elle constitue dans l'étude présente une grandeur de base dont les valeurs expérimentales issues de mesures sol ont été comparées aux données satellitaires infrarouges. Nous allons donc décrire son extraction à partir de mesures photométriques sol utilisant le soleil comme source.

Le photomètre est un radiomètre à filtre étroit et faible ouverture de champ qui délivre donc un signal proportionnel à la luminance spectrale dans la direction de visée. La technique photométrique tire parti de la simplicité du résultat de l'intégration de l'équation (1.58) du transfert radiatif à travers l'atmosphère, dans le cas du rayonnement solaire direct. La luminance est très supérieure dans la direction solaire  $\vec{\omega}_s$  aux valeurs prises suivant les autres directions. Le second terme du membre de droite de (1.58) qui représente l'augmentation de luminance selon  $\vec{\omega}_s$  par diffusion du rayonnement des autres directions constitue donc tout au plus un terme correctif. L'intégrale de (1.58) selon la direction  $\vec{\omega}_s$  à travers toute l'atmosphère donne alors la luminance au sol :

$$L = L_d + L_{sc} \quad (1.60)$$

où  $L_d$  est la luminance directe et  $L_{sc}$  la luminance diffuse beaucoup plus faible, résultant de la diffusion multiple (compte tenu des réflexions par la surface). La mesure est effectuée à l'aide d'un instrument de champ d'ouverture faible (typiquement 2-3°) mais non nulle, de sorte qu'il faut inclure à la quantité  $L_{sc}$  de l'équation (1.60) un terme de diffusion primaire dans la pointe avant de la fonction de phase. En pratique, on néglige  $L_{sc}$  qui représente au plus quelques % de la luminance totale (Bartell, 1987). Cette approximation peut entraîner une légère sous-estimation de l'épaisseur optique ainsi déterminée.

Le résultat approché de l'intégration de (1.58) est alors :

$$L \equiv L_d \equiv L_0 \exp\left[-\int_0^{\infty} \frac{\beta_{ex}(z) dz}{\cos\Theta_0}\right] \quad (1.61)$$

où  $z$  est l'altitude, et l'angle  $\Theta_0$  est l'inclinaison du rayonnement solaire direct par rapport à la verticale.

La quantité  $L_0$  est la luminance solaire extra-atmosphérique, c'est à dire celle qui serait mesurée par l'instrument en l'absence d'atmosphère. Elle ne dépend que de la date de la mesure par l'intermédiaire de la variation annuelle de la distance Terre-Soleil. La réponse de l'instrument à la valeur  $\bar{L}_0$  relative à la distance moyenne Terre-Soleil est qualifiée de constante d'étalonnage. Lorsque l'instrument est étalonné on peut donc déterminer la transmittance de l'atmosphère dans la direction  $\vec{\omega}_s$  et à la longueur d'onde  $\lambda$ , pour le rayonnement solaire direct :

$$T_d = \frac{L}{L_0} = \exp\left[-\int_0^{\infty} \frac{\beta_{ex}(z) dz}{\cos\Theta_0}\right] \quad (1.62)$$

avec  $L_0 = CL_0$ , où  $C$  est une correction calculable en fonction de la date.

Si le soleil n'est pas trop bas sur l'horizon il n'y a pas lieu de tenir compte de la courbure de l'atmosphère terrestre ni des effets de la réfraction, de sorte que  $\Theta_0$  constant avec l'altitude est égal à l'angle zénithal solaire  $\Theta_s$ . On peut alors écrire :

$$T_d = \exp\left[-\frac{1}{\cos\Theta_s} \int_0^{\infty} \beta_{ex}(z) dz\right] \quad (1.63)$$

dans le cas contraire on remplace dans l'expression de  $T_d$ , la quantité  $(\cos\Theta_s)^{-1}$  par une relation  $f(\Theta_s)$  telle que :

$$T_d = \exp\left[-f(\Theta_s) \int_0^{\infty} \beta_{ex}(z) dz\right] \quad (1.64)$$

Cette quantité  $f(\Theta_s)$  généralement équivalente à  $(\cos\Theta_s)^{-1}$  avec une bonne précision (sauf lorsque  $\Theta_s$  est proche de  $\pi/2$ ) définit la masse optique relative  $m_r$  dans la direction du



soleil. C'est un paramètre géométrique calculable à partir de l'heure, de la date, et des coordonnées géographiques du lieu de mesure. On a donc :

$$T_d = \exp\left[-m_r \int_0^{\infty} \beta_{ex}(z) dz\right] \quad (1.65)$$

où l'intégrale est l'épaisseur optique (verticale) d'extinction atmosphérique totale,  $\delta_t$  :

$$\delta_t = \int_0^{\infty} \beta_{ex}(z) dz \quad (1.66)$$

soit donc :

$$T_d = e^{-m_r \delta_t} \quad (1.67)$$

Les quantités  $\beta_{ex}$  et  $\delta_t$  sont associées à l'ensemble des sources d'extinction. Il faut en effet considérer outre l'extinction par l'aérosol, la diffusion moléculaire, et l'absorption par certains composants gazeux mineurs de l'atmosphère : essentiellement la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, et l'ozone. On décompose donc l'épaisseur optique totale  $\delta_t$  :

$$\delta_t = \delta_a + \delta_R + \delta_g \quad (1.68)$$

avec :

$\delta_a$  : épaisseur optique d'extinction par l'aérosol.

$\delta_R$  : épaisseur optique de diffusion moléculaire (Rayleigh).

$\delta_g$  : épaisseur optique d'absorption gazeuse.

L'épaisseur optique Rayleigh  $\delta_R$  est calculable avec précision et n'intervient de façon notable que dans la partie visible du spectre. On évite de choisir des canaux près des bandes spectrales d'absorption du constituant extrêmement variable qu'est la vapeur d'eau (excepté dans le cas où la technique photométrique est justement utilisée pour évaluer la quantité de vapeur d'eau atmosphérique). La quantité  $\delta_g$  apparaît alors comme un terme correctif relatif à

des constituants dont la teneur atmosphérique est assez bien définie (ozone, avec la bande de Chappuis dans le domaine visible, dioxyde de carbone dans l'infrarouge proche et moyen).

Il convient de noter que  $\delta_a$  représente l'aérosol atmosphérique total - y compris la composante troposphérique. Néanmoins, en présence d'une couche de poussière saharienne on peut le plus souvent considérer les autres composantes de l'aérosol total comme faibles ou négligeables.

Enfin, comme nous l'avons indiqué au B.1.c, le profil du coefficient d'extinction  $\beta_{ex}^{ae}$  de l'aérosol nous reste inaccessible. Notons cependant que lorsque la couche de poussière se situe dans la basse troposphère au contact du sol comme c'est généralement le cas en zone sahélienne, la forte convection thermique diurne assure une bonne homogénéité par brassage turbulent de la couche de mélange qui coïncide alors avec la couche de poussière. Dans ce cas, lorsqu'il est possible d'estimer l'altitude  $h$  du sommet de la couche, on réalise une estimation raisonnable du coefficient d'extinction  $\beta_{ex}^{ae}(z)$  par la valeur moyenne :

$$\overline{\beta_{ex}^{ae}} = \frac{\delta_a}{h} \quad (1.69)$$

#### Transfert du flux solaire à travers une couche de poussière : impact radiatif au sol

La présence d'aérosol modifie la distribution du rayonnement solaire et de l'énergie qu'il transporte dans l'atmosphère et au niveau du sol. La redistribution au niveau du sol, outre ses aspects climatologiques, est un processus central parmi les mécanismes aboutissant à la télédétection satellitaire de la poussière dans l'infrarouge. Nous allons étudier ce processus à l'aide d'un modèle extrêmement sommaire, suffisant cependant pour une description qualitative de ses aspects essentiels.

Le calcul du flux radiatif au sol implique une triple intégration - verticale, angulaire, et spectrale - de l'équation (1.58). Au contraire de ce qui a été dit à propos du calcul du transfert radiatif solaire direct, on ne peut pas en général négliger dans l'équation (1.58) le second terme du membre de droite, ce qui aboutit à un couplage entre la luminance suivant la direction  $\vec{\omega}$  et les luminances selon toutes les directions possibles  $\vec{\omega}'$ . On utilise souvent une technique approchée, dite méthode à deux flux, pour résoudre ce problème. Une description des variantes de cette méthode est donnée par Zdunkowski et al., 1980. La description des

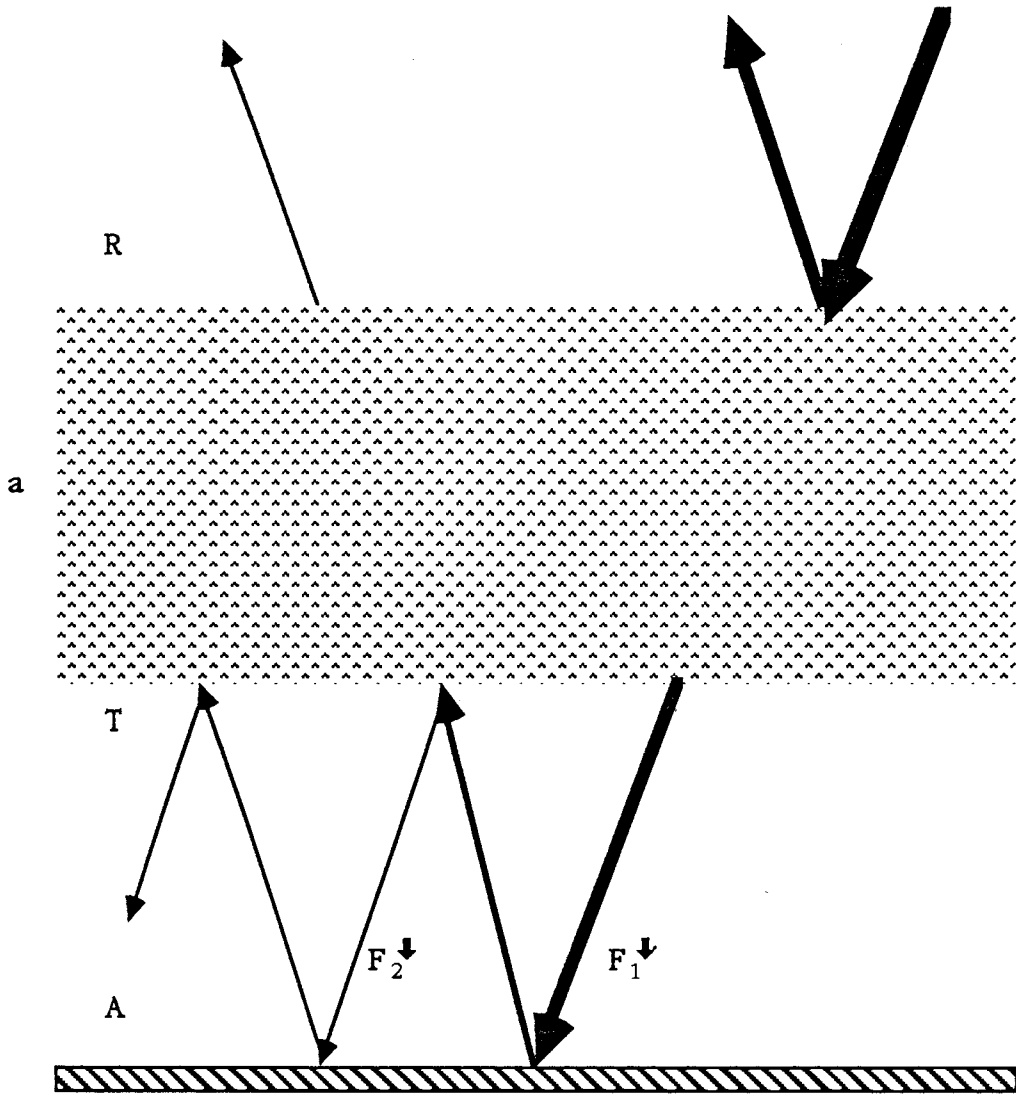
luminances selon l'ensemble des directions de l'espace est remplacée par celle des flux montants et descendants, grâce à l'introduction d'une représentation simplifiée de l'indicatrice du rayonnement diffus (dans la version de base de cette méthode, on considère des luminances isotropes  $L\uparrow$  et  $L\downarrow$  pour les deux hémisphères "montant" et "descendant"). De cette façon, l'équation (1.58) de transfert en luminance (en réalité un système d'autant d'équations que de directions possibles) est remplacée par un système de deux équations des flux montant et descendant  $F\uparrow$  et  $F\downarrow$ , dont l'intégration verticale est possible de façon analytique dans les cas les plus simples et aboutit à l'expression de la réflectance  $R$ , de la transmittance  $T$ , et de l'absorptance  $a$  de la couche d'aérosol en termes de flux, en fonction de son épaisseur optique verticale  $\delta$ , de l'albédo de diffusion simple  $\omega_0$ , et du facteur d'asymétrie

	$\delta \nearrow$	$\omega_0 \nearrow$	$g \nearrow$
R	$\nearrow$	$\nearrow$	$\searrow$
T	$\searrow$	$\nearrow$	$\nearrow$
a	$\nearrow$	$\searrow$	$\nearrow$

**Tableau 4** : Sens des variations de la réflectance  $R$ , de la transmittance  $T$ , et de l'absorptance  $a$  d'une couche d'aérosol pour des accroissements de l'épaisseur optique d'extinction  $\delta$ , de l'albédo de diffusion simple  $\omega_0$ , et du facteur d'asymétrie  $g$ .

$g$  (voir Paltridge et Platt, 1976). Le Tableau 4 indique le sens des variations de  $R$ ,  $T$ , et  $a$ , en fonction de  $\delta$ ,  $\omega_0$ , et  $g$  (avec  $0 < \omega_0 < 1$ ). Ces résultats sont aisément interprétables compte tenu de la signification physique de  $\delta$ ,  $\omega_0$  et  $g$ .

Enfin, l'intégration sur le spectre solaire permet d'obtenir les valeurs pondérées moyennes de la réflectance, de la transmittance et de l'absorptance, nécessaires à l'exploitation des résultats précédents en termes énergétiques (nous utiliserons les mêmes notations  $R$ ,  $T$ , et  $a$ , indifféremment pour les quantités spectrales et intégrées).



**Figure 11** : Schéma de l'impact d'une couche d'aérosol sur le rayonnement solaire.

L'impact de l'aérosol en termes de redistribution de l'énergie radiative est facile à exprimer en considérant une couche d'aérosol schématisée Figure 11, de paramètres T, R, et a, au-dessus d'un sol d'albédo A, en l'absence de tout autre élément atmosphérique.

En l'absence d'aérosol le flux solaire descendant au sol est  $F\downarrow$  et le flux net est  $(1-A)F\downarrow$ . La présence de la couche introduit des réflexions multiples, et le nouveau flux au sol se présente comme une somme infinie :

$$F'\downarrow = \sum_{i=1}^{\infty} F_i\downarrow \quad (1.70)$$

L'aérosol est d'abord supposé non absorbant ( $\omega_0 = 1$ ,  $a = 0$ ). Le terme d'ordre i s'exprime :

$$F_{0i}\downarrow = (AR)^{i-1} (1-R) F\downarrow \quad (1.71)$$

d'où le flux total :

$$F'_{0}\downarrow = \frac{(1-R)}{1-AR} F\downarrow \quad (1.72)$$

Si on excepte le cas idéal  $A = 1$ , la quantité  $(1-R) / (1-AR)$  dans (1.72) est inférieure à l'unité et  $F'_{0}\downarrow$  est inférieur à  $F\downarrow$ .

Le flux net s'écrit simplement :

$$F_{0n} = \frac{(1-A)(1-R)}{1-AR} F\downarrow \quad (1.73)$$

La diminution des flux descendant et net au sol est :

$$\Delta_0 F\downarrow = \frac{R(1-A)}{1-AR} F\downarrow \quad (1.74)$$

et :

$$\Delta_0 F_n = \frac{R(1-A)^2}{1-AR} F_{\downarrow} \quad (1.75)$$

Les quantités  $\Delta_0 F_{\downarrow}$  et  $\Delta_0 F_n$  sont positives : la présence de la couche de poussière non absorbante entraîne une diminution des flux descendant et net au sol en toutes circonstances. L'étude des variations des expressions (1.74) et (1.75) indique - ce qui était prévisible - que la réduction des flux au sol s'accroît quand la réflectance de la couche augmente, c'est à dire en utilisant le Tableau 4, pour des valeurs croissantes de l'épaisseur optique ainsi que pour des valeurs décroissantes du facteur d'asymétrie. En outre, la réduction des flux au sol s'accroît pour des albédos décroissants. Cela signifie que le déficit en énergie radiative reçue par le sol sera plus faible en région aride d'albédo élevé, qu'en région humide couverte de végétation.

Si on considère un aérosol absorbant ( $\omega_0 < 1$ ,  $a > 0$ ), le terme d'ordre  $i$  du flux au sol est simplement :

$$F_i \downarrow = (1-a) F_{0i} \downarrow \quad (1.76)$$

Les flux descendant et net au sol deviennent :

$$F' \downarrow = (1-a) F'_{0\downarrow} \quad (1.77)$$

et :

$$F'_n = (1-a) F_{0n} \quad (1.78)$$

Ce qui correspond à une réduction supplémentaire de ces flux dans le rapport (1-a), par comparaison avec le cas de la couche non absorbante de même réflectance.

Les réductions de flux par la couche d'aérosol deviennent, en fonction des quantités correspondantes pour le cas non absorbant :

$$\Delta F_{\downarrow} = \Delta_0 F_{\downarrow} + \frac{a(1-R)}{1-AR} F_{\downarrow} \quad (1.79)$$

pour le flux descendant, et :

$$\Delta F_n = \Delta_0 F_n + \frac{a(1-A)(1-R)}{1-AR} F_{\downarrow} \quad (1.80)$$

pour le flux net.

L'introduction d'une absorption par la couche d'aérosol entraîne donc, comme cela était prévisible, une réduction accrue des flux au sol.

On peut conclure que l'impact au sol de la couche de poussière, quelles que soient les caractéristiques de l'aérosol et de l'albédo de surface, correspond à une réduction des flux. Cette réduction est plus forte pour une couche d'épaisseur optique élevée, de facteur d'asymétrie et d'albédo de diffusion simple faibles, et pour un sol d'albédo faible.

b. Cas du rayonnement infrarouge thermique

Alors que le rayonnement solaire est d'origine extérieure au système Terre-atmosphère, ce dernier est le siège de l'émission thermique, la source principale étant la Terre. Ainsi, chaque élément d'atmosphère de volume  $dV$  émet de façon isotrope un rayonnement élémentaire fonction de sa température  $\theta$ . Si on considère la couche élémentaire de la Figure 9b, elle émet dans la direction normale une luminance spectrale élémentaire :

$$dL_{em} = d\epsilon B(\theta) \quad (1.81)$$

où  $B(\theta)$  est la luminance spectrale du corps noir à la température  $\theta$ , donnée par la loi de Planck, et  $d\epsilon$  est l'émittance élémentaire de la couche. Si on considère la couche comme étant en équilibre thermodynamique (ce qu'on est toujours en droit de faire, sauf dans la haute atmosphère où l'équilibre local n'est pas réalisé), l'émittance est égale à l'absorptance de cette couche :

$$d\epsilon = \beta_a dI \quad (1.82)$$

et :

$$dL_{em} = B(\theta) \beta_a dI \quad (1.83)$$

Le terme  $dL_{em}$  vient s'ajouter dans le cas de l'infrarouge thermique au bilan de l'équation (1.56) établie pour le rayonnement solaire :

$$dL = -dL_a - dL_{sc} + dL_{em} + dL'_{sc} \quad (1.84)$$

de sorte que les équations (1.57) et (1.58) établies pour le rayonnement solaire deviennent pour l'infrarouge thermique :

$$dL = -L\beta_a dl - L\beta_{sc} dl + B(\theta)\beta_a dl + dl \frac{\beta_{sc}}{4\pi} \int_{4\pi} \Phi(\vec{\omega}, \vec{\omega}') d\vec{\omega}' \quad (1.85)$$

et :

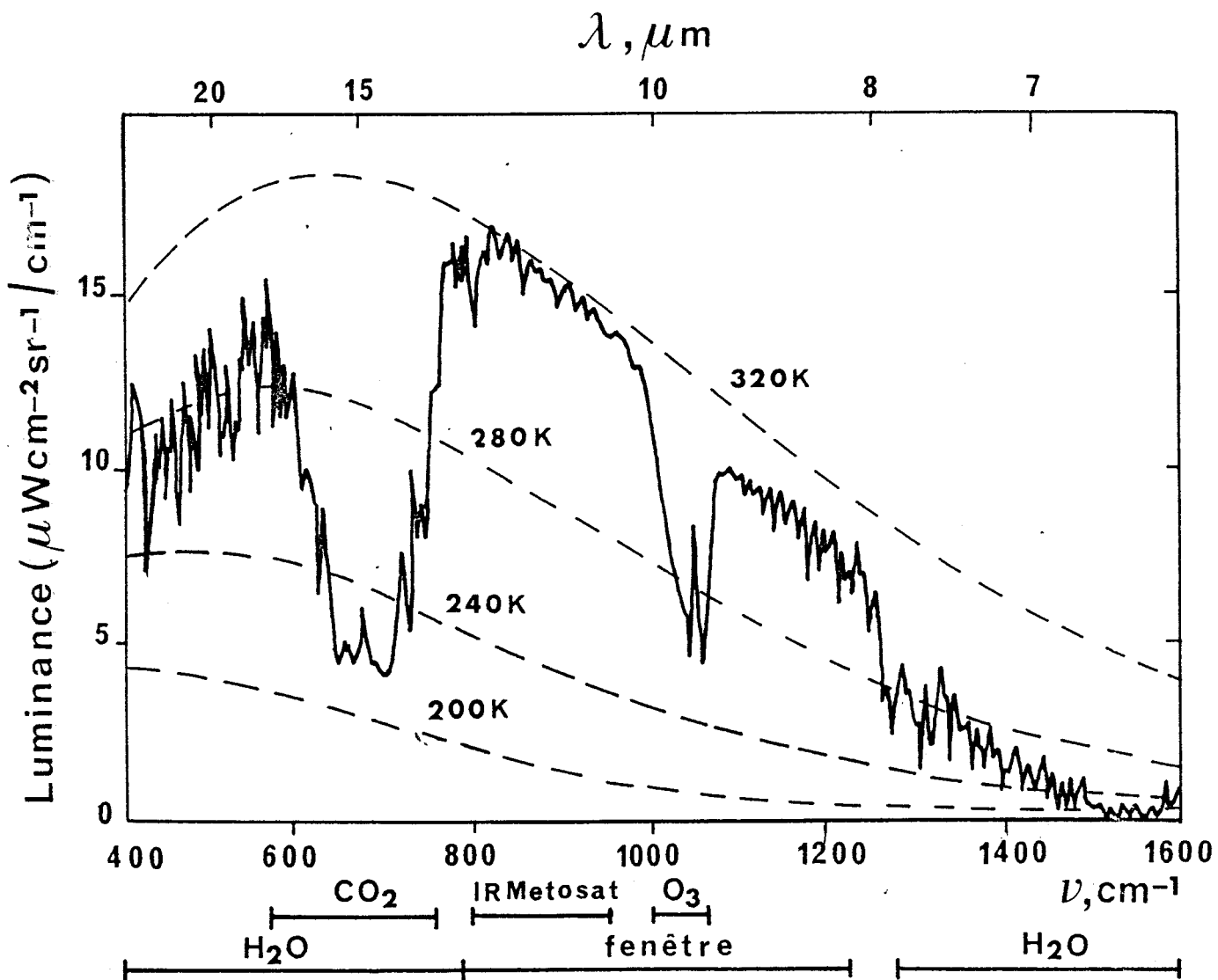
$$\frac{dL}{\beta_{ex} dl} = -L + (1 - \omega_0)B(\theta) + \frac{\omega_0}{4\pi} \int_{4\pi} \Phi(\vec{\omega}, \vec{\omega}') d\vec{\omega}' \quad (1.86)$$

L'interaction atmosphérique sur le rayonnement infrarouge thermique est le fait d'un certain nombre de composants gazeux qui absorbent et émettent, et des aérosols qui absorbent, émettent, et diffusent. Les gaz atmosphériques ayant un impact radiatif dominant sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, et l'ozone. L'absorption et l'émission gazeuses résultent de changements de niveaux d'énergie des molécules, ce qui se traduit par des spectres de raies fines regroupées en bandes d'absorption. Les principales bandes sont celles de la vapeur d'eau à 6,3  $\mu\text{m}$  et dans l'infrarouge lointain (au-delà de 20  $\mu\text{m}$ ), du dioxyde de carbone à 14,7  $\mu\text{m}$ , et de l'ozone à 9,6  $\mu\text{m}$ , illustrées par la Figure 12.

L'absorption par ces bandes est intense. Vers le centre, une couche de quelques mètres d'épaisseur peut être pratiquement opaque au rayonnement. Dans ces conditions le coefficient d'absorption gazeuse  $\beta_a^g$  est prépondérant vis à vis du coefficient d'extinction de l'aérosol  $\beta_{ex}^{ae}$  (lui même supérieur au coefficient de diffusion  $\beta_{sc}^{ae}$ ) :

$$\beta_a^g \gg \beta_{ex}^{ae} > \beta_{sc}^{ae} \quad (1.87)$$





**Figure 12** : Rayonnement infrarouge émis vers l'espace. Spectre obtenu par le satellite Nimbus 4 au dessus du Sahara (d'après Paltridge et Platt, 1976).

de sorte que l'albédo de diffusion simple du milieu est négligeable :

$$\omega_0 = \frac{\beta_{sc}^{ae}}{\beta_{ex}^{ae} + \beta_a^g} \cong 0 \quad (1.88)$$

L'effet de l'aérosol dans les bandes d'absorption moléculaire est donc d'autant plus négligeable que ces dernières sont intenses : le milieu est alors simplement absorbant avec  $\beta_a \cong \beta_a^g$ .

Les bandes d'absorption sont séparées par des fenêtres, régions de relative transparence atmosphérique utilisées pour la télédétection dans l'infrarouge thermique. La plus importante d'entre elles, dite fenêtre à 10  $\mu\text{m}$  est comprise approximativement entre 8 et 14  $\mu\text{m}$  (la Figure 12 montre qu'elle est en réalité partagée en deux par la bande à 9,6  $\mu\text{m}$  de l'ozone). L'influence absorbante des gaz y est réduite sans jamais être nulle (continuum et raies de faible intensité de la vapeur d'eau dans la fenêtre à 10  $\mu\text{m}$ ). L'influence de l'aérosol atmosphérique dans ces fenêtres n'est plus négligeable, et elle devient prépondérante s'il est présent en quantité notable. Dans ce cas l'atmosphère est à la fois absorbante et diffusante.

En règle générale, on néglige cependant l'effet de la diffusion par l'aérosol dans les fenêtres atmosphériques. On peut apporter une justification partielle à cette approximation en notant que l'extinction et l'albédo de diffusion simple d'un aérosol diminuent pour des longueurs d'onde croissantes. Cette variation spectrale est d'autant plus accentuée que les particules sont petites.

Ainsi pour l'aérosol de type ECLATS de granulométrie fine (voir Figure 7), le coefficient d'extinction dans le canal 10,5 -12,5  $\mu\text{m}$  de Météosat est 10 fois plus petit que dans la partie visible du spectre (voir Figure 10a), et l'albédo de diffusion simple est en moyenne de 0,3; ce qui indique un faible impact radiatif où la diffusion joue en outre un rôle secondaire. Les calculs montrent en fait que dans ce cas la diffusion joue réellement un rôle négligeable dans le transfert radiatif, et nous avons toujours considéré ce type d'aérosol comme un absorbant pur dans les calculs de transfert de luminance ou de flux (voir les articles P2, P3, P6, et P7).

Pour l'aérosol décrit par Carlson et Benjamin constitué de particules en moyenne plus grosses (voir Figure 7), le coefficient d'extinction est beaucoup plus important (0,7 fois la valeur dans le visible) et l'albédo de diffusion simple est d'environ 0,5 (voir Figures 10a,b). Nous avons calculé pour un tel aérosol le transfert radiatif en luminance vers l'espace dans le canal infrarouge thermique de Météosat (voir l'article P7) depuis un site sahélien à travers une couche d'épaisseur optique visible unité (soit 0,7 dans le canal IR Météosat). Le fait de négliger la diffusion (en faisant  $\omega_0 = 0$ ) entraîne des écarts d'environ 2% de nuit et 3% de jour sur la valeur du signal, soit 3 à 6 niveaux radiométriques de Météosat. Ainsi, si on étudie la sensibilité de la réponse satellitaire à différents types d'aérosol comme cela a été fait dans P7, il n'est pas sans intérêt d'observer que pour certains d'entre eux l'omission de la diffusion aboutit à des écarts non négligeables sur le calcul de la détection satellitaire. Par contre il est clair que sur la question de la réponse satellitaire à un aérosol à partir de ses caractéristiques radiatives obtenues expérimentalement, la prise en compte de la diffusion dans l'infrarouge n'aurait plus guère de sens du fait de l'incertitude existant sur les valeurs des paramètres radiatifs dans cette partie du spectre. C'est peut-être cette incertitude sur la connaissance des paramètres optiques de l'aérosol, qui jointe à la simplification apportée aux équations du transfert radiatif, constitue la meilleure justification à l'usage général consistant à négliger la diffusion.

Dans ces conditions, l'équation (1.86) devient simplement :

$$\frac{dL}{\beta_{ex}dl} = -L + B(\theta) \quad (1.89)$$

où  $\beta_{ex}$  est en fait égal à  $\beta_a$ , et  $\beta_{ex}dl = d\delta$  est une épaisseur optique d'absorption.

#### Transfert radiatif dans la fenêtre à 10 $\mu\text{m}$ : application à la télédétection satellitaire

Nous allons étudier comment varie la réponse satellitaire à l'introduction d'une couche d'aérosol en l'absence de tout autre élément atmosphérique.

Supposons d'abord que la surface du sol puisse être considérée comme un corps noir de température  $\theta_s$ . En l'absence d'aérosol, la luminance spectrale émise vers le satellite  $B(\theta_s)$  est donnée par la formule de Planck. Lorsqu'on introduit une couche d'aérosol non diffusante, l'intégration verticale de (1.89) donne une luminance satellitaire :

$$L_{\text{sat}} = B(\theta_s)e^{-\delta_t} + \int_0^{\infty} \beta_a B(\theta) e^{-\delta(z)} dz \quad (1.90)$$

avec :

-  $\delta(z)$  : épaisseur optique entre l'altitude  $z$  et l'infini - en fait le sommet de la couche - dans la direction  $\theta$  considérée,

-  $\delta_t = \delta(0)$  : épaisseur optique totale.

On peut réécrire (1.90) en fonction de la transmittance atmosphérique spectrale selon la direction considérée :

$$L_{\text{sat}} = B(\theta_s)T_t + \int_{T_t}^1 B(\theta) dT \quad (1.91)$$

avec  $T = e^{-\delta(z)}$  et  $T_t = e^{-\delta_t}$ .

En considérant d'abord une couche isotherme à la température  $\theta_a$ , l'équation (1.91) devient :

$$L_{\text{sat}} = T_t B(\theta_s) + (1 - T_t) B(\theta_a) \quad (1.92)$$

que l'on peut réécrire :

$$L_{\text{sat}} = B(\theta_s) + (1 - T_t) [B(\theta_a) - B(\theta_s)] \quad (1.93)$$

L'introduction de la couche de poussière se traduit donc par une variation de luminance émise vers l'espace dans la direction considérée :

$$\Delta L_{\text{sat}} = (1 - T_t) [B(\theta_a) - B(\theta_s)] \quad (1.94)$$

Les relations (1.92) à (1.94) restent valables pour une couche de poussière non isotherme à condition de définir  $\theta_a$  comme une température équivalente à partir de :

$$B(\theta_a) = \frac{\int_{T_t}^1 B(\theta)dT}{1 - T_t} \quad (1.95)$$

La relation (1.94) confirme l'augmentation de la variation de  $L_{sat}$  avec l'absorptance de la couche, c'est à dire avec son épaisseur optique. Cette variation est positive ou négative suivant que la température équivalente  $\theta_a$  est supérieure ou inférieure à la température de surface  $\theta_s$ . La détection est d'autant plus sensible que l'écart thermique entre surface et couche est grand. En revanche, si la température équivalente de couche est égale à la température de surface, l'aérosol est indétectable quelle que soit l'épaisseur optique de la couche.

Lorsque la couche d'aérosol est dans la basse troposphère entre le sol et quelques kilomètres, l'écart thermique est minimal ainsi que la sensibilité de la détection. Ce cas est généralement celui de la région sahélienne. Cependant la forte insolation et l'évaporation réduite entraînent une importante surchauffe diurne de la surface. La présence de poussière se traduit donc par une diminution de la luminance émise vers l'espace et du signal satellitaire. Au contraire, le refroidissement de la surface et l'inversion nocturnes se traduisent par un faible écart thermique aboutissant à un effet d'écran pratiquement nul de la couche d'aérosol.

Lorsque la couche d'aérosol est en altitude, sa température équivalente devient nettement inférieure à la température de surface et la sensibilité de la détection est élevée. Cette situation se traduit par une diminution du signal satellitaire, de jour comme de nuit (plus accentuée de jour).

Si les surfaces humides peuvent être considérées comme approximativement noires, il en va différemment pour les surfaces arides. L'émissivité verticale dans la fenêtre à  $10 \mu m$ , donnée par Beuttner et Kern (1965) indique une certaine variabilité selon la nature et l'état des surfaces. Un intervalle de valeurs réalistes pour ces surfaces est 0,80-0,95, et 0,9 peut être considérée comme une valeur typique.

Reprenons donc l'étude du transfert de luminance vers l'espace dans la fenêtre à 10  $\mu\text{m}$  pour une surface supposée lambertienne d'émissivité  $\epsilon_s$ . En l'absence d'aérosol la luminance spectrale émise vers le satellite devient  $\epsilon_s B(\theta_s)$ . Pour :

$$\epsilon_s B(\theta_s) = B(\theta_s^*) \quad (1.96)$$

où  $\theta_s^*$  est la température apparente (dite de rayonnement) de la surface, inférieure à la température de contact :

$$\theta_s^* < \theta_s \quad (1.97)$$

Soit  $F_{s\downarrow}$  le flux spectral descendant au sol, dû à l'émission de la couche d'aérosol. Si on note  $L_s^{\text{eq}}$  la luminance équivalente telle que :

$$L_s^{\text{eq}} = \frac{F_{s\downarrow}}{\pi} \quad (1.98)$$

la fraction  $(1 - \epsilon_s) L_s^{\text{eq}}$  sera renvoyée par la surface, de sorte que la luminance émise vers l'espace devient :

$$L'_{\text{sat}} = (1 - \epsilon_s)L_s^{\text{eq}} + \epsilon_s T_t B(\theta_s) + (1 - T_t)B(\theta_a) \quad (1.99)$$

On doit s'attendre de manière générale à ce que  $L_s^{\text{eq}} \leq B(\theta_s)$ , la différence entre ces deux quantités étant fonction de l'épaisseur optique de la couche et de l'écart de température entre couche et surface. Considérons successivement deux cas extrêmes :

$\alpha$ . cas où  $L_s^{\text{eq}} \equiv B(\theta_s)$

C'est le cas d'une couche très épaisse et de température équivalente voisine de celle de la surface (par exemple une couche sahélienne nocturne dense). En introduisant cette condition dans (1.99), on obtient compte tenu du fait que  $\theta_a \approx \theta_s$  :

$$L'_{\text{sat}} \equiv B(\theta_s) \quad (1.100)$$

d'où :

$$\Delta L'_{\text{sat}} \equiv B(\theta_s) - B(\theta_s^*) \quad (1.101)$$

relation indiquant, compte tenu de (1.97), que la présence de la couche entraîne une augmentation du signal satellite - comme si elle était plus chaude que le sol.

$\beta$ . cas où  $L_s^{\text{eq}} \ll B(\theta_s)$

C'est le cas d'une couche très froide (couche en altitude) ou encore de faible épaisseur optique. En négligeant dans (1.99) le premier terme du membre de droite, puis en réarrangeant, on obtient :

$$L'_{\text{sat}} \equiv B(\theta_s^*) + (1-T_t) [B(\theta_a) - B(\theta_s^*)] \quad (1.102)$$

Cette relation est l'équation (1.93) dans laquelle on a remplacé  $\theta_s$  par  $\theta_s^*$ . L'impact de la couche sur le signal satellitaire est alors :

$$\Delta L'_{\text{sat}} \equiv (1-T_t) [B(\theta_a) - B(\theta_s^*)] \quad (1.103)$$

La température de couche correspondant à un impact nul est  $\theta_a = \theta_s^*$ . Elle est inférieure (toutes valeurs restant inchangées par ailleurs) à la valeur d'impact nul dans le cas d'un sol noir,  $\theta_a = \theta_s$ .

Les résultats obtenus dans les cas extrêmes  $\alpha$  et  $\beta$ , traduisent le fait que la réduction d'émissivité de surface équivaut simplement à une diminution de température de cette surface (considérée comme noire). Pour un sol de température 310 K et d'émissivité grise 0,9 dans le canal 10,5 - 12,5  $\mu\text{m}$  de Météosat, la température de rayonnement vaut 302 K (d'après les tables d'étalonnage de Météosat), ce qui est aussi dans ce cas la température d'une couche de poussière invisible par Météosat. Cette importante différence de température de rayonnement de la surface (8K) permet de prévoir une forte sensibilité de la réponse satellitaire à l'émissivité de surface, ce qui est étudié quantitativement à l'article P7.

Transfert radiatif dans l'infrarouge thermique : impact énergétique au sol

Lorsqu'on néglige la diffusion, l'équation du transfert radiatif (1.89) s'intègre dans le sens descendant à travers toute l'atmosphère pour donner la luminance spectrale au sol :

$$L\downarrow = \int_{T_t}^1 B(\theta)dT \tag{1.104}$$

où  $dT$  et  $T_t$  sont les transmittances spectrales selon la direction considérée, respectivement pour une couche élémentaire et pour l'atmosphère totale.

L'intégration angulaire est habituellement réalisée en considérant que le flux est celui d'un rayonnement isotrope dont la luminance est obtenue par calcul de l'équation (1.104) selon une direction d'angle zénithal  $\Theta_D$ . Cela équivaut à résoudre (1.104) en définissant des quantités de gaz absorbant - implicitement contenu dans la transmittance - égales au produit de l'épaisseur (verticale) par un facteur géométrique  $D$  supérieur à l'unité, dit de diffusivité, tel que :

$$D = \frac{1}{\cos \Theta_D} \tag{1.105}$$

on utilise souvent  $D = 1,66$ , ce qui correspond à  $\Theta_D \approx 53^\circ$ . Il reste alors, pour passer aux flux, à multiplier les deux membres de (1.104) par  $\pi$ .

L'intégration spectrale est plus complexe. Très schématiquement, on peut considérer que les basses couches de l'atmosphère sont totalement opaques pour une certaine fraction de l'intervalle spectral, du fait des bandes d'absorption gazeuse. Tout aussi schématiquement, on admet que l'atmosphère est transparente en l'absence d'aérosol pour l'intervalle spectral restant : pratiquement la fenêtre comprise entre 8 et 14  $\mu\text{m}$ . Si  $K$  représente la fraction de l'énergie du corps noir à la température  $\theta_a$  des basses couches, relative à l'intervalle 8-14  $\mu\text{m}$ , on peut écrire que le flux descendant est, en l'absence d'aérosol :

$$F\downarrow \equiv (1-K) \sigma \theta_a^4 \tag{1.106}$$



où  $\sigma$  est la constante de Stefan, et  $K$  dépend de l'humidité atmosphérique et de  $\theta_a$  : sa valeur est typiquement d'environ 0,3.

Si le sol est noir, il émet un flux  $\sigma\theta_s^4$ , de sorte que le flux net s'écrit, en l'absence d'aérosol :

$$F\downarrow \equiv (1-K) \sigma \theta_a^4 - \sigma\theta_s^4 \quad (1.107)$$

Si on ne tient pas compte des changements de température résultant des modifications de flux, l'introduction d'une couche d'aérosol modifie le flux descendant  $F\downarrow$  de l'équation (1.106) selon :

$$F'\downarrow = F\downarrow + \varepsilon_a K \sigma \theta'_a{}^4 \quad (1.108)$$

où  $\varepsilon_a$  est l'émittance de la couche et  $\theta'_a$  sa température moyenne. Le flux net devient alors :

$$F'_n \equiv F_n + \varepsilon_a K \sigma \theta'_a{}^4 \quad (1.109)$$

La variation de flux net par introduction de la couche d'aérosol est donc :

$$\Delta F_n \equiv \varepsilon_a K \sigma \theta'_a{}^4 \quad (1.110)$$

Le flux net infrarouge thermique au sol augmente (algébriquement) du fait de l'introduction d'une couche de poussière. Cette augmentation est plus importante si l'émittance de la couche est élevée, c'est à dire si son épaisseur optique infrarouge est grande : c'est évidemment le cas d'une couche épaisse et dense, particulièrement si elle comporte une forte proportion de grosses particules. Cette augmentation de flux net est plus importante si la couche d'aérosol est chaude, donc basse (surtout de jour). Enfin, lorsque l'humidité de l'atmosphère augmente, avec comme conséquence un élargissement des bandes, il faut s'attendre à une réduction de  $K$  et donc de  $\Delta F_n$ .

Avec les mêmes approximations que précédemment , on obtient pour un sol gris d'émissivité  $\varepsilon_s$  une variation de flux net par introduction d'une couche d'aérosol :

$$\Delta F'_n \equiv \epsilon_s \Delta F_n \quad (1.111)$$

indiquant une réduction de l'impact radiatif au sol dans le rapport  $\epsilon_s$  par rapport au cas d'un sol noir.

En conclusion, l'impact radiatif infrarouge thermique au sol d'une couche de poussière est caractérisé par une augmentation du flux net maximale dans le cas de couches basses comportant une proportion élevée de grosses particules. Cette augmentation de flux est fonction en outre de l'émissivité de surface et de l'humidité atmosphérique.

### c. L'impact énergétique et ses conséquences

On peut exprimer l'impact radiatif au sol d'une couche d'aérosol en termes de variation du flux net résultant de l'introduction de cette couche dans l'atmosphère. De nuit, la variation du flux net infrarouge thermique est une quantité positive donnée par les relations (1.110) ou (1.111). De jour, la variation du flux net est la somme des termes solaire (relations (1.75) ou (1.80)) et infrarouge thermique, de signes opposés. Cependant, en milieu de journée le terme solaire est nettement prépondérant de sorte qu'on observe en présence d'aérosol une réduction du flux net. Nous avons vu aux paragraphes B.2.a et B.2.b que le bilan exact dépend, outre de la quantité d'aérosol, de ses propriétés optiques aux courtes et aux grandes longueurs d'onde, des propriétés radiatives de la surface, de la température de la couche - c'est à dire de son altitude - et dans une moindre mesure de l'humidité atmosphérique.

Le bilan d'énergie à la surface s'écrit :

$$F_n = H + LE + G \quad (1.112)$$

où H et LE sont les flux convectifs de chaleurs sensible et latente, et G le flux de conduction dans le sol.

Une modification du flux net radiatif par l'aérosol introduit nécessairement des ajustements sur les termes non radiatifs du membre de droite de l'équation (1.112). En région sahélienne, la sécheresse du sol limite le flux de chaleur latente qui reste donc secondaire (et

en région saharienne il est selon toute vraisemblance négligeable), de sorte qu'une variation de  $F_n$  se répercute essentiellement par des variations de G et de H.

Les variations de G sont associées à des variations de température dans le sol, ainsi qu'à sa surface, tandis que les variations de H affectent le profil de température atmosphérique. A leur tour, ces variations de température de l'atmosphère et de la surface introduisent des modifications de flux radiatif dans le domaine infrarouge thermique. Ce résultat montre que les variations de flux net induits par la présence d'une couche d'aérosol ne sont pas calculables a priori, elles résultent du couplage entre les termes radiatifs (infrarouge thermique) et non radiatifs du bilan d'énergie au sol, via les températures et en particulier la température de surface  $\theta_s$ .

La présence de l'aérosol se traduit :

- de jour, par une réduction de  $F_n$  et donc de G et H, d'où une augmentation de  $\theta_s$ .
- de nuit par une augmentation de  $F_n$  et donc de G (absence de convection), d'où une augmentation de  $\theta_s$ .

Ces mécanismes définissent un impact thermique qui doit être considéré, conjointement avec l'effet d'écran de la couche d'aérosol décrit au B.2.b, pour l'interprétation de l'impact de l'aérosol sur la réponse satellitaire dans la fenêtre à  $10 \mu\text{m}$ . Leur modélisation complète est l'objet de l'article P6.

Il serait illusoire de tenter d'analyser plus finement sur la base de modélisations schématiques (telles que celles utilisées précédemment), les impacts de ces mécanismes complexes et interactifs, qui font intervenir un grand nombre de paramètres dont les uns sont en rapport avec l'aérosol et les autres lui sont étrangers. Pour accéder à une telle analyse, la modélisation décrite à l'article P6 a été utilisée pour l'exécution de tests de sensibilité dont les résultats sont présentés et commentés dans l'article P7.



**CHAPITRE 2**  
**DETECTION ET VISUALISATION DE L'AEROSOL SAHARIEN**  
**PAR VOIE SATELLITAIRE**

Dans ce Chapitre, il est essentiellement question d'étudier comment réaliser la détection des aérosols d'origine saharienne au-dessus de l'Afrique à partir du satellite géostationnaire Météosat dont la situation est idéale pour de telles observations.

Les données satellitaires étudiées ont été comparées à des données sol : parfois aux épaisseurs optiques d'aérosol issues de mesures photométriques, mais le plus souvent aux visibilités horizontales des stations météorologiques. Les travaux antérieurs de Bertrand (1979), ont démontré l'intérêt des visibilités comme indicateur de la présence et estimateur de l'intensité de l'aérosol. Cela est lié au fait que la couche d'aérosol s'étend jusqu'au contact du sol, qu'elle présente une bonne homogénéité du fait du brassage convectif (de jour), et que pour un site donné son épaisseur n'est pas très variable dans les régions subsahariennes étudiées. Ce caractère de la visibilité a été abondamment utilisé - et contrôlé - dans cette partie de l'étude.

Une étude préliminaire a permis de montrer dans l'article P1 la sensibilité de jour du canal 10.5 - 12.5  $\mu\text{m}$  de Météosat à la présence d'aérosol pour les régions sahéliennes d'albédo élevé. Au-dessus des régions méridionales d'albédo plus faible, la sensibilité diminue dans l'infrarouge et augmente dans le visible. La réduction des contrastes par l'aérosol dans le visible et l'infrarouge a été mise en évidence. Cette dernière voie ne sera pas suivie, mais on la retrouve à l'article P8 en annexe, dans les travaux menés parallèlement par D. Tanré.

L'interprétation physique de la sensibilité satellitaire dans l'infrarouge à la présence d'aérosol, suggérée dans l'article P1, est établie dans P2 grâce à l'utilisation des résultats de la campagne de mesures ECLATS (Sahel, 1980). La poussière affecte la réponse satellitaire en faisant écran à l'émission sol, et en modifiant cette émission par son impact radiatif à la surface. Une telle interprétation permet d'expliquer la réduction observée du signal de jour en présence de poussière, y compris son

## CHAPITRE 2 : 2

évaluation quantitative en ordre de grandeur. Elle permet en outre de prévoir l'augmentation du signal de nuit, ce qu'on vérifie expérimentalement dans l'article P3.

L'étude de l'impact de l'aérosol sur la température de surface est menée dans l'article P3 sur la base des données de la campagne ECLATS. On étudie en outre dans cet article l'importance de l'émissivité de surface et de l'humidité atmosphérique sur la réponse satellitaire. Les résultats obtenus sont en accord avec les conclusions des simulations qui seront réalisées dans le Chapitre 3.

L'observation des nuages de poussière n'est généralement pas possible directement sur les images originales. Il est nécessaire de procéder au préalable à un traitement consistant à séparer les structures à caractère permanent de la surface de celles variables de l'atmosphère. Le traitement est décrit et illustré dans l'article P2 pour les images de jour et dans l'article P3 pour les images de nuit.

L'efficacité du traitement d'image est illustrée par la présentation du développement d'une situation de grande ampleur à l'échelle du continent africain, sur une dizaine de jours au cours du mois de Février 1985. Elle démontre la possibilité de suivre l'évolution spatio-temporelle des nuages de poussière saharienne au-dessus de l'Afrique.

# ETUDE DES BRUMES SECHES SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST A L'AIDE DE METEOSAT I.

( PREMIERS RESULTATS )

M. LEGRAND, J.J. BERTRAND

Laboratoire de Physique de l'Atmosphère  
ABIDJAN

M. DESBOIS

Laboratoire CNRS de Météorologie Dynamique  
PALAISEAU

## RESUME

*A partir de l'étude d'une situation de brume sèche se développant au-dessus de l'Afrique de l'ouest au cours de la première moitié du mois de janvier 1979, on montre que les images du satellite METEOSAT I offrent des possibilités de caractérisation du nuage de brume sèche. Les images infrarouges en début d'après-midi sont modifiées par la présence de brume sèche dans la zone sahélienne, tandis que dans la zone méridionale des savanes où la végétation est plus dense c'est l'image visible qui est affectée par cette présence.*

## INTRODUCTION

L'étude de l'aérosol atmosphérique, et plus spécifiquement des brumes sèches, à partir des mesures radiométriques satellitaires, date d'une dizaine d'années. Elle s'est surtout orientée jusqu'à présent vers la détection de la brume sèche et la mesure de son épaisseur optique au-dessus des océans à partir des images visibles. L'homogénéité de la surface océanique, et sa très faible luminance (sauf au voisinage de la direction du faisceau solaire réfléchi) ont été des facteurs déterminants pour le traitement de ce problème. La relation liant les valeurs spectrales de la luminance mesurée depuis le satellite et de l'épaisseur optique de la brume sèche est linéaire, ou quasi-linéaire (Mekler et al., 1977 ; Carlson et al., 1977 ; Griggs, 1979). Actuellement, il existe des cartes d'isocontours d'épaisseur optique de l'aérosol au-dessus des océans (Kastner M. et al., 1982). Au-dessus des terres le problème est plus complexe et n'a pas été traité de

façon approfondie jusqu'à maintenant. Certaines observations ont cependant déjà été faites, ainsi Noyalet (1978) qui étudie la genèse et l'évolution d'une tempête de sable sur l'ouest africain à partir des images de METEOSAT I, note que l'interprétation dans le visible est délicate du fait de la réflectance élevée des sols, alors qu'on décèle bien le sable au-dessus du continent dans l'infrarouge thermique, en particulier en début d'après-midi local lorsque les contrastes thermiques sont accusés.

## CARACTERISATION DU NUAGE DE BRUME SECHE A PARTIR DE LA VISIBILITE HORIZONTALE AU SOL

La visibilité horizontale au sol est relevée toutes les heures sur l'ensemble des stations ASECNA pour les besoins de la navigation aérienne. On observe une réduction de ce paramètre en présence de brume sèche, ce qui semble prouver que la couche de brume s'étend jusqu'au sol et permet d'envisager l'utilisation de la visibilité horizontale au sol comme indicateur de brume sèche. Sur le site de Niamey où des données de l'épaisseur optique déduites de mesures de routine effectuées au photomètre de VOLZ sont disponibles à la suite d'un travail fait par A. Cerf, nous avons comparé les variations de la visibilité et de l'épaisseur optique. La figure 1 présente pour le mois de janvier 1979 les variations au cours du temps des épaisseurs optiques à 0,5  $\mu\text{m}$  et à 0,88  $\mu\text{m}$  et du paramètre  $1/V$ , inverse de la visibilité.

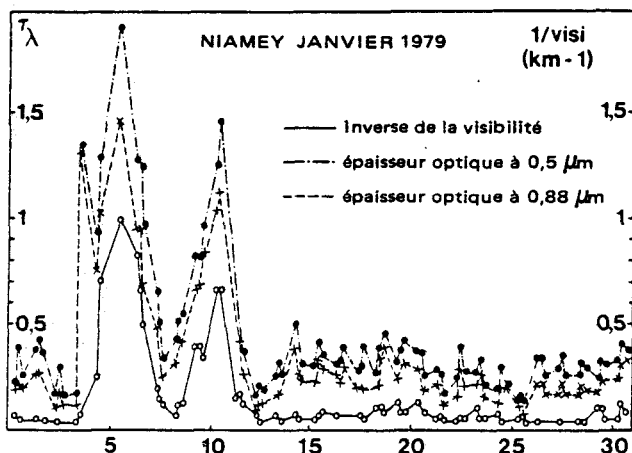


Fig. 1 : Variations comparées des visibilités horizontales et des épaisseurs optiques de l'aérosol atmosphérique obtenues au photomètre de VOLZ à l'aéroport de Niamey pour janvier 1979.

La situation de brume sèche de la première quinzaine de janvier, constituée de deux phases, est observable aussi bien à partir de la visibilité que des épaisseurs optiques. Sur la figure 2, les courbes de régression de l'épaisseur optique à  $1 \mu\text{m}$  en fonction de la visibilité montrent l'existence d'une relation entre ces deux paramètres sur le site de Niamey, qui n'est pas limitée seulement à la situation de janvier 1979.

Si on examine sur une carte météorologique de l'Afrique de l'Ouest la répartition des visibilités horizontales en période brume sèche, on observe que les réductions de visibilité présentent une bonne continuité spatiale.

La même observation peut-être faite dans le temps en traçant pour une ou plusieurs stations l'évolution temporelle des visibilités. La période brume sèche apparaît comme très nettement différenciée (6).

Cette cohérence provient du caractère « dominant » de la brume sèche par rapport à certains effets locaux. Elle justifie l'utilisation des visibilités non seulement comme indicateur mais comme premier paramètre permettant d'évaluer la densité des brumes sèches et même la concentration en masse de l'aérosol (7).

Ainsi le tracé d'isocontours de visibilité horizontale au sol donne une bonne représentation du nuage de brume sèche, sa précision étant toutefois limitée par la faible densité ou l'absence d'observations en particulier au niveau des zones sources.

#### TRAITEMENT DES DONNEES SATELLITAIRES

Le satellite géostationnaire METEOSAT observe la terre au-dessus du golfe de Guinée à la verticale du point de coordonnées géographiques (0,0) à l'aide de trois radiomètres opérant dans le visible ( $0,4-1,1 \mu\text{m}$ ), dans l'Infra-Rouge ( $10-12,5 \mu\text{m}$ ) et dans le canal Vapeur d'Eau ( $5,5 - 7,1 \mu\text{m}$ ).

La résolution spatiale est donnée par le pixel (picture element) dont les dimensions de  $5 \times 5 \text{ Km}$  à la verticale du satellite varient peu dans la zone étudiée.

On a utilisé les images visibles et infrarouges de l'A-

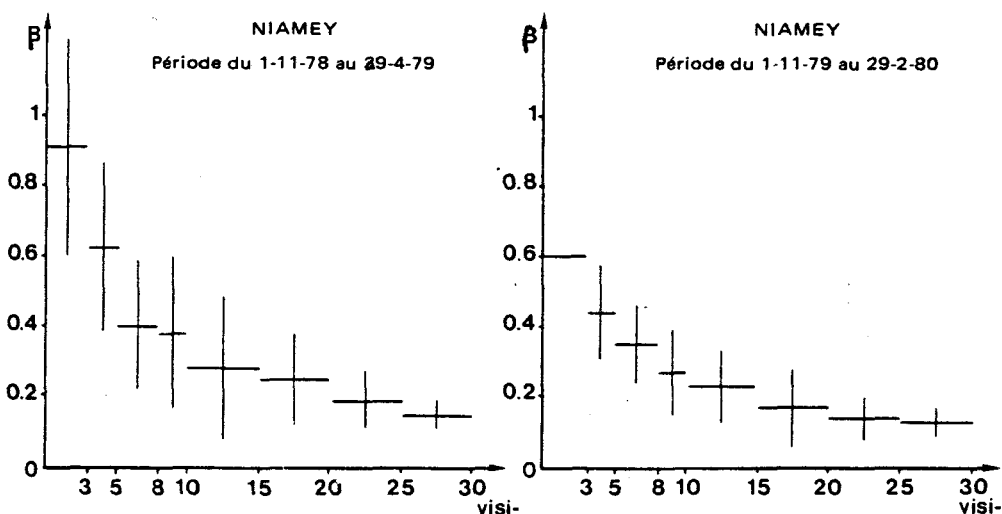


Fig. 2 : Courbes de régression de l'épaisseur optique de l'aérosol à  $1 \mu\text{m}$ ,  $\beta$ , en fonction de la visibilité horizontale au sol à Niamey. Résultats établis avec un effectif total de 434 mesures pour la période 1978-79 et 193 mesures pour la période 1979-80.



frique de l'Ouest à 14 h 30 TU pour les trois premières semaines de janvier 1979 ; cela correspond au début de l'après midi sur les régions étudiées. Les images ont été recalées sur l'une d'entre elles prise comme référence, le décalage maximal entre deux images étant de l'ordre d'un pixel en longitude et de moins d'un pixel en latitude. Le signal infrarouge a été corrigé pour tenir compte de l'évolution au cours du temps de la sensibilité du radiomètre.

Huit cibles (Fig. 5) ont été sélectionnées dans la zone de développement du nuage de brume sèche, de dimensions 15 x 15, ou 20 x 20 pixels. L'application d'un programme de navigation à l'image de référence a permis de localiser géographiquement chaque cible avec précision.

L'étude pour chaque cible des variations du signal sur la période considérée est effectuée à hauteur du soleil pratiquement constante. Si on admet que sur cette période l'évolution de l'état de surface de la cible est négligeable les variations observées sont donc exclusivement le fait des modifications de l'état de

l'atmosphère. Enfin, on a comparé l'évolution des luminances au cours du temps sur des profils est-ouest allant de la région du lac Tchad au voisinage de Ouagadougou (Haute-Volta).

## RESULTATS

Pour chaque cible on a tracé l'histogramme des signaux visibles et infrarouges et calculé les valeurs moyennes et les écarts-types, nous distinguerons les résultats obtenus dans l'infrarouge et dans le visible.

- Dans l'Infrarouge.

Ce sont les résultats qui apparaissent en règle générale comme les plus intéressants.

Pour les cibles de latitudes élevées (supérieures à 10°N) correspondant à des surfaces relativement arides, particulièrement durant la saison sèche, la présence de brume sèche abaisse le niveau moyen du signal et diminue le contraste. Ces résultats sont sans doute

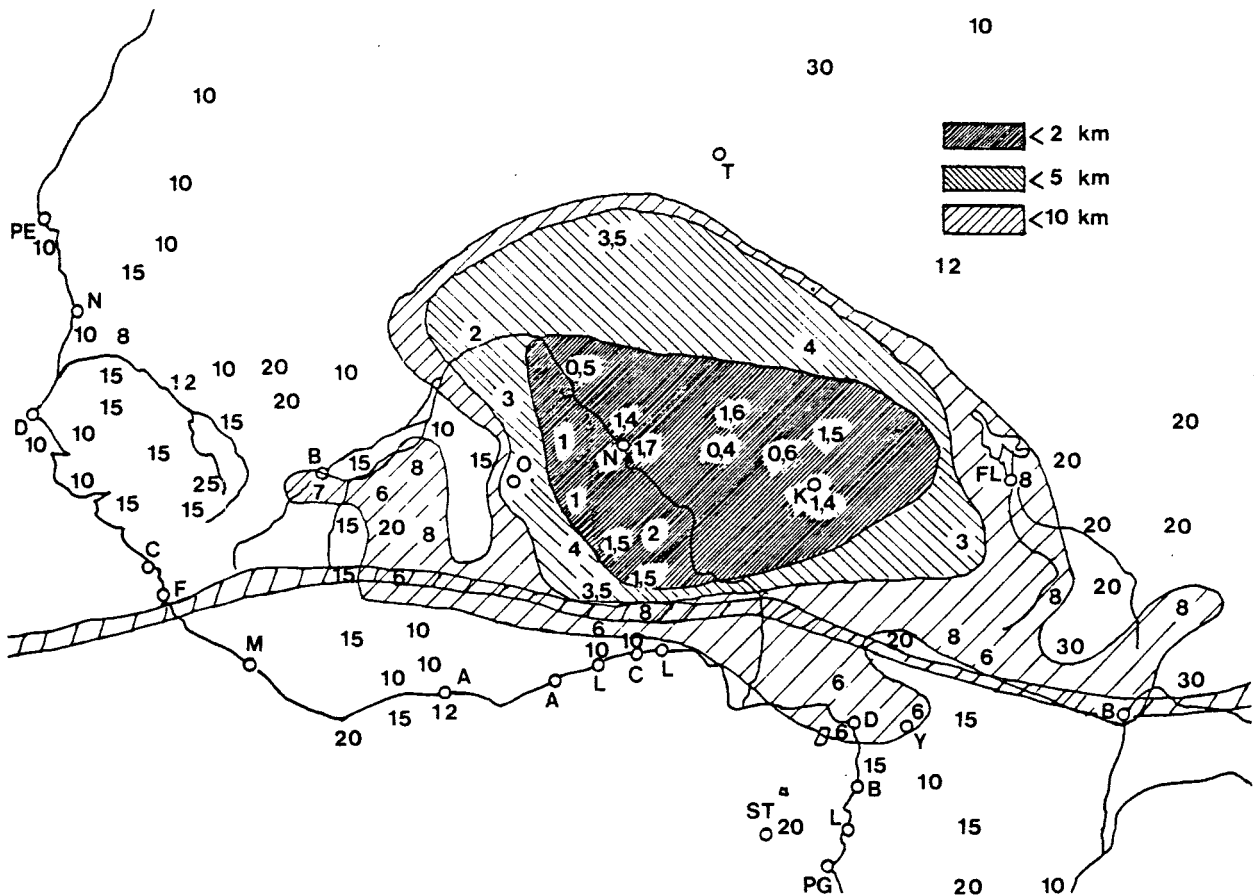


Fig. 3 : Visualisation du nuage de brume sèche par tracé des isocontours de visibilité horizontale au sol sur l'Afrique de l'Ouest pour la journée du 6 janvier 1979 à 15 heures TU, à partir des observations effectuées par le réseau météorologique ASECNA.

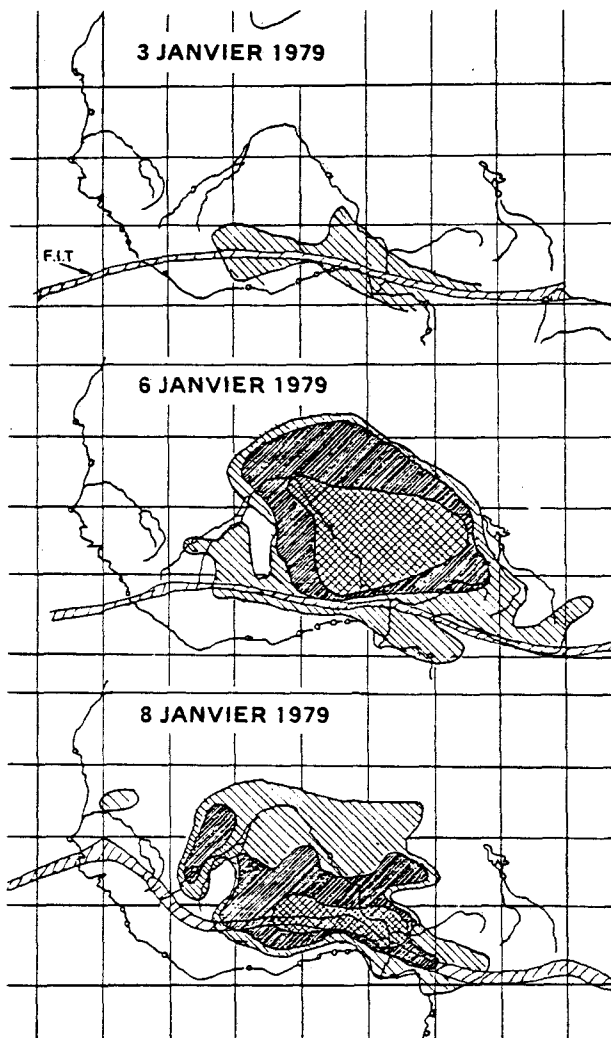


Fig. 4 : Quelques phases de l'évolution du phénomène. 3 janvier : avant la génération du nuage, visibilité normales, sauf une légère réduction le long du front intertropical. 6 janvier : phase de développement maximal du nuage, associée à des réductions maximales de visibilité. 8 janvier : affaiblissement du phénomène, déplacement du nuage vers l'Ouest, avec étalement le long du front intertropical.

liés aux choix des images de début d'après-midi, période d'échauffement maximal des sols. A titre d'exemple la figure 6 présente deux histogrammes de la cible C3, située au sud-ouest de Niamey. La température apparente de la cible croît de  $27^{\circ}\text{C}$  le 7 janvier en présence de brume sèche, à  $35^{\circ}\text{C}$  le 13 janvier par temps redevenu clair, tandis que l'écart-type passe dans le même temps de  $0,9^{\circ}\text{C}$  à  $1,3^{\circ}\text{C}$ . Sur la figure 7 on peut suivre les variations comparées de la luminance moyenne et de l'écart-type de la cible C3 d'une part, et de la visibilité horizontale mesurée à l'aéroport de Niamey d'autre part. La visibilité  $V$ , le niveau de luminance moyen  $N$  et l'écart type de la distribution des

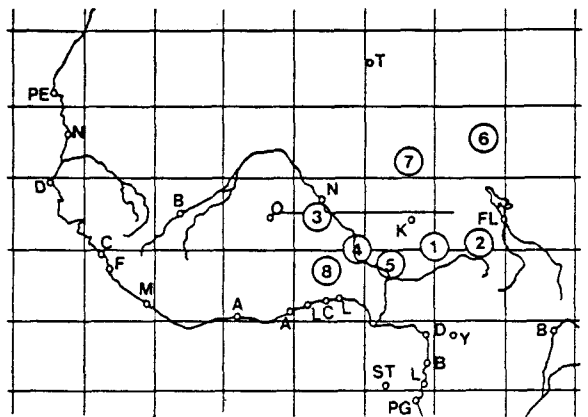


Fig. 5 : Liste des cibles

- C1, à 250 km au Sud-Est de Kano, savane arborée ou arbustive.
- C2, à 250 km au Sud-Ouest de N'Djamena, savane arborée ou arbustive.
- C3, à 50 km au Sud-Ouest de Niamey, savane arbustive.
- C4, centrée sur le réservoir de Kaindji, lac bordé par la savane arborée.
- C5, à 400 km au Sud de Kano, savane arborée.
- C6, à 100 km au Sud de Bilma, steppe herbacée et sable.
- C7, à 50 km au Sud d'Agadès, steppe herbacée et sable.
- C8, à 250 km au Nord de Cotonou, savane arborée.

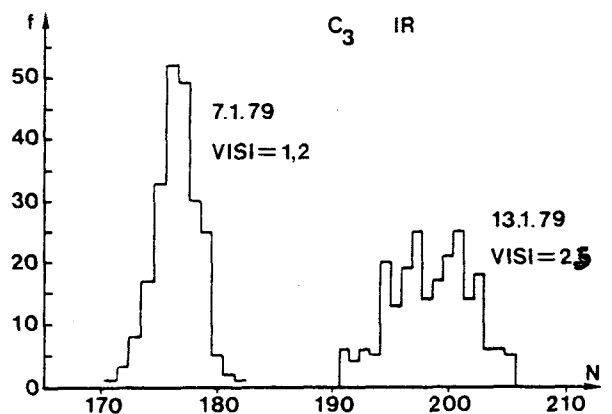


Fig. 6 : Exemple d'histogrammes des fréquences en fonction du niveau de luminance infrarouge  $N$  de la cible C3. Forte brume sèche le 7 janvier, atmosphère claire le 13 janvier.

luminances sur la cible varient dans le même sens.

Sur les cibles de latitudes plus basses, l'existence d'un couvert végétal, en diminuant l'échauffement des surfaces en milieu de journée, atténue l'effet de la brume sèche. Sur les cibles les plus méridionales C5 et C8 (figure 8) on peut observer que l'effet du nuage de brume sèche sur le niveau des signaux des cibles est faible ou nul.

La cible C4 a été choisie au niveau d'une retenue d'eau établie sur le cours du Niger, le réservoir de Kaindji, c'est un exemple de cible bimodale pour laquelle, comme le montre la figure 9 le contraste thermique

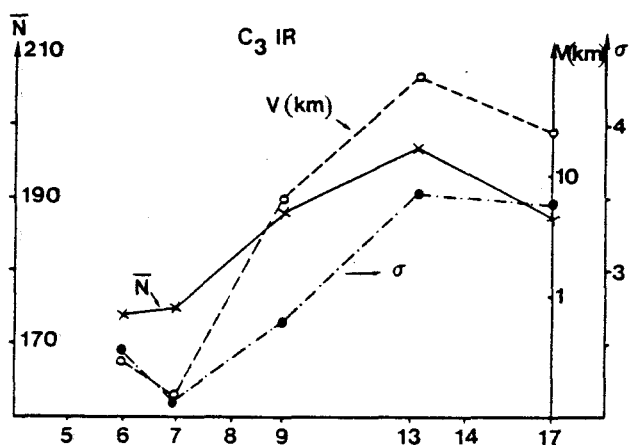


Fig. 7 : Variations en janvier 1979 de la luminance infrarouge moyenne  $\bar{N}$  et de l'écart-type  $\sigma$  de la cible C3, comparée à la visibilité horizontale au sol  $V$  mesurée à l'aéroport de Niamey. Mesures manquantes lorsque l'image de 14 h 30 TU n'était pas disponible ou du fait de la contamination nuageuse.

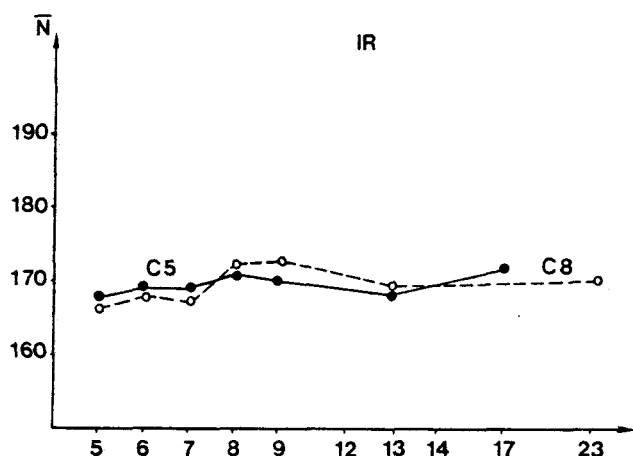


Fig. 8 : Illustration de la faible sensibilité à la présence de brume sèche des luminances infrarouges des cibles méridionales C5 et C8 (janvier 1979).

entre la nappe d'eau et les sols qui la bordent est fortement atténué par la présence de brume sèche et pourrait constituer un paramètre utilisable pour l'estimation de l'épaisseur optique de la couche de brume.

- Dans le Visible :

La figure 10 présente l'évolution des niveaux de luminance de trois cibles au cours de la période considérée. La cible C3 la plus haute en latitude et qui correspond à un site dont le sol est quasiment dénudé à cette période de l'année présente les luminances les plus élevées.

Elle est totalement insensible à la présence de brume sèche.

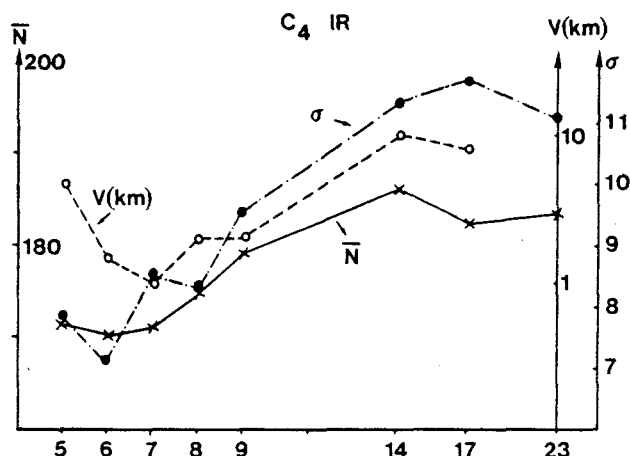


Fig. 9 : Variations comparées en janvier 1979 pour la cible C4 (réservoir de Kaindji) de la luminance infrarouge moyenne et de son écart-type avec la visibilité horizontale au sol.

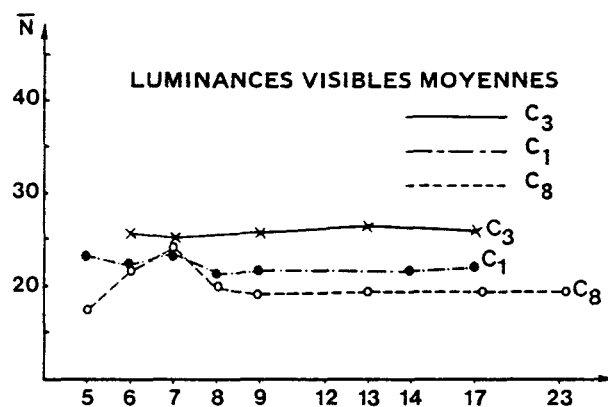


Fig. 10 : Variations comparées en janvier 1979 des luminances visibles de plusieurs cibles. C8, C1, C3 sont caractérisées dans cet ordre par des latitudes croissantes.

A l'opposé la cible C8 la plus basse en latitude a une réflectance de surface plus faible, attribuable à un couvert végétal plus dense. On constate dans ce cas une augmentation sensible des luminances en présence des brumes sèches, ce qui est analogue à l'observation faite au-dessus des océans.

- Profil : un profil est-ouest a été choisi à la latitude de  $12^{\circ} 30'N$ , traversant le nuage de brume sèche à peu près en son centre. A cette latitude, seul le signal infrarouge est intéressant. La figure 11 permet de suivre l'évolution de ce profil entre le 5 et le 6 janvier. Le profil du 5 janvier montre l'existence d'un front de brume sèche légèrement à l'ouest du fleuve Niger, en bon accord avec la carte correspondante des isocontours de visibilité. Le 6 janvier le front s'est suffisamment déplacé vers l'ouest pour ne plus être visible sur le profil (qu'on n'a pas pu prolonger du fait de la présence de cirrus).

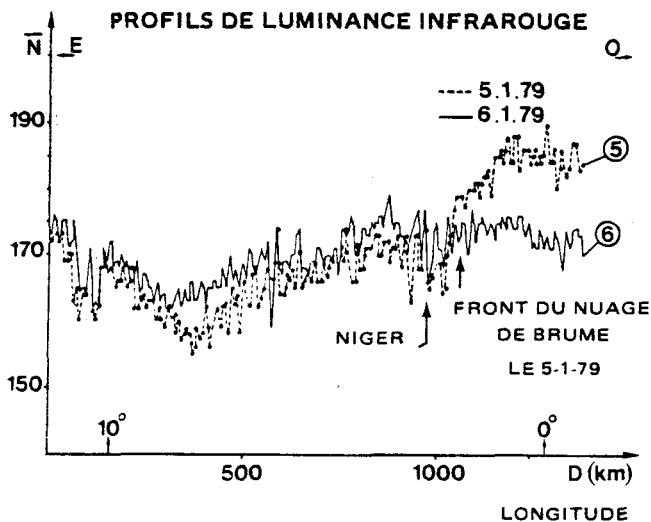


Fig. 11 : Profils Est-Ouest de niveau de luminance. Mise en évidence le 5 janvier d'un front à l'Ouest du Niger.

## DISCUSSION ET CONCLUSION

Le tracé d'isocontours de visibilité horizontale permet une première évaluation de la position de la densité et de l'évolution spatio-temporelle des nuages de brume sèche en Afrique de l'Ouest.

A partir d'images dans le visible et l'infrarouge de Météosat I nous avons étudié une situation de brume sèche en Janvier 79.

L'étude des luminances à 14 h 30 TU de 8 cibles correspondant à différents paysages a permis, par comparaison avec les cartes de visibilité les observations suivantes :

- Dans le visible la présence de brume sèche se manifeste par une diminution des contrastes de l'image satellitaire (écart quadratique de la distribution des luminances sur une cible) et par une faible augmentation de la luminance moyenne sur les sites méridionaux où la végétation est plus fournie.

L'effet des poussières dépend essentiellement de deux paramètres : leur densité et l'albédo des sols. La brume sèche augmente la réflectance terre atmosphère au-dessus de sols de faible albédo ; théoriquement elle devrait la diminuer au-dessus de sols d'albédo suffisamment élevé. Dans le cas des zones sahéliennes au-dessus de 10°N pour la situation étudiée la presque parfaite insensibilité des luminances visibles reçues par le satellite aux brumes sèches indique une compensation presque exacte de la diminution de ce qui

vient du sol (due à l'absorption et à la diffusion dans la couche de poussière) par réflectance propre de cette couche.

- Les luminances infrarouges sont très sensibles à la présence de brume sèche sur la zone sahélienne. On observe une bonne correspondance entre les diminutions de visibilité horizontale et les diminutions des valeurs moyennes et des contrastes des luminances des cibles.

Les diminutions de luminance infrarouge qui en terme de température apparente vont de 5° à 10°C pour la situation étudiée, peuvent s'expliquer alternativement soit par une diminution des flux solaires au sol entraînant une réduction de l'échauffement des sols en période de brume sèche, soit par l'effet d'écran de la couche de poussière qui absorbe ou rediffuse vers le bas une fraction du rayonnement infrarouge émis par le sol.

Des éléments militent en faveur de chacune de ces hypothèses qui sont probablement complémentaires. Nous nous proposons d'explorer les voies théoriques et expérimentales permettant de déterminer l'effet dominant.

Cette étude montre également la complémentarité des images infrarouges et visibles dans l'étude des brumes sèches par voie satellitaire.

## BIBLIOGRAPHIE

- [ 1 ] Mekler Yu., Quenzel H., Ohring G., Marcus I. Relative atmosphere aerosol content from Erts observations. J. geophys. Res. (1977), 82, N°6, 967-970.
- [ 2 ] Carlson T.N., Wendling P., Reflected radiance measured by NOAA 3 VHRR as a function of optical depth for Saharan dust. J. appl. Meteorol. (1977), 16, n°12, 1368-1371.
- [ 3 ] Griggs M. Satellite observations of atmosphere aerosols during the EOMET cruise. J. atmosph. Sci. (1979), 36, n°4, 695-698.

[ 4 ] Kastner M., Kopke P., Quenzel H.  
Optische Dicke von Saharastaubwolken - bestimmt aus  
METEOSAT - VIS - Daten. n°18. Annalen der Meteorologie - Symposium Uber Strahlungstransportprobleme und Satellitenmessungen in der Meteorologie und der Ozeanographie, Köln, 22-26 mars 1982.

[ 5 ] Noyalet A.,  
Utilisation des images METEOSAT : Génèse et évolution

d'une tempête de sable sur l'ouest africain. La Météorologie (1978), 6, n° 14, 113-115.

[ 6 ] Bertrand J., Baudet J. et Drochon A., 1973  
Importance des Aérosols Naturels en Afrique de l'Ouest. J. Rech. Atm., VIII, 3-4, 845-860.

[ 7 ] Bertrand J., 1977  
Visibilité et Brume sèche en Afrique. La Météorologie VI, 6, 201-211.

#### REMERCIEMENTS

Cette étude a été rendue possible grâce à l'aide matérielle du Laboratoire de Météorologie Dynamique à Palaiseau. Nous adressons nos remerciements pour le soutien qui nous a été apporté, à M. André Berroir et à l'équipe du LMD.



**Errata** : dans le Tableau 2 de la page 782, il faut remplacer les valeurs de la seconde colonne, 0.047 et 0.013, respectivement par 0.47 et 0.13.

# Dust clouds over West Africa : A characterization by satellite data

M. LEGRAND, J. J. BERTRAND,

*Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université Nationale de Côte d'Ivoire,  
04 BP 322 ABIDJAN, Ivory Coast*

M. DESBOIS

*Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, Ecole Polytechnique, 91128 Palaiseau Cedex, France*

Received 24/08/84, accepted 30/04/85.

**ABSTRACT.** Location, shape and intensity of the saharan dust clouds are studied using surface visibility observations from the meteorological stations network of West Africa.

The midday radiometric visible (VIS) and window infrared (IR) data are compared with results obtained from visibility observations and ground measurements of optical thickness. The IR data are shown to be suitable for the study of dust haze over the continent.

The interpretation of the effect of dust on IR data is discussed.

*Key words :* dust clouds, african meteorology, satellite, optical properties.

*Annales Geophysicae*, 1985, 3, 6, 777-784.

## 1. INTRODUCTION

The saharan dust haze is generated by wind erosion of the unprotected dusty surfaces of the saharan desert and its borders. One of the sources is in the West of Sahara (Mauritania, West Algeria), from where dust is transported westward over the Atlantic Ocean, up to the West Indies and America (Prospero *et al.*, 1977; Carlson, 1982). Another source is in the Chad basin and Tenere desert (North Niger), from where dust is transported by WSW winds over West Africa (Bertrand *et al.*, 1974). Data on satellite radiances have been used for mapping the geographical distribution and time evolution of the dust clouds, and for determination of the intensity of the turbidity. Due to the low reflectance of sea surface for solar radiation (outside the specular reflection angle), the dust clouds appear distinctly bright over the ocean background (Koepke *et al.*, 1979). Thus, optical depth of the saharan dust could be determined from the visible reflected radiance over the Atlantic Ocean (Carlson *et al.*, 1977(a); Norton *et al.*, 1980). The method has been applied to the data obtained from several satellites over different oceans and to aerosols of various natures (Griggs, 1979). The intensity of turbidity was mapped using optical thickness isopleths (Carlson, 1979; Kastner *et al.*, 1982). The mass of dust contained in a vertical column

was obtained by Fraser (1976), for saharan dust over the Atlantic Ocean, and Mekler *et al.* (1977) for arabian dust over the Eastern Mediterranean Sea.

The case of dust cloud over land is more intricate because of the generally heterogeneous and not well known optical surface properties. Moreover, as indicated in section 3, for fairly high visible reflectances of arid and semi-arid surfaces, the presence of dust haze causes only negligible modification of the radiances.

Detection of dust over warm surfaces at midday can be done using the infrared radiance in the 10.5-12.5  $\mu\text{m}$  channel. The evolution of a sand-storm over West Africa was visualized from space by an apparent cooling of the surface (Noyalet, 1978). A decrease of the IR radiance of sahelian targets during midday was observed in the presence of dust (Legrand *et al.*, 1982). Generally, such observations were explained by a radiative transfer effect : the IR radiance emitted by the warm surface was reduced when passing through the colder dust layer.

The temperature depression associated with this effect was proposed as an index of dustiness (Joseph *et al.*, 1978). Carlson *et al.* (1980) have obtained from model computations temperature decreases of 10-30 K, for a dust layer of optical depth ranging from 0.5 to 3,

NIAMEY 1976-79 and 1979-80

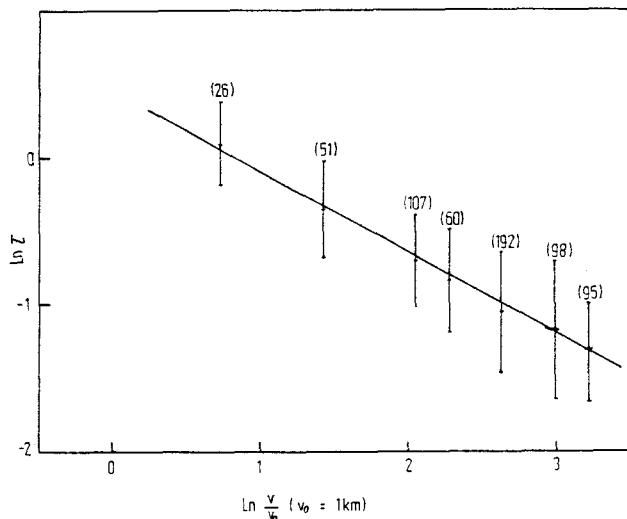


Figure 1  
Regression line with logarithmic scales of aerosol optical depth ( $\tau$ ) at  $0.5 \mu\text{m}$  versus horizontal ground visibility ( $V$ ) at Niamey.  $V$  values are distributed in classes for which averages and standard deviations of  $\text{Ln}\tau$  are shown. Numbers of measurements by class are indicated.

OUAGADOUGOU from 1975 to 1982

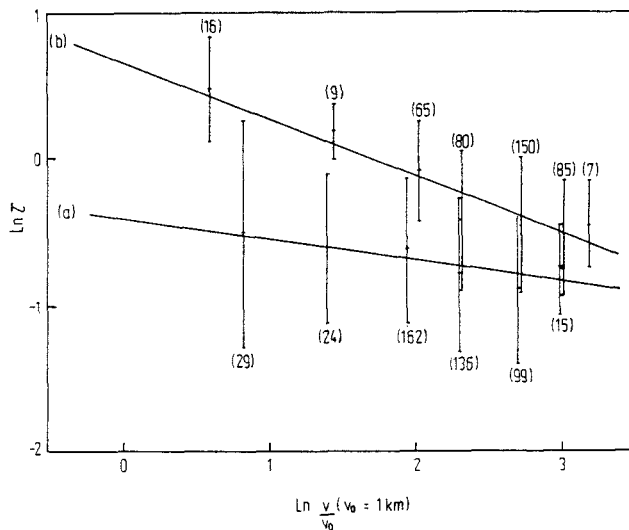


Figure 2  
As in figure 1, at Ouagadougou. Morning (a) and noon (b) measurements are separately processed.

Table 1

$a$  and  $K$  are the parameters obtained from a linear fit between  $\text{Ln}\tau$  and  $\text{Ln}V$  (see fig. 1 and 2).  $r_1$  and  $r_2$  are the limits of the 95% confidence interval for correlation coefficient.  $\Delta\tau/\tau$  is the square root of the residual variance, obtained by variance analysis, it is an estimate of error on  $\tau$  when computed from  $V$  with the previous fit.

Location	$a$	$K$	$r_1$	$r_2$	$\frac{\Delta\tau}{\tau}$
Niamey	-0.56	1.6	-0.64	-0.72	0.35
Ouagadougou (midday)	-0.40	2.0	-0.40	-0.54	0.42
Ouagadougou (morning)	-0.14	0.7	-0.05	-0.23	0.55

expanding from surface to 500 mb level, comparatively to a reference background desert aerosol of optical depth 0.2.

The decrease of the IR radiation emitted towards space is used here to study the dust haze over West Africa. The results obtained from METEOSAT data for midday are compared with the horizontal visibility at ground used as a dust haze indicator (Bertrand, 1977). Photometric measurements done at Niamey and Ouagadougou allow to assess the quality of this indicator.

## 2. VISIBILITY AS A SURFACE INDEX FOR DUSTINESS

Occurrence of dust haze associated with a decrease of the horizontal visibility at ground is a common observation at meteorological stations of West Africa. This indicates that the dust layer is generally in contact with the surface over the continent. As visibility is measured hourly at every station of the meteorological network, it is interesting to use it as a surface indicator

of the presence of dust haze. Such an approach was used in a method for determining the shape and evolution of a dust cloud (Bertrand *et al.*, 1974). To assess this assumption, comparisons were made between visibility and aerosol optical depth. The optical depths were measured at  $0.5 \mu\text{m}$  with Volz photometers whose calibration was regularly checked (Cerf, 1980). They were located at Niamey (Niger) and Ouagadougou (Upper Volta).

Results from Niamey were typical of a site without anthropogenic pollution. Figure 1 presents the aerosol optical depth  $\tau$ , versus the ground horizontal visibility  $V$ , for 629 routine measurements performed during morning, noon and evening, from November to April, a period corresponding approximately to the dust haze season. Optical depth was first distributed in classes of visibility, and then, averages and standard deviations were calculated for every class. As no significant difference appeared in the results at the different hours, the data were gathered in a single set, and a regression line was drawn, corresponding to the equation :

$$\tau = \frac{K}{V^a}$$

values of  $K$  and  $a$  are presented in table 1 ( $V$  being expressed in km),  $r_1$  and  $r_2$  are the limits of the 95% confidence interval for correlation coefficient, they show that visibility is statistically a proper indicator of the presence of dust haze, at any moment of the day in Niamey.

Measurements were made in the morning and at noon, at Ouagadougou airport meteorological station, during five dust haze seasons from 1975 to 1982. An important difference was observed between morning and noon measurements. Figure 2 presents the regression lines for morning (plotted with 466 points) and for noon



(plotted with 414 points). Correlation between visibility and optical depth was very bad in the morning but was better at noon (table 1). These results may be explained by a local effect of anthropogenic contamination, by dust lifting from non asphalted tracks, and smokes generated from domestic burning in the neighbouring city. In the morning, the locally generated dust was trapped in the inversion layer near the generation area, which caused a drastic reduction of the visibility without relation with the turbidity of the open atmosphere. At noon, the anthropogenic generation still existed, but the overheating of the ground created a strong convection, which mixed the dust in a thick layer of atmosphere. Thus, the reduction of the ground visibility due to local dust is limited, and the visibility still constitutes an indicator for the presence of saharan dust haze.

Thus, for both stations of Niamey and Ouagadougou, the reduction of visibility during midday may be used to indicate the presence of dust haze. Similar features may be assumed for most of the West African stations. This will allow to outline the shape of the dust cloud.

Figure 3 presents the variations of the inverse of visibility, which is proportional to the volume extinction coefficient for the layer near the ground (according to Koschmeider's theory), and of the aerosol optical depth at  $0.5 \mu\text{m}$ , at the station of Niamey. It shows the occurrence of an important dust event from January 5 to 12, presenting two maximums, and of a brief and intense event on February 17-18.

The extension, shape and evolution of the dust cloud is presented on figure 4. The dust cloud is outlined by plotting the visibilities at 15 : 00 GMT and drawing the isopleth of visibility 5 km.

### 3. SATELLITE VIS AND IR RADIANCES AS A FUNCTION OF DUSTINESS

#### a) Variations with time

METEOSAT 1 radiometric VIS and IR channels were used for the detection of the dust cloud. A comparison was made between the radiances from a target of about 100 km square near a meteorological station and the visibilities measured at that station. Radiances were determined from 14 : 30 GMT images from January 4 to 23, including days with and without dust haze. The radiance of the target during this period was measured at practically constant sun height. Assuming a good stability of the surface properties of the target during this period, the observed variations of radiance with time should be an indication of atmospheric modifications only.

Figure 5 (for days without cloud contamination only) compares the evolutions of the IR and VIS radiances from the target near Niamey. There is a close agreement between variations of IR radiance, visibility at ground, and aerosol vertical transmittance at  $0.5 \mu\text{m}$ ,  $Tr = e^{-\tau}$ , whereas VIS radiance does not vary significantly with the atmospheric turbidity. Similar results are observed by comparing the visibilities with IR radiances for a

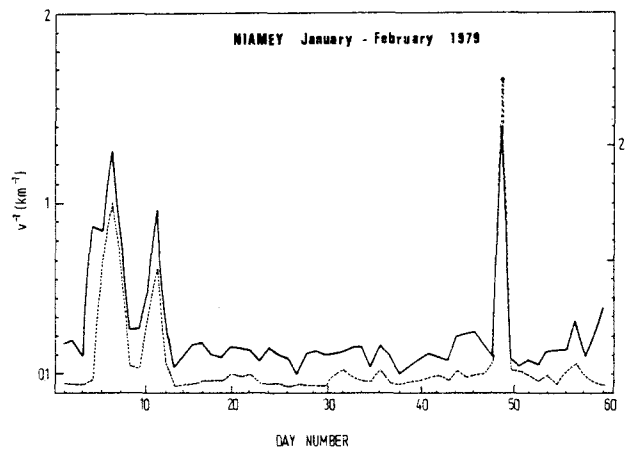


Figure 3

Comparison of time variations of the horizontal ground visibility inverse ( $V^{-1}$ , dotted line) and aerosol optical depth at  $0.5 \mu\text{m}$  ( $\tau$ , solid line) at Niamey during the period January-February 1979.

set of West African targets in the area included between  $5^{\circ}$  N and  $20^{\circ}$  N.

There are less variations of IR radiance for the meridional targets which are covered with dense savannah of forest than for sahelian targets. On the contrary, VIS radiance, which presents a practically constant value over sahelian and saharan areas, is slightly enhanced by dust haze over meridional vegetated areas as shown in figure 6. This effect is obviously produced by the low albedo of vegetation, in a similar way than when dust haze is observed over ocean.

#### b) Variations in space

An attempt was made to visualize the dust cloud, with a set of 14 : 30 GMT IR satellite images of the period under study. The dust cloud could not easily be discriminated on the original IR image, because the effect of dust looked like radiance variations due to ground temperature differences. To separate between dust effects and ground temperature effects, an attempt was done to eliminate the permanent features associated with ground characteristics. A « reference image » was

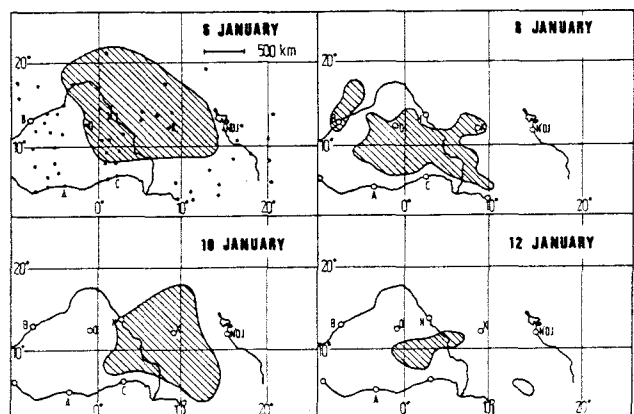


Figure 4

Evolution of a dust cloud using the horizontal ground visibilities from stations indicated with dots for the 6 January. Hatched areas are characterized by a visibility below 5 km.

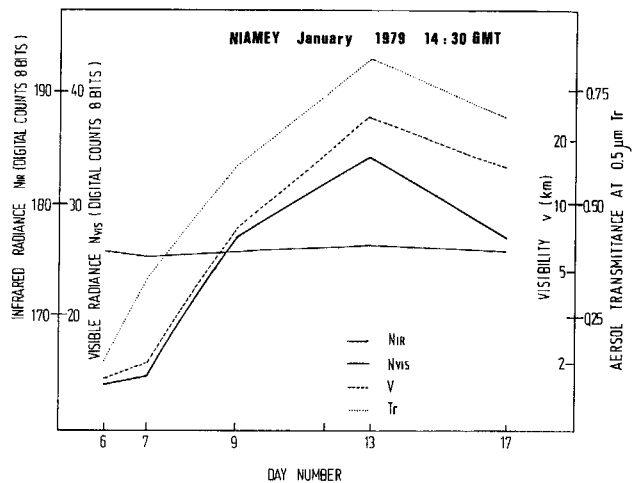


Figure 5  
Time variations of the IR and VIS radiances, compared to horizontal visibility at ground (logarithmic scale) and vertical aerosol transmittance at 0.5 μm.

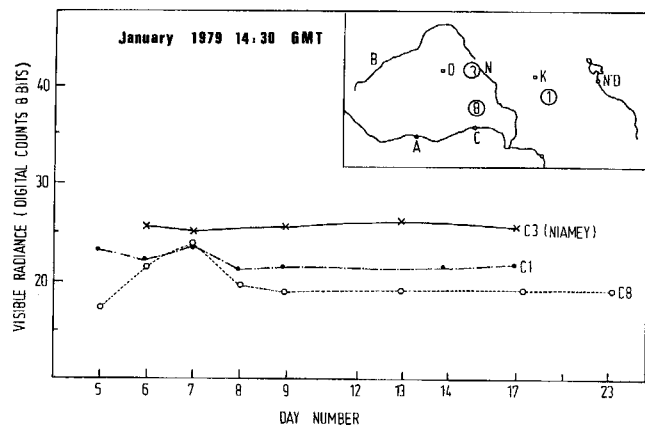
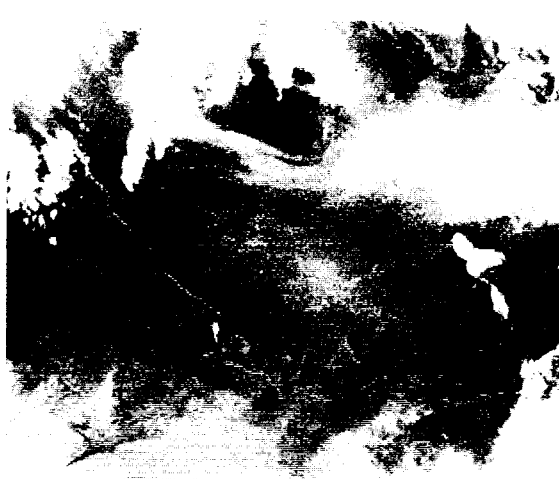


Figure 6  
Comparison of time variation of VIS radiance at three different latitudes. Position of the targets is shown on the inset map.



a)



b)



c)

Figure 7  
IR reference image (a) of first half of January 1979 at 14 : 30, with Gulf of Guinea and Lake Tchad. Original image (b) of 6 January 1979, water clouds only are distinctly visible. « Difference image » (a)-(b) → (c) of 6 January 1979, visualizing the dust cloud.

elaborated using a set of images from a 15 days period (first half of January 1979) short enough to avoid seasonal variations and long enough to procure everywhere at least one image without cloud or dust cloud. Each pixel of the reference image was obtained by selecting the corresponding pixel of the highest IR radiance from the original set, which indicates a clear atmosphere. Then, the difference between the reference image and every original image was computed. On the « difference images » obtained, the apparent features result only from atmospheric modifications such as presence of cloud or dust.

Figure 7 shows the IR reference image for the first half of January (a) and the original (b) and difference (c) images of West Africa for the 6 January 1979, with a large and thick dust cloud visualized on the « difference image ».

The averages and standard deviations of IR radiance differences for areas of 20 × 20 pixels (i.e. about 100 km square) were calculated and used to draw the map of figure 8.

Water or ice clouds (chiefly cirrus) and dust both decreased the IR radiance (i.e. increased the difference signal) but the standard deviation was increased by water clouds whereas it was slightly decreased by dust, due to their difference of horizontal structure and homogeneity.

Thus, the standard deviation constitutes a criterion for determining the presence of water clouds. The dust cloud has been delineated in the remaining cloudless area using the mean values of radiance differences. High turbidity was associated with the areas characterized by average differences greater than 12 digital counts (apparent cooling greater than 5° C according to the METEOSAT infrared calibration, 1981). Moderate turbidity was defined by differences between 7 and 12 digital counts (apparent cooling between 3° C and 5° C).

For comparison, figure 9 presents hand-drawn isopleths for 2 km and 8 km visibility ranges delimiting the areas of high and moderate turbidity, the black dots indicating the stations where visibility was measured. It must be noted that in the large regions where data were not available, the drawing of isopleths was inevitably dubious. There is a general agreement as to the horizontal size, shape and structure of the dust cloud in both representations. However, a detailed inspection of the figures shows clearly some differences. Satellite mapping indicates an extension of the cloud towards source regions NE of the Lake Chad, where no visibility data are available. The meridional limit of the cloud lies at higher latitudes on the satellite mapping, possibly due to the previously indicated fact that infrared radiance variations are less important for meridional sites. In that case, a better representation of the dust cloud would include a parameterization of the signal with latitude. The front of the cloud lying at

Figure 9  
Shape and intensity of the dust cloud obtained by means of the visibilities (stations are represented by dots).

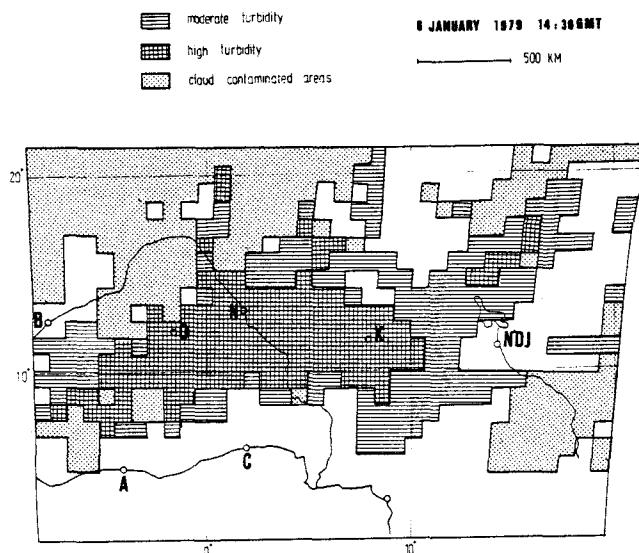


Figure 8  
Shape and intensity of the dust cloud obtained by means of the IR « difference image ».

SW of Ouagadougou (indicated as O in the figure) is more intense on the satellite representation, which suggests that in the front part of the cloud the dust is transported in altitude, as related by Bertrand (1977).

#### 4. DISCUSSION

Improvements of the description of dust clouds over the continent using the satellite IR radiances, e.g. determination of optical depth and mass loading, is possible only by a correct understanding of the processes involved.

An analysis of the signals difference mapped for the 6 January 1979, indicates a maximum of 33 digital counts, which represents an apparent cooling of 10° C. As for the site of Niamey, the cooling is approximately 7° C for an aerosol of optical depth of 1.9 at 0.5 μm. It is necessary to check if such values of temperature decrease can be explained by radiative transfer processes.

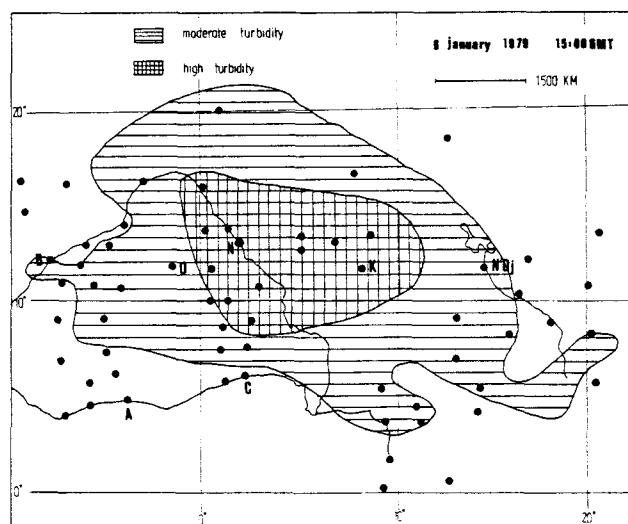


Table 2

$r_m$  represents the particle radius of the distribution corresponding to the maximum value of  $\Delta S/\Delta \ln r$ , where  $S$  is the total geometrical cross section per unit volume of the particles of radius between  $r$  and  $r + \Delta r$ .  $Q_{ex}$  are the efficiency factors for extinction at the corresponding values of  $r_m$  with complex indices of  $1.54-0.0029i$  at  $0.53 \mu\text{m}$  and  $1.81-0.22i$  at  $11.6 \mu\text{m}$ .  $K$  is the ratio of the extinction coefficients at  $11.6 \mu\text{m}$  and  $0.53 \mu\text{m}$  for each distribution.

Distribution type	ECLATS flight n° 53	Carlson type C
$r_m$ ( $\mu\text{m}$ )	0.25	2
$Q_{ex}$ ( $\lambda = 0.53 \mu\text{m}$ )	3.64	2.04
$Q_{ex}$ ( $\lambda = 11.6 \mu\text{m}$ )	0.047	1.36
$K$	0.013	0.67

### a) Typical features of the dust clouds

According to Bertrand *et al.* (1974), the geometrical depth of the saharan dust layers during winter at the south of Sahara is typically 1-2 km in the region of Niamey, which is much shallower than the 0-500 mb (i.e. 5.5 km) dust layer model used by Carlson *et al.* (1979) (abbreviated CM). This feature was confirmed by ECLATS (Etude de la Couche Limite Atmosphérique Tropicale Sèche), a joint experiment of several French and African laboratories conducted in November and December of 1980 in the region of Niamey. In this experiment, 40 hours of airborne measurements were made aboard a research aircraft H.D. 34 in the layer from ground to about 10,000 feet. The top of the observed dust layers was well delimited and located between 1.5 and 2.5 km. Thus, the average temperature of these dust layers is higher than that of CM, and for a given dust optical depth the decrease of the outgoing IR radiance sent to space would be accordingly smaller.

Another important feature observed during ECLATS is the large difference in the aerosol size distributions, compared to CM's (distribution C of Carlson *et al.*, 1977(b)). The ECLATS distributions were determined by inversion of aerosol optical depth measurements in seven channels, between  $0.44 \mu\text{m}$  and  $2.21 \mu\text{m}$  (Cerf *et al.*, 1982). They are characterized by a higher proportion of small particles than CM distribution. For instance, characterization of both distribution types using a Whitby type size analysis shows a spectral peak at  $r_m = 0.25 \mu\text{m}$  for ECLATS (flight 53), to compare with  $r_m = 2 \mu\text{m}$  for CM. The complex index of the aerosol, measured by Volz in the interval from 2 to  $40 \mu\text{m}$  for a sample from Niamey (Cerf *et al.*, 1982) is close to the values used in CM. Therefore the latter was used in a Mie routine to calculate the efficiency factors for extinction and scattering. Table 2 shows that the values of the extinction efficiency factor,  $Q_{ex}$  at  $r_m = 0.25 \mu\text{m}$ , are very different for  $\lambda = 0.53 \mu\text{m}$  and  $\lambda = 11.6 \mu\text{m}$ , indicating a much larger extinction at  $0.53 \mu\text{m}$  than at  $11.6 \mu\text{m}$  for ECLATS particle size distribution, which is not the case for CM's. As shown in table 2, this results in a much smaller value of the ratio  $K$  of the extinction coefficients at  $11.6 \mu\text{m}$  and  $0.53 \mu\text{m}$  for ECLATS than for CM. Thus for dust layers with same optical depth for VIS radiation, the optical depth

in the IR will be much smaller for the ECLATS particles size distribution than for the CM's.

A routine derived from LOWTRAN-5 (Kneizys *et al.*, 1980) at the Laboratoire d'Optique Atmosphérique was used to assess the influence of shallow dust layers characterized by a predominance of small particles, in terms of apparent cooling. The profiles of number density of particles, temperature and dew point, were measured during flight 56 of ECLATS carried on November 27, in a dust layer of approximately 1.5 km depth and 1.6 optical depth at  $0.52 \mu\text{m}$ . The surface temperature was about  $45^\circ\text{C}$  during the flight. The apparent cooling, determined by running the routine with or without dust is  $3.2^\circ\text{C}$ , much smaller than the results obtained by CM. This is due to the difference of geometrical depths and particles size spectra.

### b) Interpretation

Assuming that the dust situation observed by METEOSAT the 6 of January 1979 over West Africa was comparable to those encountered during the ECLATS campaign, the temperature decrease observed from the satellite cannot be entirely attributed to the effects of attenuation of the IR signal by dust. Searching for another cause leads to the idea that the surface could actually be cooled under a dust layer. This effect could be induced by a decrease of the solar irradiance incoming at the surface.

To confirm this hypothesis, the surface temperature recorded during ECLATS is compared with the optical depth. Both parameters show opposite variations with time. The clearest day of the campaign was the 1st of December with an optical depth of aerosol at  $0.52 \mu\text{m}$  of 0.1-0.2 and a surface temperature at 14 : 30 GMT of  $49.8^\circ\text{C}$ , and the most turbid day was the 27 of November with corresponding values 1.6-1.7 and  $44.7^\circ\text{C}$ . The observed variation of about  $5^\circ\text{C}$  of the surface temperature would be considered as an order of magnitude of the assumed effect, about which further studies are needed. This effect is also indirectly shown by the analysis of the air temperature (2 m above ground) which showed similar variations. As outlined by Cerf<sup>(1)</sup>, a clear feature is the decrease of the air temperature amplitude between day and night during the dust haze situations. Such results are confirmed by a statistical study for ten years of the air temperature from several stations in Niger, showing decreases of the heating during the day and of the cooling during the night (Cerf *et al.*, 1980).

## 5. CONCLUSION

This study shows that the data obtained by METEOSAT images could be used to characterize the dust clouds over West Africa. This was confirmed by a comparative study of the time variations, for given targets, of the midday IR signal with visible optical depth and hori-

<sup>(1)</sup> In ECLATS Report N° 12.

zontal ground visibility, and by a comparison of the shapes of a dust cloud obtained from an IR « difference image » and from the visibilities. The technique of visualization of the dust clouds by IR « difference images » would be suitable for a study of the space and time evolution of the dust clouds over Africa. The features of the dust clouds in the region of Niamey and the data of the ECLATS campaign indicate that the decrease of the midday IR signal observed by the satellite in the presence of a dust cloud, would originate from the addition of :

- 1) an attenuation of the upward IR radiance through the dust layer, and
- 2) a decrease of the ground temperature induced by

the attenuation of the incoming radiation by the dust cloud.

The crucial question is what part may be attributed to each of these effects in the cooling effect observed from satellites.

#### Acknowledgements

METEOSAT data and images processing were provided by the Laboratoire de Météorologie Dynamique. The authors are indebted to Dr. E. Druilhet for supplying the ECLATS data, and to Dr. Y. Fouquart for fruitful discussions about the interpretation of this work.

#### REFERENCES

- Bertrand J. J.**, 1977. Action des poussières subsahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique de l'Ouest. Thèse d'Etat No. 253, Univ. Clermont-Ferrand, Fra., 197 pp.
- Bertrand J. J., Baudet J., Drochon A.**, 1974. Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest. *J. Rech. Atmosph.*, **VIII**, 3-4, 845-860.
- Carlson T. N.**, 1979. Atmospheric turbidity in saharan dust outbreaks as determined by analyses of satellite brightness data. *Mon. Weather Rev.*, **107**, 322-335.
- Carlson T. N.**, 1982. Saharan dust over the Atlantic : a status report. The COSPAR Symposium on the Sahel, Paris, France, January, 26 pp.
- Carlson T. N., Wendling P.**, 1977 a. Reflected radiance measured by NOAA 3 VHRR as a fonction of optical depth for saharan dust. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1368-1371.
- Carlson T. N., Caverly R. S.**, 1977b. Radiative characteristics of saharan dust at solar wavelengths. *J. Geophys. Res.*, **82**, 21, 3141-3152.
- Carlson T. N., Benjamin S. G.**, 1980. Radiative heating rates for saharan dust. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 193-213.
- Cerf A.**, 1980. Atmospheric turbidity over West-Africa. *Contribut. Atmos. Phys.*, **53**, 3, 414-429.
- Cerf A., Fouquart Y., Legrand M.**, 1980. Radiation transfer in the Sahara dust hazes and the climatological impact. Radiation Symposium, Fort-Collins, Colorado, 11-16 August.
- Cerf A., Fouquart Y., Bonnel B., Brogniez G., Chaoui Roquai M., Smith L.**, 1982. Propriétés radiatives des aérosols sahéliens. *La Météor.*, **VI**, 29, 247-260.
- Druilhet A., Tinga A.**, Présentation de l'expérience ECLATS. *La Météor.* (in press).
- Fraser R. S.**, 1976. Satellite measurement of mass of Sahara dust in the atmosphere. *Appl. Opt.*, **15**, 10, 2471-2479.
- Griggs M.**, 1979. Satellite observations of atmospheric aerosols during the EOMET Cruise. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 695-698.
- Joseph J.**, 1978. The depression of remotely-sensed surface temperatures by a dust-laden tropical atmosphere. Space Research XVIII, Pergamon Press, 31-34.
- Kastner M., Koepke P., Quenzel H.**, 1982. Optische Dicke von Saharastaubwolkenbestimmt aus METEOSAT-VIS-Daten. *Annalen der Meteorologie* **18**. Symposium über Strahlungstransportprobleme und der Ozeanographie. Köln, West-Germ., 22-26 March.
- Kneizys F. X., Shettle E. P., Gallery W. O., Chetwynd Jr. J. H., Abreu L. W., Selby J. E. A., Fenn R. W., McClatchey R. A.**, 1980. Atmospheric transmittance/radiance : computer code LOWTRAN-5. AFGL Environ. Res. Pap., No. 697, AFGL-TR-80-0067, 233 pp.
- Koepke P., Quenzel H.**, 1979. Turbidity of the atmosphere determined from satellite : calculation of optimum viewing geometry. *J. Geophys. Res.*, **84**, C 12, 7847-7855.
- Legrand M., Bertrand J. J., Desbois M.**, 1982. Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide de METEOSAT I (premiers résultats). *La Météor.*, **VI**, 29, 153-159.
- Meteosat System Guide**, 1981. 6, Annex A 1 : Spectral response data for Meteosat-1.
- Norton C. C., Mosher F. R., Hinton B., Martin D. W., Santek D., Kuhlow W.**, 1980. A model for calculating desert aerosol turbidity over the oceans from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 6, 633-644.
- Noyalet A.**, 1978. Utilisation des images METEOSAT : Genèse et évolution d'une tempête de sable sur l'ouest africain. *La Météor.* **VI**, 14, 113-115.
- Prospero J. M., Savoie D. L., Carlson T. N., Nees R. T.**, 1977. Monitoring saharan aerosol transport by means of atmospheric turbidity measurements. Saharan dust, John Wiley and Sons, 171-186.

2

Reprinted from JOURNAL OF CLIMATE, Vol. 1, No. 3, March 1988  
American Meteorological Society

**Satellite Detection of Saharan Dust: Optimized Imaging during Nighttime**

MICHEL LEGRAND

MICHEL DESBOIS

KWAMI VOVOR

## Satellite Detection of Saharan Dust: Optimized Imaging during Nighttime

MICHEL LEGRAND

*Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université Nationale, Abidjan, Côte-d'Ivoire*

MICHEL DESBOIS

*Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France*

KWAMI VOVOR

*Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université Nationale, Abidjan, Côte-d'Ivoire*

(Manuscript received 21 November 1986, in final form 20 September 1987)

### ABSTRACT

The data of the ECLATS experiment (at Niamey, 1980) are used to study the daily variations of the sensitivity of ground temperature to atmospheric dustiness. In the presence of dust, ground temperature is lower during daytime and higher than normal during nighttime. During night, the influence of dust on ground temperature prevails over other factors. The sensitivity of temperature to dustiness is evaluated and used jointly with ECLATS aircraft soundings to assess the impact of atmospheric dust on the radiance measured by the METEOSAT-I thermal infrared sensor. The results obtained demonstrate the ability of METEOSAT to detect dust clouds during nighttime. A method of optimized imaging is described and applied to a case study.

### 1. Introduction

The Saharan dust haze, which accounts for about 25% of the global water insoluble aerosol content, is an essential climatological feature of the African continent. It can be observed in the form of large clouds with horizontal size reaching several thousand kilometers, thus extending over areas of several million square kilometers. The distances covered are extensive, the dust clouds being transported in some cases as far as America and Europe.

Satellites constitute an ideal instrument for the observation of these phenomena at such large scales. Particularly suitable for the study of dust clouds is the geostationary meteorological satellite METEOSAT, continuously observing a large part of the globe with Africa in the middle of its field of view. At one time these dust events were observed with the use of visible channels over the sea surface; the homogeneity and low albedo allowed the determination of optical thickness and column amount of airborne matter (e.g., see Fraser, 1976; Carlson and Wendling, 1977; Carlson, 1979; Griggs, 1979). Later, detection of dust over continental overheated surfaces during midday was obtained by the 10.5–12.5  $\mu\text{m}$  thermal infrared channel

of METEOSAT-I (Legrand et al., 1982). A process of imaging was elaborated enabling observation of the dust clouds over the African continent. The apparent cooling observed was interpreted as the sum of 1) an attenuation of the upward infrared radiance through the dust layer, and 2) a decrease of the ground temperature induced by extinction of the incoming radiation by the dust cloud (Legrand et al., 1985).

In this paper, we are particularly concerned with the second point, the question of the impact of atmospheric dustiness on ground temperature. The effects relative to atmospheric dustiness and other factors on ground temperature are studied using a statistical processing of data from the ECLATS experiment (Druilhet and Tinga, 1982). The results obtained are used jointly with atmospheric profiles from the ECLATS experiment to estimate the sensitivity of the thermal infrared signal detected by the METEOSAT-I sensor as a function of the atmospheric dust content. The computed signal values prove the ability of the METEOSAT sensor to detect dust during the night, and a process of optimized imaging of the dust clouds suitable for nighttime events is described and applied to a case study.

### 2. Relation between ground surface temperature and atmospheric dustiness

The ECLATS experiment was conducted from 13 November to 10 December near Niamey, in the Republic of Niger. During the whole period, ground sur-

*Corresponding author address:* Dr. Michel Legrand, Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université Nationale, Abidjan, Côte-d'Ivoire.

face temperature was measured by thermocouples at 20-min intervals at a site close to the Niamey airport. At the same site, photometric measurements were performed at wavelengths from 0.44 to 0.70  $\mu\text{m}$  and aerosol optical thicknesses were computed using the Langley plot technique (see Fig. 1, from Chaoui Roquai, 1981). Horizontal visibility at the earth's surface was chosen as the parameter representative of dustiness rather than dust optical thickness because the former was measured hourly during the whole diurnal cycle (at the meteorological station of Niamey airport, according to the WMO recommendations), whereas the latter is available only in the morning for 17 days. This choice is justified by the results of statistical processing that demonstrated the close correlation, independent of time, between visibility  $V$  and aerosol optical thickness  $\tau$  at 0.525  $\mu\text{m}$ . A linear least-squares fit is presented in Fig. 2 corresponding to a regression line of  $\ln\tau$  upon  $\ln V$  with the following equation:

$$\tau = \frac{K}{V^\alpha} \quad (1)$$

with  $\alpha = 0.811$  and  $K = 2.09$ , the correlation coefficient being  $r = -0.92$ .

Figure 3 shows the daily variations of the mean ground temperature with and without dust haze. The criterion chosen for the presence of dust is the reduction of the visibility range to less than 10 km. Such a processing of ECLATS data was previously carried out by Druilhet and Durand (1984), showing evidence for a daytime decrease and a nighttime increase of ground

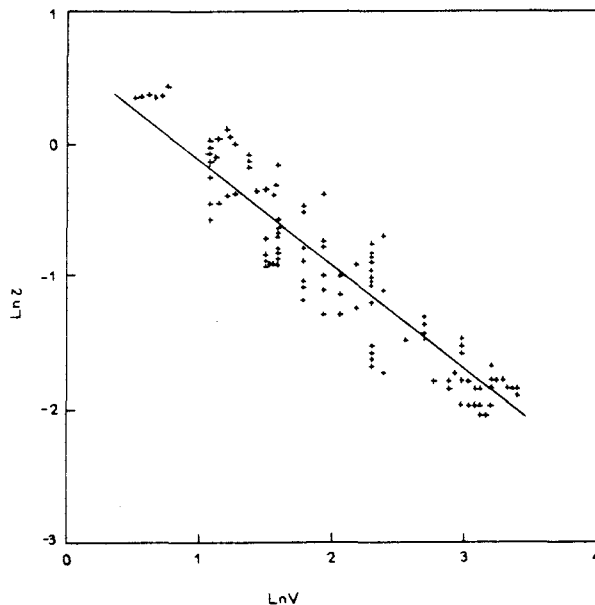


FIG. 2. Linear least-squares fit in logarithmic scales of aerosol optical depth at 0.525  $\mu\text{m}$  upon visibility (data proceeding from ECLATS). The regression line is computed using 194 points; the correlation coefficient is  $r = -0.92$ .

temperature in the presence of dust. Table 1 displays the mean daily temperature extrema and amplitudes with and without dust, and the deviations associated with dust. However, it must be emphasized that the dust events which occurred during ECLATS were

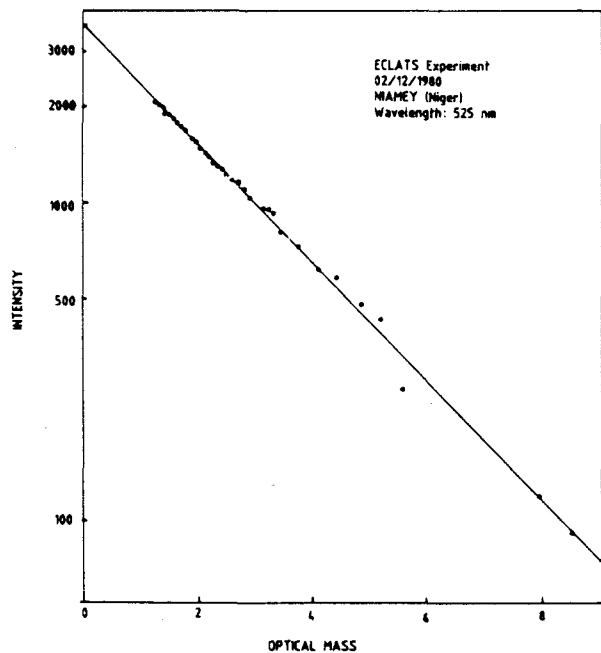


FIG. 1. Example of Langley plot from photometric measurements at 0.525  $\mu\text{m}$ .

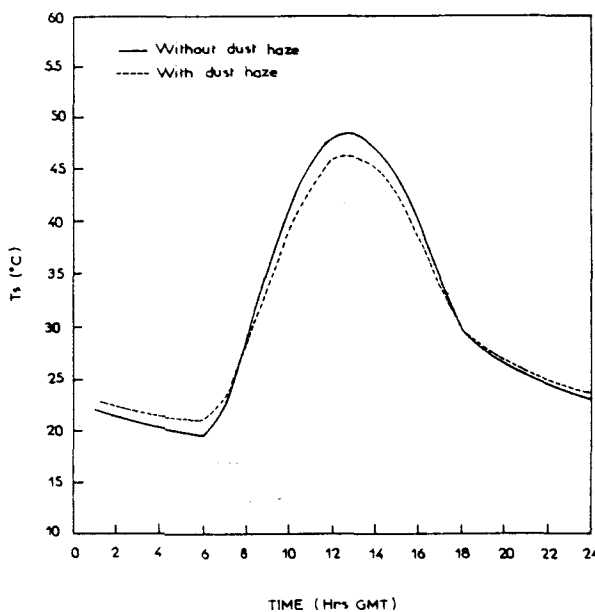


FIG. 3. Daily variations of the mean ground temperature for cases without dust haze ( $V \geq 10$  km) and with dust haze ( $V < 10$  km) obtained with 24 days of data from ECLATS experiment.



TABLE 1. Average ground temperature extrema and diurnal amplitude for clean ( $V \geq 10$  km) and hazy ( $V < 10$  km) atmospheres. Biases induced by haze are obtained by difference. The size of the samples is indicated in parentheses.

Turbidity	$T_s^{\min}$ (K)	$T_s^{\max}$ (K)	$\Delta T_s$ (K)
Clean atm. ( $V \geq 10$ km)	292.6 (11)	321.9 (10)	29.3
Hazy atm. ( $V < 10$ km)	294.0 (12)	319.5 (10)	25.5
Haze bias	-1.4	2.4	3.8

moderate, and that more intense events would have led to larger deviations.

These results can be explained as a consequence of the modification of the ground radiative fluxes by dust (see Fouquart et al., 1987). Thus, the surface energy balance is modified, as is also the resulting ground temperature. During the day, the main effect of a hazy atmosphere is to reduce the amount of solar radiation reaching the ground, as demonstrated by both statistical and case studies of the influence of dustiness on global irradiance (e.g., see Brinkman and McGregor, 1983; Dehainsala, 1985). Thus, the radiative energy supply at the ground surface is reduced, resulting in reduced heating and lower temperature of the ground. During the night, the downward longwave flux is enhanced by dustiness, as noted by Guedalia et al. (1984), so the nocturnal cooling is reduced and the ground temperature does not fall as low.

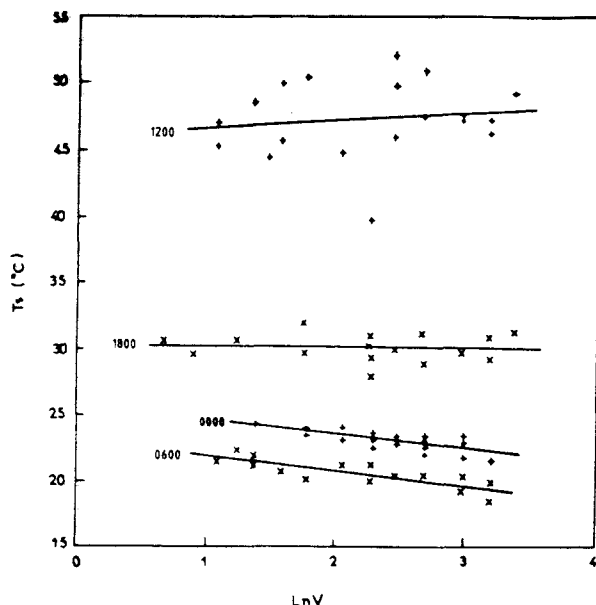


FIG. 4. Linear regression of ground temperature with the logarithm of visibility, at 0000, 0600, 1200 and 1800 UTC (data from ECLATS).

TABLE 2. Results from regression of  $T_s$  upon  $\ln V$  at various times of the diurnal cycle. Here  $A$  and  $B$  are the regression line coefficients,  $r$  the correlation coefficient, and  $\sigma T_s$  the residual standard deviation. The size of this sample is indicated in parentheses.

Time (UTC)	$A$ (K)	$B$ (K)	$r$	$\sigma T_s$ (K)
0 (23)	-1.16	299.1	-0.76	0.5
600 (23)	-1.22	296.3	-0.81	0.6
1200 (20)	0.55	319.3	0.17	2.8
1800 (10)	-0.11	303.5	-0.09	1.0

In order to go into more detail about the relation linking ground temperature  $T_s$  and atmospheric turbidity (evaluated from the visibility  $V$ ) at a fixed time of the diurnal cycle, various relationships were tested by plotting the data from ECLATS on a graph. After comparing the obtained clusters of points, the empirical equation

$$T_s = A \cdot \ln V + B, \quad (2)$$

where  $A$  and  $B$  are time-dependent coefficients, has proved quite convenient. Figure 4 presents the data from ECLATS at 0000, 0600, 1200 and 1800 UTC (Niamey is at  $2^\circ\text{E}$ , so LST is close to UTC), with evidence for a linear relationship, especially at 0000 and 0600 UTC. A linear least-squares fit provides regression lines with slope negative at 0000 and 0600 UTC, positive at 1200 UTC, and close to zero at 1800 UTC (approximately the inversion time of the effect, as shown in Fig. 3). Values of the coefficients  $A$  and  $B$ , correlation coefficient  $r$ , and residual standard deviation of ground temperature  $\sigma T_s$ , are summarized in Table 2. These results show a strong correlation between  $T_s$  and  $\ln V$  at 0000 and 0600 UTC and a weak one at 1200 UTC. Daily variations of  $A$ ,  $r$ , and  $\sigma T_s$  are presented in Figs. 5, 6, and 7, respectively. For comparison, dashed curves in Figs. 6 and 7 proceed from similar statistical computations, replacing  $V$  by  $\tau$  (obtained during the morning) according to the formula

$$T_s = A' \cdot \ln \tau + B', \quad (3)$$

consistent with (1) and (2).

The coefficient  $A$  in (2)—or  $A'$  in (3)—can be defined as the increment of  $T_s$ , as  $V$ —or  $\tau$ —is multiplied by 2.72 (base of the Napierian logarithms). Its absolute value is indicative of the sensitivity of surface temperature to the presence of dust haze. Thus, Fig. 5 shows that the higher sensitivities are obtained during nighttime from 0000 to 0600 UTC, at a rather steady level, and to a lesser degree during midday, with large fluctuations. Figures 6 and 7 confirm the results of Fig. 4 and Table 2. During nighttime, a strong correlation and a small residual standard deviation are observed, whereas during daytime the correlation weakens and at the same time the residual standard deviation is drastically enlarged.

All these results show that among the factors influencing the ground temperature during nighttime, the

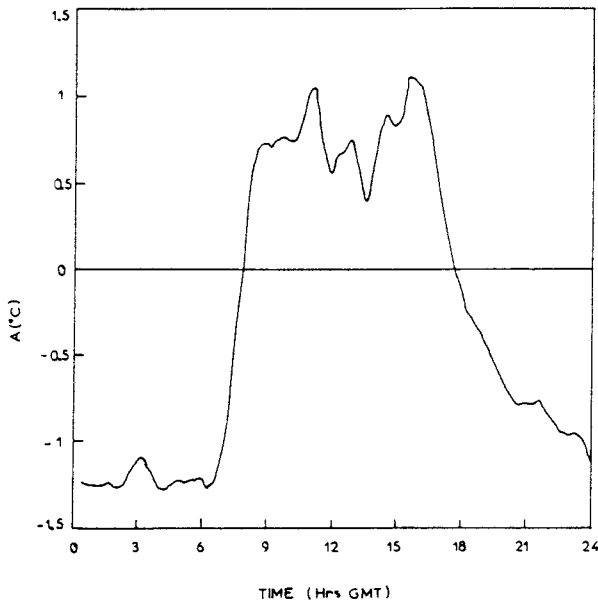


FIG. 5. Daily variations of the coefficient  $A$  of (2), representing ground temperature sensitivity to atmospheric turbidity (data from ECLATS).

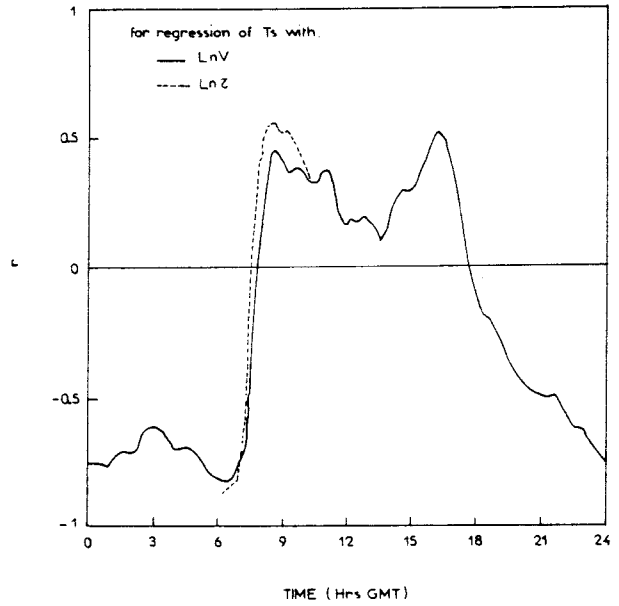


FIG. 6. Daily variations of the correlation coefficient of ground temperature to logarithm of visibility (solid curve) and to logarithm of aerosol optical thickness (dashed curve). Data from ECLATS.

atmospheric dustiness obviously plays the major part. On the other hand, other factors must be taken into account in conjunction with dustiness for the determination of ground temperature during daytime.

### 3. Application to satellite remote sensing of dust clouds

#### a. Daytime results

For the sake of consistency in this paper, it must be recalled from Legrand et al. (1985; hereafter referred to as LB) that the impact of atmospheric dustiness on ground temperature plays an important part in the satellite detection of dust haze during the day. Ground temperature is a major parameter in the determination of the radiance observed from satellites. Thus, a fairly good correlation between ground temperature and dustiness is a prerequisite for estimating the latter from satellite radiance data. This condition seemed approximately satisfied, according to the general agreement between results from satellite data and ground measurements of dust optical thickness and visibility as reported by LB (e.g., for the time variations of dustiness over a target and the imaging of dust cloud), in a case study for January 1979. A disagreement arises between this conclusion and the results for daytime ground temperature presented in section 2.

In order to clear up this point, a study of the correlations of visibility and ground temperature with various radiative components measured at the ground during the day was performed. Values of correlation coefficients from this study are presented in Table 3 for 1300 UTC, where  $F_n$ ,  $F_{\downarrow}$ , and  $F_g$  are, respectively,

the net, total downward, and global solar irradiances obtained from ground measurements. These values obviously show that ground temperature depends primarily on the radiative energy available, while the radiative fluxes are practically uncorrelated with the visibility. These seemingly inconsistent results can be in-

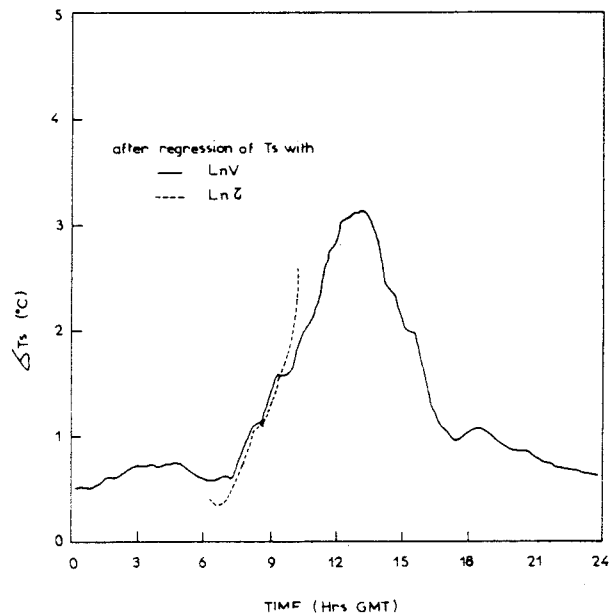


FIG. 7. As in Fig. 6 except for the residual standard deviation of ground temperature, which represents the influence of factors other than turbidity.

TABLE 3. Correlation coefficients from regressions of  $Y$  upon  $X$ . Here  $F_n$ ,  $F\downarrow$ , and  $F_g$  are the net, total downward, and global solar flux densities, respectively.

$Y$	$X$	$r$
$T_s$	$F_n$	0.76
$T_s$	$F\downarrow$	0.87
$T_s$	$F_g$	0.87
$F_n$	$\ln V$	-0.09
$F\downarrow$	$\ln V$	0.06
$F_g$	$\ln V$	0.09

terpreted as the influence of clouds (cirrus in this case) on solar radiation. This effect may become particularly important whenever the sun is hidden by a cloud. The direct solar flux is then drastically reduced, even with a thin cloud. Of course, a part of the data from ECLATS corresponds to cloudy days, and the influence of clouds cancels the dust effect, especially because during this experiment dustiness was generally moderate. Such an interpretation is confirmed by Fig. 8, which presents the daily variations of (a) global solar irradiance and (b) ground surface temperature for three cases: a cloudless day without dust (1 December), a cloudy day without dust (24 November), and a dusty day with some clouds (27 November). Clouds induce strong fluctuations in the global solar irradiance, whereas dust haze reduces it in a smooth way. Clouds for 24 November and dust for 27 November were associated with comparable ground temperature decreases compared to 1 December.

Remote sensing of dust haze by satellite radiometry cannot be realized in the presence of clouds. This is the reason for the fair agreement between satellite data and ground-based measurements presented in LB.

#### b. Nighttime results

The deviation of ground temperature  $T_s$  for a given variation of turbidity can be computed using values of coefficient  $A$  from (2). This deviation is a maximum at a nearly steady value from 0000 to 0600 UTC. For a visibility reduction from 25 to 1 km, (2) gives  $\Delta T_s = 4$  K. The residual standard deviation  $\sigma T_s$  can be considered as an estimate of error on the actual value of  $T_s$  when computed with (2) due to factors other than turbidity influencing  $T_s$ . Its value over the period 0000–0600 UTC remains in the interval 0.5–0.7 K (see Fig. 7); that is to say, the relative error  $\sigma T_s / \Delta T_s$  is about 0.1–0.2. These weak values are due to the fact that the influence of (cold) cirrus clouds on the ground temperature during the night is weak. On the other hand, the limit on sensitivity arising from the digitization of data in the METEOSAT infrared channel expressed as a brightness temperature variation for one count is  $\Delta T_b = 0.4$  K, corresponding to  $\Delta T_b / \Delta T_s = 0.1$ . These uncertainties are small enough to predict the possibility

of remote sensing of dust haze during nighttime using METEOSAT infrared imagery.

In order to elaborate on this point, it is instructive to compute the value of the signal observed by METEOSAT taking into account the radiative transfer effect through the atmosphere which depends on atmospheric temperature, water vapor, and dust content. Calculations were performed using the data from the ECLATS experiment and applying the LOWTRAN-V program (from Kneizys et al., 1980) for computing the atmospheric radiative transfer effect. This program was modified at the Laboratoire d'Optique Atmosphérique (Université de Lille) by introducing the physical properties of the Saharan dust inferred from ECLATS. The atmospheric profiles were generated using soundings from flights performed during ECLATS. The atmospheric temperature profile shown in Fig. 9 is from flight 58, from 0430 to 0630 UTC. It is associated with the dust profiles presented in Fig. 9, which are typical of a (c) clean and a (h) hazy atmosphere. Curve *c* is a schematic representation of the profile obtained during flight 59, with a visibility of 25 km. Curve *h* arises from the profile of flight 56 with a 2-km visibility transformed into a 1-km visibility profile. This transformation is performed with the assumption of proportionality of  $\tau$ , computed from  $V$  using (1), with the number of particles contained in the vertical column of unit section. Both models are completed with water vapor profiles relative to extreme values of precipitable water encountered during ECLATS: a (d) dry profile (from flight 47) with a total amount of 1.46 cm of

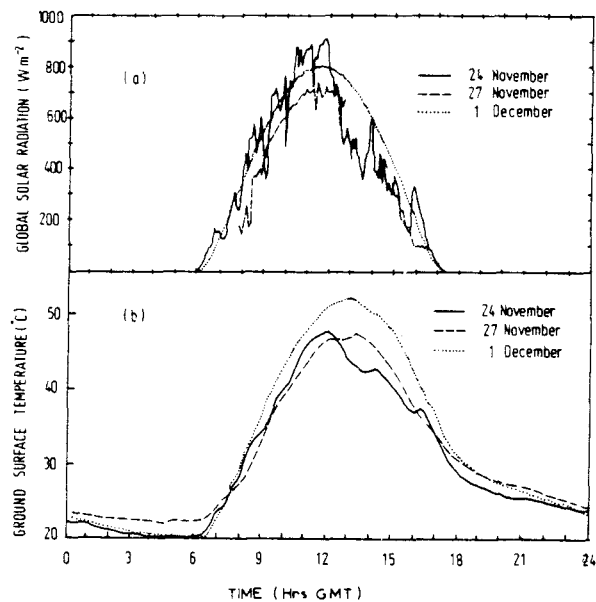


FIG. 8. Three cases of daily variations of (a) global solar irradiance and (b) ground surface temperature (from ECLATS). 1 December: cloudless,  $V = 14$  km; 24 November: cloudy,  $V = 12$  km; 27 November: dusty with some clouds,  $V = 2.5$  km.

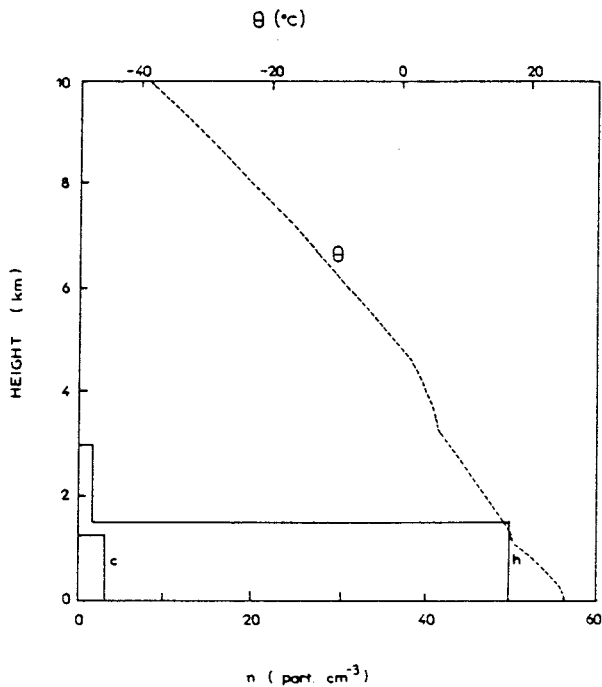


FIG. 9. Atmospheric profiles of temperature and dust particles concentration (from ECLATS) used to generate atmospheric models. Here, *c* is for a clean atmosphere ( $V = 25$  km,  $\tau = 0.155$ ), and *h* for a hazy atmosphere ( $V = 1$  km,  $\tau = 1.96$ ).

precipitable water, and a (*w*) wet profile (from flight 56) with 2.45 cm.

The ground temperature was computed for clean and hazy atmospheres using (2), yielding values of 292.3 and 296.3 K, respectively. Ground emissivities were computed from downward and upward radiances measured in the spectral bandpass  $700-1250$   $\text{cm}^{-1}$  with PRT5 Barnes radiometers during low horizontal flights. Computation results in a set of values varying between 0.80 and 0.95, indicating a rather large dispersion with values clearly less than 1, a feature in agreement with the dryness of the ground surface. Extreme values of 0.95 and 0.80 were used with the four atmosphere models obtained by varying both dust and water vapor contents. Integration over wavenumber is introduced in the LOWTRAN-V program using the spectral response of IR2 METEOSAT channel having a bandpass of  $800-950$   $\text{cm}^{-1}$  (see METEOSAT System Guide, 1981).

For determination of the radiance measured from the satellite, computation of the atmospheric radiative transfer is run twice. The first run is performed in the downward direction; the resulting radiance at the ground ( $L^-$ ) is then used to calculate the upward radiance from the ground ( $L^+$ ) using

$$L^+ = \epsilon B(T_s) + (1 - \epsilon)L^- \quad (4)$$

Here,  $B(T_s)$  is the blackbody radiance at temperature

TABLE 4. Computed satellite brightness temperatures for (*c*) clean or (*h*) hazy, and for (*d*) dry or (*w*) wet atmospheres, with a high (0.95) and a low (0.80) ground infrared emissivity.

$\epsilon$	Model	<i>c</i> (K)	<i>h</i> (K)
0.95	<i>d</i>	289.3	293.0
0.95	<i>w</i>	288.1	291.4
0.80	<i>d</i>	282.1	289.1
0.80	<i>w</i>	282.2	288.2

$T_s$ , weighted with the IR2 channel spectral response. Then a second run is made in the upward direction, with the boundary condition at ground expressed as an effective brightness temperature  $T_s^*$ , derived from the relation

$$L^+ = B(T_s^*) \quad (5)$$

to calculate finally the radiance  $L_{\text{sat}}$  observed from METEOSAT. The results obtained are presented in Table 4, in the form of brightness temperatures  $T_{\text{sat}}$  defined as

$$L_{\text{sat}} = B(T_{\text{sat}}) \quad (6)$$

Figure 10 shows the computed radiances  $L_{\text{sat}}$  expressed in digital counts using METEOSAT-I calibration data, plotted against the turbidity (represented by  $\tau$  and  $V$ ).

The sensitivity of the satellite radiance both to dustiness and humidity is significantly different according to the ground emissivity. The decrease of visibility from

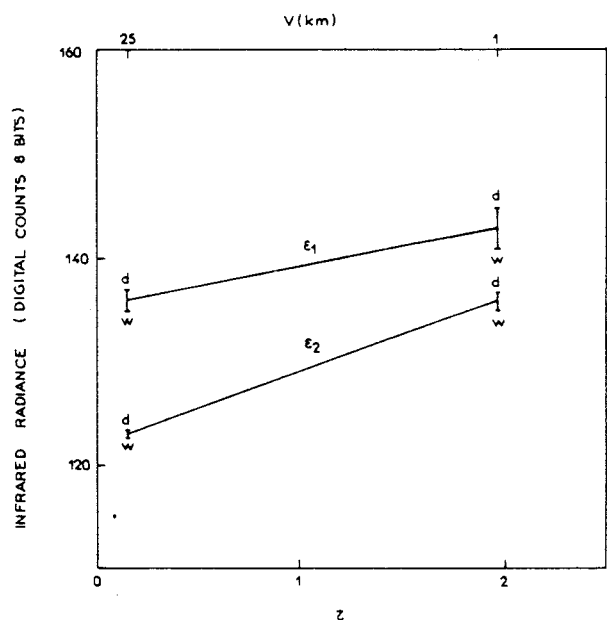


FIG. 10. Computed infrared radiance vs. aerosol optical depth at  $0.525$   $\mu\text{m}$  with infrared ground emissivities  $\epsilon_1 = 0.95$  and  $\epsilon_2 = 0.80$ . Vertical bars are estimates of the uncertainty introduced by neglecting the water vapor effect. Here, *d* (dry) is for 1.46 cm of precipitable water and *w* (wet) is for 2.45 cm.

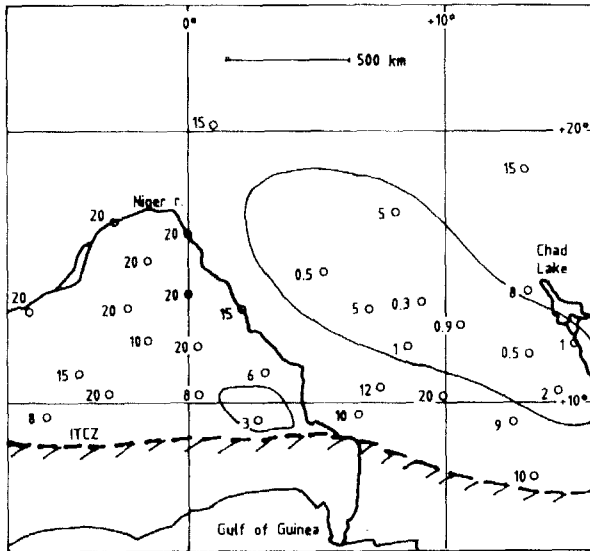


FIG. 11. Geographical area corresponding to images presented in Figs. 13 to 16. Plotted values refer to visibilities (in km) from meteorological stations for 5 January 1979 at 0600 UTC (from ASECNA, Abidjan). Hatched area represents the ITCZ edge (intertropical convergence zone) which constitutes the meridional limit of Saharan dust occurrence.

25 to 1 km results in an increase of seven counts for  $\epsilon_1 = 0.95$  and 13 counts for  $\epsilon_2 = 0.80$ . As for the sensitivity to atmospheric water vapor content, the satellite signal is decreased by 2–4 (0–2) counts when replacing the dry atmosphere by the wet one at  $\epsilon_1$  ( $\epsilon_2$ ). In any case, the presence of dust increases the satellite signal, while ground emissivity plays a major part in the effect observed. The best conditions for dust detection are low emissivities; then, the effect of dust on the signal

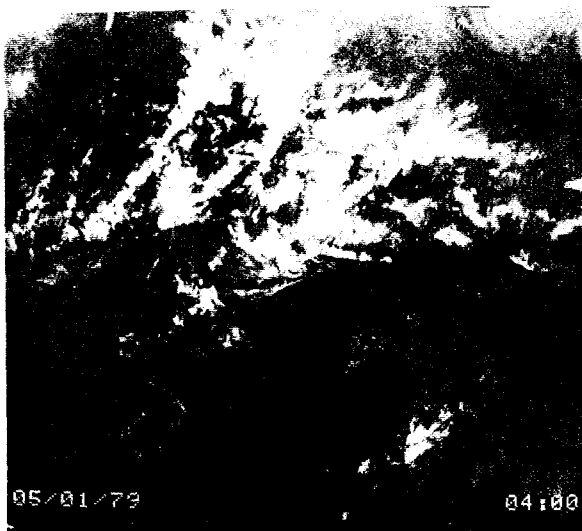


FIG. 12. Original thermal infrared image of 5 January 1979 at 0400 UTC (from METEOSAT I).

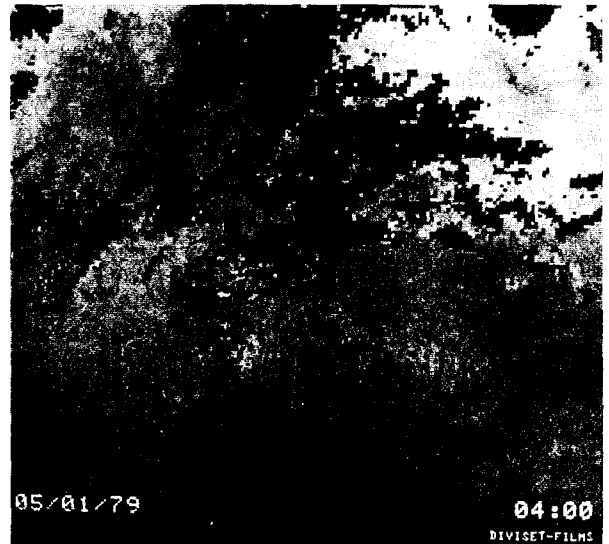


FIG. 13. As in Fig. 12 except after cloud rejection.

is enhanced, whereas the effect of humidity is decreased. This is due to the fact that a decrease of emissivity results in a lower apparent radiative temperature of ground surface.

#### 4. Optimized imaging of dust clouds during nighttime

A procedure was described in LB for the imaging of dust clouds over the African continent during midday, and processed images were presented. Both clouds of water (ice crystals) and dust were detected by a decrease of radiance (they look colder). Therefore, a reference image was constructed from the highest radiances for

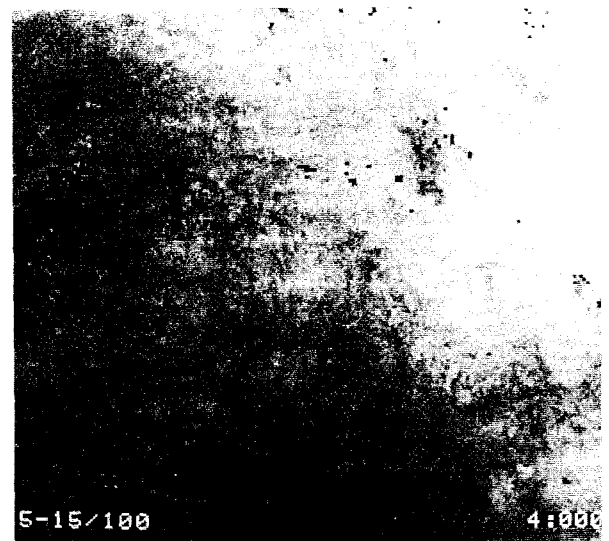


FIG. 14. Reference image at 400 UTC obtained using a set of original images (from 5 to 15 January 1979). A residual cloud-rejected area can be seen in the top right area of image.

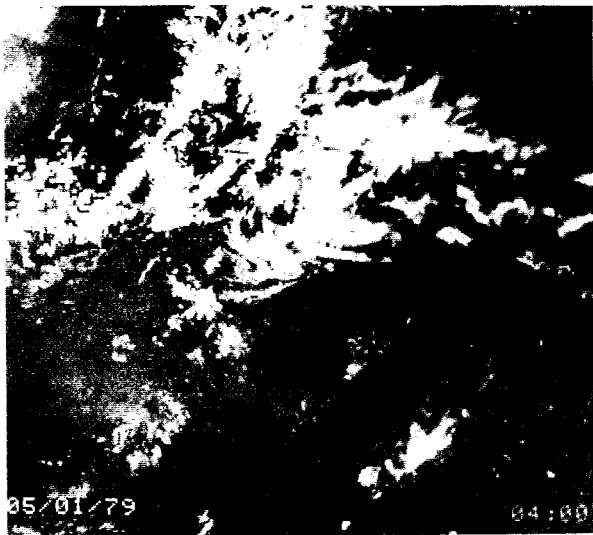


FIG. 15. Difference image of 5 January 1979 at 0400 UTC obtained by difference of original (Fig. 12) and reference (Fig. 14) images. A dust cloud can be seen as a dark patch, west of Chad Lake.

every pixel location from a set of original images, leading to elimination or minimization of water and dust clouds.

The possibility of imaging dust clouds during nighttime can be expected from the results presented in sections 1-3. But in this case, dust looks warm while clouds still look cold, so the type of processing used for daytime images is no longer appropriate and modifications have to be made for application to nighttime images because the elimination of water and dust clouds cannot be performed simultaneously. Instead, two steps are performed. The first step is the detection of water clouds and their rejection from the original image. If the cloud is thick, its radiance is much lower than that from the ground. If the cloud is thin, or near the edge of a thick cloud, the variance of the radiance for a cloud target of a few pixels square is higher than for a ground target; this effect results from the relatively greater heterogeneity of the cloud structure (see Coakley and Bretherton, 1982). Given these characteristics, a program was generated that identifies and eliminates most of the cloud-covered areas. In this procedure, the original image is divided into subdomains whose mean and standard deviation of radiance are calculated. Subdomains with mean radiance lower, or with standard deviation higher, than given thresholds are identified as cloudy areas and replaced by a specified constant count value level. The second step is the processing of a reference image in which dust has been eliminated by selecting the lowest radiance at every pixel location, from the whole set of original cloud-rejected images. Then, the processing is followed in the same way as for daytime images, resulting finally in a difference image obtained by subtraction between the original and reference images.

Nighttime images are presented from a case study with a dust cloud spreading out over West Africa inside an area ( $0^{\circ}$ - $20^{\circ}$ E,  $5^{\circ}$ N- $20^{\circ}$ N) during the first half of January 1979. Daytime images of this event were previously presented in LB for illustration of the daytime imaging process. The set of original images is constituted from METEOSAT data at 0400 UTC from 5 to 15 January over an area presented by Fig. 11. Figures 12 and 13 are original images for 5 January before and after running the cloud rejection program, respectively. The threshold values were adjusted to 100 counts for mean radiances and to four counts for standard deviations of subdomains of  $3 \times 3$  pixels (about 15 km square); the cloud-covered areas that were identified were replaced with the uppermost value of 255 counts (8-bit data). The reference image is presented in Fig. 14, showing in its western part an area with clouds remaining from the rejection procedure because of the persistency of cloudiness over the whole period studied. Figure 15 results from the difference between images of Figs. 12 and 14. With the grey scale used, water clouds (cold) look bright whereas the dust cloud (warm) is imaged as a dark diffuse patch west of Chad Lake, partly masked by an overlying cloud cluster extending to the NW.

This result agrees with the localization of areas of low visibility range ( $V \leq 5$  km) delimited by an isopleth in Fig. 11, as reported from ground measurements of the network of meteorological stations on 5 January at 0600 UTC. Finally, Fig. 16 shows the difference image of 5 January at 1430 UTC, i.e., about half a day later. Now the dust cloud is visible as a bright patch whose position has moved westward, reaching the eastern part of the Niger River bend. This is in agreement with the wind field at 850 mb level presented in

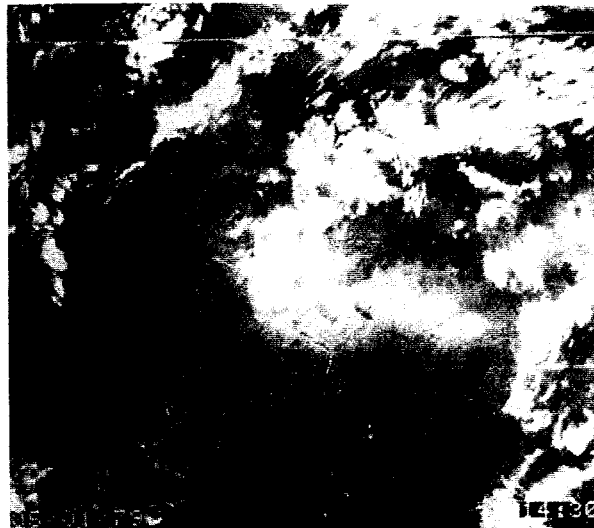


FIG. 16. Difference image of 5 January 1979 at 1430 UTC. The dust cloud can be seen as a bright patch. Comparison with Fig. 15 shows its displacement westward.

Fig. 17 for 5 and 6 January at 0000 UTC (from ECMWF, 1979), indicating steady easterly winds in the area of interest.

### 5. Conclusions

The data of the ECLATS experiment were used to study the sensitivity to atmospheric dustiness of the thermal infrared radiance detected by METEOSAT-I, and its variations during the daily cycle. The statistical processing of ground temperature data shows that dust reduces the heating of the ground surface during the day and its cooling during the night. This effect is interpreted as resulting from the modification of the radiative components of the energy balance at the ground by the dust layer. During the day, results are complicated by the effect of clouds. During the night, results show that dustiness induces the major part (80%) of the ground temperature variations, permitting a simple parameterization of temperature with visibility. In turn, association of this parameterization with the atmospheric profiles from ECLATS allowed computation of the radiances sent toward the space. The values obtained led to the possibility of detecting dust haze during nighttime. The satellite signal also exhibits some sensitivity to atmospheric humidity, but a more important part is played by the emissivity of the ground surface. Particularly for low emissivities (0.80), the sensitivity of the satellite signal to dustiness is greater while its sensitivity to humidity becomes much smaller. A method of optimum imaging of dust clouds over the continent during nighttime is described, and its efficacy is demonstrated by presenting images from a case study. Therefore, this ability of thermal infrared sensors on

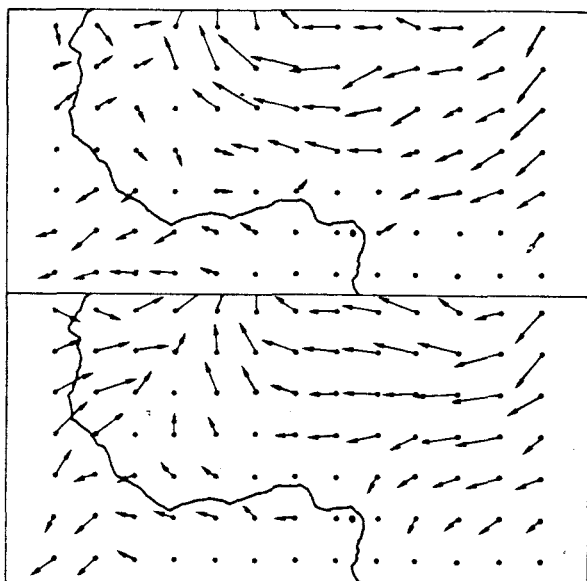


FIG. 17. Wind field at the 850 mb level, for 5 (top) and 6 (bottom) January 1979 at 0000 UTC.

the geostationary satellites to image dust clouds using rather simple image processing, both for day and night, turns them into efficient instruments for observation of the evolution in space and time of these synoptic-scale phenomena. However, attention has to be paid to the bias which could be introduced as a result of large variations of atmospheric water vapor content, especially over high infrared emissivity areas.

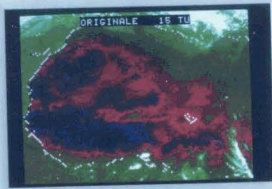
*Acknowledgments.* This study was carried out thanks to financial support from the Action Thématique Programmée "Recherches Atmosphériques." The authors also wish to thank Dr. A. Druilhet and Professor Y. Fouquart for helpful discussions and valuable suggestions.

### REFERENCES

- Brinkman, A. W., and J. McGregor, 1983: Solar radiation in dense Saharan aerosol in Northern Nigeria. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 831-847.
- Carlson, T. N., 1979: Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analyses of satellite brightness data. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 322-335.
- , and P. Wendling, 1977: Reflected radiance measured by NOAA 3 VHRR as a function of optical depth for Saharan dust. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1368-1371.
- Chaoui Roquai, M., 1981: Détermination expérimentale des variations spectrales de l'épaisseur optique des aérosols entre 0.44 et 0.7  $\mu\text{m}$ . Rapport de DEA, Fac. Sci. et Tech. Lille, France, 29 pp.
- Coakley, J. A., and F. P. Bretherton, 1982: Cloud cover from high resolution scanner data: Detecting and allowing for partially filled fields of view. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4917-4932.
- Dehainsala, W., 1985: Influence des brumes sèches sur les rayonnements reçus au sol à Niamey. Rapport de DEA, Fac. Sci. et Tech. Abidjan, Côte-d'Ivoire, 25 pp.
- Druilhet, A., and A. Tinga, 1982: Présentation de l'expérience ECLATS. *La Météorologie*, **29-30**, 203-211.
- , and P. Durand, 1984: Etude de la couche limite convective sahélienne en présence de brumes sèches (Expérience ECLATS). *Bound.-Layer Meteor.*, **28**, 51-77.
- ECMWF, 1979: *Daily Global Analyses: January-March 1979*. European Centre for Medium Range Weather Forecasts. [Available from: ECMWF, Shinfield Park, Reading, Berkshire, RG2 9AX, England.]
- Fouquart, Y., B. Bonnel, M. Chaoui Roquai, R. Santer and A. Cerf, 1987: Observation of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment. Part I: Optical thicknesses and aerosol size distributions. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 28-37.
- Fraser, R. S., 1976: Satellite measurement of mass of Sahara dust in the atmosphere. *Appl. Opt.*, **15**(10), 2471-2479.
- Griggs, M., 1979: Satellite observations of atmospheric aerosols during the EOMET Cruise. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 695-698.
- Guedalia, D., C. Estournel and R. Vehil, 1984: Effects of Sahel dust layers upon nocturnal cooling of the atmosphere (ECLATS experiment). *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 644-650.
- Kneizys, F. X., E. P. Shettle, W. O. Gallery, J. H. Chetwind, Jr., L. W. Abreu, J. E. A. Selby, R. W. Fenn and R. A. McClatchey, 1980: Atmospheric transmittance/radiance: Computer code LOWTRAN-5. AFGL Environ. Res. Pap., No. 697, AFGL-TR-80-0067, 233 pp.
- Legrand, M., J. J. Bertrand and M. Desbois, 1982: Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide de METEOSAT 1 (premiers résultats). *La Météorologie*, **29-30**, 153-159.
- , —, and —, 1985: Dust clouds over West Africa: A characterization by satellite data. *Annales Geophys.*, **3**(6), 777-784.
- METEOSAT System Guide, 1981: Annex A1. [Available from: ESOC, Robert-Bosch-Strasse 5, 6100 Darmstadt, FRG.]

jour

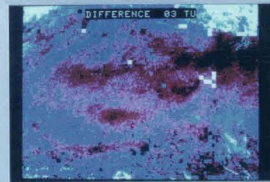
nuit



a

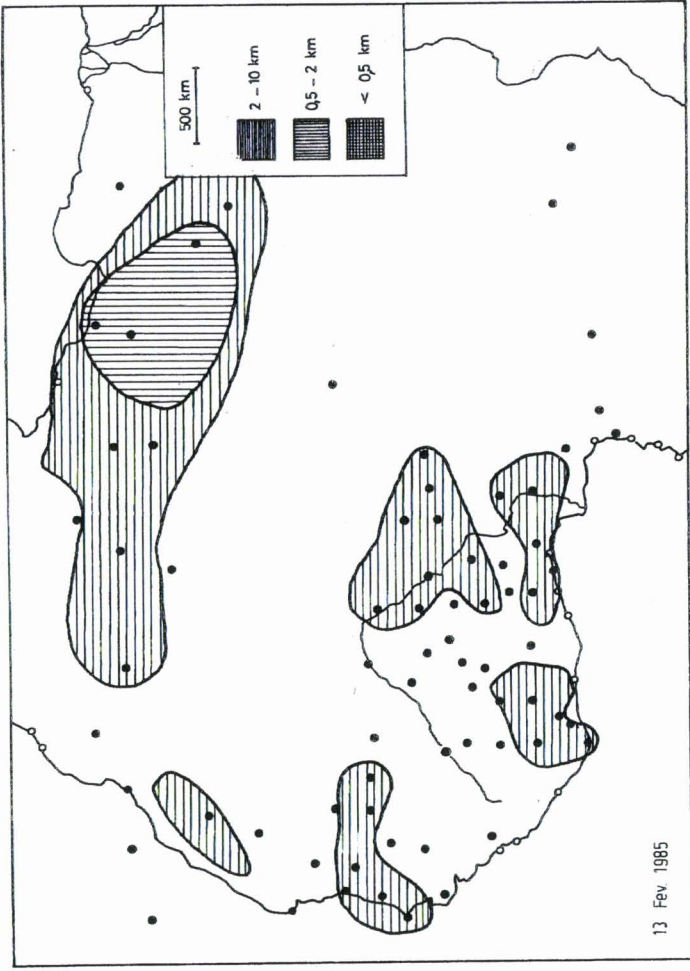


b

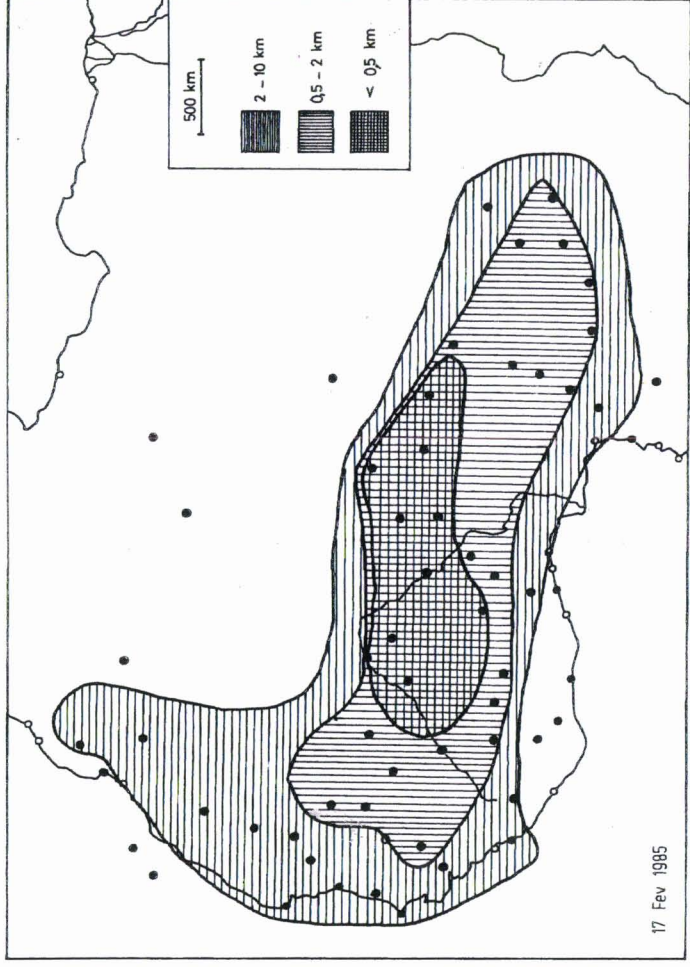


c

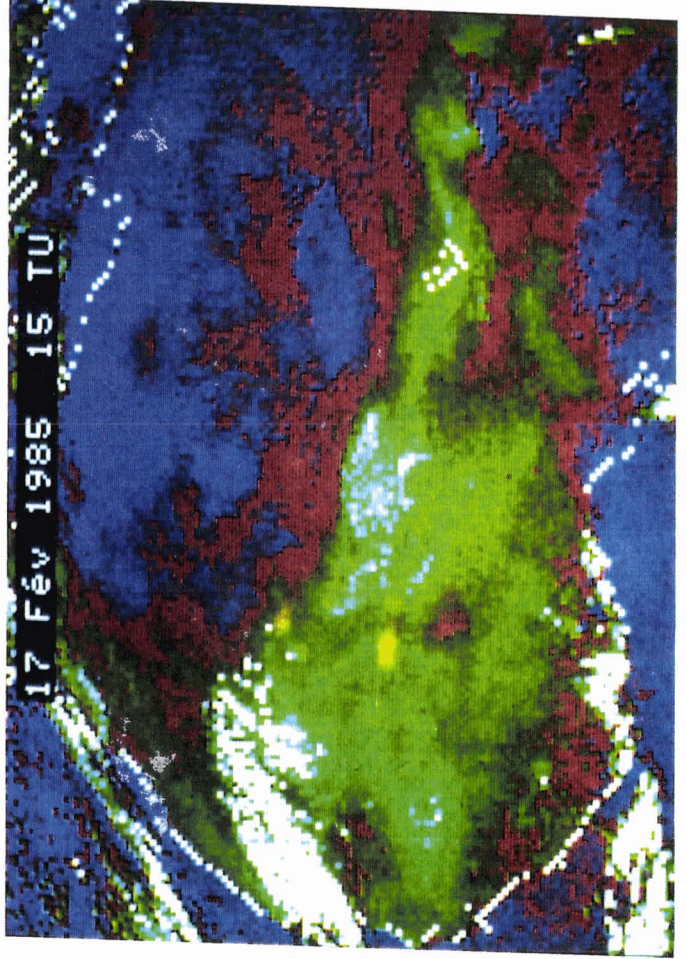
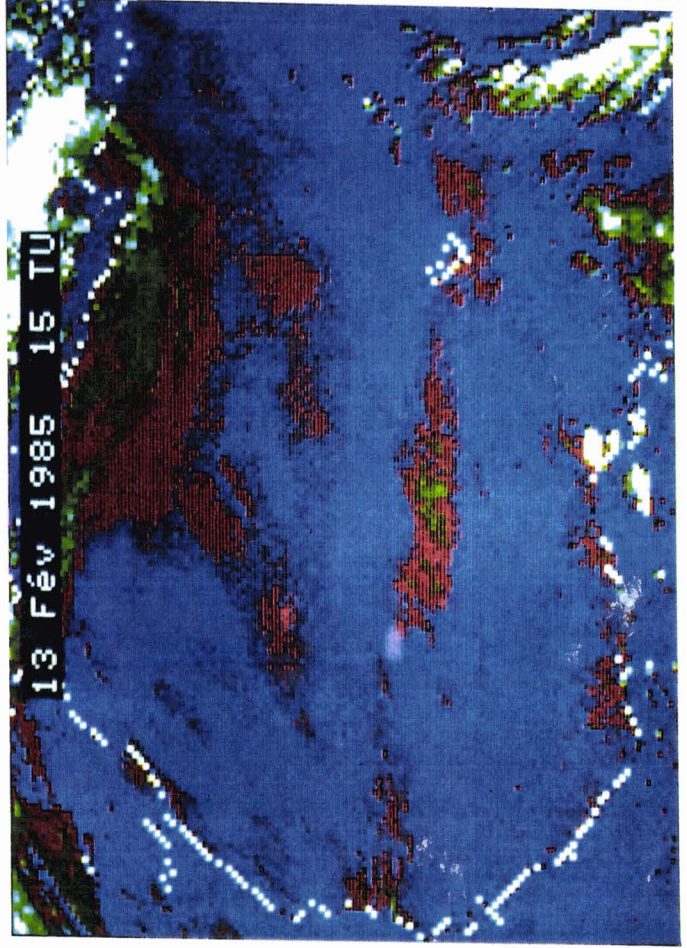




13 Fév 1985



17 Fév 1985



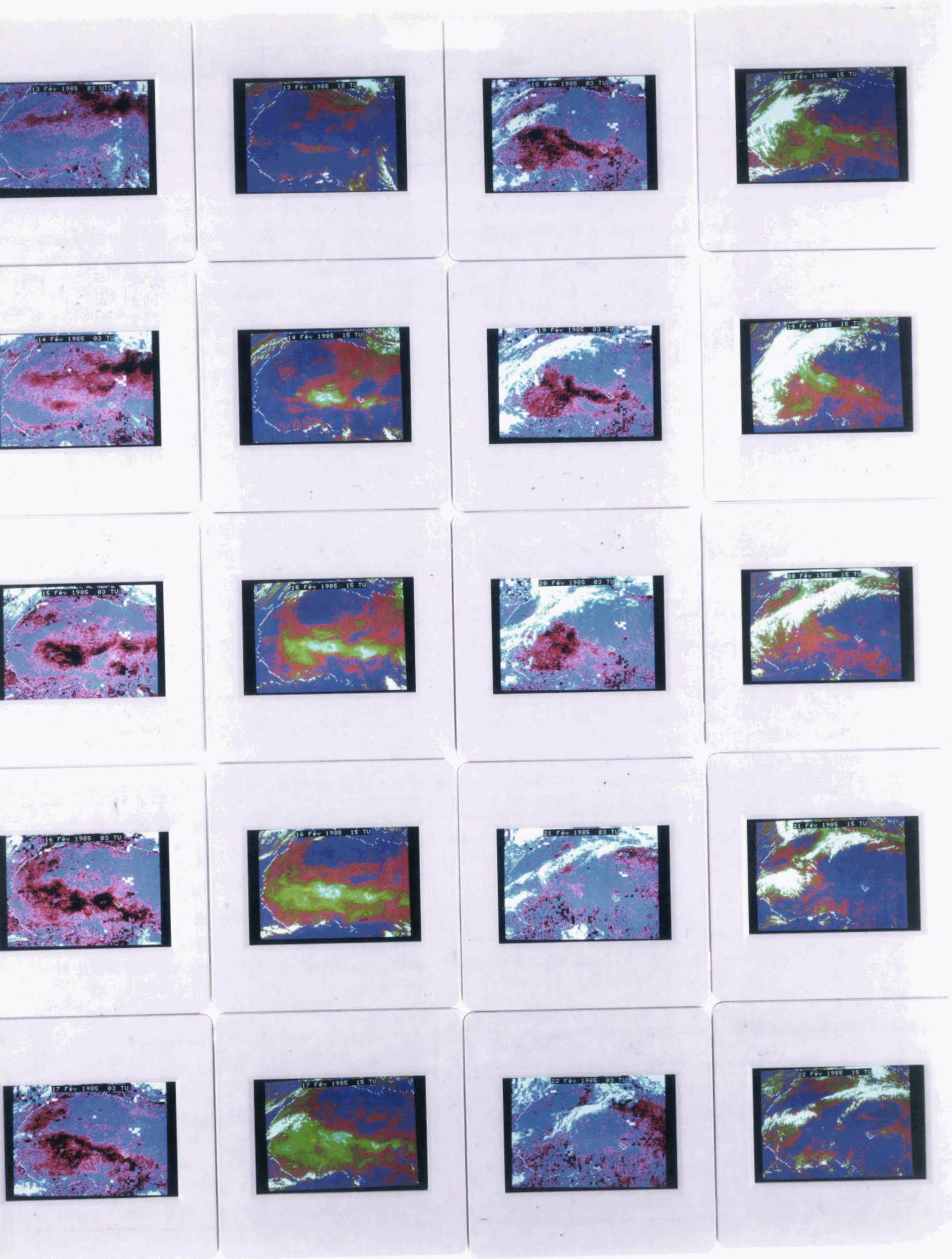


Planche 3

## VISUALISATION DE POUSSIÈRES AU-DESSUS DE L'AFRIQUE A PARTIR D'IMAGES DU CANAL INFRAROUGE DE METEOSAT

L'exemple traité retrace l'évolution d'une situation qui a intéressé l'Afrique entre le 13 et le 22 Février 1985, de la mer Méditerranée aux régions équatoriales et de la côte Atlantique à la mer Rouge, sans compter son extension hors d'Afrique : génération de poussière sur la péninsule Arabique, expulsion de poussière sur l'océan Atlantique.

Le traitement d'images a été réalisé au Laboratoire de Météorologie Dynamique à partir d'images du canal Météosat à 10.5 - 12.5  $\mu\text{m}$ , de type ISCCP et format B2 (images trihoraires de 416 x 416 pixels obtenus par échantillonnage d'un pixel et d'une ligne sur six, un pixel correspondant à une surface de 30 x 30  $\text{km}^2$  au point subsatellite). Les images de 1500 TU et 0300 TU ont été traitées, constituant une séquence temporelle d'intervalle 12 heures.

Nous allons d'abord décrire d'une façon plus détaillée, dans leur application à cette situation, les techniques de traitement d'images présentées dans les articles P2 et P3. Nous commenterons ensuite la situation sous ses différents aspects à partir des images obtenues.

### Description du traitement d'images

#### *$\alpha$ . Images du jour.*

Les images de départ sont recalées géographiquement. Il reste à les corriger des variations de sensibilité radiométrique (données dans le Rapport de Calibration Météosat-2, N° 11). L'ensemble des images traitées a été recalé à une sensibilité nominale de  $5 \cdot 10^{-2} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \text{ sr}^{-1} / \text{CN}^9$ . Il constitue alors l'ensemble des images dites originales.

L'élimination des nuages et de la poussière est obtenue en réalisant l'image des valeurs radiométriques maximales de chaque pixel - dite image référence - tous les 5 jours, à partir d'une séquence de 10 jours. Cette période assez longue a été imposée par la nécessité de réaliser

---

<sup>9</sup> . CN : compte numérique; un CN équivaut à une variation de température d'environ 0,45 K en milieu d'échelle de la sortie numérique.

un nettoyage satisfaisant de l'atmosphère. Cependant, à cette époque de l'année le réchauffement du globe dans l'hémisphère Nord n'est pas sans incidence sur les résultats. Pour la région Sahélienne, nous avons établi sur la base des résultats présentés dans l'article P4, que l'augmentation du signal satellite en 10 jours est d'environ 8 CN, soit 3-4 K en termes de température de rayonnement (cette dérive n'est pas corrigée en l'état actuel de la technique). L'inconvénient de cette erreur systématique est cependant bien moindre que celui résultant d'un dépoussiérage imparfait.

Par simple soustraction entre l'image originale contenant les structures atmosphériques et de surface, et l'image référence contenant les structures de surface seulement, on obtient l'image différence ( $D = R - O$ ) contenant les structures atmosphériques seulement. Sur ces images, les repères géographiques ont généralement disparu. Ainsi les côtes deviennent invisibles sauf lorsqu'elles sont dessinées par la présence de poussière. C'est pour cette raison qu'on a fait apparaître les côtes en pointillés sur les images.

La Planche 1 illustre les traitements précédents. On observe l'élimination sur l'image de référence **b**, des nuages présents sur l'image originale **a**. Sur l'image différence **c** ces nuages réapparaissent tandis qu'un nuage de poussière - totalement invisible sur l'image originale - est mis en évidence au Nord de l'Afrique (on observe aussi quelques panaches de moindre importance sur le Sahara). Les zones de turbidité croissante apparaissent en rouge puis en vert.

### *$\beta$ - Images de nuit*

Après obtention des images originales on doit procéder différemment de nuit et de jour. De nuit la poussière apparaît chaude et les nuages apparaissent froids. On procède donc à une identification préalable des zones nuageuses à l'aide d'un double seuillage sur la moyenne  $M$  et l'écart-type  $ET$  de la luminance satellitaire de pavés  $3 \times 3$  pixels :

Zone nuageuse si ( $ET < ET_0$  ou  $M < M_0$ )

En réalité il a fallu définir deux zones de seuils distincts pour les moitiés Nord et Sud de l'image, car la température des nuages bas de la ceinture équatoriale apparaît supérieure à celle du sol de certaines régions de la moitié Nord de l'image. Les valeurs utilisées sont  $ET_0 = 4$  CN

et  $M_0 = 88$  CN (261 K) pour la partie Nord,  $ET_0 = 6$  CN et  $M_0 = 100$  CN (268 K) pour la partie Sud. Les zones identifiées comme nuageuses sont remplacées par un masque chaud. L'ensemble des éléments atmosphériques (poussière et masque nuageux) apparaît chaud, et on est ainsi ramené à une situation analogue au cas des images de jour. On réalise alors une image des valeurs radiométriques minimales de chaque pixel, dite image référence.

Par soustraction entre les images originale et référence, on obtient l'image différence. De fait, on utilise une relation  $D = R - O + N_0$ , où  $N_0$  est choisi afin que les zones chaudes (poussiéreuses) de l'image originale soient représentées sur l'image différence par des niveaux radiométriques positifs (dans le cas présent on a utilisé  $N_0 = 30$  CN).

Le traitement a été illustré sur la Planche 1 où les nuages de poussière apparaissent sur l'image différence **c**, ils sont d'une teinte rouge violacée virant au noir lorsque la turbidité est importante. On observe sur l'image de référence **b** la présence d'artefacts dus à la confusion de certains secteurs géographiques de contraste élevé (côtes, reliefs) avec des zones de contamination nuageuse. Le masquage de ces zones étant permanent, il ne peut être éliminé sur l'image référence et il est transcrit sur l'image différence. On peut envisager la correction de ces imperfections de diverses manières, cependant elles ne présentent pas d'inconvénient autre qu'esthétique.

La Figure 12 schématise les différentes des procédures de jour et de nuit qui viennent d'être décrites.

#### Contrôle et description du produit

Les images de jour ont été comparées aux tracés d'isocontours de visibilité à partir des cartes synoptiques météorologiques comportant les relevés de visibilité à partir d'un certain nombre de stations, selon la technique décrite par Bertrand (1975). L'accord est généralement bon, surtout sur l'Afrique de l'Ouest, seule région où la densité de données disponibles de visibilité est assez importante.

La Planche 2 compare les images différence et les isocontours de visibilité des 13 et 17 Février. L'accord général observé est représentatif de l'ensemble des images. Une source de divergence, observable sur la Planche 2, est liée à l'insuffisance ou l'absence de valeurs de

visibilité sur de vastes zones (en particulier sur le Sahara). Alors les tracés de contours deviennent arbitraires, et les nuages de poussières peuvent même être ignorés. Il a d'autre part été observé à plusieurs reprises dans le Nord de l'aire saharienne, que la présence de poussière indiquée par le document satellitaire n'était pas confirmée par une réduction de visibilité au sol. Il semble raisonnable de conclure dans ces cas à un soulèvement de la poussière en altitude. Enfin, une faiblesse de la méthode satellitaire, mise en évidence dans l'article P1, est la réduction de sensibilité à la poussière pour des nuages bas au-dessus de surfaces humides, par exemple dans les régions de savane dense ou de forêt de l'Afrique subsaharienne.

L'observation sur la Planche 3 de la séquence complète d'images du 13 Février à 0300 TU au 22 Février à 1500 TU, permet de constater la continuité de l'évolution du phénomène pour l'alternance des images de jour et de nuit, malgré les différences de sensibilité satellitaire (et l'inversion de son signe) et des codages en fausse couleur.

Su la Planche 3, les colonnes 1 puis 3 représentent la séquence chronologique des images de nuit, tandis que les colonnes 2 puis 4 représentent la séquence de jour. On doit donc suivre la séquence complète dans l'ordre chronologique, d'abord sur les deux colonnes de gauche (de gauche à droite puis de haut en bas), ensuite sur les deux colonnes de droite. La poussière apparaît de nuit en rouge violacé et devient très sombre lorsque le nuage est épais. De jour elle apparaît en rouge, vert, puis légèrement bleuté pour des nuages d'épaisseur croissante.

L'effet maximal en période diurne sur la réponse satellitaire est observé le 16 Février pour un site de coordonnées (5°E, 15°N) près de Tahoua (République du Niger). Il correspond à une réduction de signal de 62 CN, soit 28 K en terme de température de rayonnement. En utilisant les résultats établis dans l'article P4 pour le site voisin de Niamey à la même époque, donnant la relation entre réduction de signal à 1500 TU et épaisseur optique d'aérosol à 0,5  $\mu\text{m}$ , on obtient une épaisseur optique de 6 à 7.

L'effet maximal en période nocturne est observé le 16 Février pour un site de coordonnées (0°, 9°N) dans le Nord-Est du Ghana. Il correspond à une augmentation de signal de 23 CN, soit environ 14 K en termes d'augmentation de la température de rayonnement. En

appliquant le coefficient de sensibilité de Météosat à la poussière pour le site de Niamey, on obtient une épaisseur optique d'aérosol de 4 à 5.

La dynamique du phénomène est en bon accord avec le champ des pressions au niveau de la mer et le régime des vents au niveau 850 mb tels qu'ils sont décrits par les cartes ECMWF. Un anticyclone situé le 12 Février au large de la Mauritanie, bien marqué à 1027 mb, va se déplacer lentement vers l'Est en se renforçant progressivement. Le 15 Février sa puissance est maximale, il est alors centré sur le Sahara Central (au Sud de la Tunisie) mais son influence couvre toute l'Afrique au Nord de l'Equateur. Il va ensuite s'affaiblir peu à peu en se déplaçant vers l'Est, et il n'en subsiste le 20 Février que des pressions légèrement supérieures à la moyenne sur l'Afrique de l'Est. Enfin, un second anticyclone de dimensions plus réduites, centré sur l'Europe, étend son influence sur le Nord-Est de l'Afrique à partir du 21 Février. Le champ des vents associés au premier anticyclone génèrent une énorme masse de poussière dont le mouvement d'enroulement dans le sens rétrograde est particulièrement évident au cours de la première moitié de la période étudiée. La partie centrale de l'anticyclone et son déplacement vers l'Est sont visualisés en négatif par l'absence de poussière (en bleu sur les images). L'effet du second anticyclone apparaît en fin de période sur l'Afrique du Nord, tandis qu'un nuage de poussière résiduel semble persister sous les masses nuageuses apparues sur l'Ouest du Sahara (mais l'importance de ces résidus est évaluée différemment par les images de jour et de nuit).

On peut noter sur les images de la Planche 3 des effets de relief observables sous forme de traînées sous le vent de ces reliefs, où les poussières sont pratiquement absentes. De jour on observe ainsi un important effet du Massif du Tibesti (Tchad) qui culmine à plus de 3400 mètres, très net du 14 au 17 Février. Le 14 Février, la traînée est orientée vers le Sud-Ouest et atteint le Lac Tchad, ce qui correspond à une portée de 1100 à 1200 km. Elle s'oriente dans la direction WSW le 15 Février, puis pratiquement vers l'Ouest les 16 et 17 Février. Des effets similaires sont observables les 15 et 16 Février sous le vent de reliefs très localisés mais assez élevés (point culminant à 1930 m au Jebel al Uwaynät) situés aux confins de l'Egypte, de la Libye, et du Soudan. De nuit, on observe encore du 14 au 16 Février la traînée générée par le massif du Tibesti, localisable sur nos images grâce à un artefact de pavés blancs provenant de l'importance des contrastes associés à ce relief.





### CHAPITRE 3

## INFLUENCE DE L'AEROSOL SAHARIEN SUR LA REPOSE SATELLITAIRE : RESULTATS EXPERIMENTAUX ET MODELISATION

La sensibilité du canal Météosat dans la fenêtre à 10  $\mu\text{m}$  à la présence d'aérosol saharien au-dessus de l'Afrique, dont l'importance est illustrée par les Planches 1 à 3 du Chapitre 2, nous laisse entrevoir les potentialités de ce satellite pour une exploitation quantitative.

Dans les articles P4 et P5 nous avons cherché à évaluer ces potentialités en comparant les données Météosat à des données issues de mesures sol (dites "vérités sol"). L'aérosol est caractérisé par son épaisseur optique, extraite de mesures dans le visible et le proche infrarouge réalisées à l'aide d'un photomètre décrit dans l'article P4.

A partir des mesures obtenues en deux sites sahéliens dans des conditions notablement différentes (voir l'article P5), on a établi les résultats suivants :

- la réponse satellitaire  $C$  s'exprime en fonction d'un nombre restreint de paramètres  $p_i$  dont l'épaisseur optique d'aérosol, l'humidité atmosphérique et la dérive saisonnière résultant de l'oscillation thermique annuelle du système Terre - atmosphère.
- les relations liant  $C$  à ces paramètres sont linéaires ou quasi-linéaires, elles permettent de définir un coefficient de sensibilité satellitaire à la présence d'aérosol,  $k = \partial C / \partial \delta$  d'environ 10 à 20 ct (soit 5 à 10 K en termes de variation de température radiométrique).
- l'incertitude sur la valeur de l'épaisseur optique extraite de ces relations est de l'ordre de 0,1 à 0,2 pour des mesures photométriques et des données satellitaires de bonne qualité (absence de contamination nuageuse, image pleine résolution).

Les relations précédentes laissent donc prévoir une précision très satisfaisante si l'on considère que les situations de brume sèche saharienne sont caractérisées par des épaisseurs

optiques typiquement de l'ordre de l'unité. En revanche, ces relations ne sont pas à proprement parler directement utilisables pour l'extraction des épaisseurs optiques (sauf à accepter des incertitudes non estimées et importantes), car les résultats présentés dans les articles P4 et P5 montrent bien que le choix des paramètres  $p_i$  pertinents et la valeur des coefficients de sensibilité  $k_i = \partial C / \partial p_i$  dépendent du lieu et de l'époque considérés. Ce constat résulte de la complexité des mécanismes dont les effets concourent à la détection satellitaire de l'aérosol, ce qui implique a priori une grande diversité de paramètres potentiels. Il faut en effet considérer la juxtaposition de :

- l'effet d'écran par la couche d'aérosol sur le rayonnement émis par la surface, fonction des paramètres optiques de l'aérosol et de l'émissivité du sol dans le canal IR Météosat, du profil vertical de concentration en aérosol, et modulé par les profils de température et d'humidité,
- l'impact radiatif de l'aérosol sur les flux solaire et infrarouge thermique, fonction des paramètres optiques de l'aérosol pour les domaines spectraux correspondants, de l'albédo et de l'émissivité grise de surface, du profil d'aérosol, et modulé par les profils de température et d'humidité,
- la réponse thermique de la surface, en fonction de ses propriétés radiatives et de sa rugosité, des caractéristiques thermiques du sol (inertie), influencée en outre par l'état de l'atmosphère (humidité atmosphérique, vent en surface),
- la réponse thermique de l'atmosphère, en fonction de ses profils de concentration en aérosol et en vapeur d'eau, largement dépendante en outre des propriétés et de l'état de la surface.

Résoudre le problème de l'extraction satellitaire des épaisseurs optiques d'aérosol dans un cadre suffisamment large (celui de l'Afrique saharienne et sahélienne en saison sèche), c'est-à-dire pour des conditions physiques diversifiées, revient à définir en fonction de ces conditions :

- les paramètres essentiels ( $p_i$ ) à sélectionner pour l'expression de la réponse satellitaire,

- la sensibilité de la réponse satellitaire à ces paramètres ( $k_i = \partial C / \partial p_i$ ).

La solution de ce problème passe par la simulation de la réponse satellitaire. Elle est obtenue à partir du modèle mésoéchelle de couche limite de l'Université du Colorado.

Dans l'article P6 on adapte ce modèle en y introduisant les codes radiatifs du Laboratoire d'Optique Atmosphérique pour le calcul détaillé des flux solaire et infrarouge thermique en présence d'aérosol. On utilise ensuite les mesures de l'expérience ECLATS (aérosol, flux radiatifs et non radiatifs, température, vent, humidité) pour valider cette nouvelle version du modèle pour des conditions sahéliennes de saison sèche. Dans l'article P7 on étudie la sensibilité de la température de surface (variable essentielle dans cette étude) et de la réponse satellitaire à divers paramètres caractérisant l'aérosol ou étrangers à celui-ci. Les résultats obtenus indiquent les facteurs primordiaux pour la paramétrisation de la réponse satellitaire (outre la quantité d'aérosol représentée en fait dans cette étude par l'épaisseur optique visible) : ce sont le type d'aérosol, et l'émissivité dans le canal IR Météosat, ainsi que l'humidité atmosphérique.

## The Potential of Infrared Satellite Data for the Retrieval of Saharan-Dust Optical Depth over Africa

M. LEGRAND AND J. J. BERTRAND

*Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université Nationale, Abidjan, Côte-d'Ivoire*

M. DESBOIS AND L. MENENGER

*Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France*

Y. FOUQUART

*Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Techniques de Lille, France*

30 December 1987 and 29 July 1988

### ABSTRACT

Optical depth of Saharan dust derived from photometric measurements made during the dry season at a Sahelian site (Niamey, Republic of Niger) is compared with METEOSAT-2 radiance in the 10.5–12.5  $\mu\text{m}$  channel for different times of the daily cycle. The ability of retrieving dust optical depth using the outgoing radiance of infrared atmospheric window is clearly demonstrated for the middle of the day. Results obtained with nighttime data through a relation between dust optical depth and visibility are also discussed. The major causes of error are identified and quantitatively estimated.

### 1. Introduction

Several attempts to determine atmospheric turbidity and dust content by means of satellite data have been performed during the last 15 years. The most successful approach so far uses cloudless visible images over water surfaces (e.g., see Quenzel 1980). In this case, the aerosol effect is easy to discriminate, because the underlying observed water surfaces are homogeneous with a low albedo and a specular reflectance. Thus, linear or near-linear relationships were established between aerosol optical depth and visible radiance measured by satellite radiometry (Griggs 1975, 1977, 1979a,b; Koepke and Quenzel 1979; Quenzel et al. 1980). Among aerosols, Saharan dust was especially investigated when crossing the Atlantic Ocean in the form of extended clouds transported westward by the trade winds (Carlson and Wendling 1977). Isopleths of aerosol optical depth were illustrated (Carlson 1979; Norton et al. 1980). Assuming given dust size spectrum and refractive index and applying a radiative transfer model, the airborne particulates mass in a vertical column was estimated by comparing computed radiances with satellite-observed radiances. Thus, Fraser (1976) assessed the mass of particulates with radius smaller than 10  $\mu\text{m}$ , Mekler et

al. (1977) estimated the ratio of masses for khamsin and normal conditions over the eastern Mediterranean Sea. Finally, horizontal integration allowed the estimation of total airborne particulates mass (Carlson 1979).

However, such favorable conditions do not exist for dust observation over continental areas. Above all, the higher values of the surface albedo make the method impracticable. As described in a previous study dealing with the use of METEOSAT-1 (Legrand et al. 1982), if the Saharan dust still induces some increase of visible radiance backscattered to space over vegetated areas in the southern part of West Africa, it is usually difficult to detect over higher albedo areas of Sahel or Sahara.

As calculated by Herman and Browning (1975), the visible radiance reflected to space can be either increased or decreased according to the values of ground albedo and dust imaginary index of refraction. It can be inferred from this scheme that Sahelian and Saharan albedos and Saharan dust imaginary indices of refraction have critical values corresponding to the inversion of the latter effect and resulting in weak variations of the outgoing radiance with dustiness.

On the other hand, over these areas dust haze can be detected using infrared radiances in the 10  $\mu\text{m}$  atmospheric window. This was observed first with the thermal infrared channel of METEOSAT-1 (Legrand et al. 1982). In the presence of dust, the infrared signal decreases during the day and increases at night, allow-

*Corresponding author address:* Dr. Michel Legrand, Département de Physique, FAST-22 BP 582, Abidjan 22, Côte d'Ivoire.

ing dust clouds imaging by means of image processing methods (Legrand et al. 1985, daytime; 1988, nighttime). According to the criterion of dust haze detection at ground using visibility reduction (see Bertrand et al. 1973), the imaged clouds were positively identified as dust clouds when compared with the areas of reduced visibility outlined from the network of West African meteorological stations.

The obvious question arising from these results is: Could a quantitative estimate of turbidity be obtained over continent by means of infrared satellite radiometry, as this has been done over ocean using the visible channel?

To answer this question, the thermal infrared data of METEOSAT-2 are compared to dust optical depth derived from ground truth photometric measurements performed during the dry season at a Sahelian site (Niamey, January–April 1985).

## 2. Satellite data

### a. Data preprocessing

The 10.5–12.5  $\mu\text{m}$  data of METEOSAT-2 are available for the whole period of photometric measurements (January–April 1985), in the form of ISCCP images in the B2 format, i.e., obtained by sampling every 3 hours full resolution images at one line and one pixel out of six. A single 6250 bpi tape contains one month of such sampled data. These data have been reduced further by selecting a geographical zone of 70 lines including the region of Niamey. An “image” which is indeed a chronological sequence, is constructed by disposing these zones one below another, in order to allow easy observation using the image processing system of the Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). A preliminary visual survey permits identification of missing and anomalous images, and evaluation of the frequency of occurrence of clouds (mainly cirrus) over the area surrounding Niamey. The frequency of cloud occurrence  $f$ , estimated at half-month intervals during the whole period of study, is presented in Table 1. February 1985 is cloud-free compared with the rest of the period and is therefore selected in the study. The site of Niamey (13°32'N, 2°05'E) is first located in the line-point coordinates of the geometrically rectified ISCCP

TABLE 1. The frequency  $f$  of cloud occurrence is the ratio of cloudy cases to total case numbers in the region of Niamey estimated by observation of METEOSAT B2 infrared images.

Period	$f$
16–31 Jan.	0.44
1–15 Feb.	0.20
16–28 Feb.	0.17
1–15 Mar.	0.53
16–31 Mar.	0.94
1–15 Apr.	0.93

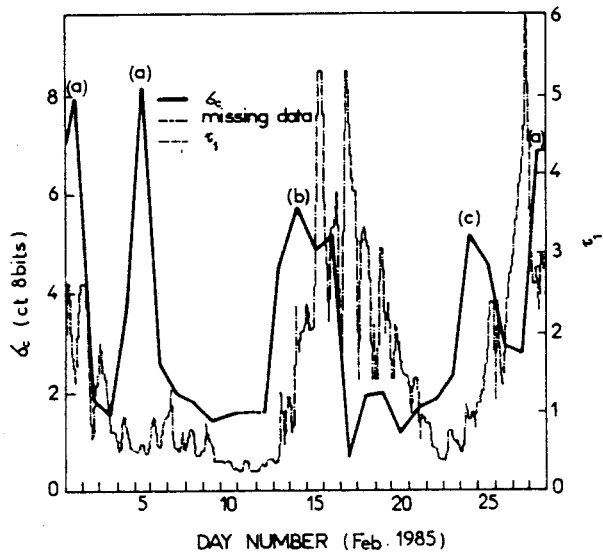


FIG. 1. Fluctuations of the METEOSAT IR counts standard deviation  $\sigma_c$  of a target centered around Niamey at 1500 UTC. Peaks of  $\sigma_c$  can be compared with variations of the aerosol optical depth  $\tau_1$  at 0.45  $\mu\text{m}$  measured at ground. They are interpreted as (a) cloud contamination, (b) dust inhomogeneity, or (c) both effects combination.

images. Then, radiances  $C_N$  of Niamey's pixel,  $\bar{C}$  of the  $3 \times 3$  pixels target centered around Niamey, and standard deviation  $\sigma_c$  of the target are derived and represent the raw satellite parameters. They are expressed in 8-bit digital counts (ct) corrected for the variations of sensitivity of the radiometer onboard, as described in appendix A.

### b. Cloud contamination detection

A file is constituted with the corrected dataset derived from the 224 images at 3-h intervals for February 1985, consisting in  $C_N$ ,  $\bar{C}$  and  $\sigma_c$ . The parameter  $\sigma_c$  is used to identify contamination by clouds (cirrus). This identification is carried out according to the method previously employed for dust clouds imaging during nighttime, described in Legrand et al. (1988). The threshold values were adjusted for  $\bar{C}$  and  $\sigma_c$  using the visual observation of cloud contamination occurrence near Niamey with the LMD system. Values of 100 (ct) for  $\bar{C}$  and 3 ct for  $\sigma_c$  were obtained (i.e., cloud contamination is detected if  $\bar{C} < 100$  or if  $\sigma_c \geq 3$ ). However, it became apparent that during the middle of the day (for data at 1200 and 1500 UTC) the standard deviation for cloud-free conditions is generally increased and in some cases can exceed the value of 3 ct. The general increase with the solar heating of the thermal contrast between patches of different surface properties certainly can play a role in this effect.

Nevertheless, the more striking cases, with  $\sigma_c$  values of about 6 ct are related to an intense dust event which occurred in mid-February. A likely interpretation lies

in the horizontal inhomogeneity existing within the dust cloud, particularly near its front. Figure 1 allows comparison during February 1985 of the variations of  $\sigma_c$  at 1500 UTC with aerosol optical depth at  $0.45 \mu\text{m}$ ,  $\tau_1$  (described in the next section). Steep variations of  $\tau_1$  can be observed during dusty episodes, which can be interpreted as the local effect of windborne dust inhomogeneities passing over the photometric measurement location. The peak of  $\sigma_c$  marked (b) in Figure 1, coincides with a large increase of  $\tau_1$  corresponding to the arrival of the dust cloud front over Niamey, supporting the above interpretation. On the other hand, the peaks marked (a) are associated with the presence of cirrus over the target. The peak (c) apparently results from a combination of both causes. According to these observations, the cloud contamination will be rejected usually with a  $\sigma_c$  threshold of 6 ct at 1200 and 1500 UTC (in order to avoid elimination of interesting dusty cloudless cases) and 3 ct at other hours. Nevertheless this option causes weak cloud contamination cases at 1200 and 1500 UTC to pass undetected through the test. As for the dusty inhomogeneous cases, some uncertainties could arise from the difference between the turbidity measured at ground which is the value above the photometric measurements site, and the turbidity information contained in the satellite data which rep-

resents a value averaged over the  $3 \times 3$  pixels B2 target (i.e., sampling an area about 70 km square). Therefore, rejection at these hours has to be made with a  $\sigma_c$  threshold of 3 ct insofar as accurate results are needed. Table 2 summarizes the cases eliminated according to the above conditions.

3. Ground truth measurements

a. Photometer description and measurements

The instrument used to achieve the ground truth measurements is a sun photometer especially designed for monitoring high turbidity conditions. It was constructed at the LMD and ultimate adjustments have been performed at the Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (Abidjan). This  $1.5^\circ$  FOV photometer, is provided with three filters of half-widths about  $0.02 \mu\text{m}$ , at  $0.45, 0.65,$  and  $0.85 \mu\text{m}$ . The detector is a photovoltaic silicon cell delivering a signal amplified with a gain selected from three (extreme gains ratio is about 12). Finally the signal is digitized and displayed on a liquid crystal display indicating in addition the filter and gain numbers. Electrical power autonomy is realized by six 1.2 V nickel cadmium series batteries recharged by solar cells installed on the front cover of the instrument. Normal operation requires the instal-

TABLE 2. Quality evaluation of the data for February 1985 (on day  $D$  at time UTC  $T$ );  $M$  indicates missing or damaged images,  $*$  indicates cloud contamination detected with usual threshold criterions, and  $(*)$  indicates cases with  $3 \leq \sigma_c < 6$  ct at 1200 and 1500 UTC (see discussion in section 2);  $v$  indicates computed aerosol optical depth of limited accuracy, derived from visibility rather than from photometric measurements.

$D$	$T$								
	00	03	06	09	12	15	18	21	
1	v	v				*	*	v*	
2	v	v			v				
3	v	v							
4	v	v			(*)	(*)			
5	v	v	*		M	*	v*	v	
6	v	v	v	v			v	v	
7	v	v	v						
8	v	v	v						
9	v	v	v						
10	v	v			(*)				
11	v	v		v		M			
12	v	v		M	M	v	v	v	
13	v	v	v	M		(*)	v		
14	v	v	v	v	v(*)	v(*)	v*	v	
15	v	v			(*)	(*)	v	v	
16	v	v	M	v	v(*)	v(*)	v	v	
17	v	v	v	v	v	v	v	v	
18	v	v	v	v	v	v	v	v	
19	v	v	v				v	v	
20	v	v	v					M	
21	v	v							
22	v	v	v	v					
23	v	v		v		v			
24	v	v			v	v(*)			
25	v	v*	*	*	(*)	v(*)	v*	v	
26	v	v	v	v	v		*	*	
27	v	v			(*)			v	
28	v	v		*	*	*	v*	v	

lation of the instrument on a tripod for easy handling. Electronic and optical devices have been selected in order to get a negligible sensitivity to ambient temperature and a good stability of the response over long time periods.

The field photometric measurements used in this work were made during the dry season from 20 January to 15 April 1985 at the station AGRHYMET<sup>1</sup> in Niamey. During this period the atmospheric turbidity was monitored by measuring the spectral direct solar intensities between one and four times per day, except for peaks of dust events of exceptional intensity (14–18 February and 12–13 March) during which the sun was obscured by the dust.

The photometer calibration constants  $I_{0\lambda}$  are derived from measurements obtained under particularly clear and steady atmospheric conditions (December 1984 at Abidjan, Côte d'Ivoire; August 1985 at Odeillo, Pyrénées-Orientales, France) through the well-known Bouguer plot method. Moreover the ratios between the various gains were routinely checked without revealing any significant variation.

#### b. Photometric data processing

During the period of measurements the turbidity underwent large variations about a high mean level. Such circumstances provided the opportunity to test the performances of the instrument in presence of high turbidities. Values of optical depth as high as 5 are derived from these measurements.

Computations of atmospheric turbidity are made according to the usual Bouguer-Lambert-Beer law expressing the measured intensity at wavelength  $\lambda$ ,

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} \cdot e^{-m\tau_{\lambda}^i}, \quad (1)$$

as a function of the so-called calibration constant  $I_{0\lambda}$ , the (computed) optical mass  $m$ , and the total atmospheric optical depth of extinction  $\tau_{\lambda}^i$ . The latter results from the addition of molecular Rayleigh scattering  $\tau_{\lambda}^R$ , gaseous selective absorption (ozone)  $\tau_{\lambda}^{oz}$ , and aerosol extinction  $\tau_{\lambda}^a$  components, so that,

$$\tau_{\lambda}^i = \tau_{\lambda}^d + \tau_{\lambda}^R + \tau_{\lambda}^{oz} + \tau_{\lambda}^a. \quad (2)$$

It must be noted that an error is introduced in the computation because Eq. (1) implies that the measured intensity is direct. Indeed, the right equation is:

$$I_{\lambda} = I_{\lambda}^d + I_{\lambda}^s, \quad (3)$$

where superscripts  $d$  and  $s$  refer to direct and scattered components, respectively. Accounting for the narrow FOV of the instrument, the scattered component is practically single scattering for usual turbidities. It is much smaller than the direct component and the bias

on  $\tau_{\lambda}^a$  cannot exceed a few hundredths. On the other hand for high turbidities the increase of the part of multiple scattering results in an increase of the contribution of  $I_{\lambda}^s$  to the measured intensity. Then the error might be somewhat larger.

Hereafter the aerosol optical depth  $\tau_{\lambda}^a$  will be abbreviated as optical depth and noted  $\tau_1$  at 0.45  $\mu\text{m}$ ,  $\tau_2$  at 0.65  $\mu\text{m}$ , and  $\tau_3$  at 0.85  $\mu\text{m}$ , or  $\tau$  when reference to a particular channel is not suggested.

In the presence of dust the ratios between two of the three computed quantities  $\tau_1$ ,  $\tau_2$  and  $\tau_3$  are close to 1. This property related to the size distribution of dust particles is associated with low values of the so-called Ångström coefficient  $\alpha$  as already noted by Cerf (1980). The Ångström coefficients for the complete dataset (190 points) are  $\alpha = 0.36 \pm 0.35$  and  $\beta = 1.27 \pm 1.01$ . In the following only results for  $\tau_1$  are presented. The values of  $\tau_1$  are plotted in Fig. 2 for February 1985.

The correlation of  $\tau$  upon visibility  $V$  according to a relation:

$$\ln \tau = \ln K - a \ln V \quad (4)$$

is computed as was already done with earlier results from the site of Niamey (see Legrand et al. 1985 and 1988). Figure 3 shows the regression line obtained for  $\tau_1$  with the results of February 1985 (90 points). The values of the regression parameters  $K$  and  $a$ , the correlation coefficient  $r$ , and  $\sigma_r$ , the residual standard deviation on  $\ln \tau_1$ , are reported in Fig. 3. The correlation is good ( $r = -0.93$ ), while the value  $\sigma_r = 0.25$  is an

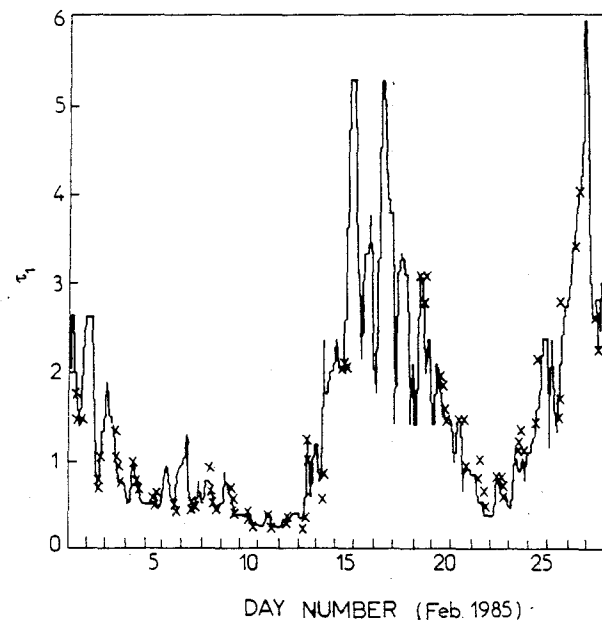


FIG. 2. Aerosol optical depth  $\tau_1$  at 0.45  $\mu\text{m}$ . Crosses are for values obtained from photometric measurements on the site of Niamey. Solid curve represents the variations of  $\tau_1$  derived from both photometric and visibility data.

<sup>1</sup> Centre AGRHYMET (CILSS/UNDP/WMO), BP 11011 Niamey, Rep. of Niger.

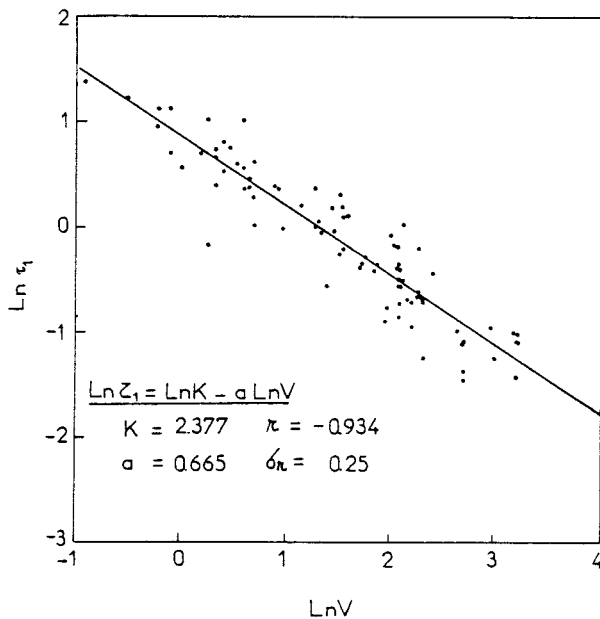


FIG. 3. Linear least square fit of  $\ln \tau_1$  against  $\ln V$  (February 1985, Niamey).

estimate of the relative error  $\Delta \tau_1 / \tau_1$  when  $\tau_1$  is computed from  $V$  using Eq. (4) with the previous regression parameters  $K$  and  $a$ . Both photometric measurements (for daytime only) and visibilities hourly collected at Niamey airport (during day and night) are thus used for the computation of three-hourly aerosol optical depths according to a procedure described in detail in appendix B. The curve plotted in Fig. 2 shows the variations of  $\tau_1$  obtained using this procedure. Generally the curve goes through the points representing the measured values and apparently provides a good representation of the short-term variations thanks to the high frequency of the visibility measurements. In fact it can be assessed that this processing results in a good restitution of aerosol optical depth as long as the interval between the successive photometric measurements is short enough (6–9 hours maximum). On the other hand when this interval is increased (12 h and more) the obtained results consist approximately in aerosol optical depth computed from visibility using Eq. (4) with the regression parameters of Fig. 3. Accordingly the 3-hourly computed optical depths are separated into two classes according to their degree of quality as reported in Table 2.

The best ground truth strategy would probably consist in performing the photometric measurements at 3-hour intervals, simultaneously with the satellite data acquisition, whenever this is feasible (no cloud screening of the direct solar radiation). Nevertheless tests have shown that the processing of appendix B applied during daytime for cases with 2 or 3 measurements per day at least can provide results nearly as good. As for the observed cases of long time interval between successive

measurements, i.e., nighttime and very intense dust events, of course it is impossible to improve the results by means of sun photometry.

#### 4. Statistical comparison of ground and satellite data

##### a. The satellite "clear air" signal

Figure 4 allows the comparison of the respective time variations during February 1985 of  $\tau_1$  with Niamey's target mean METEOSAT IR counts  $\bar{C}_6$  and  $\bar{C}_{15}$  at 0600 and 1500 UTC. As previously specified, an increase of atmospheric dustiness illustrated here by a rise of  $\tau_1$  induces an increase of the nighttime signal  $\bar{C}_6$  and a decrease of the daytime signal  $\bar{C}_{15}$ . This effect is so important that during the intense dusty episode lasting from 14 to 21 February the daily amplitude of the satellite infrared signal has dropped to about one fifth of its clear conditions value. In addition both daytime and nighttime signals show a tendency to increase with time due to the warming of the ground surface during this season (this is noticeable chiefly with the daytime signal  $\bar{C}_{15}$ ). Consequently it is considered here that the satellite counts at a given hour  $h$  (time at daily scale) is a function  $f_h$  of aerosol optical depth  $\tau$  and of time  $t$  (at seasonal scale),

$$C = f_h(\tau, t). \quad (5)$$

In this equation it is assumed that the influence at a given hour of factors other than  $\tau$  and  $t$  on  $C$  is negligible, or at least small. Then such extra factors will be considered as "errors" adding to the various experimental errors on the satellite and ground data. Besides, it is convenient to assume that  $C$  can be approximated

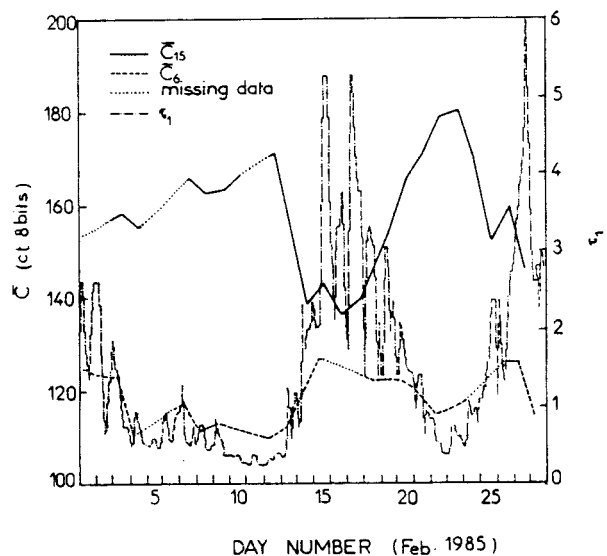


FIG. 4. Compared variations of the METEOSAT IR counts  $\bar{C}_{15}$  at 1500 UTC (solid curve),  $\bar{C}_6$  at 0600 UTC (dashed curve) with the values of  $\tau_1$  originating from ground measurements (dot-dashed curve).



by a linear function of  $t$  over the period corresponding to February, and also by a linear function of  $\tau$  provided that this parameter is not too large. In the following this condition will be approximated by  $\tau < 1$ . These hypotheses can be written:

$$C(\tau, t) = C^0 + st + k\tau, \quad \tau < 1. \quad (6)$$

This relation allows the definition of a "clear air" signal  $C_{cl}$  which would be received by the satellite through a dust-free atmosphere:

$$C_{cl}(t) = C(0, t) = C^0 + st, \quad (7)$$

where  $C^0 = C(0, 0)$  is the initial clear air signal and  $s$  is the seasonal tendency for February. Hence the deviation from the clear air signal is:

$$c(\tau) = C(\tau, t) - C_{cl}(t) = k\tau, \quad (8)$$

where  $k$  represents the signal sensitivity to dust.

The parameters  $C^0$ ,  $s$  and  $k$  depending on the time of the daily cycle can be evaluated by performing a linear regression of  $C$  on  $t$  and  $\tau$  using cloudless satellite data and values of  $\tau < 1$ . This is done at 0000, 0300, 0600, 0900, 1200, 1500, 1800 and 2100 UTC with two series of three calculations, with  $\bar{C}$  or  $C_N$ , and with  $\tau_1$ ,  $\tau_2$  or  $\tau_3$ . Computations with  $\bar{C}$  or  $C_N$  give nearly the same results, generally with a slightly better correlation with  $\bar{C}$ . Hence, only results with  $\bar{C}$  will be presented hereafter. The multiple correlation coefficient averaged on the whole diurnal cycle is 0.85, with values higher during the middle of the day (0.98) and the second half of the night (0.88), demonstrating the adequacy of Eq. (6). The so-called clear air signal  $\bar{C}_{cl}$  at a given hour is averaged from the three values obtained with  $\tau_1$ ,  $\tau_2$  and  $\tau_3$  (which are in close agreement). Table 3 summarizes the values of  $C^0$  and  $s$  during the diurnal cycle. As predictable  $s$  is maximum during the middle of the day. On Fig. 5 the time variations of  $\bar{C}$  and  $\bar{C}_{cl}$  are plotted at 0300, 0600, 1200, and 1500 UTC:  $\bar{C}$  lies above  $\bar{C}_{cl}$  during the night and below it during the day.

TABLE 3. Values of the "clear air" signal parameters  $C^0$  and  $s$ , and of the satellite signal sensitivity to dust  $k$ , as derived from the multiple regressions of  $\bar{C}$  on  $t$  and  $\tau_1$  ( $\tau_1 < 1$ ). Values of  $C^0$  and  $s$  are averages of the results with  $\tau_1$ ,  $\tau_2$ , and  $\tau_3$ ;  $k$  is for  $\tau_1$  only.

UTC	$C^0$ (ct)	$s$ (ct/day)	$k$ (ct)
0000	113.3	0.21	8.1
0300	108.7	0.25	8.9
0600	105.5	0.32	6.3
0900	135.4	0.50	-6.5
1200	169.2	0.73	-16.5
1500	163.4	0.86	-15.4
1800	131.7	0.46	-1.1
2100	119.1	0.26	4.7

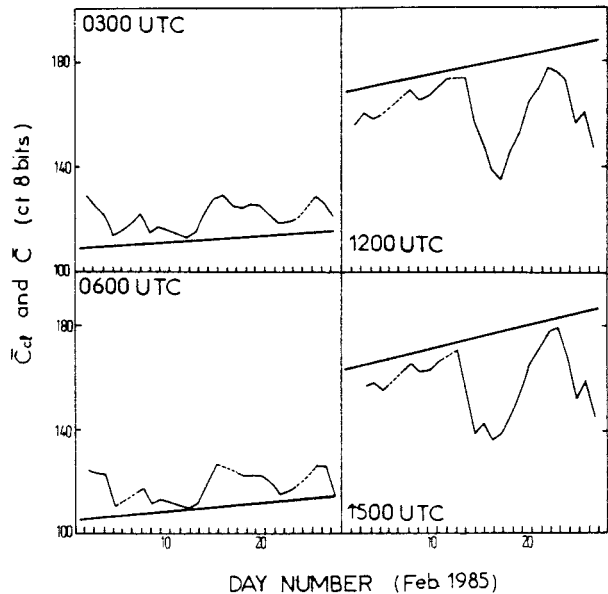


FIG. 5. Computed "clear air" levels  $\bar{C}_{cl}$ , as compared with corresponding METEOSAT IR counts variations  $\bar{C}$  (dotted segments replace missing data).

#### b. Deviation from the clear air signal

The deviation from the clear air signal defined as:

$$c = C - C_{cl}, \quad (9)$$

represents the impact of the dust haze upon the satellite signal.

For values of  $\tau$  smaller than 1, Eq. (8) indicates a linear relation between  $c$  and  $\tau$ . The values of the sensitivity  $k$  derived from the previous double linear regression are reported in Table 3. Their variation show the reversing of the effect of dust both in the morning and in the evening. The effect of dust during the day is typically twice as large as during the night, with a drop of the satellite signal about 16 counts when optical depth increases from 0 to 1.

The study is resumed with all values of  $\tau$ , varying between 0.1 and 5. First, a linear approximation,

$$c = k'\tau + \delta \quad (10)$$

has been tentatively tested. Values of sensitivity  $k'$ , linear correlation coefficient  $R_{lin}$ , and residual standard deviation  $\sigma_{lin}$  derived from a linear regression of  $c$  with  $\tau_1$  are reported in Table 4. Values of  $k'$  are approximately half of values of  $k$ . This result indicates that the linear approximation is no longer suitable for the whole range of variations of  $\tau$ . A function with a decreasing absolute value of the slope  $|dc/d\tau|$  is thought to be more appropriate to describe the variations of  $c$  with  $\tau$ . A second-order polynomial (or parabolic) relationship,

$$c = \alpha\tau^2 + \beta\tau + \gamma \quad (11)$$

TABLE 4. Results of the first-order regression of  $\bar{c}$  on  $\tau_1$  ( $k'$ ,  $R_{lin}$ ,  $\sigma_{lin}$ ) as compared to the results of the second-order regression ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $R_{par}$ ,  $\sigma_{par}$ ). Computations are made with usual criteria for cloud contamination rejection.

UTC	$k'$ (ct)	$R_{lin}$	$\sigma_{lin}$ (ct)	$\alpha$ (ct)	$\beta$ (ct)	$R_{par}$	$\sigma_{par}$ (ct)
0000	1.3	0.48	3.4	-1.0	6.4	0.74	2.6
0300	4.9	0.86	2.7	-2.5	13.0	0.93	2.0
0600	4.0	0.79	3.5	-2.2	12.2	0.89	2.6
0900	-3.5	0.78	3.5	0.2	-4.4	0.78	3.4
1200	-9.5	0.94	4.6	1.2	-15.1	0.95	4.1
1500	-10.2	0.91	5.8	2.8	-22.1	0.94	4.7
1800	-2.3	0.92	1.0	-0.2	-1.5	0.92	1.0
2100	-0.1	0.05	3.0	-0.3	1.5	0.26	2.9

has been considered, and the parameters  $\alpha$ ,  $\beta$ , and  $\gamma$  have been derived from a second-order regression of  $\bar{c}$  with  $\tau_1$ . The regression parameters  $\alpha$  and  $\beta$ , the second-order correlation coefficient  $R_{par}$  and the residual standard deviation  $\sigma_{par}$  are reported in Table 4. The correlation coefficient is improved and the residual standard deviation is reduced systematically when replacing the first-order by the second-order fitting. On an average over the diurnal cycle the correlation coefficient is increased from 0.72 to 0.80 and the residual standard deviation is decreased from 3.4 ct to 2.9 ct. Figure 6 shows the curves of regression of  $\bar{c}$  against  $\tau_1$  at 0300, 0600, 1200, and 1500 UTC. Finally the diurnal variations derived from the previous computations are presented in Fig. 7 for parameters  $\alpha$  and  $\beta$ , and in Fig. 8 for  $R_{par}$  and  $\sigma_{par}$ . The daily variations of  $\alpha$ ,  $\beta$ , and

$R_{par}$  allow to specify the periods when the dust effect is at a maximum (1200–1500 UTC and 0300–0600 UTC) and when it is inverting (0700–0900 UTC and 1800–2000 UTC). The higher values of  $\sigma_{par}$  observed at 1200 and 1500 UTC have to be related to the cloud rejection criterion  $\sigma_c < 6$  ct used in these cases (instead of the more restrictive condition  $\sigma_c < 3$  ct at other hours).

### c. Major sources of error

Two causes of error in the presented results have been outlined in the previous sections:

(i) The optical depths are derived from both photometric measurements and visibilities. When photometric measurements were not performed for a long time (by night and during very intense dusty episodes) the computed optical depths are actually visibilities transformed according to Eq. (4) and they are indicated

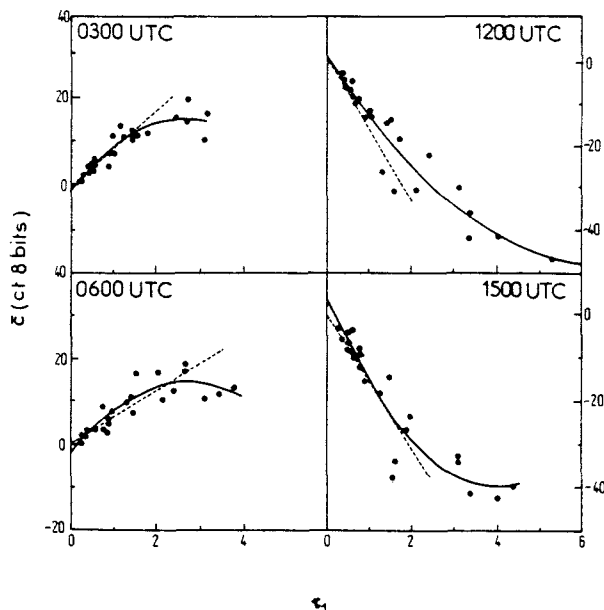


FIG. 6. Least square fits of the deviation  $\bar{c}$  from the "clear air" signal against the aerosol optical depth  $\tau_1$  at different times of the daily cycle. Dashed lines represent the first-order approximation for  $\tau_1 < 1$ , solid lines represent the second-order approximation (February 1985, Niamey).

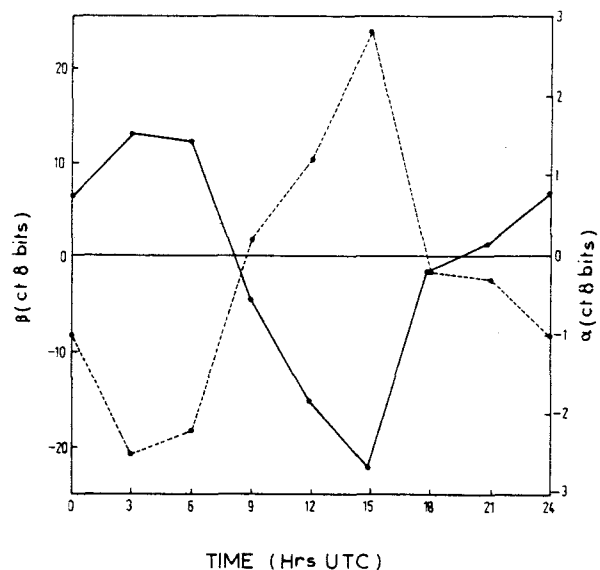


FIG. 7. Daily variations of the satellite parameters of sensitivity to dust  $\alpha$  (dashed curve) and  $\beta$  (solid curve) derived from a second-order regression of  $\bar{c}$  on  $\tau_1$  (February 1985, Niamey).

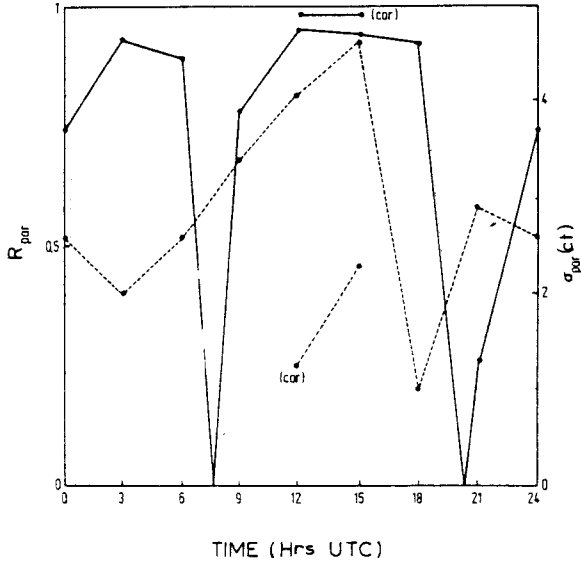


FIG. 8. Daily variations of the correlation coefficient  $R_{par}$  between  $\bar{c}$  and  $\tau_1$  (solid plot) and of the residual standard deviation  $\sigma_{par}$  on  $\bar{c}$ , derived from a second-order regression of  $\bar{c}$  on  $\tau_1$ . Segments marked (cor) show the results at 1200 and 1500 UTC after correction of the causes of error (a) and (b) (February 1985, Niamey).

with the letter  $v$  in Table 2. Hereafter this cause of error is labeled as (a).

(ii) The rejection of cloud contamination is realized using a criterion on the radiance standard deviation of the target  $\sigma_c$ , and the value of the threshold is critical, particularly during the middle of the day (see Table 2). Hence extra uncertainties arise whenever the cloud contamination rejection is not realized very strictly. Such a cause of error is labeled as (b) in the following.

In order to estimate the importance of these sources of error, the second-order regression of  $\bar{c}$  upon  $\tau_1$  is carried out at 1200 and 1500 UTC according to the different conditions:

- The whole set of data is processed with the criterion  $\sigma_c < 6$  ct.
- Points noted  $v$  in Table 2 are eliminated and the criterion  $\sigma_c < 6$  ct is applied (elimination of cause (a) of uncertainty).
- The criterion  $\sigma_c < 3$  ct is applied (elimination of cause (b) of uncertainty).
- Points noted  $v$  in Table 2 are eliminated and the criterion  $\sigma_c < 3$  ct is applied (elimination of causes (a) and (b) of uncertainty).

The results of these computations are reported in Table 5. The correlation coefficient initially already high (0.94–0.95) is still improved (0.98), whereas the residual standard deviation is reduced to 30%–50% from its initial value. Both causes (a) and (b) introduce uncertainties apparently of the same order, but differentiating their respective impact is not easy because

TABLE 5. Correlation coefficients and residual standard deviations derived from second-order regressions of  $\bar{c}$  on  $\tau_1$  [successively: whole dataset, elimination of error (a) only, (b) only, (a) and (b)].

UTC	Whole dataset		(a) eliminated		(b) eliminated		(a) + (b) elimin.	
	R	$\sigma$ (ct)	R	$\sigma$ (ct)	R	$\sigma$ (ct)	R	$\sigma$ (ct)
1200	0.95	4.1	0.95	3.7	0.96	3.2	0.98	1.3
1500	0.94	4.7	0.98	2.3	0.98	2.4	0.98	2.3

the points farther from the regression curves are affected by both causes together. An example of the previous processing is illustrated in Fig. 9 with the data at 1500 UTC.

The residual standard deviation is an estimate of the deviation of the experimental points from the regression curve. It can be used to assess the error on  $\bar{c}(\tau_1)$  computed with the regression equation for a given value of  $\tau_1$ . For example, uncertainties  $\Delta\tau_1/\tau_1$  have been calculated for an optical depth of 1 at 1200 and 1500 UTC. The elimination of sources of error (a) and (b) causes a decrease of  $\Delta\tau_1/\tau_1$  from initial values about 0.3 to final values about 0.15, demonstrating that (a) and (b) are major sources of error in the results presented here.

The previous error analysis cannot be applied to the nighttime results. However it must be pointed out that:

- (i) The night optical depths are indeed visibilities transformed according to Eq. (4). Even if this relation

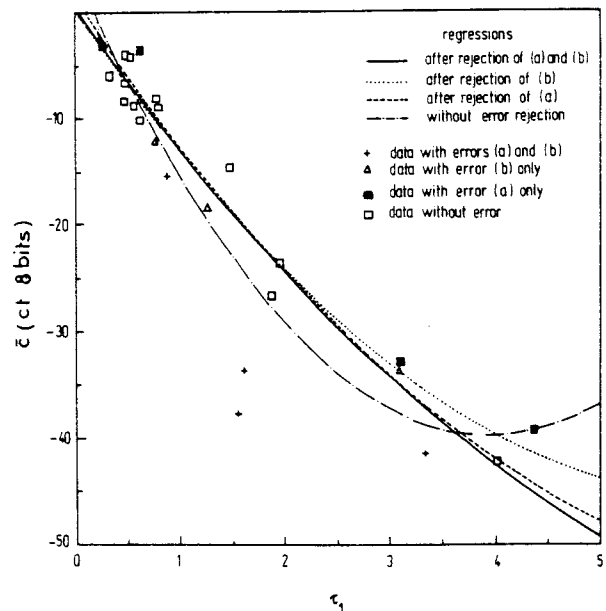


FIG. 9. Second-order regressions of  $\bar{c}$  on  $\tau_1$  at 1500 UTC resulting from application of criteria of variable selectivity to the data in order to eliminate causes of error (a) and (b) (February 1985, Niamey).

keeps the same form with the same values of parameters (reported in Fig. 3), which is not obvious, its application involves errors of 25% on the values of  $\tau_1$ . In other words the dispersion of the points observed during nighttime in Fig. 6 could be mainly due to errors on the determination of  $\tau_1$ .

(ii) The atmospheric water vapor is likely to influence noticeably the nighttime infrared satellite data, as previously derived from computation in Legrand et al. (1988). An adequate solution could then be the parameterization of the satellite counts with an extra parameter for atmospheric water vapor retrieved from satellite data (e.g., see papers on this subject by Chester et al. 1983; Cadet 1983; Chedin et al. 1986). This could be achieved for instance with data from atmospheric sounder TIROS-N, but the present METEOSAT does not allow such improvements.

### 5. Summary and conclusions

Data from a series of sun photometer measurements achieved during the dry season from January to April 1985 at a Sahelian site (Niamey) are used as ground truth to investigate the ability of the 10  $\mu\text{m}$  atmospheric window satellite data to supply values of atmospheric dust optical depth over a continental target. The satellite radiance at a given hour (in numeric counts) is divided into a clear air signal  $C_{cl}$  function of time (day) only and a deviation to this signal  $c$  function of aerosol optical depth only:

$$C(t, \tau) = C_{cl}(t) + c(\tau). \quad (12)$$

Thus the deviation  $c$  appears as the appropriate satellite parameter for this study. It is assumed proportional to  $\tau$ , which is approximately verified with values of  $\tau$  smaller than one. However the linear relation must be replaced by a parabolic relation in order to take into account the decrease of  $|dc/d\tau|$  for values of  $\tau$  increasing beyond 1. The periods for the best conditions of detection and quantitative estimate of atmospheric dustiness by satellite are the middle of the day and the second half of the night. They are characterized by opposite effects on the satellite signal. Of course they are separated by transient periods in the morning and in the evening during which the method presented here is inefficient because dust effect on the satellite signal is being inverted.

During the middle of the day two major causes of error are proved to affect the results: the uncertainty on the determination of  $\tau$  during severe turbidity conditions, and the cloud contamination identification. Evidently the former cause has also a great influence on the accuracy of the nighttime results. This point raises the problem of the experimental determination of dust optical depth when the photometric method is not applicable (particularly during the night). As for the cloud contamination elimination, very strict criteria have to be used. Also it is thought that the use

of the full resolution IR METEOSAT data (instead of the B2 products) would allow improvement on this point.

Some generalization of the results presented here could likely be assessed to locations and periods characterized by similar physical conditions (i.e., the Sahel during the dry season, and probably the Sahara).

*Acknowledgments.* This research has been supported by the ATP Aérosols Désertiques. The conception of the photometer described in this article found benefit from experience and valuable suggestions of P. Lecomte from the Laboratoire d'Optique Atmosphérique. The authors wish also to thank R. Dicko for his support in the measurements at the station AGRHYMET.

### APPENDIX A

#### Correction of METEOSAT Infrared Images for the Variations of Sensitivity of the Radiometer on Board

The variations of sensitivity of the 10.5–12.5  $\mu\text{m}$  channel of the METEOSAT radiometer has been corrected using the calibration tables for the factor  $\beta$  from the Meteorological Information Extraction Centre (MIEC) and the fine adjustment gain (FAG) factor  $F$  (see METEOSAT-2 Calibration Report 1985). The relation between radiance  $L$  and raw count  $C$  is:

$$L = \alpha(C - C_0), \quad (A1)$$

where  $C_0 = 5$  ct is obtained when viewing space, and  $\alpha = \beta \cdot F$ . The correction consists in converting  $C$  to a value  $C_{st}$  which would be obtained with a fixed standard sensitivity  $\alpha_{st}$ . Then,

$$L = \alpha_{st}(C_{st} - C_0). \quad (A2)$$

Taking  $\alpha_{st} = 0.05 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ ct}^{-1}$  and combining Eqs. (A1) and (A2) gives the correction formula to be applied:

$$C_{st} = 20\alpha C + 5(1 - 20\alpha). \quad (A3)$$

### APPENDIX B

#### Interpolation of Aerosol Optical Depth Using the Variations of Ground Visibility with Time

Horizontal ground visibility  $V$  is correlated with aerosol optical depth  $\tau$ , and both parameters have been used for the determination of 3-hourly aerosol optical depths coincidental with METEOSAT B2 infrared data. The relation between  $V$  and  $\tau$  is assumed to be of the form of Eq. (4). For a given pair of successive measurements ( $V_i, \tau_i$ ) and ( $V_{i+1}, \tau_{i+1}$ ) at times  $t_i$  and  $t_{i+1}$  respectively, the parameters of Eq. (4) are adjusted to the values  $K_i$  and  $a_i$  in such way that both previous points are on the curve given by:

$$\ln \tau = \ln K_i - a_i \ln V. \quad (B1)$$

The  $\sim 3$ -hourly values of  $\tau$  at times included in the interval  $[t_i, t_{i+1}]$  are computed through Eq. (B1). Thus

the computed optical depth coincides with the values measured at times  $t_i$  and  $t_{i+1}$  and its variations are interpolated according to the visibility variations in the corresponding time interval. However it happened that the computed values were not realistic (this was observed when the time intervals between successive photometric measurements were too long, say more than 9 hours). In such cases the anomalous values were replaced by values computed using Eq. (4) with the regression parameters reported in Fig. 3 (for  $\tau_1$ ). Such a replacement was performed whenever the difference between the two values exceeded  $2 \cdot \sigma_r$  (i.e., for a relative difference greater than 50% for  $\tau_1$ ).

## REFERENCES

- Bertrand, J. J., J. Baudet and A. Drochon, 1973: Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest. *J. Rech. Atmos.*, **8**, 845-860.
- Cadet, D. L., 1983: Mean fields of precipitable water over the Indian Ocean during the 1979 summer monsoon from TIROS-N soundings and FGGE data. *Tellus*, **35B**, 329-345.
- Carlson, T. N., 1979: Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analyses of satellite brightness data. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 322-335.
- , and P. Wendling, 1977: Reflected radiance measured by NOAA 3 VHRR as a function of optical depth for Saharan dust. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1368-1371.
- Cerf, A., 1980: Atmospheric turbidity over West Africa. *Contrib. Atmos. Phys.*, **53**, 414-429.
- Chedin, A., N. A. Scott, C. Wahiche, P. Moulinier, N. Husson and P. Sitbon, 1986: The "3I" procedure applied to the retrieval of meteorological and climate parameters from NOAA-7. *Ocean-Air Interactions*, **1**, 29-42.
- Chester, D., L. W. Uccellini and W. D. Robinson, 1983: Low level water vapor fields from the VISSR Atmospheric Sounders (VAS) "split window" channel. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 725-743.
- Fraser, R. S., 1976: Satellite measurement of mass of Sahara dust in the atmosphere. *Appl. Opt.*, **15**, 2471-2479.
- Griggs, M., 1975: Measurements of atmospheric aerosol optical thickness over water using ERTS data. *J. Air Pollut. Control Assoc.*, **25**, 622-626.
- , 1977: Comment on relative atmospheric aerosol content from ERTS observations. *J. Geophys. Res.*, **82**, 4972.
- , 1979a: Satellite observations of atmospheric aerosols during the EOMET cruise. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 695-698.
- , 1979b: Satellite measurements of tropospheric aerosols. *SPIE Atmospheric Effects on Radiative Transfer*, **195**, 100-104.
- Herman, B. M., and S. R. Browning, 1975: The effect of aerosols on the earth-atmosphere albedo. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1430-1445.
- Koepke, P., and H. Quenzel, 1979: Turbidity of the atmosphere determined from satellite: Calculation of optimum viewing geometry. *J. Geophys. Res.*, **84**, 7847-7856.
- Legrand, M., J. J. Bertrand and M. Desbois, 1982: Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide de METEOSAT 1 (premiers résultats). *La Météorologie*, **29**, 153-159.
- , — and —, 1985: Dust clouds over West Africa: A characterization by satellite data. *Ann. Geophys.*, **3**, 777-784.
- , M. Desbois and K. Vovor, 1988: Satellite detection of Saharan dust: Optimum imaging during nighttime. *J. Climate*, **1**, 256-264.
- Mekler, Y., H. Quenzel, G. Ohring and I. Marcus, 1977: Relative atmospheric aerosol content from ERTS observations. *J. Geophys. Res.*, **82**, 967-970.
- METEOSAT-2 Calibration Report, 1985: January-March, issue 11. [Available from ESOC, Robert-Bosche-Strasse, 5, 6100 Darmstadt, FRG.]
- Norton, C. C., F. R. Mosher, B. Hinton, D. W. Martin, D. Santek and W. Kuhlowlow, 1980: A model for calculating desert aerosol turbidity over the oceans for geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 633-644.
- Quenzel, H., 1980: Determination of atmospheric turbidity using satellites (a survey.) Papers presented at the WMO Tech. Conf. on regional and global observation of atmospheric pollution relative to climate, Boulder, Spec. Environ. Rep. No. 14, WMO No. 549, 41-48.
- , P. Koepke and M. Kaestner, 1980: Monitoring of atmospheric turbidity from geostationary satellites. Papers presented at the WMO Tech. Conf. on regional and global observation of atmospheric pollution relative to climate, Boulder, Spec. Environ. Rep. No. 14, WMO No. 549, 49-56.

## ON THE RETRIEVAL OF SAHARAN AEROSOL OPTICAL DEPTH OVER AFRICA FROM IR SATELLITE IMAGERY

*Michel Legrand*  
Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, FAST  
Université Nationale  
Abidjan, Côte-d'Ivoire

*Michel Desbois*  
Laboratoire de Météorologie Dynamique  
Ecole Polytechnique  
Palaiseau, France

### ABSTRACT

Optical depth of Saharan dust derived from ground photometric measurements is compared with thermal infrared radiance of METEOSAT for two Sahelian sites geographically quite different : Niamey and Dakar, for the middle of the day during the dry season. The close dependence observed of satellite data on ground measurements for both sites indicates the suitability of using the satellite infrared channels for the retrieval of optical depth of Saharan dust over Sahel and Sahara.

### 1. INTRODUCTION

During the last 15 years, detection of Saharan aerosol and measurement of its optical depth have been performed over ocean using visible satellite data (i.e. see Carlson et al., 1977; Quenzel et al., 1979). On the other hand Saharan aerosols have been detected over the African continent using thermal infrared satellite data, both during day and night, and the dust clouds have been imaged by means of image processing methods (Legrand et al., 1982, 1985, 1988).

### 2. METHOD

Investigations have been continued in order to determine whether Saharan aerosol optical depth can be retrieved by use of infrared satellite imagery. In this respect, the thermal infrared data of METEOSAT have been compared to aerosol optical depth derived from ground measurements according to the following scheme :

a. aerosol optical depths at  $0.45\mu\text{m}$  are computed from sun photometer measurements, and simultaneous infrared satellite radiances of a coincidental target (3X3 pixels) are determined after applying a procedure of clouds screening detection and rejection,

b. infrared satellite radiance  $C$  (in numeric counts) is tentatively expressed as a function of aerosol optical depth  $\tau$  and other possible relevant parameters  $x_i$  :

$$C = F(\tau, x_i) \quad (1)$$

Several quantities (among which  $C$ ) depend on hour  $h$ , however this indication will be systematically omitted in the following, as only fixed hour data are used here.

c. a linear function approximates  $F$  overall the domain defined by the extreme variations of  $\tau$  and  $x_i$  :

$$C = k.\tau + \sum p_i.x_i + C_0, \quad (2)$$

the right-hand member of Eq. (2) is the sum of a "clear air" signal - i.e. without dust ( $\tau = 0$ ) - and of a "satellite dustiness index" :

$$d = k.\tau, \quad (3)$$

the parameter  $k$  being the sensitivity of the infrared satellite signal to dust,

d. the parameters  $k$ ,  $p_i$ , and  $C_0$  are fitted through a first-order linear regression.

### 3. RESULTS

Two cases are presented :

a. Niamey, February 1985 (dry season), photometric measurements performed at the Centre AGRHYMET; the infrared satellite radiance is shown to be sensitive chiefly to the aerosol optical depth  $\tau$  and the time  $t$  at seasonal scale (resulting from the seasonal increase of the ground surface temperature). Thus a good agreement is observed when comparing the measurements of  $C$ ,  $\tau$ , and  $t$ , according to a relationship \* :

$$C = k.\tau + p_t.t + C_0, \quad (4)$$

for  $\Delta t =$  one month and  $\tau \in [0.3, 4]$ .

b. Dakar (80 km South of), April 1987 (dry season), photometric measurements from D. Tanré and C. Devaux; the infrared satellite radiance proves to depend on  $\tau$  and the atmospheric water vapor content  $w$ . The influence of  $w$  on satellite data at this coastal site is induced by the large variations of this parameter according to the continental or oceanic origin of the air masses brought by the prevailing wind. Again, a good fit is obtained when using a relation in the form :

$$C = k.\tau + p_w.w + C_0, \quad (5)$$

for  $w \in [0.5, 3]$  (in  $\text{g.cm}^{-2}$ ) and  $\tau \in [0.6, 2.5]$ .

For the site of Niamey, Fig. 1 shows radiances measured (from B2 ISCCP format data of METEOSAT at 1500 UTC), versus computed using photometric measurements and the fitted parameters of Eq. (4). For the site of Dakar, Fig. 2 shows radiances measured (B2 ISCCP format data of METEOSAT at 1200 UTC), versus computed using photometrically derived values of  $\tau$  and  $w$ , and the fitted parameters of Eq. (5).

Table 1 gives some results derived from the statistical processing of the data : The data type column refers to B2 ISCCP format or to the full resolution data (FR). The sensitivity  $k$  of the

\* indeed, an additional term of the form  $k'.\tau^2$  would provide a slightly improved fit.

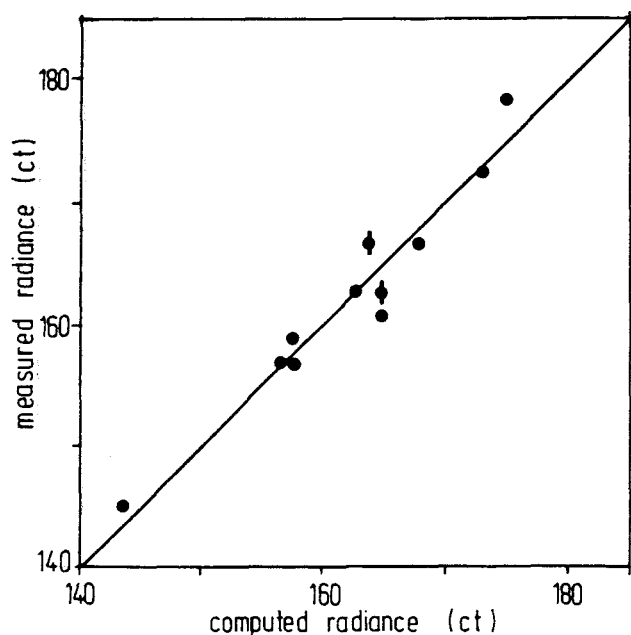


Fig. 1. Measured versus computed radiances using B2 ISCCP format data for Niamey, February 1985 at 1500 UTC. A vertical bar means that two points overlap.

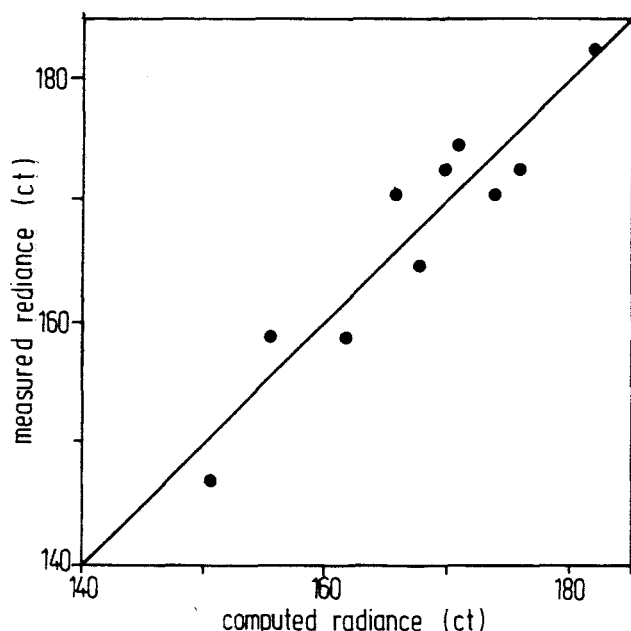


Fig. 2. As Fig. 1, for Dakar, April 1987 at 1200 UTC.

satellite radiance to the dust optical depth, is obtained by fitting the parameters of the relations (4) and (5) using the ground and satellite data; and reported values define the 95% confidence interval. The correlation coefficient  $r$  and the standard error  $\sigma$  refer to the comparison between radiances measured by satellite and radiances

computed using fitted Eqs. (4) and (5) with ground measurements. Error  $\Delta\tau$  on aerosol optical depth is finally estimated from  $\sigma$  and  $k$  values.

TABLE 1. STATISTICALLY DERIVED TYPICAL VALUES FOR THE RETRIEVAL OF DUST OPTICAL DEPTH WITH METEOSAT THERMAL INFRARED RADIANCES

Site, Time	Data Type	$k$ (ct)	$r$	$\sigma$ (ct)	$\Delta\tau$
Niamey Feb. 85 15 UTC	B2	[8,12]	0.96	2.4	0.24
Dakar Apr. 87 12 UTC	B2	[13,27]	0.94	3.6	0.175
	FR	[12,19]	0.98	1.9	0.125

#### 4. CONCLUSIONS

For two markedly distinct Sahelian sites during the dry season, the ability of infrared satellite data for retrieving aerosol optical depth during the middle of the day is demonstrated. As seen in Table 1, the retrieval could be realized with an uncertainty on  $\tau$  of about 0.2 using the sampled ISCCP data of METEOSAT in B2 format. Replacing this format by the full resolution data yet improves significantly the accuracy of retrieval ( $\Delta\tau = 0.125$  for Dakar).

Obviously it can be expected from the results that this method of retrieval holds everywhere the physical conditions at the land surface and in the atmosphere resemble those of the studied cases, that is for Sahel during the dry season and probably for the Saharan desert.

#### REFERENCES

- Carlson, T.N., and P. Wendling, 1977: Reflected radiance measured by NOAA-3 VHR as a function of optical depth for Saharan dust. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1368-1371.
- Legrand, M., J.J. Bertrand, and M. Desbois, 1982: Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide de METEOSAT-1 (premiers résultats). *La Météorologie*, 29-30, 153-159.
- Legrand, M., J.J. Bertrand, and M. Desbois, 1985: Dust clouds over West Africa: a characterization by satellite data. *Ann. Geophys.*, 3, 777-784.
- Legrand, M., M. Desbois, and K. Vovor, 1988: Satellite detection of Saharan dust: optimum imaging during nighttime. *J. Climate*, 1, 256-264.
- Quenzel, H., P. Koepke, and M. Kaestner, 1980: Monitoring of atmospheric turbidity from geostationary satellites. Pap. pres. at the WMO Technical Conference on regional and global observation of atmospheric pollution relative to climate, Boulder, Col., 20-24 Aug. 1979, *Spe. Environm. Rep.*, N°14, WMO N° 549, 49-56.

**THE THERMAL IMPACT OF SAHARAN DUST OVER LAND.  
PART I : SIMULATION**

Guy CAUTENET<sup>1</sup> , Michel LEGRAND<sup>2</sup> and Sylvie CAUTENET<sup>1</sup>  
Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université Nationale, Abidjan ,  
Côte d'Ivoire

Bernard BONNEL and Gérard BROGNIEZ  
Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Techniques  
de Lille Flandres Artois, Villeneuve d'Ascq, France

\*\*\*\*\*

**ABSTRACT**

Simulations are performed to qualify a mesoscale model in view of sensitivity tests of satellite response to atmospheric dust content. The model chosen is the mesoscale model of the Colorado State University with a radiation parameterization modified in order to take atmospheric dust content into account. Downward and upward longwave irradiances are estimated using a 25-interval model. Shortwave part of the spectrum is processed by a very fast, highly parameterized, single-interval code. Tests using experimental data gathered in ECLATS experiment during the 1980 dry season near Niamey (Niger, West Africa) prove that dust content is satisfactorily handled. Three 24-hour simulations performed under various meteorological and turbidity conditions show that ground surface energy exchanges are satisfactorily described, so that surface temperature is predicted with a standard departure of about 1°C . Vertical profiles of computed air temperature, shortwave and longwave irradiances are realistic also.

---

1. Present affiliation: Laboratoire Associé de Météorologie Physique, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

2. Present affiliation: Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, Villeneuve d'Ascq, France.



## 1. Introduction

Dust clouds originating from Saharan sources are a prominent feature of the desert and its borders, such as Sahel. Due to a high frequency of occurrence, their climatological influence is significant for these areas. The radiative energy pattern is changed in the atmosphere. Observations of a thermal impact have been reported by several authors among which Brinkman and McGregor (1983), Cerf (1985), D'Almeida (1986), Legrand et al. (1988).

The mechanisms governing the thermal impact of dust in the earth-atmosphere system are described qualitatively hereafter. Dust absorbs and scatters both shortwave and longwave radiations, and it also emits longwave radiation. These processes result in the attenuation of the downward shortwave radiation, chiefly by scattering, and in the increase of the downward longwave radiation, by addition of the dust thermal emission. The total downward irradiance incident onto the ground is reduced during daytime, because the attenuation of the shortwave component overcompensates the enhancement of the atmospheric irradiance. On the other hand the longwave irradiance is increased during nighttime.

These modifications lead to a shift of the energy balance at ground, with a redistribution among the radiative and non-radiative components, implying a change of the turbulent energy transfer in the lower troposphere. As a consequence, the thermal impact is located primarily at the ground surface. The presence of dust involves during daytime a fall, and during nighttime a rise of the ground surface temperature. Furthermore the temperature of the lower troposphere is shifted under the influence of the following adding effects. The radiative (longwave and shortwave) heating rates are changed, due both to the spatial redistribution of the radiative irradiance and to the modification of the physical properties of the turbid medium, and the turbulent energy transfer is changed.

This qualitative and somewhat approximate description points obviously to the intricacy of the interacting mechanisms of concern. It is quite clear that the resulting temperature patterns could be quantitatively depicted with some accuracy only by means of a sophisticated model.

Earlier simulations of the radiative effects of aerosol and of its thermal consequences have been carried out chiefly in view of global aerosol climatic impact estimates. A detailed review of such studies is presented by Lenoble (1984). In this prospect, Joseph (1977), and more recently Tanré et al. (1984) and Coakley and Cess (1985), using general circulation models, have reported results that suggest a significant role of the desert aerosol in climatic change of the concerned areas.

Part I of this paper deals with the study of the impact of desert aerosol during the whole daily cycle, from the simulations obtained using a mesoscale boundary-layer model. In Section 2 the model utilized is presented and modifications added for a careful processing of the radiation parameterization are described. Section 3 is devoted to the checking of the modified model by comparison of computed results with the experimental dataset issued from the ECLATS experiment (Druilhet et al., 1982) implemented in the Sahelian area during the dry season (Niamey, Republic of Niger; Nov.-Dec. 1980).

Part II (Legrand et al., submitted) is an application of Part I, relating to the satellite remote sensing of dust over Africa using the 10.2-12.5  $\mu\text{m}$  channel of METEOSAT. The goal is the determination of sensitivity of the satellite response to the various physical variables, in view of the definition of a relevant parameterization for the retrieval of aerosol optical depth by means of satellite imagery (Tanré and Legrand, 1990).

## **2. The numerical model**

### **a. The mesoscale model**

We choose a 2-D version of the Colorado State University (CSU) mesoscale model. This boundary-layer model has been described in earlier papers (Mahrer and Pielke, 1978). Many authors used it for numerical simulations of mesoscale phenomena in various places in the world. In West Africa, it was recently operated to investigate the sea-breeze interaction with synoptic circulation (Cautenet and Rosset, 1989). In this model, hydrostatic and barotropic approximations are assumed. The model calculates horizontal wind speed (East-West and South-North components), potential temperature and specific humidity on an uneven grid step. Vertical steps grow with height: 2m, 10m, 100m, 300m, 700m, 1200m, 2000m, 3000m, 4000m, 5000m, 6000m. Horizontal extent of the model consists of 21 grid equally spaced (horizontal grid step is 20 km large). A soil description is included to allow an estimate of surface temperature, which leads to an estimate of surface energy budget through an iterative process. In order to account for the large temperature gradients which are likely to exist just below ground surface in dry Sahelian regions, we have slightly modified the soil grid, allowing an exponential expansion: the first step is 1 cm deep, and the last one is 30 cm. Depth of the lowest level is about 1 m. Surface energy budget is completely described. Model results at the center of the domain are displayed for comparison purposes with experimental data : wind speed, temperature and humidity profiles, upward and downward shortwave and longwave irradiance profiles. Symbols for irradiances are  $F_s \uparrow$  (up) and  $F_s \downarrow$  (down) in the shortwave domain,  $F_l \uparrow$  (up)

and  $F_{I\downarrow}$  (down) in the longwave domain. A large set of additional surface data is also available : ground surface temperature  $T_s$ , turbulent sensible and latent heat flux densities  $H$  and  $LE$ , surface downward and upward longwave and shortwave irradiances, ground conduction heat flux density  $G$ . No vegetation is considered. Horizontal homogeneity of surface and atmospheric properties is assumed.

Shortwave and longwave radiation computation schemes , in the initial model, do not account for aerosol effects, so that the main modification brought to the model deals with radiative transfer as described below.

## **b. Modifications in radiation parameterization**

Initial model includes a radiation parameterization quite efficient but unadapted to our purpose because it does not take dust effect into account. It has been replaced by shortwave and longwave codes developed by the LOA (Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Lille, France). The atmosphere is divided into 20 layers according to the vertical coordinate. Layers 1 to 11 correspond to the vertical distribution in the mesoscale model. Profiles of temperature, humidity and pressure used as input of the radiation subroutines interact with radiative processes from ground to level 11. They are held constant over 6000m, as the mesoscale model resolves thermodynamics fields from surface to level 11 only. Aerosol concentration and size are held constant during the whole day. Horizontal homogeneity of the aerosol properties is assumed.

The infrared code divides the spectral atmospheric domain into 25 intervals ranging from 4.5  $\mu\text{m}$  to 250  $\mu\text{m}$ . It was initially developed by Fravallo et al. (1981) and was adapted to describe radiation interaction with clouds. Such a medium presents large optical thicknesses so that scattering was resolved with the Eddington scheme. Fouquart et al. (1987-b) developed a version allowing the use of the two-stream scheme in order to describe the aerosol effect (optical thickness close to unity). Optionally, aerosol may be regarded as grey, and scattering may be neglected. The accuracy of this code was tested by comparing its results against issues of a narrow band model (365 intervals): the underestimation in irradiance  $F_{I\downarrow}$  at ground level by the 25-interval model is about  $15 \text{ Wm}^{-2}$  for a clear atmosphere and no dust scattering. This effect is due to the lesser spectral resolution and to the error introduced by the transmittance calculation method. Moreover, using ECLATS data of 26 November, the 25-interval model showed that neglecting aerosol scattering results in a very weak variation in  $F_{I\downarrow}$  at ground level of about  $1 \text{ Wm}^{-2}$  and a negligible effect in radiative cooling, so that aerosol scattering may be

disregarded in ECLATS experiment<sup>3</sup> : only absorption is considered, which saves computer time. Aerosol absorption itself is rather weak: optical thickness in the longwave domain is typically 0.10 time the optical thickness in the shortwave part of the spectrum (Fouquart et al., 1987-b). So, it may be stated that ECLATS aerosol is a grey body. Possible discrepancy arising from this assumption is obviously negligible when compared with the other errors, particularly with the effect of the width of the spectral intervals. Aerosol longwave absorption may thus be represented by a mean grey absorption coefficient per particle  $\sigma_l$ . Finally, using the 25-interval model with the two-stream approximation added to the hypothesis of a grey aerosol without scattering involves an error of at out  $15 \text{ Wm}^{-2}$  on the downward longwave irradiance, which is quite acceptable for the purpose of sensitivity tests. The upward irradiance  $F_1\uparrow$  at ground level is still more accurate.

The shortwave part of the spectrum, i.e. from  $0.25 \mu\text{m}$  up to  $4 \mu\text{m}$  is described by a single interval model (Fouquart and Bonnel, 1980). It accounts for gas absorption (water, carbon dioxide, ozone) using spectrally averaged transmission functions in each atmospheric layer. The transfer equation in a scattering medium is resolved with an approximate method based upon a delta-Eddington scheme, sufficiently accurate when irradiances only are of interest. Aerosol properties are described merely with the help of three spectrally averaged parameters: the extinction coefficient  $\sigma_s$  (or the optical thickness  $\delta_s = N\sigma_s$ , with  $N$ , number of particles per surface unit in a vertical column), the single scattering albedo  $\omega$ , and the asymmetry factor  $g$ . This code is very fast. Its accuracy has been tested against various reference models (Fouquart et al., 1990). Comparison tests between both models indicate a departure (overestimation) of  $7 \text{ Wm}^{-2}$  or less, which proves the adequacy of the single interval model.

Finally, presence of high clouds was obvious from surface pyrheliometric observations , but no measurement of cloud cover was available. For this reason, we have considered two additional parameters: the shortwave and longwave optical thicknesses  $\delta_s^c$  and  $\delta_l^c$  associated to clouds introduced at level 7000 m. By lack of direct measurement, both have been determined by tuning (see below, section 3).

Radiation codes inputs are summarized in the following. Both codes require profiles of air temperature and humidity, atmospheric pressure, aerosol concentration (size distribution is independent of altitude in agreement with the results of ECLATS experiment): all of them, except the last one, are provided by the model itself at each time step. Moreover, longwave calculations need the grey absorption coefficient per particle  $\sigma_l$  and the longwave clouds optical thicknesses  $\delta_l^c$ , whereas shortwave code requires the aerosol parameters  $\delta_s$  (or  $\sigma_s$ ),  $\omega$  and  $g$ ,

---

3. On the other hand, scattering in the thermal infrared is accounted for an aerosol model for which it is not negligible in the part II.

and the clouds parameter  $\delta_s^c$ . Solar irradiance  $S$  at the top of the atmosphere is prescribed following the date. For each level, irradiances divergence (shortwave and longwave) is derived from the above radiation calculations.

### 3. Results

#### a. Description of the experimental dataset

ECLATS experiment (Etude de la Couche Limite Atmosphérique Tropicale Sèche - Dry Tropical Atmospheric Boundary Layer Experiment) took place during the 1980 dry season in the Republic of Niger (West Africa) near Niamey (2°E; 14°N), in the Sahelian area. It was carried out jointly by French and African laboratories. Its main purpose was the investigation of radiation effects on boundary layer dynamics. The period under study (November and December) is commonly associated with strong variations in atmospheric turbidity due to dust outbreaks. The experiment area is covered with dry savanna, scarce shrubby vegetation and a few cultivated surfaces. The soil is almost flat with altitudes ranging between 200 and 250 meters. This experiment has been thoroughly described in various papers (Druilhet and Tinga, 1982; Druilhet and Durand, 1984; Fouquart et al., 1987-a). We shall give only a brief description of the data utilized in the present study.

#### 1) SURFACE DATA

Site latitude and altitude are respectively 14°N and 220 m. A surface station at Niamey airport recorded continuously soil surface temperature  $T_s$ , surface heat flux density  $G$ , wind speed (cup anemometers) and air temperature at two levels (0.75 and 2.25 m), downward shortwave  $F_{s\downarrow}$ , longwave  $F_{l\downarrow}$  irradiances and net  $F_n$  irradiance. Data were averaged over 20-minute intervals. A two-level aerodynamic method (ITIER, 1980) provided sensible heat flux  $H$ . Latent heat flux  $LE$  was derived from the surface energy budget equation  $H+LE+G = F_n$ . Two multiwavelength radiometers measured optical thicknesses and water vapor content. A cascade impactor was used to monitor aerosol concentration and size. Additional data were provided by the observation station of ASECNA (ASECNA is the Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne, an office concentrating the meteorological services of most of the francophone African countries) at Niamey airport: surface turbidity observations from horizontal visibility, hourly wind at 10m, soil temperature at depths 10, 20, 50 and 100 cm; at 0600, 1200 and 1800 LST.

## 2) AIRCRAFT AND BALLOON MEASUREMENTS

Profiles of wind, temperature, humidity, aerosol size and concentration were measured using an instrumented aircraft (HD-34 INAG-EDF). During the flights, profiles of irradiances (upward and downward, shortwave and longwave) were recorded. Moreover, ASECNA balloon soundings of temperature and humidity were available.

### b. Comparison of model results with experiment

#### 1) CHOICE OF TYPICAL CASES

In order to test the model under different conditions, we have selected data from three representative and well documented days. Our criteria were:

(i). cloudless sky (but high clouds could not be avoided and were taken into account in a somewhat crude way);

(ii). constancy in atmospheric dust content over the 24-hour period (daily cycle from 0600 to 0600 LST next day). This condition is naturally of prime necessity as our model deals with constant aerosol profiles only. This constancy was assumed from surface visibility observations, as visibility and optical thickness are closely related (Legrand et al., 1988);

(iii). aerosol concentrations as different as possible;

(iv). surface meteorological conditions (wind, temperature) as different as possible.

The three selected days are November 21 and 26 (days 7 and 12), and December 8 (day 24). Day 24 presents a weak turbidity: the spectral average of shortwave optical thickness  $\delta_s$  is 0.22, day 12 is the most turbid with  $\delta_s = 0.86$ , day 7 with  $\delta_s = 0.34$  presents an intermediate value (Fouquart et al., 1987-b).

#### 2) MODEL INITIALIZATION

Model 24-hour runs begin at sunrise (0600 LST). Initial temperature, humidity and aerosol profiles originate from aircraft sounding, whereas wind profiles are derived from 0500 LST pilot balloon soundings. Temperature profiles are likely to change only in the boundary layer, and very little variations are observed over 2000 m, so that the three initial profiles are similar above this level. Air humidity is almost constant over the day, and its effect on energy exchanges is moderate. The total water vapor contents are only 1.49, 1.91 and 1.65 g cm<sup>-2</sup>.

Soil temperature profile is derived from 0600 LST observations. The exact initial value of  $T_s$  is rather unimportant, as showed by numerical tests: calculated surface temperature converges towards the same values after a short simulated time. Aerosol profiles are derived from measurements inflight and they are held constant over the day. Aerosol properties are derived from Foucart et al. (1987-a and b) and are summarized in Table 1. At the top of the domain, wind vector, temperature, humidity and aerosol are held constant over the whole 24-hour run.

Day 7 (21/11/1980)   Day 12 (26/11/1980)   Day 24 (8/12/1980)

	Day 7 (21/11/1980)	Day 12 (26/11/1980)	Day 24 (8/12/1980)
$\delta_s$	0.34	0.86	0.22
$\omega$	0.948	0.958	0.952
$g$	0.666	0.657	0.650
$\sigma_l$ (cm <sup>2</sup> )	5.80 10 <sup>-2</sup>	4.80 10 <sup>-2</sup>	1.80 10 <sup>-2</sup>
$\delta_s^c$	0.55	0.50	0.60
$\delta_s^c$	0.25	0.22	0.26
$S$ (Wm <sup>-2</sup> )	1387	1390	1395

*Table 1: Values of the main constants describing the aerosol during the three test days.  $\delta_s$  is the shortwave optical thickness,  $\omega$  the single scattering albedo,  $g$  the asymmetry factor,  $\delta_s^c$  and  $\delta_f^c$  respectively the shortwave and longwave optical thicknesses associated to clouds cover,  $\sigma_l$  the mean grey longwave absorption coefficient per particle and  $S$  the solar flux at the top of the atmosphere.*

Surface constants listed below in Table 2 were adjusted using all available data. As most of these constants were not systematically measured, we have determined them by a tuning procedure, based upon a general agreement of model calculations with experimental data and provided that all the constants are realistic.

(i). Thermal ground properties (thermal diffusivity  $\kappa$ , density  $\rho$  and specific heat  $C$ ) have not been measured during ECLATS. A previous study (CAUTENET et al., 1986) allowed to prescribe a value of 1000 JK<sup>-1</sup>m<sup>-2</sup>s<sup>-1/2</sup> for the thermal inertia  $I = \rho C \kappa^{1/2}$ , a parameter which governs soil surface temperature, regardless of the values of  $\rho$ ,  $C$  and  $\kappa$ . After reaching a good agreement in surface temperature, we tuned  $\rho C$  and  $\kappa$  until the inner temperatures agree with

their experimental value insofar as it was possible to compare (three times per day for ASECNA measurements). For all the days, the same values of  $\rho C$  and  $\kappa$ , and therefore of  $I$  were adopted: this is physically justified as no rainfall occurred during this period, which could have modified the thermal properties. The same can be said for all the surface properties.

(ii). Soil surface moisture  $m$  was not measured during ECLATS. In the model, this parameter is the relative humidity of upper soil layers. The experimental values of latent heat flux were very weak (diurnal values are generally less than  $30 \text{ Wm}^{-2}$ ). A value of about 0.01 for  $m$  provides a good agreement of model results with experiment.

(iii). A value of 0.1 cm of roughness length  $z_0$  was selected. It may seem weak, but it has to be reminded that vegetation was scarce over the area.

(iv). The radiative ground properties: surface albedo  $A$  and emissivity  $\varepsilon$  (both parameters averaged over all wavelengths and space directions) were respectively equal to 0.26 and 0.90, and were also held constant. Albedo was determined from upward and downward shortwave irradiance measurements during flights at 100 ft above ground. As the value of emissivity was not critical, a value usual in the literature has been prescribed.

An experimental determination of some ground properties of the experimental site was performed by Druilhet (1983) at the beginning of the rainy season following ECLATS (May 1981). Volumic heat  $\rho C$  is in rather good agreement with our value ( $2.17 \cdot 10^6 \text{ JK}^{-1}\text{m}^{-3}$ ). Values of moisture  $m$  (about 0.02) and of thermal inertia  $I$  ( $1280 \text{ JK}^{-1}\text{m}^{-2} \text{ s}^{-1/2}$ ) are somewhat higher.

$\kappa \text{ (m}^2\text{s}^{-1}\text{)}$	$2 \cdot 10^{-7}$
$\rho C \text{ (JK}^{-1}\text{m}^{-3}\text{)}$	$2.24 \cdot 10^6$
$I \text{ (JK}^{-1}\text{m}^{-2}\text{s}^{-1/2}\text{)}$	1000
$A \text{ (global)}$	0.26
$\varepsilon \text{ (global)}$	0.90
$m$	0.01
$z_0 \text{ (cm)}$	0.10

*Table 2: Values of the main surface constants.  $\kappa$  is the diffusivity,  $\rho C$  the volumic heat,  $I$  the thermal inertia,  $A$  and  $\varepsilon$  respectively the albedo and the emissivity,  $m$  the soil moisture and  $z_0$  the roughness length.*



### 3) RESULTS AND DISCUSSION

Hourly results from 24-hour runs are displayed in order to compare model issues with observations.

#### Shortwave solar radiation.

As mentioned above, an absorbing layer representative of a high clouds has been assumed to exist. Adjustment was performed by tuning the optical thickness  $\delta_s^c$ , so that the daily values of downward shortwave irradiance  $F_s\downarrow$  computed and measured at ground level are equal. It may be noticed that instantaneous agreement is also very satisfactory when cloud cover is stable (day 24, Fig.1-a). If not, fluctuations around average value may occur, as illustrated by Fig. 1-b (day 7), obviously due to cloud cover inhomogeneities. We may observe a systematic standard deviation (departure of model results from experimental data) ranging between 2% (day 7) and 5% (day 12) of the daily amplitude. This justifies the assumption of a constant daily cloud cover, but we must keep in mind that instantaneous discrepancies may be more important. Two examples of vertical profiles of shortwave downward irradiance  $F_s\downarrow$  are presented in Fig. 2-a (day 24, 1520 LST) and in Fig. 2-b (day 12, 1100 LST). In the latter case, calculations are slightly overestimated, chiefly between levels 1000m and 3000m. The observed inverted vertical gradient of irradiance suggests that there could be a thicker cloud or a local dustiness increase in the investigated area. Moreover, examination of surface global radiation (Fig. 1-b) shows that the associated optical thickness is slightly underestimated in the afternoon. Agreement looks more satisfactory on day 24. We may conclude that calculations agree with experimental aircraft data insofar as atmospheric inhomogeneities do not occur: as the model assumes that dustiness and cloud cover are uniform, of course it cannot account for an irregular cloud or dust distribution.

Upward shortwave irradiance  $F_s\uparrow$  was not examined here: although experimental data is available, uncertainties in the measurement of  $F_s\uparrow$  may arise from surface albedo variability.

#### Longwave radiation and temperature profiles.

Two examples are displayed: day 24 (lowest turbidity) and day 12 (highest turbidity). On day 24, Fig. 3-a, 3-b and 3-c are relative to temperature and longwave irradiance profiles at 1520 LST; air temperature at 2m above ground is presented in Fig. 3-d. Figures 3-e to 3-h present

the same parameters for day 12 (irradiances at 1100 LST). Air temperature is generally satisfactory from 0 to 1500 m, with a departure inferior to 2°C. At ground surface however, we may observe a phase lag and an attenuation in amplitude of the diurnal variations of the calculated temperature. Above the boundary-layer (i.e. broadly speaking above 2000 m), departures are greater, particularly on day 12 around 3000 m where an inversion layer of some hundreds meters is not observed in the model. More generally model results (temperatures and irradiances) are smoother than experiment. As stated above, calculations based upon vertical exchanges mechanisms only (no advection assumed here) cannot account for possible large scale atmospheric motions such as advection or subsidence related to the ITCZ movements, which are likely a source of prediction disturbances. Nevertheless, these discrepancies are not important, as our goal - i.e. the IR satellite response to dustiness - is thought to depend chiefly on surface exchanges.

Model estimates of upward longwave irradiance  $F_{l\uparrow}$  are correct, in spite of experimental fluctuations in the first 500 m not encountered in the model on day 24. These fluctuations are not explained and could result from inhomogeneities in soil surface characteristics. They are not observed on the other days. In downward longwave irradiance  $F_{l\downarrow}$ , an average underestimation of about  $20 \text{ Wm}^{-2}$  exists on day 12 between 0 and 2000m, which is of the order of magnitude of the model error (discussed in section 2-b). Such an error is not observed on day 24. It must be noted that experimental longwave fluxes measurements (especially airborne) uncertainties could be invoked to explain the observed discrepancies (Brogniez, X; see also the report WCP-93, 1984). In fact, some of these errors are clearly cut off by the tuning of  $\delta\tau^c$ . Hence the tuned values of  $\delta\tau^c$  have probably to be considered as widely different of the real cloud infrared optical depth.

#### Surface temperature and conduction flux.

Amplitude and phase of calculated ground surface temperature agree satisfactorily with experimental data (Fig. 4) . The standard deviation ranges between 0.8°C and 1.3°C, i.e. from 3% to 6% of the daily amplitude. In our procedure based upon a partial tuning, we have not searched after a perfect agreement in surface temperature as this would lead to more severe departures in other issues. Model temperatures are slightly underestimated, which could be explained by the following mechanism, early invoked by Cautenet et al. (1986). Ground thermal inertia and conductivity are strongly influenced by liquid water content. As in the model ground water is held constant, the abovementioned properties do not vary during the 24-hour cycle. Physically however, thermal inertia could vary as a diurnal cycle of ground water is expected to

exist. During daytime, evaporation reduces the soil wetness near the surface, which is restored during nighttime by capillarity processes from the inner layers. In agreement with this hypothesis, Druilhet's data (1983) showed that under 20 cm, humidity was about six times as large as at ground surface. Hence it could be hypothesized that actual daytime values of thermal inertia are somewhat inferior to nighttime values. Thus the former could be overestimated and the latter underestimated in the model. Now, sensitivity runs confirm as expected that an increase in thermal inertia induces a nocturnal increase and conversely a diurnal decrease of surface temperature. So, observed model underestimates of surface temperature could originate from the assumed constancy of thermal inertia.

It can be noted that such a diurnal change could also affect noticeably the surface emissivity, as this parameter is also sensitive to the soil surface wetness.

On the whole, surface conduction heat flux density  $G$  (Fig. 5) is correctly calculated, although an underestimation and a phase lag may be observed particularly on day 7 (Fig. 5-a) when this flux is maximum. This phenomenon may originate from the model which approximates the surface conduction heat flux density  $G = -\lambda (\partial T/\partial z)_0$  by  $G = -\lambda (T_s - T_1)/z_1$  ( $\lambda$  is the ground conductivity equal to  $\kappa\rho C$ , and  $T_1$  the temperature at the first level  $z_1$  under soil surface).

#### Sensible and latent surface heat fluxes.

Turbulent sensible heat flux  $H$  is much more important than latent flux, which is not displayed here. Experimental  $H$  is weak during nighttime (Fig. 6). It grows with surface temperature but, in the early afternoon, it decays very quickly. This phenomenon probably originates (Druilhet et Durand, 1984) from the free convection mechanisms near the ground associated with large temperature gradients (about  $0.5$  to  $1$  °C  $m^{-1}$  at level 2m around noon). Winds are weak and the cup anemometers are likely to fail because their response is strongly influenced by local whirlwinds. Under these extreme conditions, it may be hypothesized that the measured average vertical wind gradient overestimates the true value, so that experimental value of  $H$  could be somewhat underestimated. Model calculations do not account for such a collapse and calculated curves are much more regular than experimental ones in the afternoon. Except for this period, both curves are rather similar.

Due to the soil surface dryness, the calculated latent heat flux is about 10% of the sensible flux, i.e. of the same order of magnitude as experimental data.

### Surface net irradiance.

Net irradiance (SW + LW)  $F_n$  from the model is more regular than experimental one but agrees well with it (Fig. 7-a and 7-b). Fast fluctuations are observed in Fig. 7-b, indicating that cloud cover is not perfectly homogeneous, the term of downward shortwave irradiance being responsible of the fast variations, as may be seen when comparing with curves of Fig. 1-b. The slight overestimation by the model results partly from the abovementioned underestimate in surface temperature. Standard departure ranges between 14 and 18  $Wm^{-2}$ , while the temperature underestimate contributes for 5-8  $Wm^{-2}$ . If compared with the diurnal amplitude, typically of 450-500  $Wm^{-2}$ , the relative value of this departure is weak as it does not exceed 3-4 %.

It is noteworthy that during daytime the contribution of turbulent heat fluxes amount to half of the net irradiance, and about 30 to 40% of surface upward longwave irradiance (not displayed here). Surface conduction heat flux ranges between 30 to 50% of net irradiance. During the stable nocturnal period, a weak, negative (into the ground) sensible flux exists, but the main feature is a quasi-equilibrium between net radiation and ground conductive heat flux. These experimental features are corroborated by model calculations.

Owing to the great relative weight of turbulent and conduction fluxes in surface energy budget, it is obviously necessary to take them into account to perform any realistic simulation of the radiative processes and particularly of the infrared emission setting at the ground surface.

### Humidity.

This parameter remains almost constant over the 24-hour simulation. At level 2m, its variations range from 10% to 15% of the average value, and at upper levels variations are still weaker. This may be explained by the absence of advection. Due to this quasi-constancy and to the inaccuracy in humidity measurements, it would not be realistic to compare with experimental data.

### Wind

Wind is obviously the less satisfactory model issue, so that we shall discuss it more thoroughly. We limit our discussion to surface wind, as wind profile, unlike temperature profile, has no direct influence on surface energy fluxes. Figure 8 describes surface wind speed as measured by the ground station (solid line, at level 2.25 m) and ASECNA (meteo: dotted-solid

line, at level 10 m), and calculated by model (dashed line) at 2 m. Both experimental curves show large fluctuations. The zero values recorded by the ASECNA station are due to the technique of wind recording: instantaneous values are read every hour so that a zero wind speed can appear. Moreover, the ASECNA anemometer is located at 10 m above surface, whereas the ground station anemometer is located at 2.25 m level, which explains that ASECNA values be greater. We thus compare the 2.25 m measurements with model issues at 2m. The phase behavior of calculated wind is rather realistic: on day 7 (Fig. 8-a), the slow increase from sunrise to 1700 LST on experimental record may be observed also on the calculated curve. The decay at sunset appears also in experimental and calculated winds, but the nighttime calm between midnight and 0200 does not exist with model. On both other days (Fig. 8-b and 8-c), experimental curves are somewhat different of day 7, as the morning wind increase is very fast now. The model results agree with the general shape of experimental wind. Nevertheless, it is obvious that calculated and experimental data are fairly different. Calculated amplitudes are by far smoother than recorded ones. We have already noted that wind flow near surface is strongly marked by whirlwinds around noon, so that the cup anemometers response could be somewhat biased. It remains that the smooth shape of model wind is probably not very realistic.

As a matter of fact, we cannot expect to retrieve a complete description of wind. Large scale variations are governed in the model by a constant wind vector at the domain top and the vertical exchanges induced by the slow sun course. In the same way, fast fluctuations originating from free convection could be hardly simulated by this model because it is not intended for a description of such a phenomenon which would involve a special parameterization: the vertical scales such as free convective velocity scale  $w^*$  are likely to play a prominent role instead of horizontal scales such as the friction velocity  $u^*$ . Fortunately, it is commonly acknowledged that wind is not a very sensitive parameter in surface exchanges. For instance, under similar meteorological conditions (Niamey, dry season), a surface energy exchange model showed that a variation of  $\pm 25\%$  in wind speed led to an opposite variation inferior to  $1^\circ\text{C}$  in surface temperature maximum, no variation in minimum and average energy fluxes almost unmodified (Cautenet, 1987). For this reason, the observed discrepancies are not really prejudicial to other issues accuracy, explaining that a general agreement exists between model and experiment for the other issues.

## 4. Conclusion

The aim of this Part I is to qualify a model able to describe the aerosol effect, in order to achieve sensitivity tests of infrared satellite response to dust atmospheric content. The most important parameter for satellite response is ground surface temperature so that the model has to estimate this temperature as accurately as possible. Numerical tests are performed for periods not greater than 24 hours, in order to minimize the effect of large-scale slow variations. Tested situations are well documented and describe various meteorological conditions, including namely large differences in dust content. In fact, tests showed that calculated surface temperatures are closely similar to experimental data with a standard error of about 1°C. Surface fluxes which are strongly dependent on surface temperature are satisfactorily retrieved also, except for discrepancies observed on sensible heat flux. Turbulent fluxes amount about half of net irradiance and 30 to 40% of upward surface irradiance, in both model and experiment. Conduction heat flux is far from negligible also. Profiles of irradiances are realistic. On the other hand, wind is poorly estimated by the model: only the general shape of surface wind speed has been retrieved. Fortunately, wind influence upon surface temperature is rather loose, which explains that a number of the model issues are satisfactorily calculated. These results prove that a simulation of radiative processes cannot avoid to take non-radiative processes into account.

**Acknowledgements** . The authors thank gratefully Professor R.A. Pielke of Colorado State University for the mesoscale model. They wish to thank also Dr Druilhet who provided the surface data, and ASECNA for ground and sounding data. They are indebted to CIRCI (numerical center of Abidjan, Côte d'Ivoire) and to the IBM board at Abidjan for their support in numerical work achievement.

## REFERENCES

**Brinkman, A.W., and J. McGregor, 1983** : Solar radiation in dense Saharan aerosol in Northern Nigeria . *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109, 831-847.

**Brognez, G., J.C. Buriez, J.C. Vanhoutte, and Y. Fouquart, 1986**: An improvement of the calibration of the Eppley pyrgeometer for the case of airborne measurements. *Beitr. Phys. Atmosph.* , 59, 538-551.

**Cautenet, G., M. Legrand, Y. Coulibaly, and C. Boutin, 1986:** Computation of ground surface conduction heat flux by Fourier analysis of surface temperature. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 278-283.

**Cautenet, G., 1987 :** Possibilités et limites d'utilisation de l'équation du bilan d'énergie pour la détermination des échanges au sol en zone tropicale avec des données de routine. Thèse de Doctorat d'Etat de Sciences Physiques N° 392, 234 pp., Université de Clermont II, France.

**Cautenet, S., and R. Rosset, 1989 :** Numerical simulation of sea breeze with vertical wind shear during dry season at Cape of Three Points, West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 329-339.

**Cerf, A., 1985 :** Contribution à l'étude des aérosols sahariens: influence sur le transfert du rayonnement dans l'atmosphère, caractéristiques optiques. Thèse de Doctorat de Sciences Physiques N° 623, 281 pp., Université des Sciences et Techniques de Lille, France.

**Coakley, J. A., and R. Cess, 1985 :** Response of the NCAR community climate model to the radiative forcing by the naturally occurring tropospheric aerosol. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1677-1692.

**D'Almeida, G. A., 1986 :** A model for Saharan dust transport. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 903-916.

**Druilhet, A., and A. Tinga, 1982 :** Présentation de l'expérience ECLATS. *La Météorologie*, 29, 203-212.

**Druilhet, A., 1983 :** Etude expérimentale de la couche de surface sahélienne. *Rapp. Int. N°1-1983*. Laboratoire d'Aérodynamique, Université Paul- Sabatier, Toulouse.

**Druilhet, A., and P. Durand, 1984 :** Etude de la couche limite convective sahélienne en présence de brumes sèches (expérience ECLATS). *Bound.- Layer Meteor.*, 28, 61-77.

**Fravalo, C., Y. Fouquart and R. Rosset, 1981 :** The sensitivity of a model of low stratiform clouds to radiation. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1049-1062.

**Fouquart, Y., and B. Bonnel, 1980** : Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. Beitr. Phys. Atmosph. , 53, 35-62.

**Fouquart, Y., B. Bonnel, M. Chaoui Roquai, R. Santer and A. Cerf, 1987-a** : Observations of Saharan aerosols : Results of ECLATS field experiment. Part I : Optical thickness and aerosol size distributions. J. Climate Appl. Meteor. , 26, 28-37.

**Fouquart, Y., B. Bonnel, G. Brogniez, J.C. Buriez, L. Smith, J. J. Morcrette and A. Cerf, 1987-b** : Observations of Saharan aerosols : Results of ECLATS field experiment. Part II : Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative divergence. J. Climate Appl. Meteor. , 26, 38-52.

**Fouquart, Y., B. Bonnel and V. Ramaswamy, 1990** : Intercomparing shortwave radiation codes for climate studies. Submitted to J. Geophys. Res.

**Itier, B., 1980** : Une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible. J. Rech. Atmos. , 14, 17-34.

**Joseph, J. H., 1977** : The effect of desert aerosol on a model of the general circulation. Proc. Symp. on Radiation in the Atmosphere . H. J. Bolle, Ed., Science Press, 487-492.

**Legrand, M., M. Desbois and K. Vovor, 1988** : Satellite detection of Saharan dust: Optimized imaging during nighttime. J. Climate , 1, 256-264.

**Lenoble, J., 1984** : A general survey of the problem of aerosol climatic impact. Aerosol and their climatic effects , H. E. Gerber and A. Deepak, Eds., A. Deepak Publishing, 279-293.

**Luther, F. M., 1984** : The intercomparison of radiation codes in climate models (ICRCCM) - longwave clear-sky calculations. Report WCP-93, 15-18 Aug. 1984, Frascati, Italy.

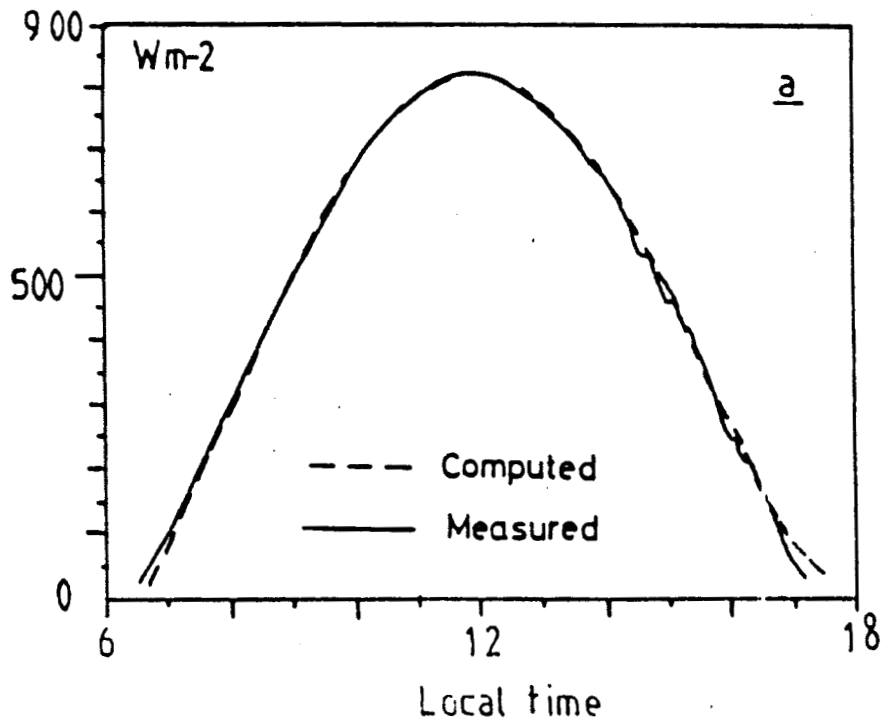
**Mahrer, Y., and R. A. Pielke, 1978** : A test of an upstream spline interpolation technique for the advective terms in a numerical mesoscale model. Mon. Wea. Rev. , 106, 818 - 830.



**Tanré, D., J. F. Geleyn and J. Slingo, 1984** : First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model. Aerosol and their climatic effects, H. E. Gerber and A. Deepak, Eds., A. Deepak Publishing, 133-177.

**Tanré, D., and M. Legrand, 1990** : On the retrieval of Saharan dust optical thickness over land: Two different approaches. (Submitted to J. Geophys. Res. ).

Surface downward shortwave irradiance



Surface downward shortwave irradiance

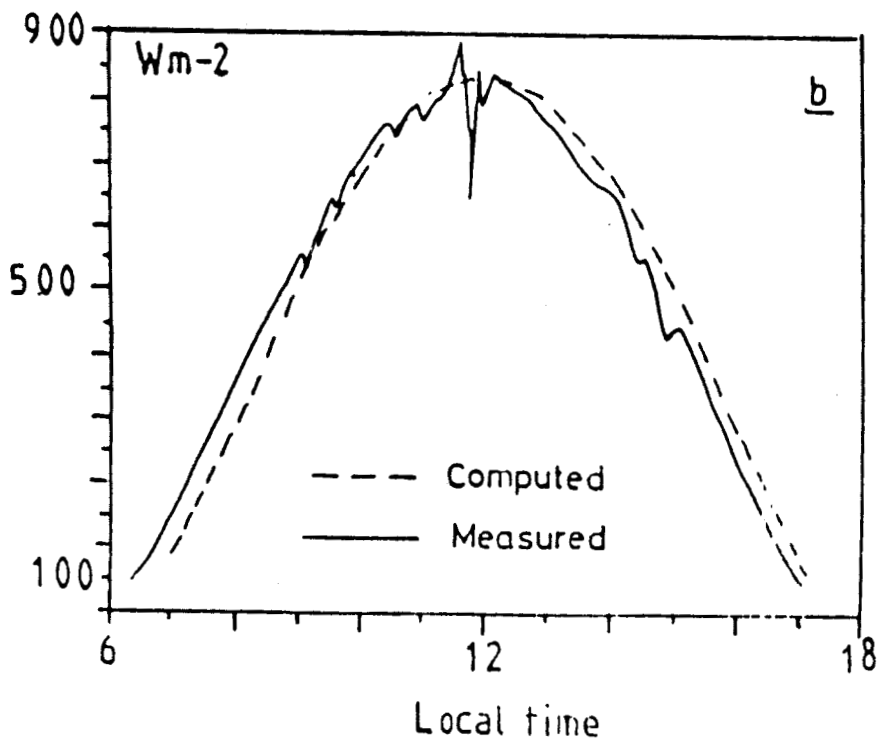
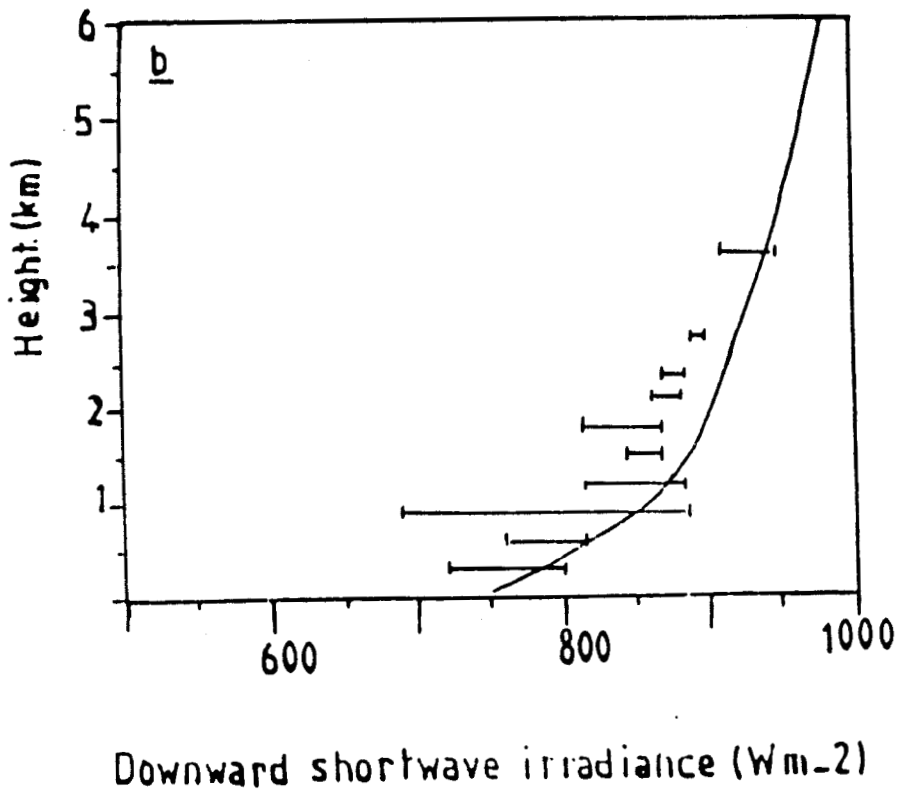
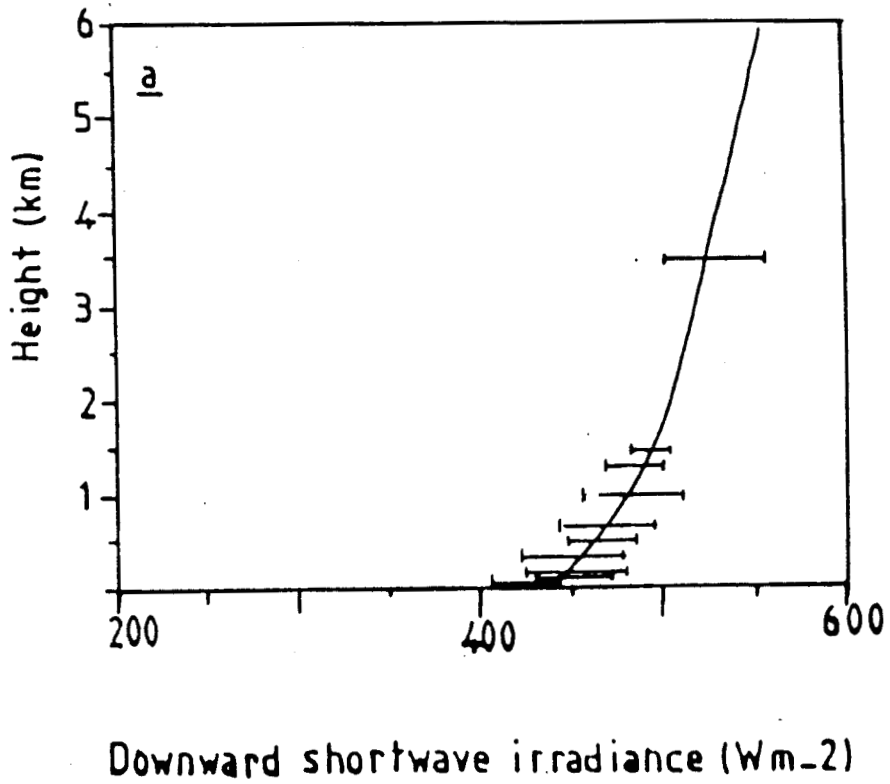


Figure 1: Experimental (solid line) and calculated (dashed line) daily cycles of downward shortwave irradiance; a: day 24; b: day 7.



**Figure 2:** Experimental (center of the horizontal bars) and calculated (solid line) profiles of downward shortwave irradiance. Horizontal bars represent experimental scattering of measurements (and not an instrument error); a: 1520 LST, day 24; b: 1100 LST, day 12.

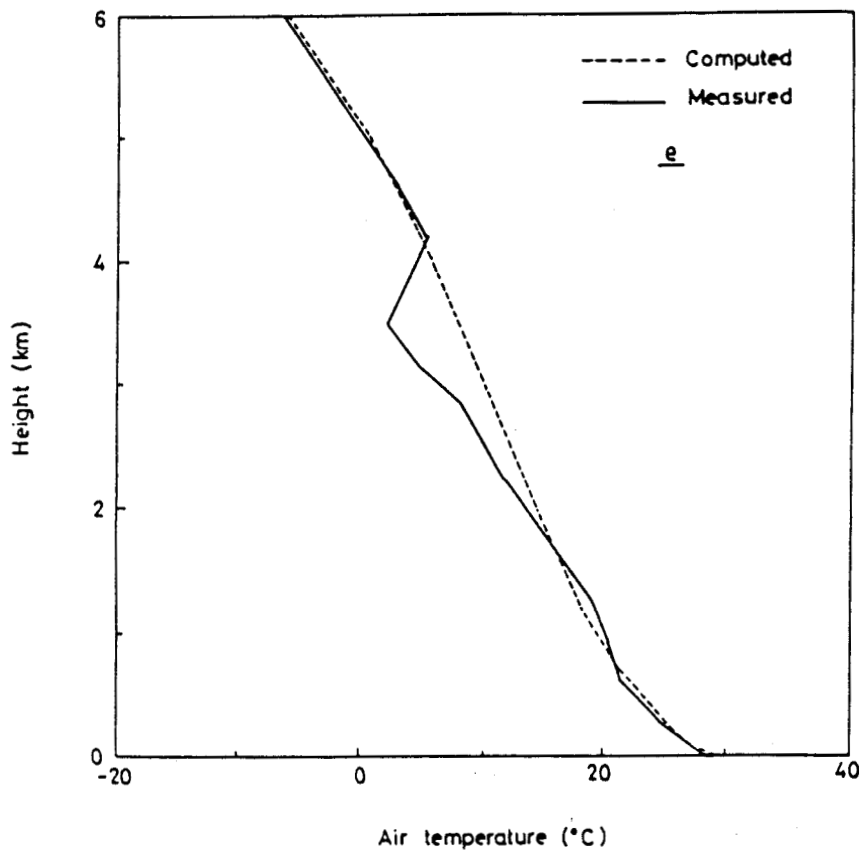
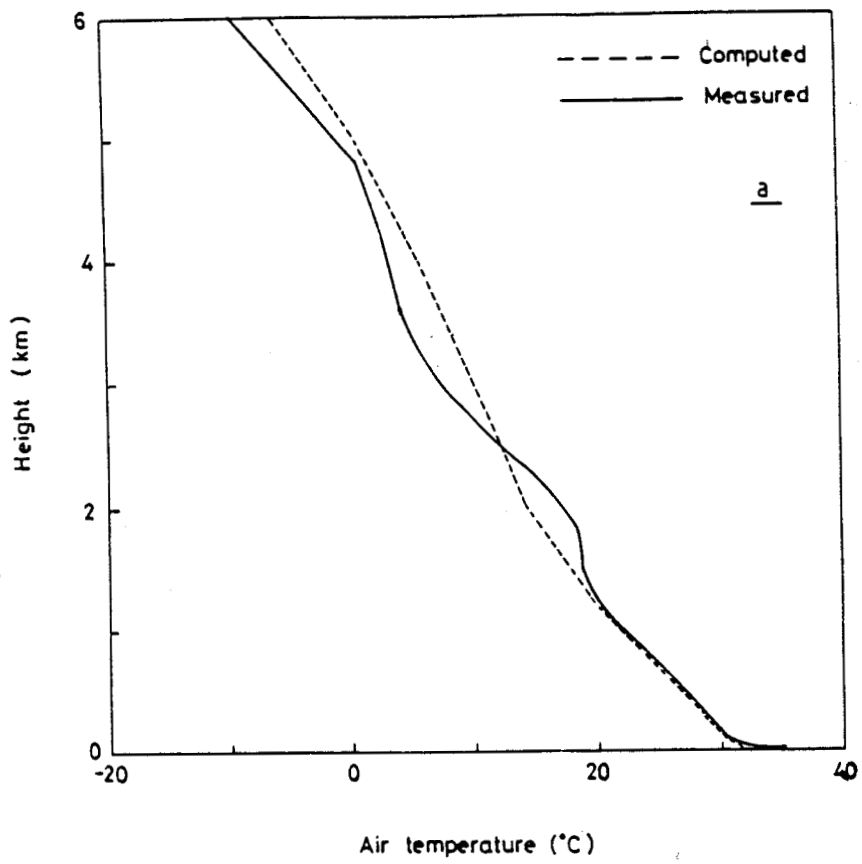


Figure 3-a-e: Profiles of experimental (solid line) and calculated (dashed line) air temperature; a: 1520 LST, day 24; e: 1100 LST, day 12.

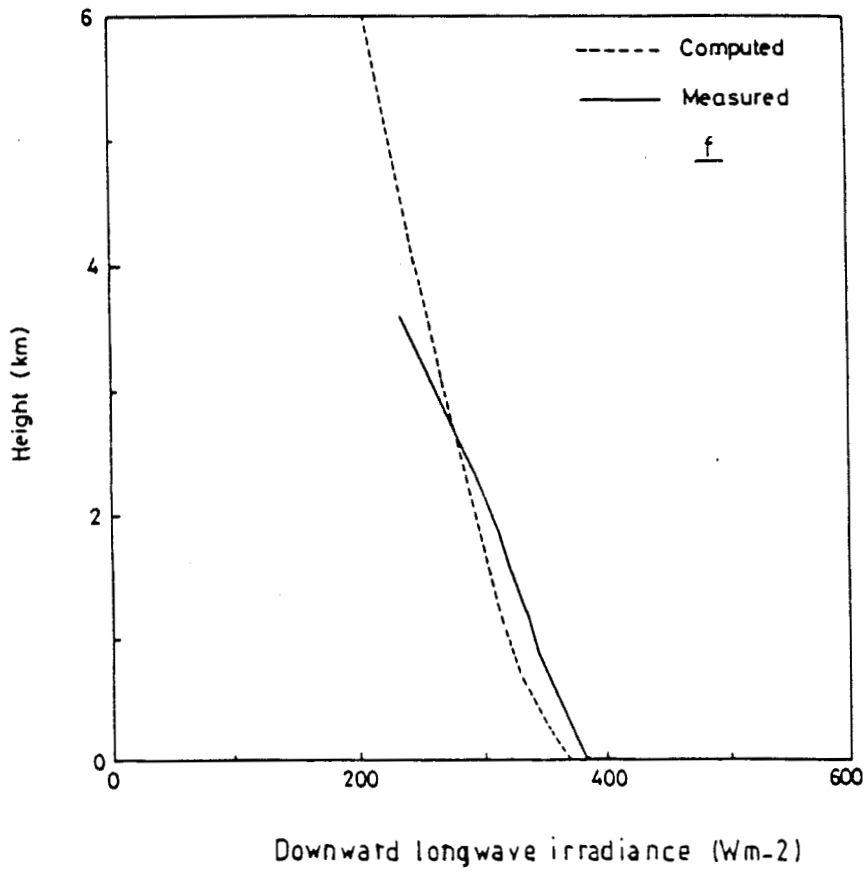
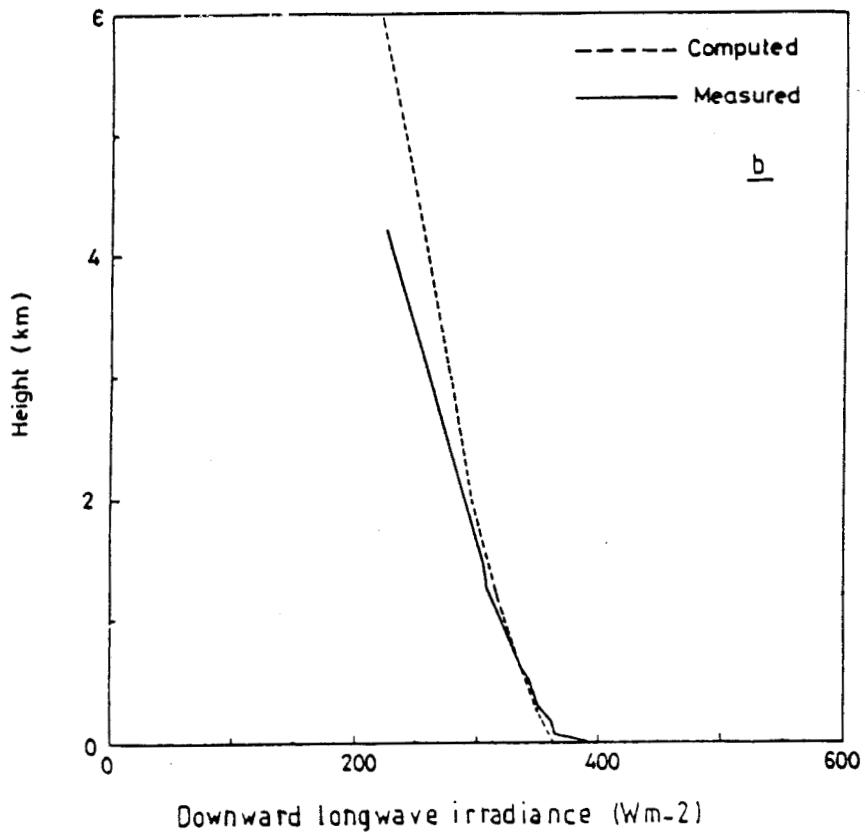


Figure 3-b-f: Profiles of experimental (solid line) and calculated (dashed line) downward longwave irradiance; b: 1520 LST, day 24; f: 1100 LST, day 12.

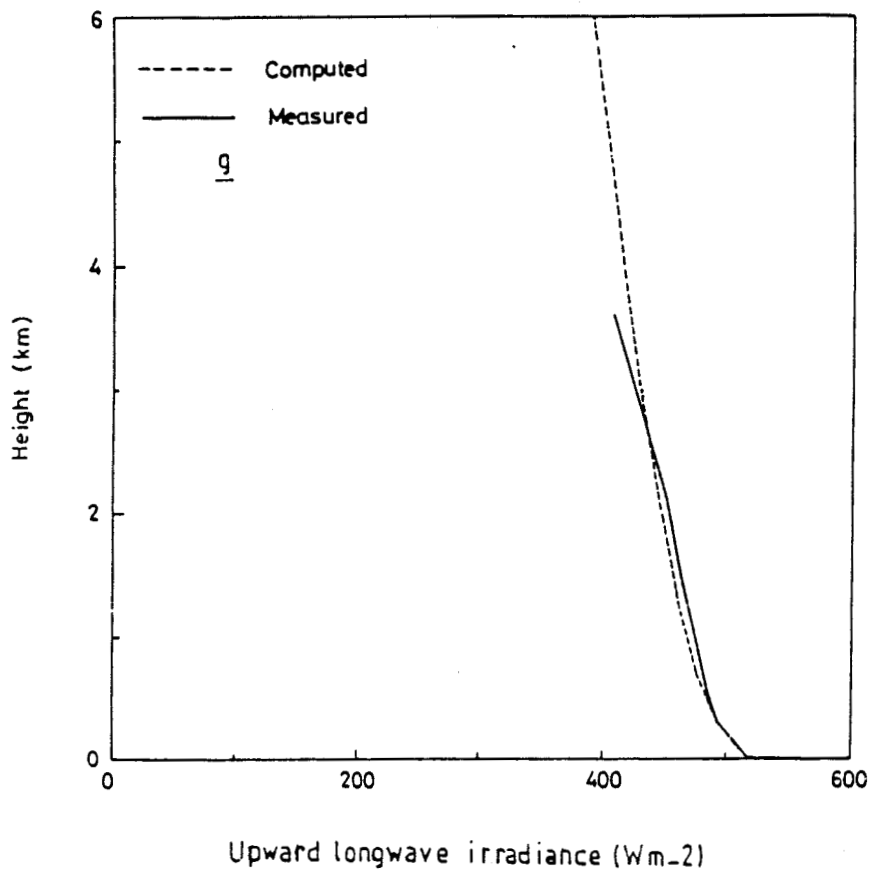
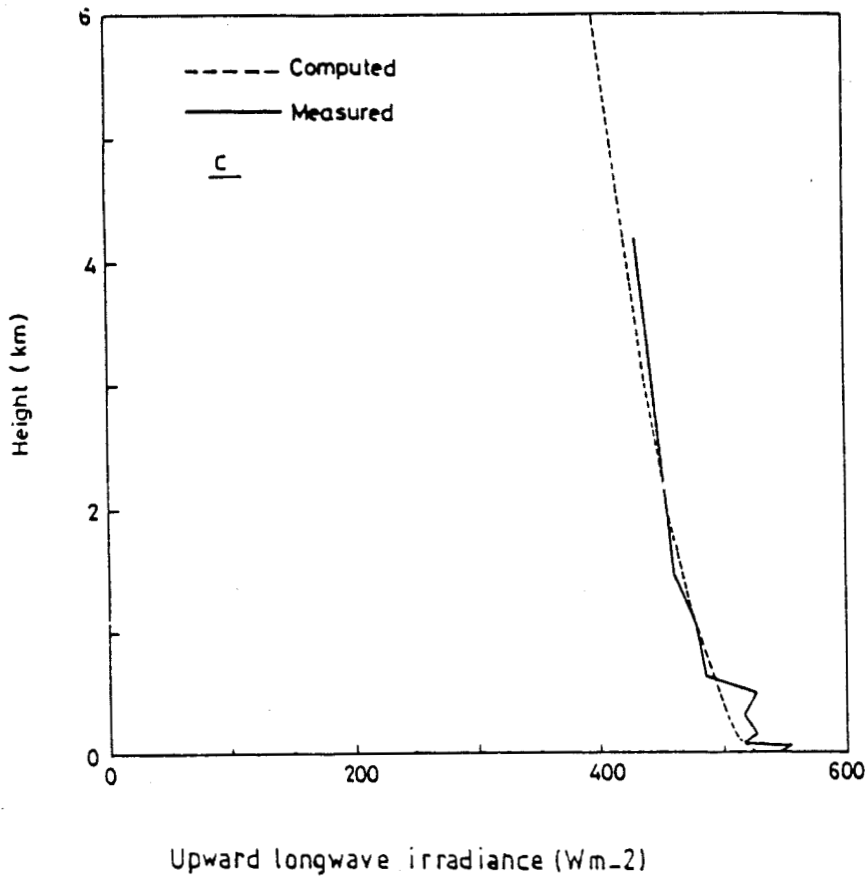


Figure 3-c-g: Profiles of experimental (solid line) and calculated (dashed line) upward longwave irradiance; c: 1520 LST, day 24; g: 1100 LST, day 12.

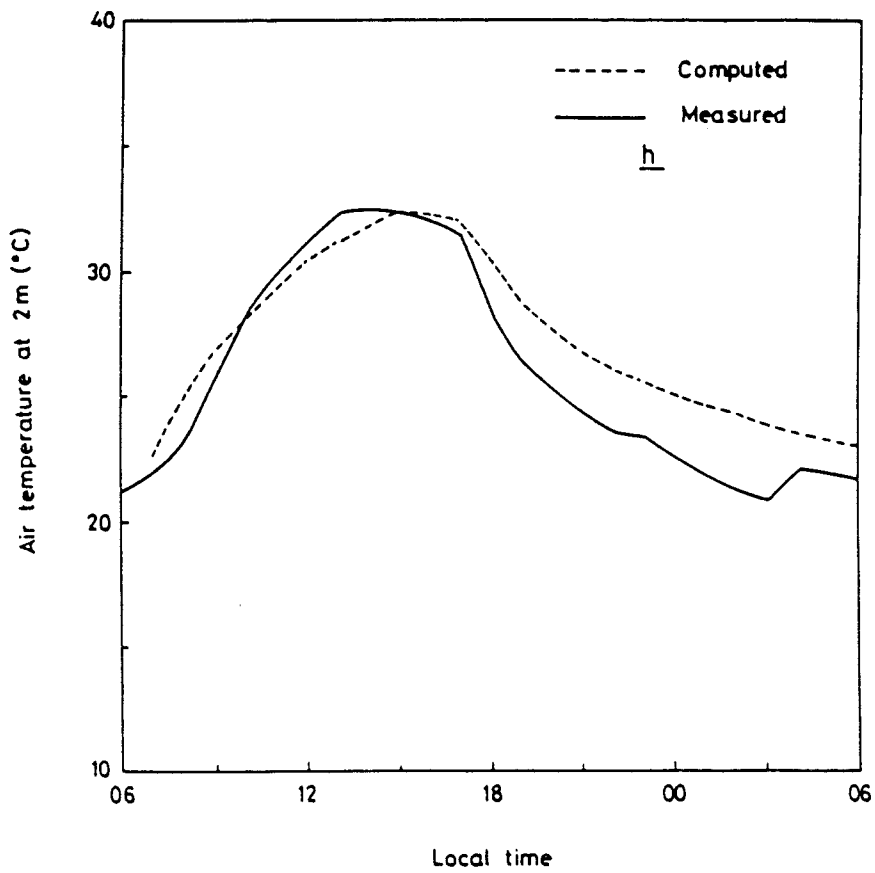
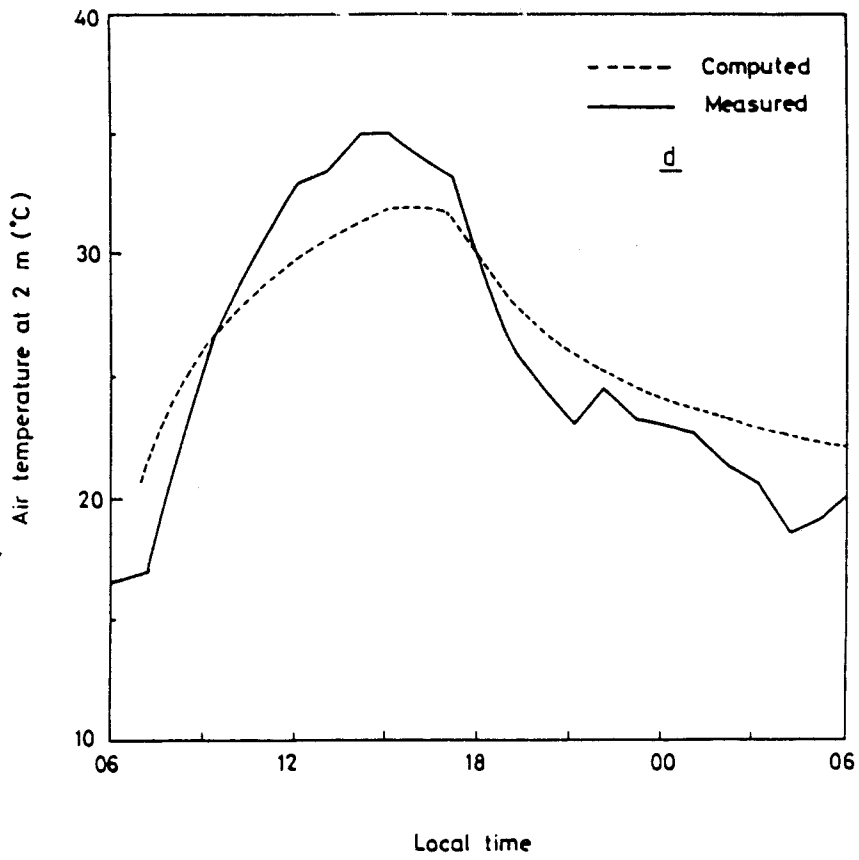
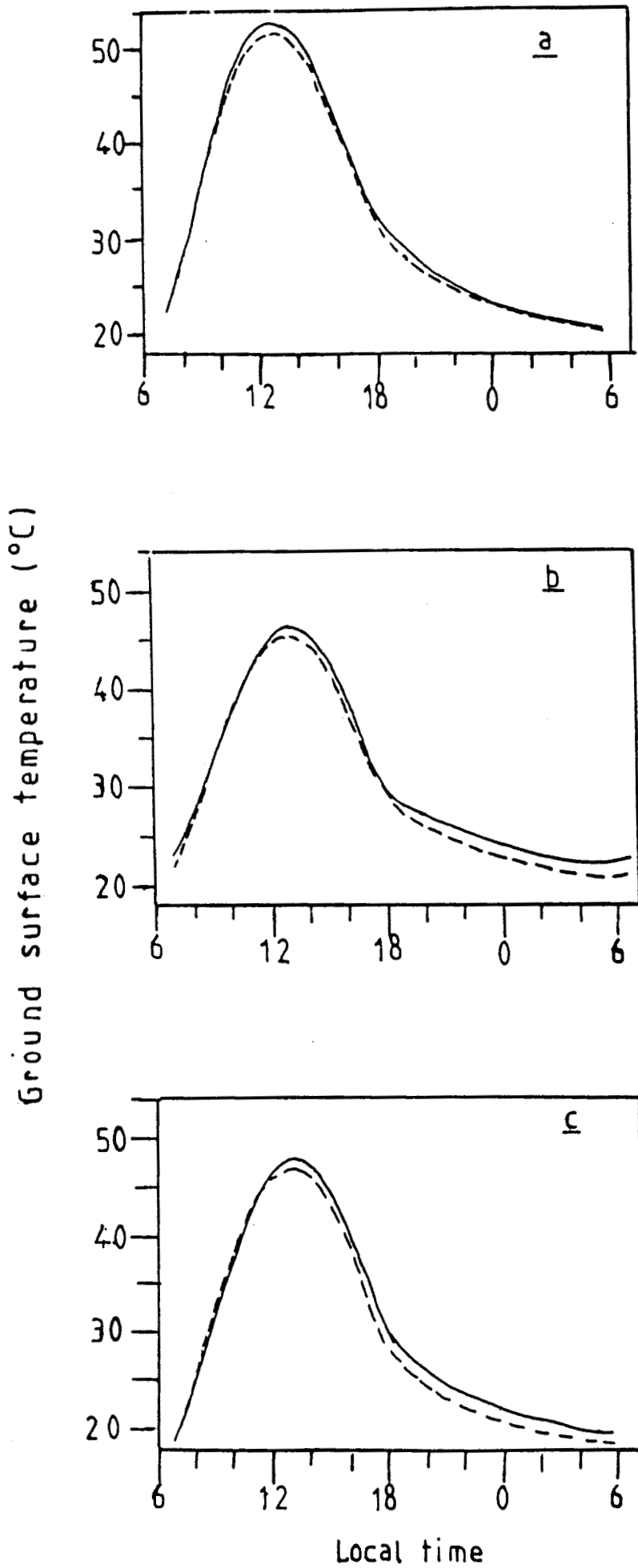
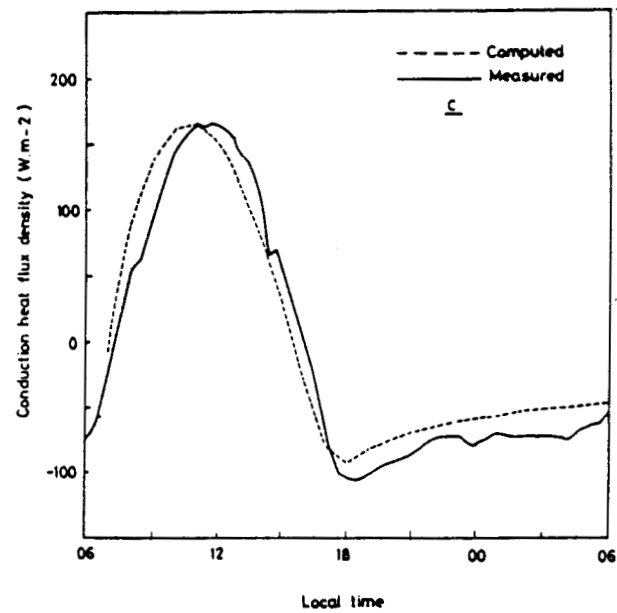
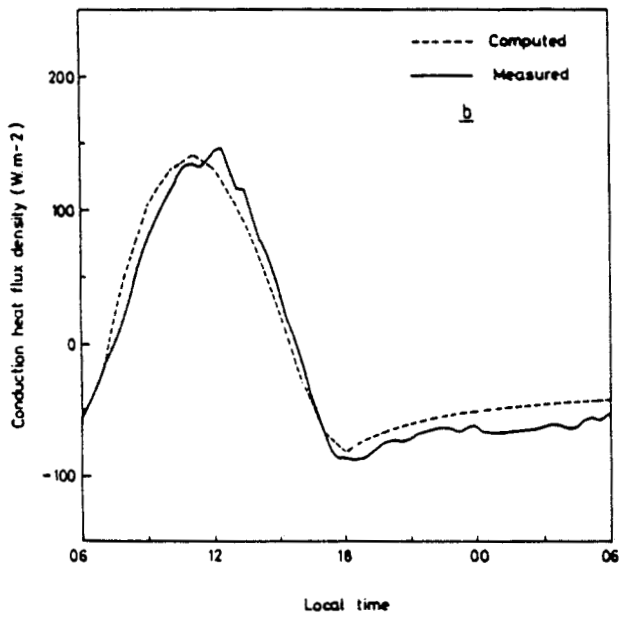
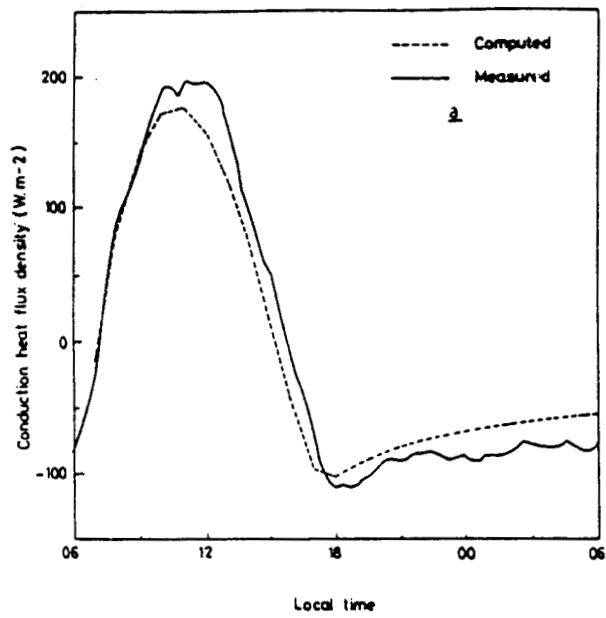


Figure 3-d-h: Experimental (solid line) and calculated (dashed line) daily cycles of air temperature at 2m above ground; d: day 24; h: day 12.

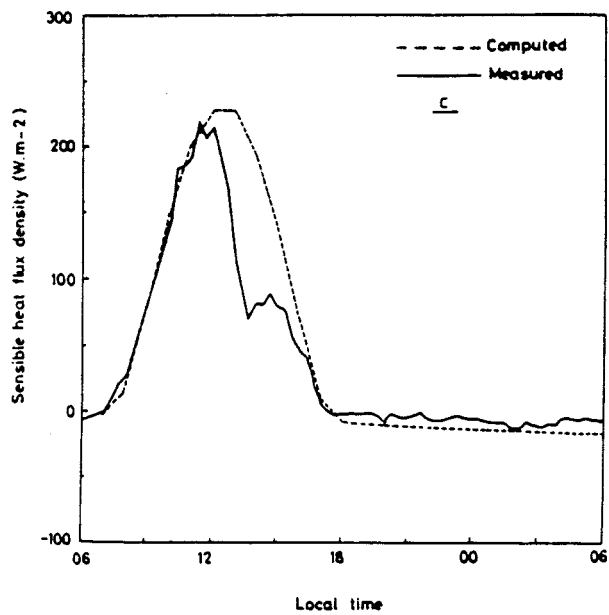
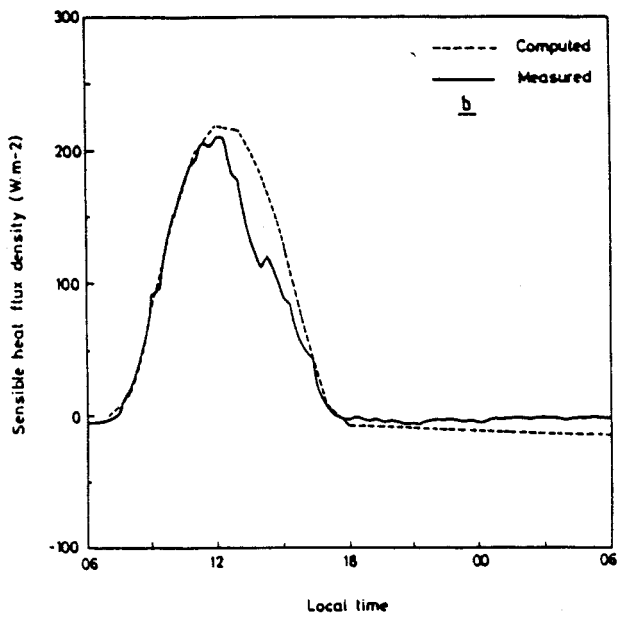
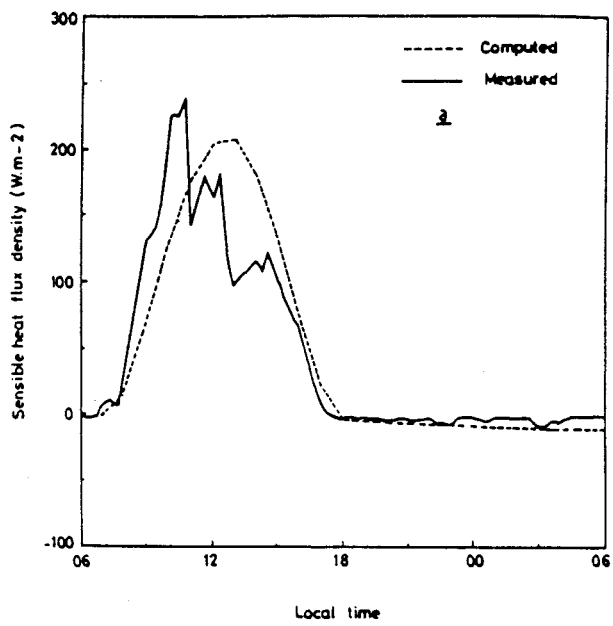


**Figure 4:** Experimental (solid line) and calculated (dashed line) daily cycles of ground surface temperature; a: day 24; b: day 12; c: day 7.

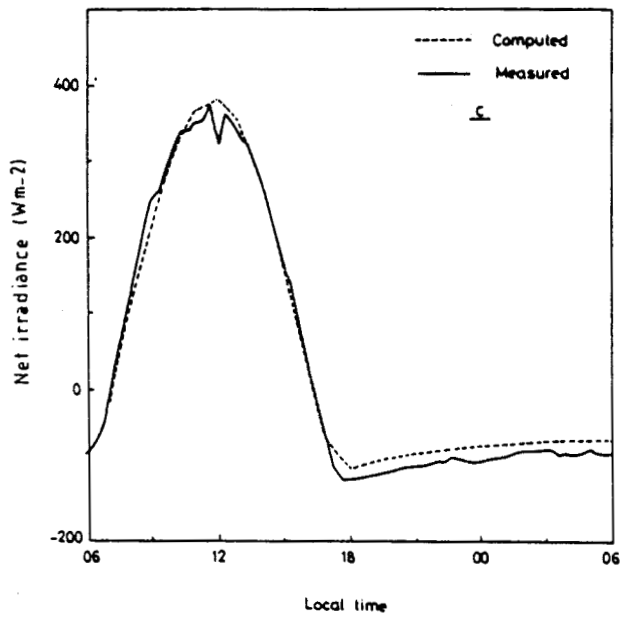
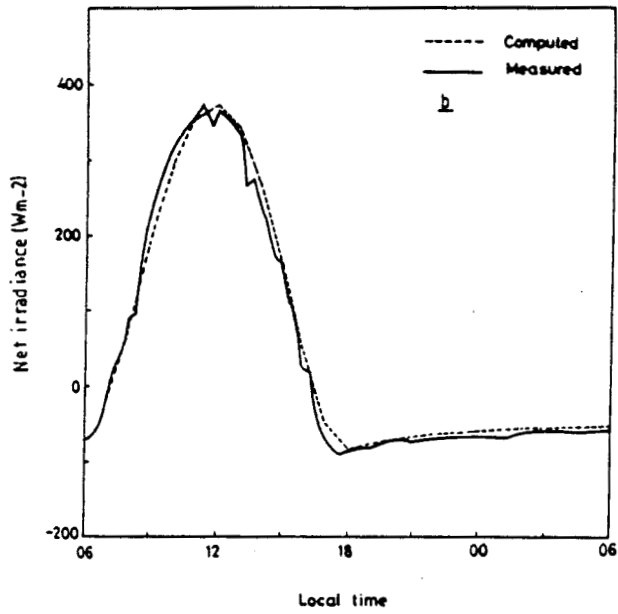
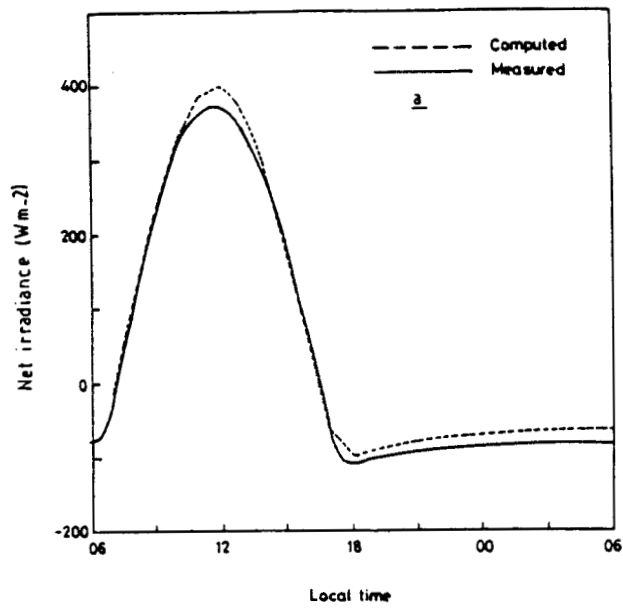




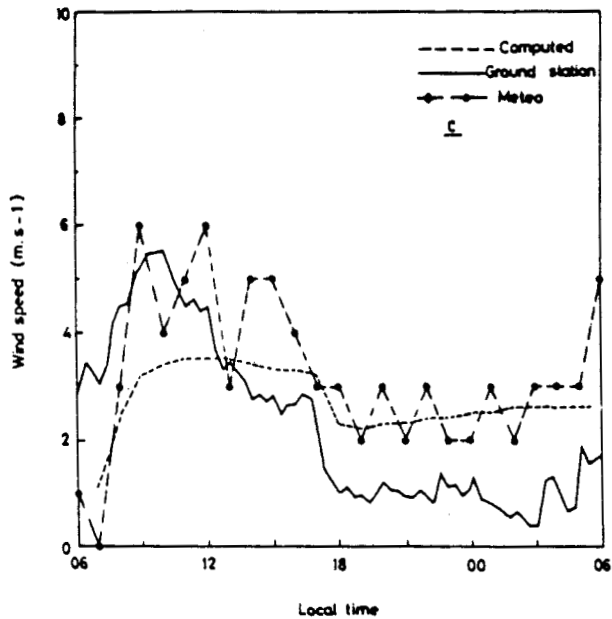
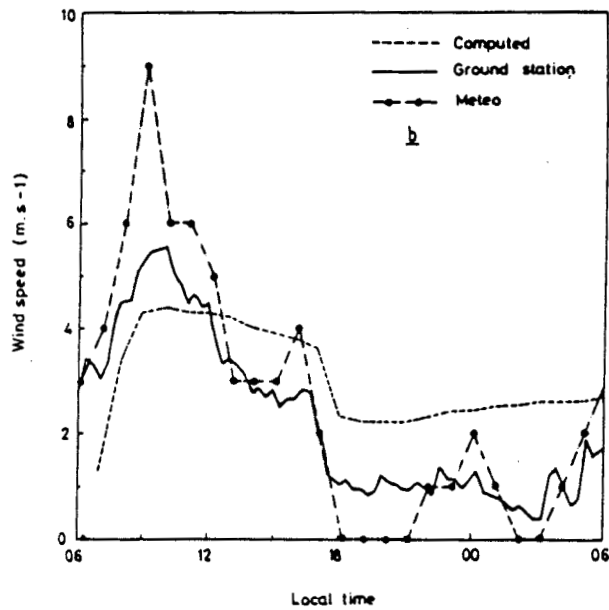
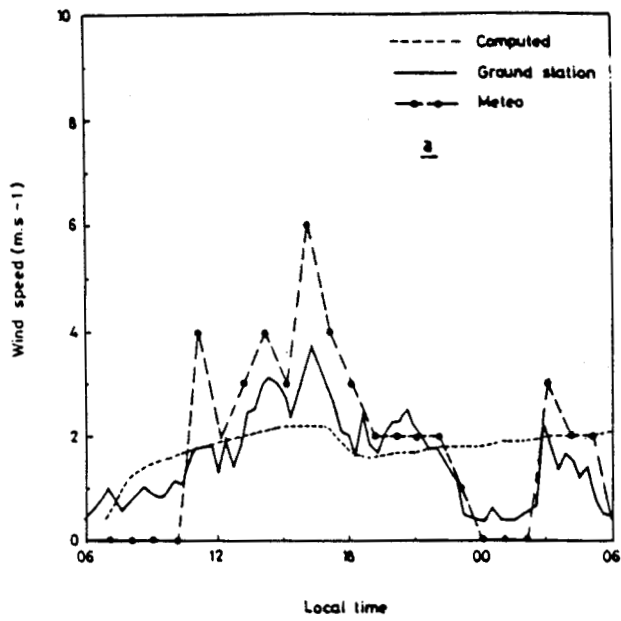
**Figure 5:** Experimental (solid line) and calculated (dashed line) daily cycles of surface conduction heat flux density; a: day 7; b: day 12; c: day 24.



**Figure 8:** Experimental (solid line) and calculated (dashed line) daily cycles of surface sensible heat flux density; a: day 7; b: day 12; c: day 24.



**Figure 7:** Experimental (solid line) and calculated (dashed line) daily cycles of surface net irradiance; a: day 24; b: day 12; c: day 7.



**Figure 8:** Comparison of experimental wind measured by ground station (solid line) with calculated wind (dashed line). In addition, wind at 10 m above ground (---\*---) measured by ASENA station is presented; a: day 7; b: day 12; c: day 24.

# THE THERMAL IMPACT OF SAHARAN DUST OVER LAND PART II : APPLICATION TO SATELLITE IR REMOTE SENSING

Michel LEGRAND<sup>1</sup> and Guy CAUTENET<sup>2</sup>  
Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université Nationale,  
Abidjan, Côte d'Ivoire

Jean Claude BURIEZ  
Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences  
et Techniques de Lille Flandres Artois,  
Villeneuve d'Ascq , France

\*\*\*\*\*

## ABSTRACT

Use of the mesoscale model described and qualified in Part I is arranged with radiative transfer codes for the computation of the thermal infrared response of METEOSAT from a Sahelian target. The sensitivity of the satellite response to various atmosphere and surface parameters either relevant or extraneous to dustiness is analysed and physically interpreted during the whole daily cycle, considering especially the thermal impact of dust at the ground surface. The most significant parameters according to this criterion of sensitivity, are the amount of dust in atmosphere and its radiative characteristics, and the ground surface emissivity in the satellite channel. If neglected, atmospheric water vapor content may be a large source of error for the retrieval of dustiness from the satellite data. The theoretical results are discussed and compared with earlier published experimental work.

---

<sup>1</sup>. Present affiliation : Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, Villeneuve d'Ascq, France.

<sup>2</sup>. Present affiliation : Laboratoire Associé de Météorologie Physique, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

## 1. INTRODUCTION

The impact of Saharan dust on land temperature is a mechanism to be considered to explain the efficiency of the thermal infrared radiometry from satellite for remote sensing of dust over continental areas. A further reason is the screen effect modifying the upward transfer of radiance emitted by the ground through the dust layer, when ground and dust have appreciably different temperatures.

Thus the satellite infrared dust detection may in no way be considered as resulting from simple processes, and it can be expected that a large set of parameters is needed in the purpose of expressing the satellite response.

Ground measurements have been achieved at Sahelian sites during the dry season in order to fit tentatively the measured parameters with the METEOSAT 10.5-12.5  $\mu\text{m}$  channel data. Results from these investigations have been reported by Legrand et al.(1989) and by Legrand and Desbois (1989), and are summarized in Table 1. For considered Sahelian sites during the dry season, METEOSAT thermal infrared data of the middle of the day have been approximated with acceptable accuracy by means of: (1) the visible aerosol optical depth, and (2) the atmospheric water vapor amount for the site of Dakar and the day number accounting for the seasonal effects for the site of Niamey. The visible optical depth has been chosen rather than the dust amount, because of its experimental accessibility and its radiative importance for the climatic impact of dust. Such results demonstrate that the optical depth could conversely be retrieved using thermal infrared satellite data and other parameters which differ according to the site and the season. Prior to a tentative generalisation of experimentally derived relations to the whole arid and semi-arid area constituted by the Saharan desert and its borders, it is of prime importance to identify the parameters of which variations impact strongly on the satellite response value.

This study is a first attempt to get some insight into this topic by testing the sensitivity of various parameters with model simulations. At first, the modified CSU (Colorado State University) mesoscale model (1978) described and qualified in Part I of this study (Cautenet et al., submitted) is used so as to simulate the thermal impact of dust. The output atmospheric profiles and surface temperatures are then inserted into programs suitable for the calculation of radiative transfer through the atmosphere in order to compute the resulting radiance which would be detected by the METEOSAT 10.5-12.5 $\mu\text{m}$  channel. The amount of dust and its

vertical distribution are successively varied in order to evaluate their respective impact on the satellite response, and the importance of the radiation properties of dust is assessed by comparing the satellite responses for two markedly different dust models. Then the impact of the surface properties of the target is investigated, and at last atmospheric variable parameters extraneous to dustiness such as humidity and wind are varied in order to estimate the spurious variations they could involve on the satellite response.

## **2. THE MODELS**

### **a. The CSU mesoscale model**

The version of the modified CSU mesoscale model of Mahrer and Pielke (1978) is run with data issued from the ECLATS experiment (Fouquart et al., 1987), depicting the general conditions for the Sahelian site Niamey (Republic of Niger) during the second half of November (dry season). Every run is performed with a cloudless atmosphere in which has been inserted the forcing by a dust layer vertically homogeneous and constant with time extending from the ground to some fixed height. The reference parameters are gathered in Table 2 and the reference profiles, initialized at sunrise are plotted in Fig. 1. The initial atmospheric, surface, and soil temperatures have to be tuned so that the model outputs are quasi-stationary (i.e. the initial conditions are approximately restituted after a 24-hour run).

Most of the tests of sensitivity are then defined by the modification of a single parameter (several in few cases) or initial profile, the initial temperatures being tuned again whenever necessary.

### **b. The radiative transfer codes**

For aerosol considered as non-scattering in the infrared range, as the ECLATS type aerosol (see Table 2), the LOWTRAN-5 code (Kneizys et al., 1980) is used to compute the radiance incident on the METEOSAT-2 detector of the 10.5-12.5  $\mu\text{m}$  channel, inserting as input data the ground temperature and atmospheric profiles from the output files of the CSU mesoscale model.

The filtering function of the infrared channel has been introduced in the program for radiance computation. In addition the computed radiance is digitized into radiometric counts of a

satellite signal using a conversion constant of  $50 \text{ mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ ct}^{-1}$  (results can then be easily compared with previous experimental results of Legrand et al., 1988 and Legrand and Desbois, 1989). Moreover the program has been adapted so as to account for the radiance reflected by a ground surface with emissivity smaller than 1.

For scattering aerosol, as considered in section 3.2, the method of the successive orders of scattering (see Lenoble, 1985), is used. In order to ensure the consistency with non-scattering aerosol results issued from LOWTRAN-5 code, gaseous optical depth of the atmospheric sublayers has been first computed with the LOWTRAN-5, then inserted into the successive orders of scattering code.

### 3. THE TESTS OF SENSITIVITY

Runs of 24 hours are performed with the CSU mesoscale model by varying the parameter of interest among the reference conditions of Table 2 and Fig. 1, and hourly outputs are collected. Then radiances in the 10.5-12.5  $\mu\text{m}$  METEOSAT channel are computed with the previous outputs at 3-hour intervals.

#### a. Sensitivity to dust

##### 1) AMOUNT OF DUST

Varying the amount of atmospheric dust consists in changing in the same ratio the values of the optical depths  $\delta_s$  and  $\delta_l$ , spectrally averaged on the shortwave and longwave ranges respectively. These optical depths are of climatological relevance as they concern the broadband irradiances, and they are introduced into the CSU mesoscale model. Moreover, the infrared optical depth  $\delta_{\text{sat}}$  restricted to the METEOSAT channel width, is varied in the same ratio. This optical depth affects only the radiative transfer of the narrow-band radiance and is introduced into the relevant code (LOWTRAN, successive orders of scattering). For aerosol of ECLATS type, the relation

$$\delta_l = \delta_{\text{sat}} = 0.12 \delta_s \quad (1)$$



is used. For this aerosol, an unit shortwave optical depth corresponds to a total volume of dust of  $0.036 \text{ cm}^3$  in a vertical column of section  $1 \text{ cm}^2$ , that is a dust content of  $0.09 \text{ g cm}^{-2}$  with a mean density of  $2.5 \text{ g cm}^{-3}$ .

Table 3 illustrates the importance of the modifications involved by a thick dust layer with a  $\delta_s$  value of 4, at 0600 LST and 1200 LST. The thermal impact at the ground surface is presented in Fig.2a during the daily cycle for values of  $\delta_s$  varied from 0 to 4, and in Fig. 2b against  $\delta_s$  at various times during both day and night. The resulting METEOSAT response variations are presented in the corresponding Fig. 3a and 3b. Figure 3b confirms the non linearity of the satellite response variation with  $\delta_s$ , experimentally observed and discussed in Legrand et al. (1989).

## 2) TYPE OF DUST

The incidence of the physical properties of an aerosol on the satellite response is investigated by comparing the respective impacts of the ECLATS model and of an aerosol model quite different with much larger particles. This latter aerosol model reported in the literature by Carlson and Benjamin (1980) is abbreviated CB hereafter. For this model, relation (1) holds no longer. Instead, the optical properties in the longwave range are spectrally dependent as reported by Carlson and Benjamin. The optical properties restricted to the METEOSAT infrared channel are reported in Table 4 for a layer of unit value of  $\delta_s$ . It must be noted that quite different dust amounts correspond to the same  $\delta_s$  as shown in Table 4, due to the differences in particle size distribution.

The output data of the CSU mesoscale model for each aerosol type allow a quantitative analysis of the compared impacts. The major difference between the effects of the aerosol models under consideration is a greater enhancement of the atmospheric irradiance during the whole daily cycle for the CB model, owing to a longwave optical depth significantly greater, as expected from the larger CB dust volume. The resulting greenhouse effect induces then a large warming both at surface and in the dust layer. An additional difference arises from the absorbing properties of the aerosol models in the shortwave range (compare  $\omega_s$  values in Table 4). In the case of the CB model, the downward irradiance at ground is even more attenuated than with the ECLATS model, and higher shortwave heating rates affect the dust layer, involving an increase of air temperature during daytime

Of course, a consequence is that the dust layer temperature is kept higher during the complete diurnal cycle in the case of CB aerosol model.

In Fig. 4a the daily variations of the ground surface temperatures are compared without aerosol and with amounts of ECLATS and CB aerosol corresponding to an unit value of  $\delta_s$ . It is observed that the nocturnal temperature decrease is drastically reduced with the CB aerosol because the greenhouse effect is much stronger than for the ECLATS aerosol. On the contrary, during daytime the temperature increase is moderately reduced with CB aerosol as compared with ECLATS one, still owing to the large greenhouse effect partially compensating the large visible attenuation.

In Fig. 4b the corresponding METEOSAT response variations are plotted, allowing the comparison of ECLATS and CB aerosol impacts. During the night, the CB aerosol impact is much higher than the ECLATS one due to the warmer ground surface and dust layer. During the day, the CB aerosol impact appears still higher - in spite of a lesser ground surface temperature drop - because of the considerable screening of the ground radiance through a widely colder dust layer characterized by a large infrared optical depth (see  $\delta_{sat}$  in Table 4).

### 3) GEOMETRICAL DEPTH OF THE DUST LAYER

The impact of the geometrical depth of a dust layer of ECLATS type is investigated by varying the height of the top of the layer from the reference value of 1.2 km to a value of 2.0 km, a realistic variation representative of variability for the area of Niamey, as inferred from ECLATS experiment and other observations. The computed variations are weak: for an unit value of  $\delta_s$ , the surface temperature is decreased by 0.4 °C at 1200 LST and by 0.1 °C at 0600 LST, and the METEOSAT response is decreased by 1.6 ct at 1200 LST and by 0.7 ct at 0600 LST.

#### **b - Sensitivity to the target characteristics**

##### 1) LAND SURFACE ALBEDO

The effect of a modification of the land surface albedo has been evaluated by replacing the reference value of 0.26 by values of 0.20 and 0.30, without dust and with an unit value for  $\delta_s$  successively. The variables appreciably modified are the upward shortwave irradiance and hence the net irradiance, involving in turn a variation of the surface temperature and then of the

satellite response. The effect is moderate during the day and vanishes during the night as can be seen from the results presented in Table 5. Symbols  $\Delta T_S$  and  $\Delta C$  represent the ground surface temperature and satellite radiometric counts variations involved by a variation of 0.01 on the albedo. For instance,  $\Delta C$  could be the realistic error associated with an uncertainty of localization of a target from a satellite image: it is less than one ct at midday and becomes negligible during the night. Symbols  $k_T$  and  $k_C$  are the sensitivities of the ground surface temperature and satellite radiometric counts to dustiness, they are defined as the variations in  $T_S$  and  $C$  for an unit variation of  $\delta_s$ . The parameter  $k_C$  shows a moderate dependence to the albedo  $A$ , with enhanced absolute values over targets of lower albedo.

## 2) LAND SURFACE EMISSIVITY

The emissivity of the land surface affects the satellite response according to the two following mechanisms:

(i) It controls the longwave energy exchange between ground and atmosphere and hence the energy balance and the temperature at the surface.

ii) Given any surface temperature (i.e. independently of the former mechanism), it controls the upward emitted radiance and thus the response satellite.

Indeed it is appropriate to define distinct parameters to describe these two effects. The infrared energy exchange at the surface is controlled by the hemispherical spectrally averaged emissivity, conveniently defined for modelling the longwave irradiances emitted and reflected by the land surface. This emissivity  $\epsilon$  is used in the CSU mesoscale model to describe the emission from a surface assumed grey and lambertian and its reflection of the atmospheric downward radiation.

On the other hand, the radiance emitted and reflected by surface towards satellite is controlled by a directional emissivity  $\epsilon_{sat}$  defined in the 10.5-12.5  $\mu m$  range and weighted by the METEOSAT radiometer spectral response to account for the signal detection. Even though bare soils are not lambertian reflectors, they are almost lambertian emitters, as outlined by Becker et al. (1986). Since the absorption by atmospheric gases is quite strong out of the 8-14  $\mu m$  window region, one can expect that the spectrally averaged emissivity  $\epsilon$  does not depart significantly from  $\epsilon_{sat}$ .

Varying the parameter  $\epsilon$  in the CSU mesoscale model results in the modification of the ground surface temperature as illustrated in Fig. 5. Curves are plotted for emissivities of 0.8 and

1 which may be considered as the realistic limits for usual ground emissivity values. With a low emissivity, the exchanged infrared flux is reduced, involving thus decrease of the radiative cooling and the increase of the temperature at the ground surface. As  $\epsilon$  decreases from 1 to 0.8,  $T_S$  increases of about 3 °C in the dustless case for the whole diurnal cycle. This effect is slightly reduced by the presence of dust as can be observed in Fig. 5.

In Fig. 6, the modifications of the daily cycle of satellite response are presented for a grey lambertian ground surface characterized by equal values of  $\epsilon$  and  $\epsilon_{sat}$ . For a dust-free atmosphere a decrease of the emissivities from 1 to 0.8 involves a reduction of 20-25 ct during daytime and 10-15 ct during nighttime. This variation is reduced in the presence of dust, it remains yet important with a satellite response decrease of 15-20 ct during daytime and 8-10 ct during nighttime.

Figure 7 allows to estimate the respective parts of  $\epsilon$  and  $\epsilon_{sat}$  in the large variations of satellite response observed in Fig. 6. The solid and dotted curves relate to different values of  $\epsilon$  (1 and 0.9 respectively) and the same unit value of  $\epsilon_{sat}$ . It is observed that for a decrease of  $\epsilon$  the satellite response is increased, due to the corresponding increase of the surface temperature. However this is a rather slight effect of about 2 ct, practically constant during the whole daily cycle (whatever  $\delta_s$ ). The dotted and dashed curves relate to different values of  $\epsilon_{sat}$  (1 and 0.9 respectively) with a common value of 0.9 for  $\epsilon$ . For a decrease of  $\epsilon_{sat}$  the satellite response is decreased due to the corresponding drop of the ground emitted radiance. This highly sensitive effect varies in the range 6-15 ct during the daily cycle, it is more important during daytime and for dust-free conditions. Table 6 summarizes the variations of the satellite response  $\Delta C$  as a function of  $\delta_s$ , for variations of 0.01 respectively for  $\epsilon_{sat}$  and  $\epsilon$ .

Figure 8 presents the daily variations of the satellite IR channel sensitivity to dust  $k_C$  for  $\epsilon = \epsilon_{sat} = 0.8$  and 1. This sensitivity is defined as the variation of the METEOSAT response (in counts) corresponding to an unit shortwave optical depth variation. It is negative during daytime and positive during nighttime, and it is algebraically increasing in any case as  $\epsilon_{sat}$  decreases. So the most favourable conditions for observation of dustiness, inferring the greatest absolute values of  $k_C$ , are met on daytime for a high emissivity and on nighttime for a low one.

## **c - Sensitivity to parameters extraneous to dustiness**

### **1) ATMOSPHERIC WATER VAPOR**

The impact of atmospheric moisture on the satellite response has been evaluated by multiplying the initial humidity profile shown in Fig. 1c, successively by 0.5 providing dry atmospheric conditions, and by 2 giving thus moist atmospheric conditions. The soil wetness is kept unmodified for these various air moisture conditions so that evaporation and latent heat flux are practically unchanged. As the soil is very dry (see Table 2 for the wetness), and advection plays no part in the present study, evaporation is weak and the atmospheric water vapor amount is almost constant over the daily cycle, with mean columnar values of 0.9, 1.7, and 3.4 g.m.<sup>-2</sup>, respectively for the dry, reference, and moist atmospheres.

Figure 9a presents daily cycles of the ground surface temperature relating to the three cases. Temperature is enhanced by the presence of atmospheric water vapor, as a result of the associated greenhouse effect. During nighttime at 0600 LST the deviations from the reference atmosphere reach - 2.3 °C and + 4.3°C respectively for the dry and moist atmospheres. During daytime, the greenhouse effect is for its most part balanced by the absorption in the solar range so that the total downward and net irradiances at ground are only slightly modified and the temperature variations do not exceed 1°C.

The presence of atmospheric water vapor involves the screening of the upward spectral radiance during the whole daily cycle, a mechanism counterbalancing the impact of the greenhouse effect on the satellite response. However the strength of this radiative transfer effect is greater during the day owing to the decrease of temperature with height in the lower atmosphere and it overcompensates the incidence of the small ground surface temperature increase on the satellite response. On the other hand this radiative transfer effect is weaker in the presence of the nocturnal inversion, so that it is widely overcompensated by the large ground surface temperature increase resulting from the greenhouse effect. The daily variations of the satellite response plotted in Fig. 9b reflect these combined effects.

## 2) WIND

The wind field controls the convective exchanges in the atmosphere and at the surface. According to the wind strength in the lower atmosphere, a variable part of the radiative energy absorbed at the ground surface is vertically transported back to the atmosphere in the form of convective heat. This effect concerns chiefly the sensible heat which represents the major term of convective energy in the dry Sahelian conditions.

The wind field impact on the ground surface temperature has been investigated by multiplying the initial wind speed profile (shown in Fig. 1d) by 0.5 and 2, giving then respectively light wind and high wind conditions. The three resulting cases are characterized by the following daily mean wind speed at 2 m :  $1.7 \text{ m.s}^{-1}$  (light),  $3.0 \text{ m.s}^{-1}$  (reference), and  $5.3 \text{ m.s}^{-1}$  (high). Because the convective energy transfer from the surface through the atmosphere is important only during daytime, the same can be said about the wind impact on ground temperature and on satellite response. This feature is depicted by the diurnal cycles of ground surface temperature and satellite response plotted in Fig. 10a and 10b.

## 4 - DISCUSSION

The results presented in the previous section allow to state that, in addition to its predicted large sensitivity to dust amount illustrated in Fig. 3a and 3b, the satellite response is highly sensitive to ground surface emissivity  $\varepsilon_{\text{sat}}$  in the satellite channel range and to aerosol properties as shown by Fig. 7 and Fig. 4b respectively.

The sensitivity of the satellite response to the IR channel land surface emissivity presented in Fig. 8 agrees for the nighttime with earlier experimental results reported by Legrand et al. (1988).

For a decrease of  $\varepsilon_{\text{sat}}$ ,  $k_C$  is increased approximately of the same amount during daytime and nighttime. However as  $k_C$  is positive during nighttime and negative during daytime, its absolute value is increased during nighttime and decreased during daytime. Hence the night to day ratio  $r$  of the absolute values is drastically modified by an emissivity change, whereas in the same conditions the night to day difference  $D$ , is only slightly modified. Figure 11 shows the variations of  $r$  and  $D$  against  $\varepsilon_{\text{sat}}$  for the ECLATS aerosol model, using values at 0600 LST for

the night and values at 1200 LST for the day. It may then be inferred that the parameter  $r$  would be useful for the experimental determination of  $\epsilon_{\text{sat}}$ .

On the other hand, important variations on the parameter  $D$ , as it is rather insensitive to  $\epsilon_{\text{sat}}$ , would suggest primarily some departure in the aerosol properties. Indeed, the aerosol type is characterized in the models used by a set of radiation parameters describing the properties in the solar and infrared ranges, of either climatological or remote sensing relevances. For the ECLATS and CB aerosol models selected in the present study, the difference between the dust impacts on the satellite response results from the large difference between the longwave to shortwave optical depth ratios of these aerosols;  $(1-\omega_l)\delta_l/\delta_s$  is roughly 3 times as great for CB than for ECLATS aerosol. As a consequence, replacing ECLATS model by CB model leads to a doubling of the night to day sensitivity difference (for  $\epsilon_{\text{sat}} = 0.9$ ,  $D = 15.1$  ct and 30.5 ct for ECLATS and CB models respectively).

However a more detailed description of the aerosol type impact needs further sensitivity studies of the satellite response to suitably defined aerosol parameters and a realistic determination of the variability of these parameters.

Table 7 is presented in the purpose of comparing calculated value of the satellite response sensitivity to dust  $k_C$  at 0600 LST and at 1200 LST with experimental values reported by Legrand et al. (1989), derived from statistical comparison between METEOSAT data and aerosol optical depth from ground photometric measurements during February 1985 at the site of Niamey. According to the model of aerosol and value of  $\epsilon_{\text{sat}}$ , the computed sensitivity ranges from + 4.8 ct to + 17.7 ct at 0600 LST, and from - 12.8 ct to - 3.8 ct at 1200 LST. Changing the aerosol model, or tuning  $\epsilon_{\text{sat}}$  (or both together) would be clearly sufficient to have computed values of  $k_C$  located inside the 95% confidence interval of the experimental values, without attending to the influence of the other parameters and of the various sources of errors.

In Table 8 are summarized the variations of the satellite response obtained by varying atmospheric water vapor amount and wind strength in the model. They are interpreted as uncertainties  $\Delta C$  introduced in the determination of the aerosol optical depth and converted into  $\Delta\delta_s$ . These variations result in uncertainties on the satellite determination of the optical depth  $\Delta\delta_s = 0.6$  for a change of 1 g.cm<sup>-2</sup> of the columnar water vapor amount and  $\Delta\delta_s = 0.1-0.3$  for a change of 1 m.s<sup>-1</sup> of the daily mean wind speed at 2 m.

The values of  $\Delta\delta_s$  for variations of the atmospheric moisture apparently mean that a satisfactory retrieval of  $\delta_s$  using infrared satellite data would compel to estimate the columnar water vapor amount in the atmosphere. Such a requirement has already been predicted for the

nighttime by Legrand et al. (1989) according to result of satellite response sensitivity to water vapor reported in a previous paper (Legrand et al., 1988), and it has been directly confirmed for daytime on the basis of measurements at a site near seashore (Dakar, April 1987), where moisture variations were important (Tanré and Legrand, 1990). However, giving a definitive diagnosis on this point needs to know the likely variations of atmospheric moisture, which depends on the location of the selected target and varies with season. So, on the contrary of the case of Dakar where water vapor was needed for retrieval of aerosol optical depth, it was shown in Legrand et al. (1989) that aerosol optical depth could be satisfactorily expressed using the infrared satellite data with an empirical formula which neglects the atmospheric moisture, for the site of Niamey located far inland. It is thus recommended that a climatological study of the monthly mean and standard deviation of the atmospheric water vapor amount be done when selecting a target for the monitoring of optical depth using the infrared satellite data.

As shown in Table 8 the impact of wind is in no way so drastic. However corrections could be brought by taking into account the wind speed provided by the meteorological stations (monthly means and standard deviations could also be useful).

The impact of albedo is moderate. Albedo can be determined from methods using air or spaceborne measurements. However the uncertainties relative to these determinations look still high, owing particularly to the approximate knowledge of the ground spectral and directional reflectance properties (see Arino, 1990).

It must be also noted that the Sahelian area probably undergoes large seasonal variations of albedo associated with the alternance of contrasted dry and rainy seasons. However it is thought that during a large part of the dry season - the very one concerned with dust events - albedo variation is weak in relation with the rather steady state of the withered vegetation and dry ground.

The satellite response variations resulting from a geometrical depth change of the dust layer - turbidity being unchanged - are negligibly small with the realistic values used for the Sahelian area. However the dust layer is expected to be much deeper for very different atmospheric conditions, as can be observed in the northern part of Sahara. Especially, the occurrence of dust clouds lifted in altitude could give rise to a somewhat greater impact on the satellite response, as a result of the much lower dust layer temperature.



## 5 - CONCLUSIONS AND PROSPECTS

The effect of atmospheric dustiness on METEOSAT response in the thermal infrared range is studied using the mesoscale model described and tested in Part I of the current study, and radiative transfer codes. The sensitivity of the satellite response is computed for a Sahelian site according to dust amount, radiative properties and vertical distribution, to surface albedo and emissivity, and to atmospheric water vapor content and wind velocity. These theoretical results are observed to be in agreement with previously published results (Legrand et al., 1988; Legrand and Desbois, 1989; Legrand et al., 1989). The coefficient of satellite sensitivity to dust  $k_C$  is shown to be primarily dependent on the aerosol physical properties and the surface emissivity in the satellite channel  $\epsilon_{sat}$ . Large errors on the estimate of dustiness by means of the satellite data can be involved by variation of the atmospheric water vapor content.

Thus a necessary step in the development of a method of detection of atmospheric dust by means of infrared satellite data will be obviously to investigate the appropriate way to take into account for these major parameters identified in the present study :

(i). The aerosol characteristics play a prominent part in the determination of the satellite response sensitivity. Hence this method requires knowledge about the values and realistic ranges of variability of the aerosol optical properties. Indeed, as regularly stressed by the experts (i.e. at the WMO-ISCU meeting, 1983; see also d'Almeida et al., 1989), the properties of tropospheric aerosols - dust and others - and their variability are insufficiently known, with too scarce and partial experimental datasets. These insufficiencies are still more evident for the aerosol properties in the infrared range.

However, no need of introducing any variability in the aerosol properties appeared in the previous experimental parameterizations of the METEOSAT infrared response for Sahelian sites (Legrand et al., 1988; Legrand and Desbois 1989). Thus a likely scheme is that variability of the aerosol properties is appreciable only when considering large time and space scales, that is seasonally or for areas geographically far away. This scheme would agree with the idea that the rather regular wind pattern over Sahel may determine an unique - or very dominant - source area of generation for the dust events observed at a given site. Thus an appreciable variation in the dust properties at this site could arise only with the seasonal change of the wind pattern and correlated source area. In that prospect, the identification of the dust source areas of concern could help solving the problem.

(ii). The ground surface emissivity  $\epsilon_{\text{sat}}$  in the satellite channel range is an important parameter for the determination of the satellite response sensitivity to dust, as already pointed out in Legrand et al. (1988). It is expected to vary negligibly with time at a given site during the dry season. However this point has to be confirmed experimentally. As reported by Becker et al. (1986) the remote measurement of this parameter is difficult and attention will have to be paid to this question.

(iii) - The atmospheric humidity needs to be taken into account in order to avoid large uncertainties in the determination of dust optical depth from the satellite response. Monthly mean and standard deviation of atmospheric water vapor content derived from data routinely measured at meteorological stations could give a satisfactory solution if standard deviation is small enough. An optional solution is the use of rawinsonde data collected simultaneously with the satellite data acquisition. But the really adequate solution is clearly the satellite remote sensing of this atmospheric water vapor.

**Acknowledgments.** The authors are indebted to CIRCI (numerical center of Abidjan, Côte d'Ivoire) and to the IBM board at Abidjan for their support in numerical work achievement. They also wish to thank Mrs Y. Thérout for careful preparation of the manuscript.

## REFERENCES

**Arino, O., 1990 :** Albédo de surface et bilan radiatif de courtes longueurs d'onde : Contribution satellitaire. Thèse, Université de Toulouse, France, 205pp.

**Becker, F., P. Nerry, P. Ramanantsizehena and M. P. Stoll, 1986 :** Mesure d'émissivité angulaire par réflexion dans l'infrarouge thermique - implication pour la télédétection. *Int. J. Remote Sensing*. 7, 1751-1762.

**Carlson, T.N., and S.G. Benjamin, 1980 :** Radiative heating rates for Saharan dust. *J. Atm. Sci.* 37, 193-213.

**Cautenet, G., M. Legrand, Y. Coulibaly and C. Boutin, 1986** : Computation of ground surface conduction heat flux by Fourier analysis of surface temperature. *J. Climate Appl. Meteor.* 25, 278-283.

**Cautenet, G., M. Legrand, S. Cautenet, B. Bonnel and G. Brogniez,** : The thermal impact of Saharan dust. Part I : Simulation. *J. Climate* [same issue as the present article, to be completed by the editor].

**D'Almeida, G.A., P. Koepke and M. Hess, 1989** : The MIM optical aerosol climatology. BMFT - Forschungsbericht KF-1011. [Available from Meteorologisches Institut der Universität München (MIM), Theresienstrasse 37, D - 8000 München 2, FRG].

**Fouquart, Y., B. Bonnel, G. Brogniez, J.C. Buriez, L. Smith, J.J. Morcrette and A. Cerf, 1987** : Observations of Saharan aerosols : Results of ECLATS field experiment. Part II : Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative divergence. *J. Climate Appl. Meteor.* 26, 38-52.

**Kneizys, F.X, E.P. Shettle, W.O. Gallery, J.H. Chetwind, Jr., L.W. Abreu, J.E.A. Selby, R.W. Fenn and R.A. McClatchey, 1980** : Atmospheric transmittance/radiance : Computer code LOWTRAN-5. AFGL. Environ. Res. Pap., No 697, AFGL-TR-80-0067, 233 pp.

**Legrand, M., and M. Desbois, 1989** : On the retrieval of Saharan aerosol optical depth over Africa from IR satellite imagery. IRS'88 : Current Problems in Atmospheric Radiation. Proc. Int. Radiation Symp; Lille, France, 18-24 August 1988. A. Deepak Publ., 549-550.

**Legrand, M., M. Desbois and K. Vovor, 1988** : Satellite detection of Saharan dust : Optimized imaging during nighttime. *J. Climate*, 1 256-264.

**Legrand, M., J.J. Bertrand, M. Desbois, L. Menenger and Y. Fouquart, 1989** : The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharan-dust optical depth over Africa. *J. Appl. Meteor.*, 28, 309-318.

**Lenoble, J., 1985** : Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres : Standard computational procedures. A. Deepak Publ., 300 pp.

**Mahrer, Y., and Pielke, 1978** : A test of an upstream spline interpolation technique for the advective term in a numerical mesoscale model. Mon. Wea. Rev., 106, 818-830.

**Tanré, D., and M. Legrand, 1990** : On the satellite retrieval of Saharan dust optical thickness over land . Two different approaches. J. Geophys. Res.. [submitted].

**WMO-ICSU, 1983** : World Climate Research Programme, Report of the experts meeting on aerosol and their climatic effects, Williamsburg, Virginia, 28-30 March 1983. WCP-55.

**Table 1**

Ground measurements			Statistical results		
site and period	geographic and climatic features	parameters	r	$\Delta C$ (ct)	$\Delta\delta_s$
Niamey , Rep. of Niger, Feb. 1985	Sahelian site far inland; dry season, strong seasonal warming	aerosol optical depth at 0.45 $\mu\text{m}$ (photometer); day number (i.e. time at seasonal scale)	0.98	1.3-2.3	0.1-0.2
Dakar, Senegal, April 1987	Sahelian site maritime; dry season, negligible seasonal warming	aerosol optical depth at 0.45 $\mu\text{m}$ (photometer); vertical columnar amount of water vapor (photometer)	0.94-0.98	2.0-3.8	0.12-0.24

*Table 1: Summary of statistical results derived from regression of daytime METEOSAT IR counts upon "ground truth" photometrically obtained data. The linear or quasi-linear fits of satellite response  $C$  with ground parameters are realized with a correlation coefficient  $r$  and a residual standard deviation  $\Delta C$  corresponding to an equivalent optical depth error  $\Delta\delta_s$ . Reported intervals of values of  $r$ ,  $\Delta C$  and  $\Delta\delta_s$  refer to the various values obtained according to the hour and the METEOSAT image format. A radiance variation of  $50 \text{ mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$  corresponds roughly to a 1-ct variation.*

**Table 2**

Parameters	Values	Comments
GENERAL		
ground level	230 m	flat
date	26 Nov.	
latitude	14°N	
SURFACE		
soil thermal inertia	1000 SI units	aft.er Cautenet et al., 1986 from ECLATS exp. grey
roughness length	1 mm	
SW albedo	0.26	
LW emissivity	0.9	
INITIAL AND SYNOPTIC		
sea level pressure	1013 mb	very dry
surface temperature	289 K	
surface specific humidity	$3 \cdot 10^{-3}$	
soil wetness	$10^{-2}$	
DUST (ECLATS MODEL)		
layer geometrical depth	1.2 km	aft.er Fouquart et al., 1987 id. id. id.
layer SW optical depth	1	
SW single scattering	0.952	
albedo	0.655	
SW asymmetry factor	0.12	
layer LW optical depth	0	
LW scattering albedo		

*Table 2: Reference parameters used with the modified mesoscale CSU model, representative of a Sahelian site during the dry season (Niamey, second half of November). SW refers to the shortwave range (0.25-4.0  $\mu\text{m}$ ) and LW to the longwave range (4-50  $\mu\text{m}$ ).*

**Table 3**

Time LST	$\Delta F_{s\downarrow}$ ( $W.m^{-2}$ )	$\Delta F_{l\downarrow}$ ( $W.m^{-2}$ )	$\Delta T_S$ ( $^{\circ}C$ )	$\Delta C$ (ct)	$\Delta T_{sat}$ ( $^{\circ}C$ )
1200	-535 (-58 %)	+81 (+26 %)	-10.8	-21.8	-10.0
0600		+80 (+28 %)	+6.5	+18.1	+9.5

*Table 3: Impact of a thick aerosol layer ( $\delta_s = 4$ ) on radiation, surface temperature and satellite response;  $F_{s\downarrow}$  and  $F_{l\downarrow}$  are the downward shortwave and longwave irradiances at ground level,  $T_S$  is the land surface temperature,  $C$  and  $T_{sat}$  are the radiometric counts and corresponding equivalent brightness temperature of the satellite response. Values in brackets indicate percent variations relative to the dustless values.*

**Table 4**

Model	V(cm)	$\delta_s$	$\omega_s$	$g_s$	$\delta_{sat}$	$\omega_{sat}$	$g_{sat}$
ECLATS	0.0036	1	0.952	0.655	0.12	0	
CB	0.0173	1	0.844*	0.780*	0.73	0.54	0.59

*Table 4: Compared properties of the ECLATS and CB (Carlson and Benjamin) aerosol models. V is the total volume of dust in the vertical column of the atmosphere (in  $cm^3$  per section  $1\ cm^2$ ). Subscripts s and sat refer to broadband shortwave and to 10.5-12.5  $\mu m$  METEOSAT channel respectively;  $\delta$ ,  $\omega$ , and  $g$  are optical depth, single scattering albedo, and asymmetry factor respectively.*

*(\*) Values averaged, after the spectral data given by Carlson and Benjamin (1980).*



**Table 5**

(a)	$\Delta T_S$ ( $^{\circ}\text{C}$ )		$\Delta C$ (ct)	
	$\delta_s=0$	$\delta_s=1$	$\delta_s=0$	$\delta_s=1$
1200 LST	0.3	0.3	0.7	0.5
0600 LST	<0.1	<0.1	0.1	0.1

(b)	$k_T$ ( $^{\circ}\text{C}$ )		$k_C$ (ct)	
	A=0.2	A=0.3	A=0.2	A=0.3
1200 LST	-3.7	-3.0	-8.9	-7.0
0600 LST	+2.1	+1.9	+7.5	+7.1

*Table 5: Impact of land surface albedo  $A$  on surface temperature  $T_S$  and on satellite response in radiometric counts  $C$ ; (a) describes the deviations involved by a variation of 0.01 of  $A$  according to  $\delta_s$ , (b) describes the variations against  $\delta_s$  (sensitivities) according to  $A$ .*

**Table 6**

Parameter variation	Time LST	$\Delta C$ (ct)	
		$\delta_s = 0$	$\delta_s = 1$
$\Delta \epsilon_{sat} = 0.01$	1200	+ 1.5	+ 1.1
	0600	+ 0.8	+ 0.6
$\Delta \epsilon = 0.01$	daily mean	- 0.2	

*Table 6: Impact of variations of 0.01 for  $\epsilon_{sat}$  and for  $\epsilon$  on the satellite response expressed in radiometric counts.*

Table 7

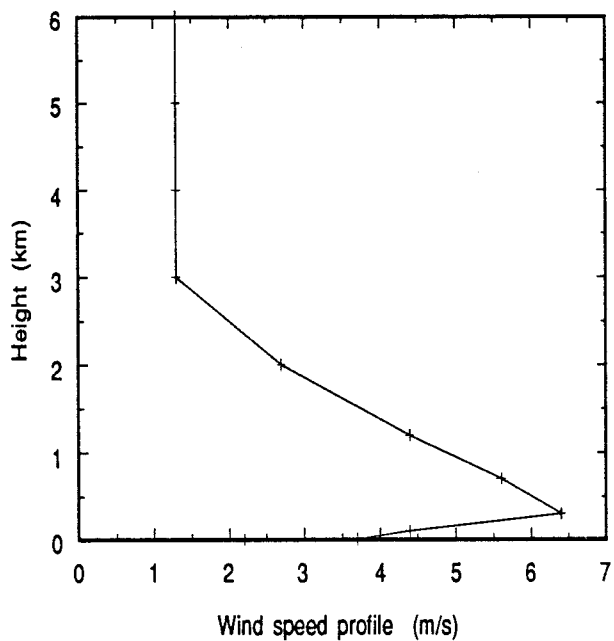
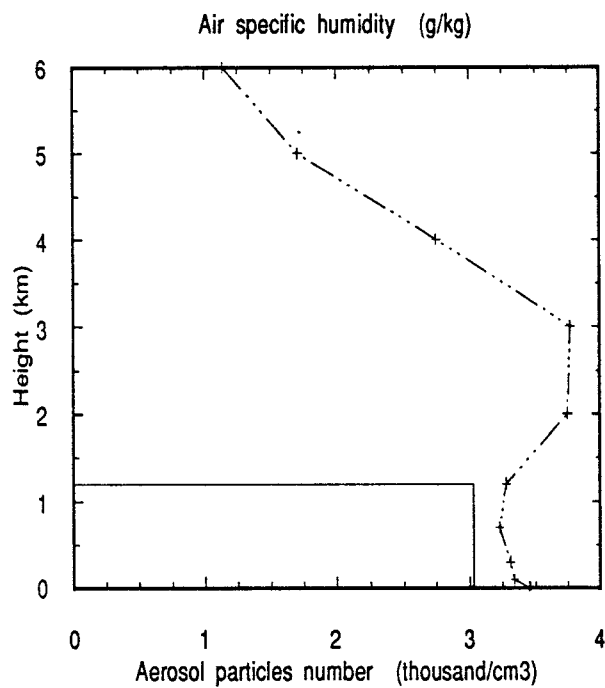
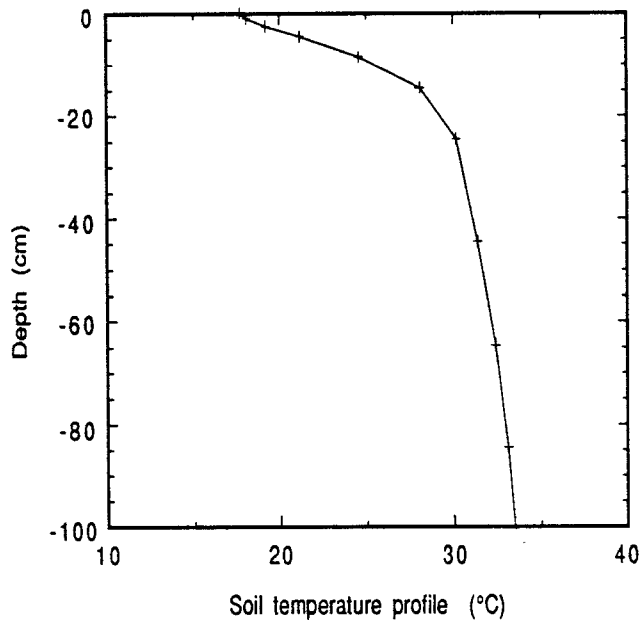
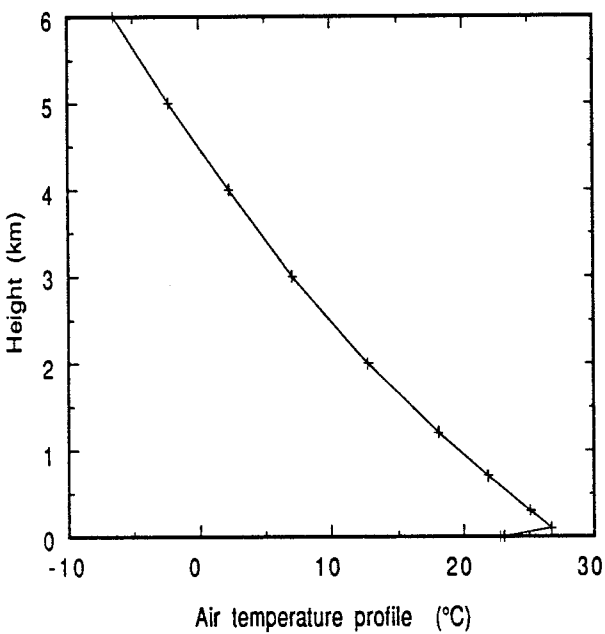
Results / cases		$k_c^n$ (ct)	$k_c^d$ (ct)
computed  by model	ECLATS aerosol model $\epsilon_{sat} = 0.9$	+ 7.2	-7.9
	CB aerosol model $\epsilon_{sat} = 0.9$	+ 17.7	- 12.8
	ECLATS aerosol model $\epsilon_{sat} = 0.8$	+ 9.5	- 3.8
	ECLATS aerosol model $\epsilon_{sat} = 1$	+ 4.8	- 12.7
derived  experimentally	mean	+ 8.7	- 13.7
	95% conf. int. low. lim.	+ 6.1	- 17.3
	95% conf. int. up. lim	+ 11.3	- 10.1

*Table 7: Comparison of calculated values with experimentally derived results for the satellite response sensitivity to dust  $k_C$ ; subscript  $n$  (night), means 0600 LST, subscript  $d$  (day) means 1200 LST.*

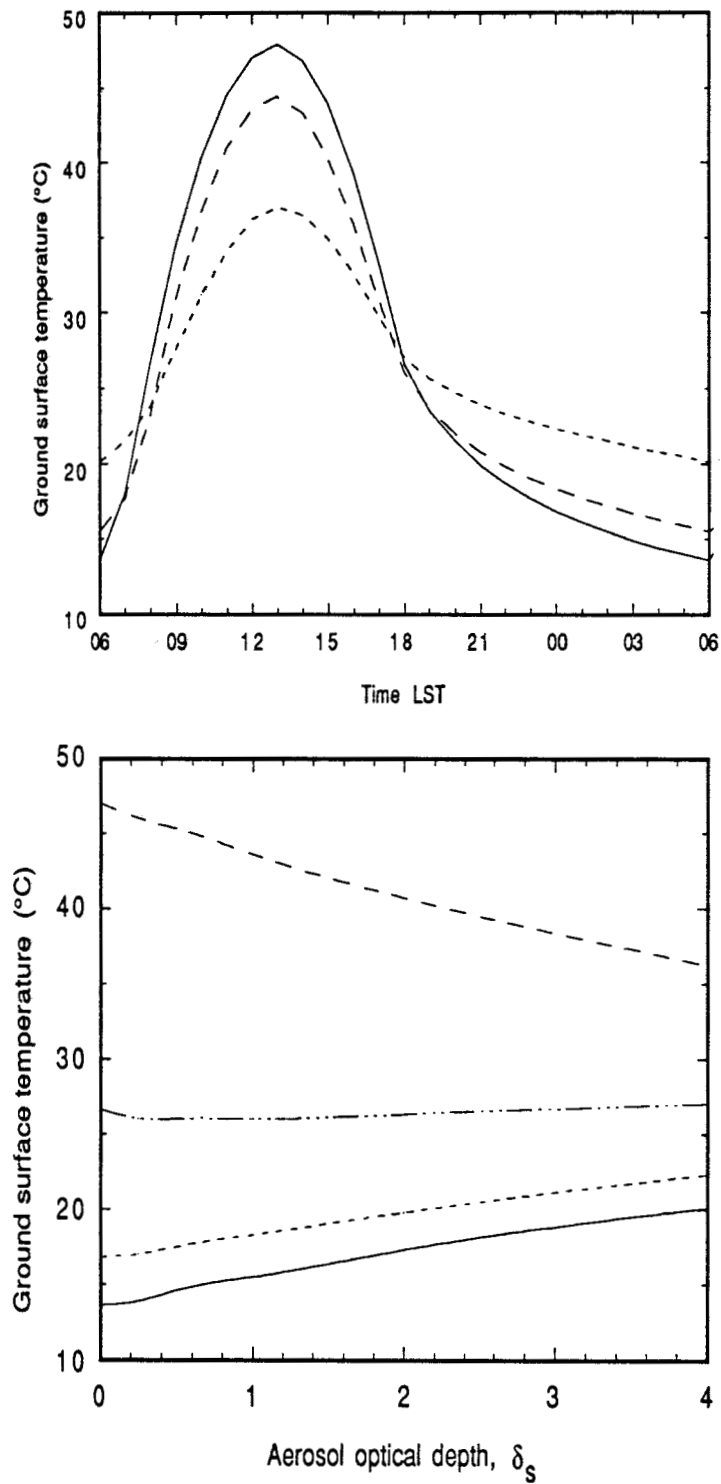
**Table 8**

Atmospheric conditions		$\Delta C$ (ct)		$\Delta \delta_s$	
		0600 LST	1200 LST	0600 LST	1200 LST
(a) moisture	dry ( $0.9 \text{ g cm}^{-2}$ )	- 4.2	+ 2.9	- 0.58	- 0.37
	wet ( $3.4 \text{ g cm}^{-2}$ )	+ 4.7	- 9.4	+ 0.65	+ 1.19
(b) wind	light ( $1.7 \text{ ms}^{-1}$ )	- 0.9	+ 3.6	- 0.12	- 0.46
	high ( $5.3 \text{ ms}^{-1}$ )	+ 1.6	- 3.9	+ 0.22	+ 0.49

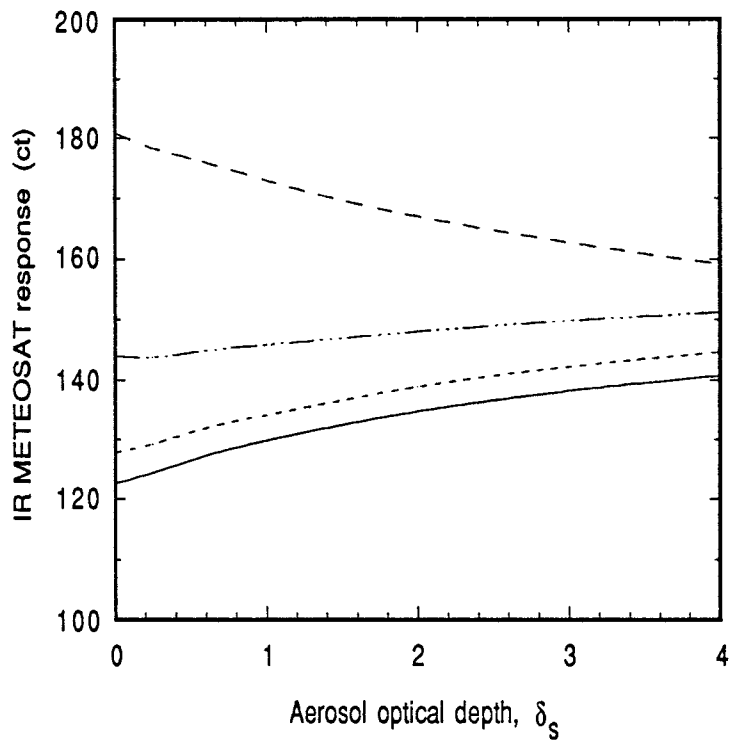
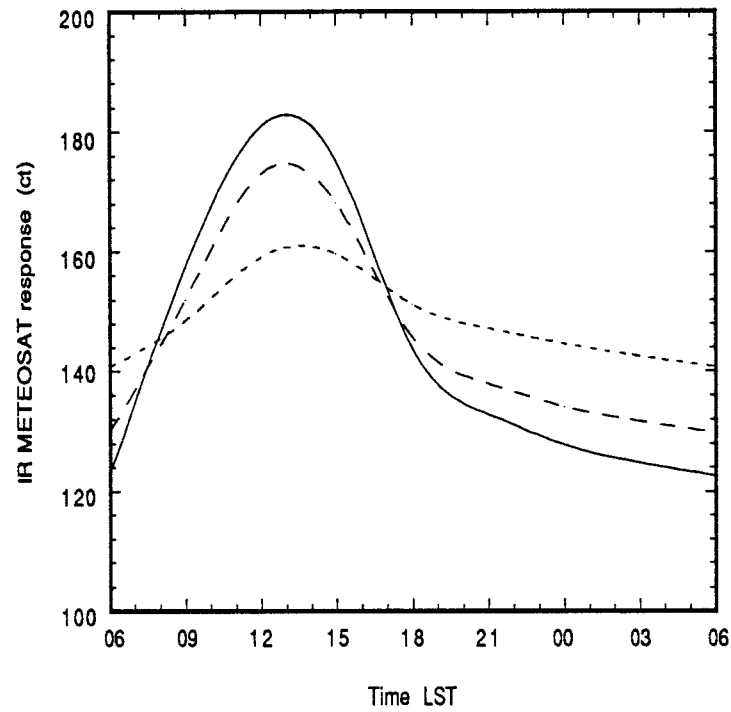
**Table 8:** Variations of the satellite response  $\Delta C$  and of the equivalent aerosol optical depth  $\Delta \delta_s$ , obtained by varying : (a) the vertical columnar water vapor amount and (b) the wind speed at level 2 m, below and above the reference values,  $1.7 \text{ g cm}^{-2}$  and  $3.0 \text{ m s}^{-1}$ .



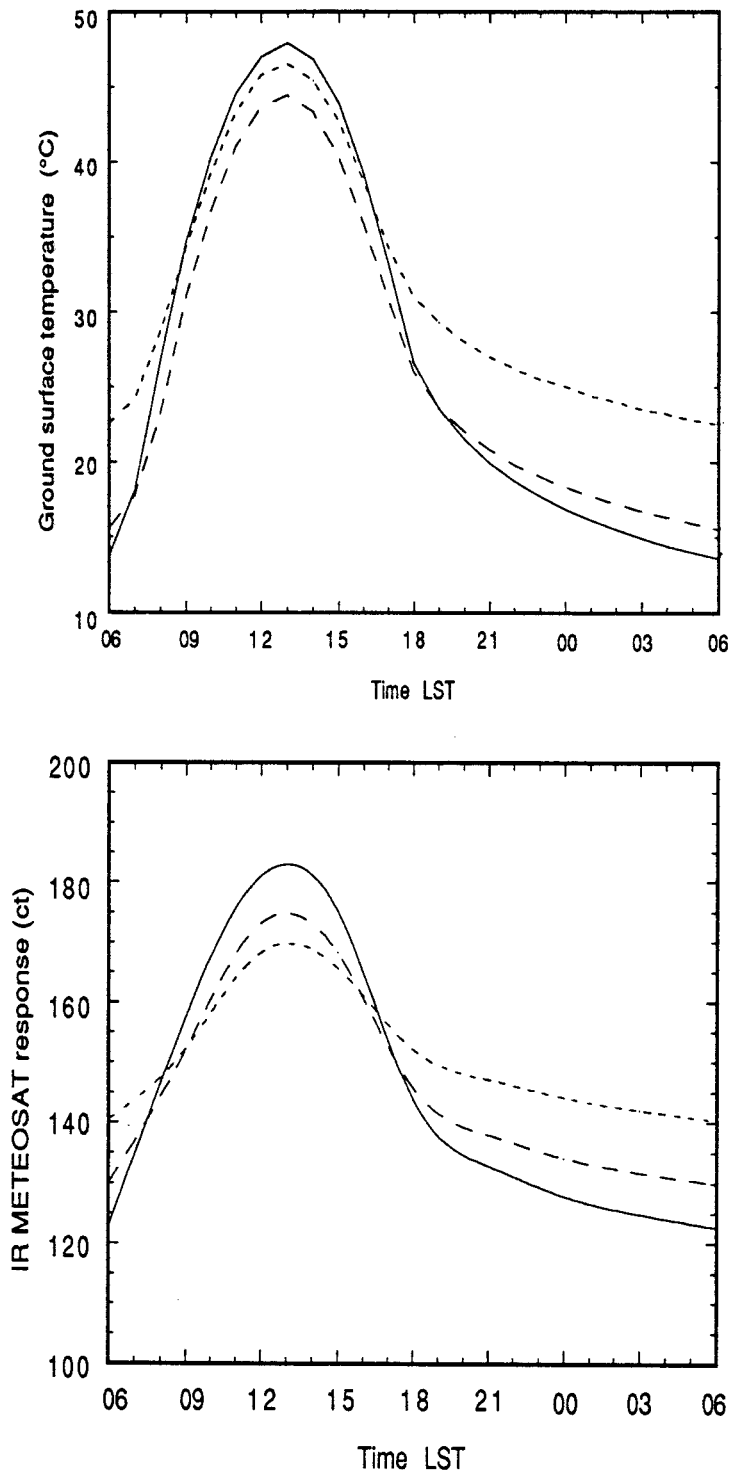
**Fig. 1** - Initial profiles of reference for the CSU mesoscale model (typical of a Sahelian site at sunrise during the dry season); upper left: air temperature; upper right: temperature in the soil; lower left: specific humidity (dashed-dotted line) and aerosol concentration (solid line) with same values on horizontal axes; lower right: wind speed.



**Fig. 2** - Ground surface temperature  $T_S$ ; upper: daily variations according to the atmospheric dust amount (solar aerosol optical depth  $\delta_s$  is 0, 1, and 4, for solid, dashed, and dotted line respectively); lower: variations against  $\delta_s$  at various times (LST) of the daily cycle (dotted, 0000; solid, 0600; dashed, 1200; dashed-dotted, 1800).

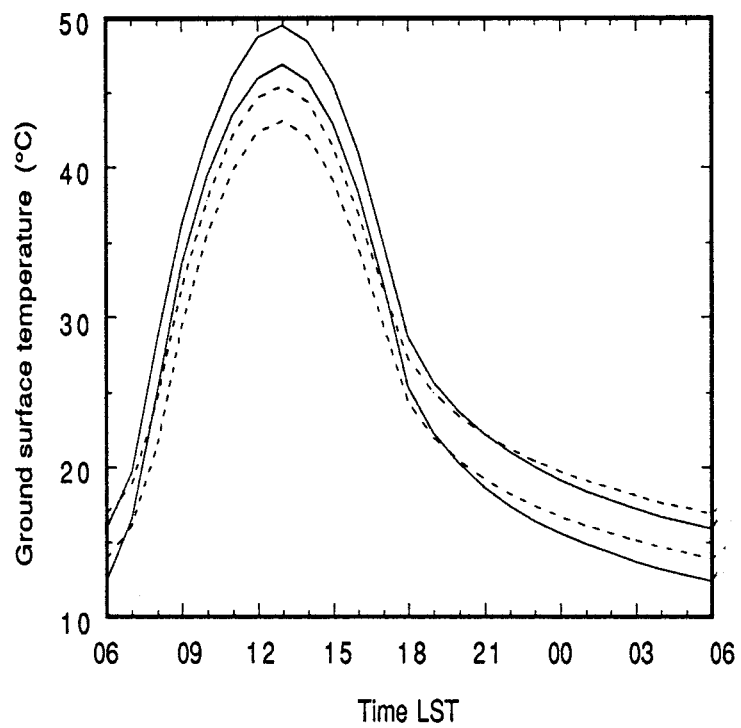


**Fig. 3** - METEOSAT IR channel response  $C$ ; upper: daily variations according to the atmospheric dust amount (solar aerosol optical depth  $\delta_s$  is 0, 1, and 4, for solid, dashed, and dotted lines respectively); lower: variations against  $\delta_s$  at various times (LST) of the daily cycle (dotted, 0000; solid, 0600; dashed, 1200; dashed-dotted, 1800).

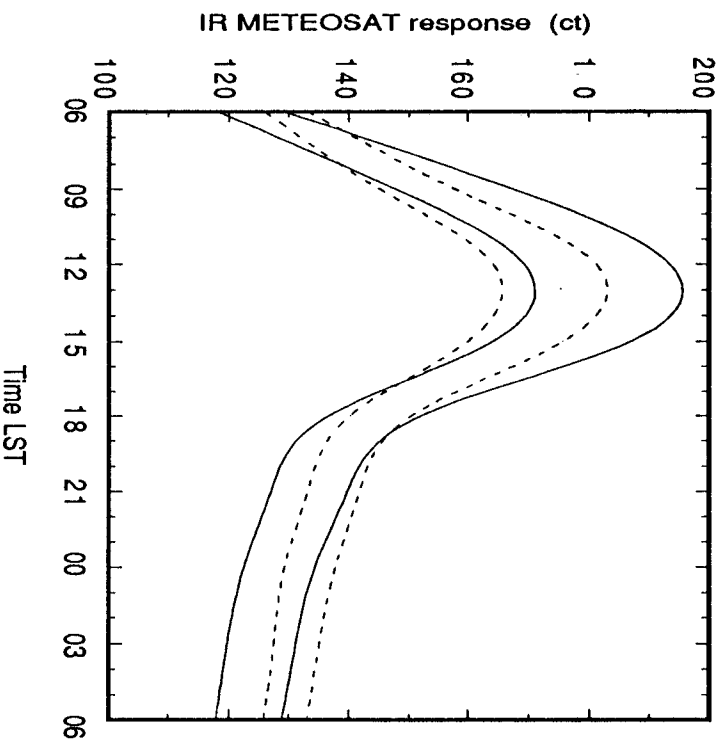


**Fig. 4** - Daily variations according to the aerosol model (solid line represents the clear case; dashed and dotted lines are for ECLATS and CB models respectively with  $\delta_s = 1$ ); upper: ground surface temperature  $T_S$ ; lower: METEOSAT IR channel response C.

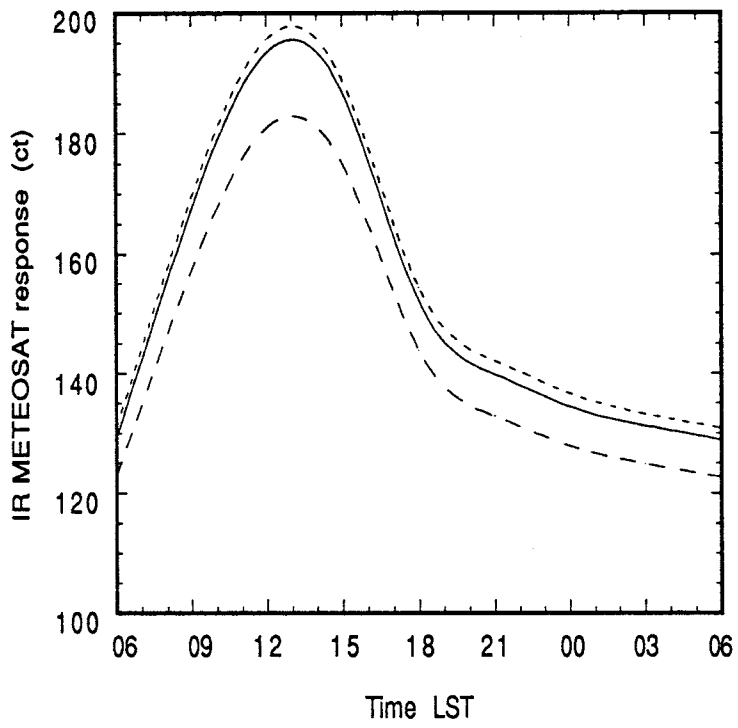




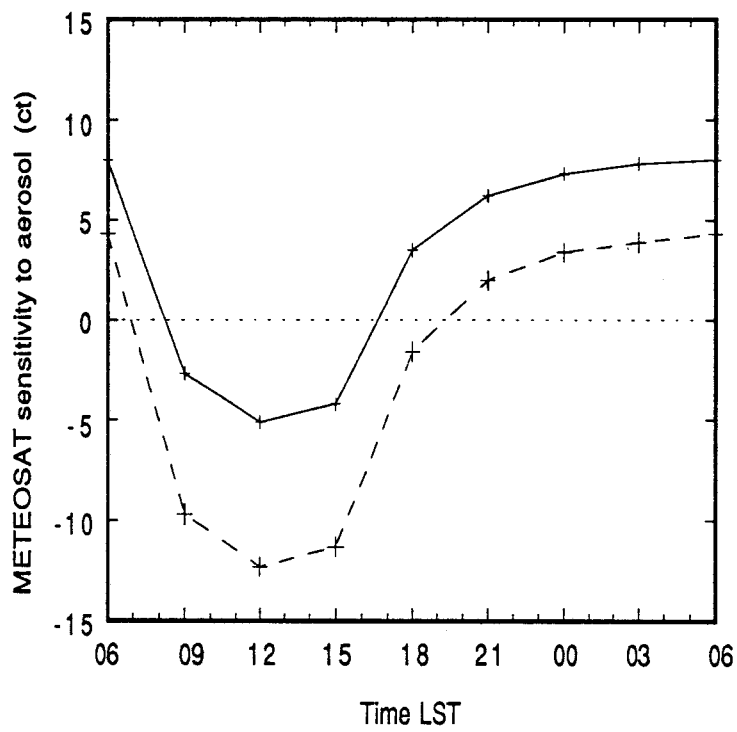
**Fig. 5** -Daily variations of ground surface temperature  $T_S$  according to the hemispheric ground surface emissivity  $\epsilon$  for a dust-free case (solid lines) and for  $\delta_s = 1$  (dotted lines). Upper and lower curves are for  $\epsilon = 0.8$  and  $\epsilon = 1$ , respectively.



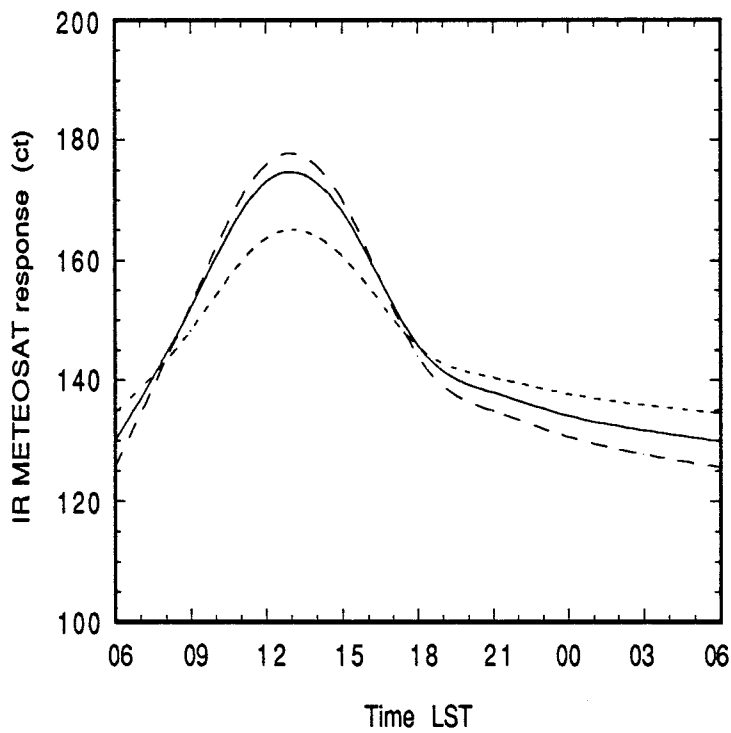
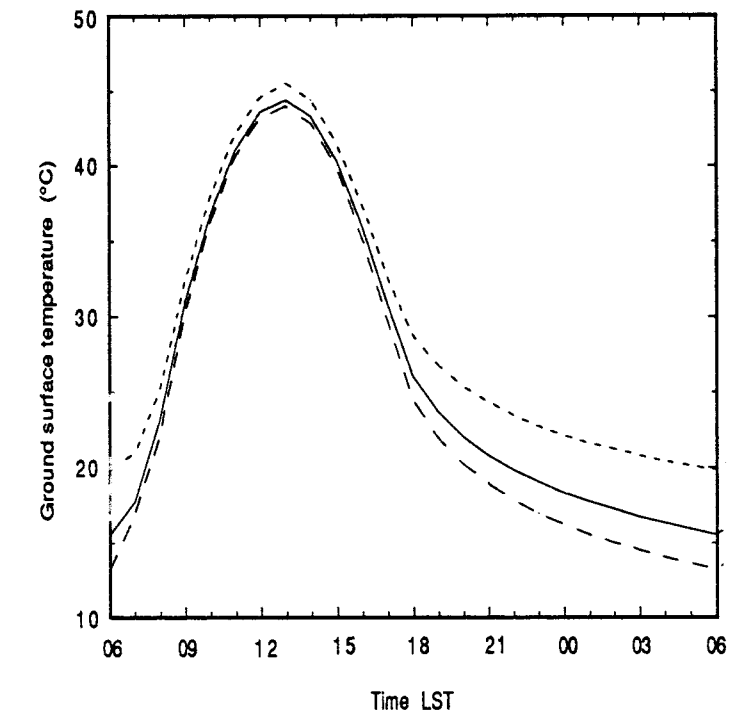
**Fig. 6** - Summed impacts for identical variations of hemispheric spectrally averaged emissivity  $\epsilon$ , and of directional METEOSAT IR channel emissivity  $\epsilon_{\text{sat}}$  on daily variations of METEOSAT IR channel response for a dust-free case (solid lines) and for  $\delta_s = 1$  (dotted lines). On the contrary of Fig. 5, upper and lower curves are for  $\epsilon = 1.0$  and  $\epsilon = 0.8$ , respectively.



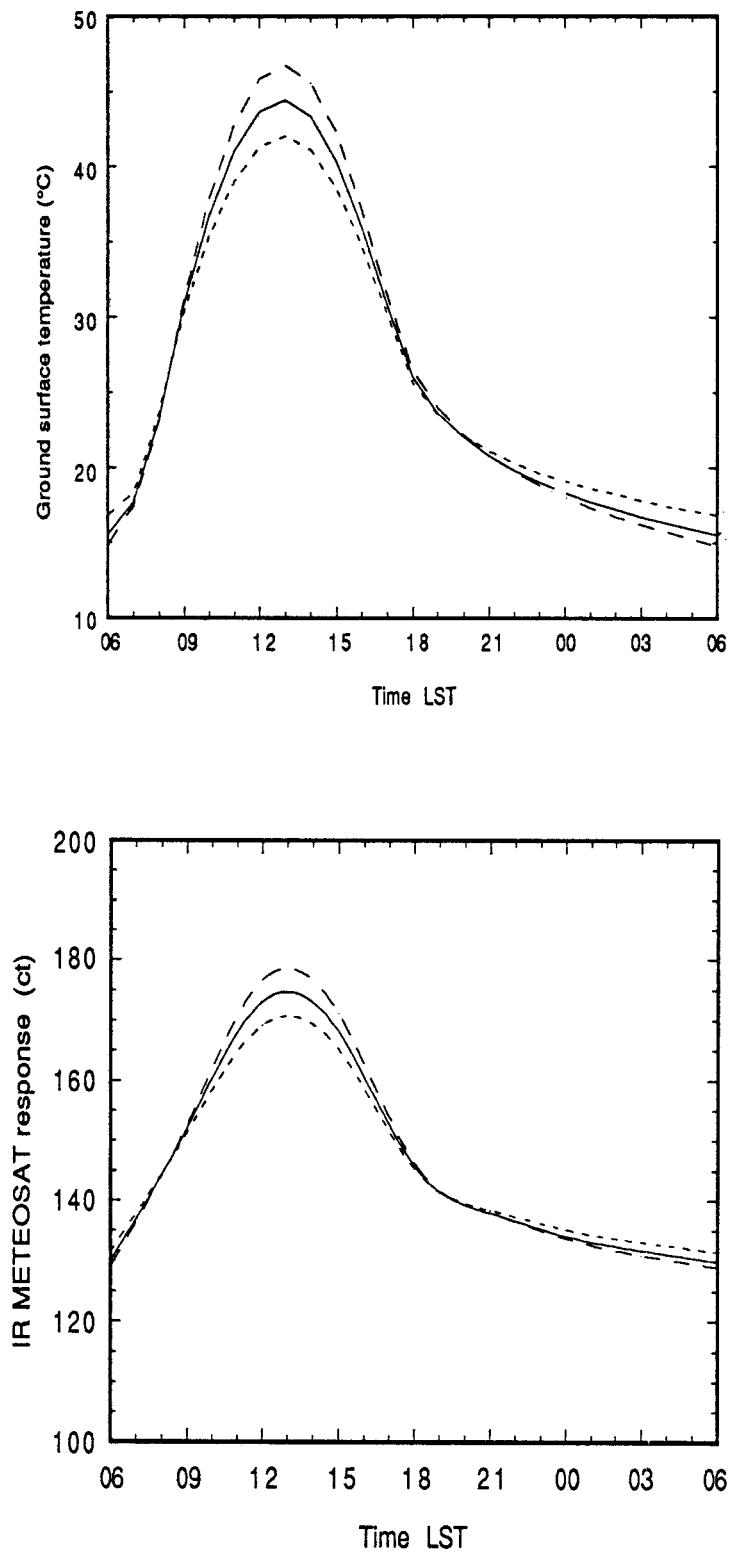
**Fig. 7** - Compared impacts of  $\epsilon$  and  $\epsilon_{\text{sat}}$  on METEOSAT IR channel response C for a dust-free case (solid line,  $\epsilon = \epsilon_{\text{sat}} = 1$ ; dashed line,  $\epsilon = \epsilon_{\text{sat}} = 0.9$ ; dotted line,  $\epsilon = 0.9, \epsilon_{\text{sat}} = 1$ ).



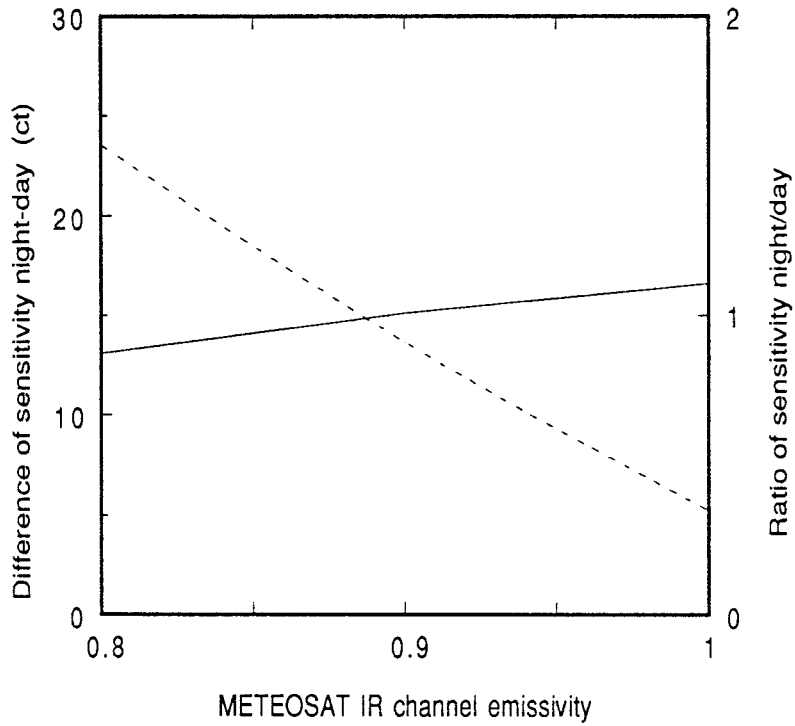
**Fig. 8** - Daily variations of METEOSAT IR sensitivity to dust  $k_C$ ; solid and dotted lines are for  $\epsilon = \epsilon_{\text{sat}} = 0.8$  and  $1.0$ , respectively.



**Fig. 9** - Daily variations according to the atmospheric moisture (dotted, solid, and dashed lines are for moist, reference, and dry atmospheres, for  $\delta_s = 1$ ). Dry, reference, and moist atmospheres contain 0.9, 1.7, and 3.4 g cm<sup>-2</sup> of water vapor respectively; upper graph: ground surface temperature  $T_S$ ; lower graph: METEOSAT IR channel response C.



**Fig. 10** - Daily variations according to the wind field (dashed, solid, and dotted lines are for light, reference, and high winds cases, for  $\delta_s = 1$ ). Light, reference, and high wind cases are associated to wind velocities at 2 m of 1.7, 3.0, and 5.3  $\text{m s}^{-1}$ , respectively; upper graph: ground surface temperature  $T_S$ ; lower graph: METEOSAT IR channel response  $C$ .



**Fig. 11** - Variations against  $\epsilon_{\text{sat}} = \epsilon$ , of the ratio  $r = |k_c^n / k_c^d|$  (dotted line) and the difference  $D = k_c^n - k_c^d$  (solid line) of night (n, 0600 LST) and day (d, 1200 LST) METEOSAT sensitivity to ECLATS aerosol model.





## CONCLUSION

Tandis que l'observation satellitaire des aérosols au-dessus des surfaces océaniques est aisée et que les évaluations quantitatives sont réalisées à l'aide de procédures assez bien maîtrisées, l'étude satellitaire des aérosols au-dessus des terres est beaucoup plus délicate et moins avancée. Les résultats présentés dans ce mémoire sont une contribution consacrée exclusivement à l'étude des aérosols sahariens au-dessus de l'Afrique, cas très favorable compte tenu de la densité de ces aérosols. L'ensemble des résultats obtenus résulte de l'exploitation du canal Météosat dans la fenêtre à 10  $\mu\text{m}$ . Dans une première étape, l'étude qualitative a permis de détecter et de visualiser la poussière, ce qui est décrit au Chapitre 2. Le Chapitre 3 est consacré à l'approche quantitative, menée alternativement sur une base expérimentale par l'utilisation de vérités sol, puis au moyen de la modélisation.

### Détection et visualisation

En présence de poussière la réponse satellitaire est atténuée de jour et amplifiée de nuit. Sur la base de ce résultat la visualisation des nuages de poussière est réalisée avec des images différence extraites au moyen d'une procédure simple.

Ces images différence permettent d'aborder la description des aérosols sahariens et l'étude de leur cycle au-dessus de l'Afrique. En particulier, la distribution spatiale, son évolution saisonnière, et sa variabilité interannuelle (en particulier entre années sèches et humides) deviennent accessibles. Il est projeté en outre d'utiliser ces techniques pour la localisation des sources, et pour la caractérisation des trajectoires typiques de nuages de poussières en fonction des sources, des directions de transport, et des saisons. Ces résultats doivent à leur tour trouver des applications dans l'amélioration de la simulation du cycle des poussières sahariennes. Selon Joussaume (1989), la visualisation des nuages de poussière est utilisable comme "vérité satellite" pour tester la prévision des GCM, tandis que l'introduction dans ceux-ci des informations relatives à la localisation et à l'extension des zones source ainsi qu'aux schémas de transport est de nature à améliorer leur description du climat. Actuellement, ces études sont projetées et devraient voir prochainement un début de concrétisation dans le cadre du Projet Erosion Eolienne en Régions Arides et Semi-Arides, soutenu par le

Programme Phase Atmosphérique des Grands Cycles Biogéochimiques (il s'agit de la contribution française au Programme International Géosphère-Biosphère).

Il faut ajouter que la technique de visualisation des nuages de poussière représente un moyen efficace de mise en évidence de la contamination par les aérosols, pour l'ensemble des utilisateurs intéressés par les applications de la télédétection satellitaire.

#### Utilisation des vérités sol et simulation

Des mesures photométriques utilisées comme vérités sol ont permis d'établir la possibilité d'extraire l'épaisseur optique de l'aérosol saharien à partir des données IR Météosat, moyennant la connaissance de certaines variables adéquates. Pour que cette extraction soit praticable il faut identifier ces variables essentielles à la paramétrisation de la réponse satellitaire, ainsi que la sensibilité satellitaire à ces variables. En d'autres termes il faut modéliser la réponse satellitaire. Un modèle de couche limite mésoéchelle a été aménagé pour simuler la réponse satellitaire en fonction des nombreux paramètres susceptibles de l'influencer. Grâce à cet outil, les facteurs les plus importants ont pu être identifiés : il s'agit du modèle d'aérosol, de l'émissivité de surface pour le canal Météosat, et de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique. Le développement d'une méthode d'extraction des épaisseurs optiques d'aérosol passe donc d'abord par l'étude de ces facteurs.

Il faut d'abord noter que les résultats expérimentaux présentés dans les articles P4 et P5 ne font pas apparaître l'influence du modèle d'aérosol, ce qui signifie qu'il devait être relativement invariant durant les périodes étudiées (un mois dans chaque cas) pour les sites de mesures choisis. D'une façon générale, on peut penser que la régularité du régime des vents en zone sahélienne introduit un élément de stabilité dans les caractéristiques de l'aérosol observé au-dessus d'un site donné à une époque donnée. A partir de cette idée l'aérosol proviendrait alors d'une même source en suivant des trajectoires analogues, ce qui implique une certaine stabilité de nature - et donc de l'indice complexe - et de granulométrie (puisque la distance de la source au site est constante). Cela expliquerait alors un ensemble de caractéristiques optiques peu variables. Si l'expérience confirme largement ce point de vue, il sera possible de déterminer la distribution spatiale et saisonnière du modèle d'aérosol, ce qui peut être largement facilité par l'utilisation des techniques de visualisation des poussières.

La détermination satellitaire de l'émissivité de surface est un problème ardu auquel travaillent actuellement un certain nombre de chercheurs (voir par exemple Becker, 1987). Il a d'autre part été établi à l'article P7 que l'observation comparée de jour et de nuit de l'impact de l'aérosol sur la réponse satellitaire peut fournir des paramètres extrêmement sensibles à l'émissivité, ouvrant de cette façon la voie à la détermination satellitaire de cette variable. Cependant l'exploitation d'une telle méthode passe par la résolution du problème de la détermination nocturne de l'épaisseur optique de l'aérosol (dans des conditions satisfaisantes de précision).

La détermination du contenu atmosphérique en vapeur d'eau est envisageable à partir des radiosondages ou encore des mesures photométriques (en utilisant des canaux de mesures appropriées), cependant une solution véritablement opérationnelle passe là encore par les techniques d'inversion des données satellitaires.



## **ANNEXE**

La méthode infrarouge n'est pas la seule approche possible pour l'étude satellitaire des poussières sahariennes au-dessus de l'Afrique. La méthode de dégradation des contrastes développée par Tanré (1988) permet d'extraire l'épaisseur optique des aérosols au-dessus de cibles suffisamment contrastées à partir de canaux dans les courtes longueurs d'onde. L'article P8 compare les deux techniques en l'état de leur développement actuel et met en évidence leur complémentarité.

*On the Satellite Retrieval of Saharan Dust Optical  
Thickness over Land: Two Different Approaches*

TANRÉ<sup>1</sup> D. , LEGRAND<sup>2</sup> M.

<sup>1</sup>Laboratoire d'Optique Atmosphérique  
Université des Sciences et Techniques de Lille  
59655 Villeneuve d'Ascq Cédex, France

<sup>2</sup>Laboratoire de Physique de l'Atmosphère  
Université Nationale de Côte d'Ivoire  
22 BP582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire

## ABSTRACT

Two approaches are presented to retrieve the desert aerosol optical thickness over land from satellite. One uses the infrared imagery, when the other one uses the contrast reduction in visible imagery. The retrieved aerosol optical thicknesses from METEOSAT data are shown in a good agreement with simultaneous ground-based measurements. Advantages as well as deficiencies of both methods are comparatively discussed.

## 1. INTRODUCTION

The Sahara is one of the main sources of aerosols, and the corresponding dust transport is a significant climatic process (Coakley and Cess, 1985; Joseph, 1984; Tanré et al., 1984). Therefore, it is highly desirable to monitor the Saharan dust events over the whole area at climatic scales. If aerosol remote sensing over ocean has been extensively investigated by many authors (e.g. Carlson, 1979; Deuze et al., 1988; Fraser, 1976; Griggs, 1979; Koepke and Quenzel, 1979; Masuda et al., 1988; Norton et al., 1980), there are few studies over land surfaces. Over reflecting grounds, the aerosol-induced modification of the upwelling visible radiance to space is very small and it is worse for arid Sahelian or Saharan areas owing to the ground reflectance (Kaufman and Fraser, 1984). The sensitivity of the satellite radiance to the dust is not important enough for expecting a good accuracy from a retrieval scheme performed from raw visible satellite radiances.

An early study (Shenk and Curran, 1974) showed the potentiality of the infrared thermal data to detect saharan dust over land. More recently, a study (Legrand et al., 1988) showed a decrease of the METEOSAT infrared channel (10.5-12.5 $\mu$ m) at day-time and an increase at night-time in presence of dust plume conditions. A quantitative comparison of satellite data with ground photometric measurements in Niamey (Niger) demonstrated the capability of infrared satellite data for retrieving aerosol optical thickness (Legrand et al., 1989). As an alternative approach, the atmospheric blurring effect in the visible range was also shown to be efficient for retrieving some of the atmospheric properties over land, e.g. the optical thickness (Kaufman et al., 1986; Tanré et al., 1988a) or the single scattering albedo (Kaufman, 1987).

Those different approaches were shown efficient in very favorable conditions; for the thermal approach (Legrand et al., 1989), the atmospheric conditions, e.g. the water vapor content, were very stable in Niger in February and did not infer too much; for the atmospheric blurring method (Tanré et al., 1988a), the TM imagery on LANDSAT was used and a very high spatial resolution (30m here) was favorable



for emphasizing the contrast reduction.

The purpose of this work is to study in which extent the methods are still valid for less favorable conditions, that means with changing air masses for the thermal approach and with a coarser spatial resolution for the visible data. An experiment conducted in 1987 in Sénégal (Tanré et al., 1988b) gave us a good opportunity to perform the study, because the area was located near the ocean and was affected by air masses coming from the ocean or from the land. In addition to TM data which were firstly used for retrieving the aerosol content, METEOSAT data were available in two channels useful for our study, a thermal infrared channel and a visible channel with a ground resolution of several km. Since both methods showed deficiencies when applying as is, we provided the required improvements.

The ground and satellite data will be briefly presented in section 2. The physical bases and principles of each approach will be recalled in section 3 and the results will be compared with photometric ground measurements. Finally, in section 4, the capabilities of each approach will be discussed and their domain of ability settled.

## 2. SATELLITE AND GROUND DATA

The ground measurements have been described in Tanré et al. (1988b) and will be only summarized. A brief description of satellite data will be also given.

### *A. Ground Measurements*

To study the Sahelian atmosphere from a radiative point of view, as well as to provide ground-truth measurements for the satellite imagery analysis, an experiment was conducted near Dakar (Sénégal) from April 1 to May 3 in 1987. A complete description of the measurements is given in Tanré et al. (1988b). The water vapor content was estimated by means of the differential absorption method (Frouin et al., 1990) in the  $0.94\mu\text{m}$  absorption band of the water vapor. The aerosol optical thickness was measured in seven spectral bands through the range  $0.4$  to  $2.2\mu\text{m}$ , the solar aureole measurements were performed at  $0.85\mu\text{m}$  and finally the downward

radiance was measured in the solar incident plane. From these ground based measurements, it was possible to retrieve the aerosol size distribution. Retrieving the size distribution and assuming the refractive index of the particles (Patterson et al., 1977), the phase function, the single scattering albedo and the asymmetry factor were computed from the Mie theory. By using these inputs, we computed the sky radiances from a radiative transfer code (the successive orders of scattering); the results were in a good agreement with the observed radiances. Thus, the radiative effects of the saharan dust, e.g. transmission functions or atmospheric reflectance, could be estimated with confidence.

Different authors have shown that large dust events are correlated with increased dimensions of the aerosols. By using the refractive index of Saharan aerosol from Patterson et al., (1977), the Mie computations gave us for the two extreme particle size distributions, background and dust-storm conditions (D'Almeida, 1987; Shettle, 1984), an asymmetry factor  $g$  and a single scattering albedo  $\omega_0$  which were respectively  $g = 0.65$ ,  $\omega_0 = 0.95$  and  $g = 0.90$ ,  $\omega_0 = 0.65$ . Such large variations were not observed from the ground measurements. Most of the variations observed in the radiative properties of the aerosol layer came from the evolutions of the aerosol content of an invariant aerosol model. Actually, the radiative aerosol characteristics  $g$  and  $\omega_0$  were taken from the background model which was close to the size distribution retrieved from the ground measurements.

The aerosol optical thickness  $\tau_a$  measured at  $\lambda=0.45\mu\text{m}$  and the atmospheric water vapor  $U_{\text{H}_2\text{O}}$  ( $\text{g.cm}^{-2}$ ) are reported in Table 1, at 1200 UTC.  $\tau_a$  varies from 0.6 to 2.3 and  $U_{\text{H}_2\text{O}}$  from 0.7 to 2.3  $\text{g.cm}^{-2}$  which represents a fairly large range to test the capability of the methods.

### *B.Satellite Data*

The satellite METEOSAT is very adequate since it is located over the Gulf of Guinea and systematically monitoring the whole area of interest. The METEOSAT channels used for our study are two broad bands, a visible channel with a spectral response between (0.4-1.1 $\mu\text{m}$ ) and a thermal infrared channel in the atmospheric window

(10.5-12.5 $\mu$ m). The METEOSAT 2 data were available during the whole campaign in the B2 format of ISCCP products (noted B2 in the next) and in full resolution (noted FR). The ground resolution is (30\*30)km<sup>2</sup> in the two bands for the B2 format with a 8-bits digitization, and, respectively, (2.5\*5)km<sup>2</sup> for the 6-bits digitized visible data and (5\*5)km<sup>2</sup> for the 8-bits digitized infrared data in the FR format.

The target was an area of about 100\*100km<sup>2</sup> for the FR data, which means 40\*20 pixels, and about 100\*300km<sup>2</sup> for the B2 format, which means 3\*10 pixels. The infrared target was located entirely over the land when the visible target was located half over the land and half over the ocean. The visible approach requires a relatively high actual surface contrast and it was impossible to find such a target over the land around Dakar. This point is a real limitation of the method and will be examined below.

### 3. METHODS AND RESULTS

The basic approaches were described respectively in Legrand et al. (1989) for the infrared method (noted IR in the next) and in Tanré et al. (1988a) for the visible contrast reduction method (noted VS). We will summarize both concepts and will only detail the changes required for the new experimental conditions. The retrieved aerosol optical thicknesses will be provided and compared with the ground-truth measurements.

#### *A. Infrared Imagery*

From general considerations, the radiance emitted towards the space at day-time by the hot ground of arid surfaces, is attenuated through its path within the colder dust layer and results into an apparent cooling effect. In addition to this screening effect, the incident visible flux at ground level is reduced by the dust, which conducts to a modification of the energy balance and introduces a drop of the ground temperature. As a result, the radiance emitted towards the space is more reduced and dust-induced brightness temperature depressions over 25°C were observed in the 10.5-

12.5 $\mu$ m channel of METEOSAT.

At night-time, the screening effect of dust is small and the infrared flux incident at ground is enhanced, giving rise to a greenhouse effect. As a result, the dust increases the thermal infrared radiance measured at the satellite level. From previous studied Sahelian events, the night-time values of brightness temperature increases are typically half important than the day-time decreases.

There are others atmospheric effects which could affect the thermal infrared radiance, e.g. surface winds or atmospheric moisture, and without theoretical sensitivity studies, it could be only expected that the impact of the dust was the predominant one. This assumption was confirmed by Legrand et al. (1989). The satellite infrared data from METEOSAT, in the B2 format of ISCCP, were compared at stated hours with ground optical thickness measurements in the Sahelian area of Niamey (Republic of Niger) in February 1985. It was empirically shown that the variations of the satellite radiance DN (in numeric counts) could be described in terms of dust optical thickness evolution  $\tau$ . In addition to the high frequency variations in the infrared signal due to the dust event, there was a low frequency signal induced by the yearly oscillation of the solar illumination. The satellite radiance was so written as

$$DN = DN_0 + g(t) + f(\tau) \quad (1)$$

In Eq.1,  $DN_0$  was a constant term standing for the unchanging contributions, the function  $g(t)$  took into account the annual cycle of the surface heating provided by the sun illumination and was assumed to be linear as a function of the time  $t$  ( $g(t)=s*t$ ). The dust contribution to the infrared signal was empirically expressed by  $f(\tau) = \beta*\tau + \alpha*\tau^2$ . The cloudy cases were eliminated following the Coakley and Bretherton's method (1982), as adapted by Legrand et al. (1989). The two functions  $f(\tau)$  and  $g(t)$  were fitted by means of the ground and satellite data sets. Eq.1 dealt very well with the involved physical processes since after thorough elimination of cloud contamination, the day-time satellite signal DN and the ground-measured aerosol optical thickness  $\tau$  were correlated at 98% and the

residual standard error was about 1-2 DN, which is equivalent to an error in  $\tau$  of 0.1-0.2 or to a variation of 0.5-1.0° in the brightness temperature of the target. The sensitivity to the dust, coefficient  $\beta$ , was about 10 DN for a unit variation of  $\tau$ . The simple expression (Eq.1) could be more simplified and replaced by a linear relationship between  $\tau$  and DN; by neglecting the term  $\alpha \tau^2$ , it still led to a correlation of 96% while the standard error was just hardly increased.

As a matter of fact, such results were surprising when considering the many physical processes ignored in Eq.1. The poor correlation obtained by using Eq.1 for Dakar measurements confirmed that we currently missed a physical process which was not involved in Niamey region. Among left parameters, the atmospheric water vapor content was obviously an important one and, therefore, the satellite signal was expressed as a function of water vapor content too,

$$DN = DN_1 + g(t) + h(U_{H_2O}) + f(\tau) \quad (2)$$

and the function  $h$  was assumed linear;  $h(U_{H_2O}) = k \cdot U_{H_2O}$ .

The sensitivity of the infrared radiance to the variations in the water vapor content, the coefficient  $k$ , was found to be equal to 10 DN for a variation of 1 g.cm<sup>-2</sup>. This value has to be compared to the value of  $\beta$ , 10 DN for a unit variation of  $\tau$ . It means that the effect of the water vapor content variations on the satellite thermal infrared radiance was equivalent to the effect of the dust content variations in the Sénégal experiment. The water vapor did not affect the Niamey results because of its small variations at this latitude during the dry season and was contributing through the  $DN_0$  term in Eq.1. This assumption was no more valid for Dakar. The water vapor changed by a factor 4 (see Table 1) because of the meteorological conditions, the air masses came from the ocean or the land and carried out more or less moisture according to their origin. On the other hand, the seasonal effect was negligible ( $s=0$ ) due to the weak changes in the solar illumination during the period of our experiment.

In Fig. 1 for the FR data and in Fig.2 for the B2 format data, the satellite thermal infrared radiances and the ground measurements are compared. The satellites radiances were converted in aerosol

optical thicknesses units by using a conversion factor and corrected for water vapor effects. The agreement, confirmed by the high correlation factor (Table2), emphasize the potentiality of the thermal infrared data for monitoring saharan dust over sahelian regions. The retrieval was performed with an uncertainty  $\Delta\tau$  of 0.14 using the B2 format and the accuracy was improved to a  $\Delta\tau$  of 0.10 when using the full resolution (Table2). This is due to the larger size of the B2 target, owing to the larger pixels, and where actual variations of the optical thickness can be quite perceptible.

It appeared that the determination of the water vapor could not be avoided for sites close to the seashore or to the inter-tropical convergence zone where the atmospheric moisture is a changing parameter. On the other hand, the extra atmospheric parameters like wind surface or layer height seemed to be not involved in our regular conditions. Moreover, the possible feedback effects which could be introduced by the higher cloudiness in Dakar than in Niamey, were not noticeable.

#### *B. Visible variance method*

Schematically, scattering by aerosols and molecules modifies the ground reflectance observed from space, according to two main mechanisms: atmospheric scattering from the direct sunbeam changes the reflectance levels, and, in the case of a non-uniform site, atmospheric scattering from the light reflected by the target environment leads to the well known blurring or adjacency effect which reduces the contrasts. The target appears more or less reflecting according to the reflectivity of the neighbor pixels and to the aerosol loading (Diner and Martonchik, 1984; Kaufman and Fraser, 1984; Tanré et al., 1981). Then, provided that the ground reflectance features are nearly unchanging, the time evolution of the apparent contrast may be related to the evolution of the aerosol content.

The method has been successfully applied to Thematic Mapper data onboard Landsat 5 (Tanré et al., 1988a). Shortly, the difference of apparent reflectance  $\Delta_{ij}^*$  between two adjacent pixels (i,j) and (i,j+1), where i and j are the geographical coordinates expressed in line and column numbers, was related to the actual ground

reflectance difference  $\Delta_{ij}$  by

$$\begin{aligned}\Delta_{ij}^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v) &= \rho_{ij+1}^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v) - \rho_{ij}^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v) \\ &= \Delta_{ij} T(\mu_s) e^{-\tau/\mu_v}\end{aligned}\quad (3)$$

where

- $\tau$  is the optical thickness of the atmosphere
- $\mu_s = \cos(\theta_s)$ ,  $\theta_s$  is the zenith solar angle.
- the viewing direction is referenced by the zenith angle  $\theta_v$ ,  $\mu_v = \cos(\theta_v)$ , and the relative azimuth angle between the sun and the satellite directions is noted  $\phi_v$ ,
- $T(\mu_s)$  is the total transmission function on the sun-ground path; that means the direct plus the diffuse fluxes reaching the ground and normalized to the incident one, ,
- $e^{-\tau/\mu_v}$  is the direct transmission function on the ground-satellite path which represents the photons crossing the atmospheric layer without any scattering.

To express the contrasted character of the target, we use the variance concept, noted  $\sigma$ , and defined by

$$\sigma^2 = \frac{1}{n \cdot m} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (\rho_{ij} - \bar{\rho})^2 \quad (4)$$

where  $\bar{\rho}$  is the mean reflectance of the target and  $n \cdot m$  is the total number of pixels within the target. From Eq.3, the satellite variance  $\sigma^{*2}$  and the actual variance  $\sigma^2$  were related by

$$\sigma^{*2} = \sigma^2 T^2(\mu_s) e^{-2\tau/\mu_v} \quad (5)$$

Provided that the actual variance  $\sigma^2$  is known and invariant, the satellite measurements allow us to estimate the aerosol optical thicknesses by means of the transmissions functions of Eq.(5).

Actually, the function  $T(\mu_s)$  depends mainly on the optical thickness  $\tau$  and, to a lesser extent on the types of particles via the the asymmetry factor,  $g$  and the single albedo  $\omega_0$ . It was demonstrated from Tanré et al. (1988b) that using a mean aerosol model was sufficient. Eq.3 assumed implicitly that the IFOV of the instrument was infinitesimal which was a correct assumption for TM (IFOV=30m) but could not be longer assumed for METEOSAT. The formalism had to be generalized as following.

If  $\rho_t(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$  is the mean reflectance of the observed pixel with a radius  $r$  (for example 30m for TM and 5km for METEOSAT), and  $\rho_e(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$  is the environment reflectance, the apparent reflectance  $\rho^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$  at the satellite level may be expressed as

$$\rho^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v) = t_g(\mu_s, \mu_v) \left\{ \rho^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v) + \frac{T(\mu_s)}{1 - \rho_e(\mu_s, \mu_v, \phi_v)s} [\rho_t(\mu_s, \mu_v, \phi_v) e^{-\tau/\mu_v} + \rho_e(\mu_s, \mu_v, \phi_v) F(r) t_d(\mu_v) + \rho_e(\mu_s, \mu_v, \phi_v) (1-F(r)) t_d(\mu_v)] \right\} \quad (6)$$

where,

- $T(\mu_s)$  and  $e^{-\tau/\mu_v}$  have been already defined,
- $\rho^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$  is the intrinsic atmospheric reflectance with no ground interactions,
- $t_d(\mu_v)$  is the diffuse transmission function on the ground-satellite path; that means the diffuse flux reaching the ground and normalized to the incident one,
- $s$  is the atmosphere spherical albedo; that means the albedo of the atmospheric layer when illuminated by an isotropic flux,
- $t_g(\mu_s, \mu_v)$  is the gaseous transmittance due to the water vapor absorption band in the visible METEOSAT channel,
- and  $F(r)$  has the same meaning than the environment function defined in Tanré et al.(1981).

For TM data,  $r=30m$  so that  $F(r)=0$  and the atmosphere interacts on the ground-satellite path by the direct transmittance  $e^{-\tau/\mu_v}$  only,



like expressed in Eqs.3 or 5. For METEOSAT,  $r \approx 5$  km, so  $F(r) \approx 1$  and the atmosphere interacts by the total transmittance  $T(\mu_v)$  ( $T(\mu_v) = e^{-\tau/\mu_v} + t_d(\mu_v)$ ) and Eq.5 has to be rewritten as,

$$\sigma^{*2} = \sigma^2 t_g^2(\mu_s, \mu_v) T^2(\mu_s) T^2(\mu_v) \quad (7)$$

Then, the same approach than for TM was used, the actual variance  $\sigma^2$  was derived for a reference day, namely the clearest one, and aerosol optical thicknesses were retrieved by means of Eq.7. The variations in the water vapor content which appears through the transmission function  $t_g(\mu_s, \mu_v)$  had a weak impact on the results: a variation of 50% around a mean value of 3 g.cm<sup>-2</sup> induces a variation of 1% or 2% only in the gaseous transmittance for the considered geometrical conditions.

By reducing the spatial resolution of the sensor, we induced two effects which led to less favorable conditions than previously. Firstly, the total transmission  $T(\mu_v)$  is less dependent on the aerosol optical thickness than the direct transmission  $e^{-\tau/\mu_v}$ . Fig.3 shows the two factors relating the actual and the satellite variances as expressed in Equations 5 and 7. It is clear, that for the same reduction of the contrast, the sensitivity in the aerosol optical thickness is lower using larger pixel size. Secondly, the actual ground variance  $\sigma^2$  should be smaller for a target which is distributed into large METEOSAT pixels than for a target monitored by high spatial sensor like TM. The noise level is therefore increased which led us to consider a mixed target with the ocean and the land edges within. This arises the problem of the applicability of the method which is, obviously, limited to contrasted areas and put under discussion the ability of finding such targets anywhere in the Sahel.

The retrieved and measured aerosol optical thicknesses, for the available days of the experiment, are reported in Fig.4 for the full resolution and in Fig.5 for the B2 format data. The clearest day is obviously on the main bisection since it was used to derive the 'actual' target variance  $\sigma^2$ . The agreement is very good for both satellite data sets over the whole range of measured aerosol optical

thickness, from 0.66 to 2.32 which means that the use of a mean aerosol model through the whole experiment is correct. The correlation is slightly lower in B2 format than in full resolution, respectively 0.959 and 0.975 and the uncertainties  $\Delta\tau$  are respectively 0.12 and 0.08 (Table 3). That confirms our analysis of actual inhomogeneities in the aerosol content within the B2 target. A comparison between B2 and FR format results (Fig.6) shows no systematic trends which means we are taking correctly account of the pixel sizes and of the environment effects by using Eq.7. Fig. 7 gives a comparison of the results provided by both methods with full resolution format data. The dots far away the main bisection correspond to relatively moist days but the moister days (121 and 123) are in a perfect agreement, thus it is difficult to assess to systematic effects.

#### 4 DISCUSSION

The results are in good agreement with ground-truth for both methods but some points concerning their ability may be discussed. Tables 4 summarize the assumptions (Table 4.a) and required or needed conditions (Table 4.b) for applying the methods. If the assumptions are comparable and reasonable for both methods, the requirements on atmospheric properties are more constraining for the infrared method. First of all, the impact of water vapor has to be properly evaluated. For the visible variance method, the major requirement is on the contrasted character of the target and, in this study, the land-sea contrast was used. On the other hand, the infrared method claims a fairly uniform surface and the two methods are somewhat complementary.

An important point relevant to the infrared method is the determination of the sensitivity parameters in Equations (1) and (2). Until now, they have been determined from a fit between the satellite and ground-truth data. This empirical approach provides some values only for the given target at the period of the ground measurements, without possibility of extension. What actually should be done are a modelisation of the satellite response to the involved physical

processes and a sensitivity study to the relevant parameters.

For the visible variance method, the crucial point is the selection of areas which exhibit a well-marked structure at the scale of the satellite resolution. In the present study, this question has not arisen because of the use of the high contrast of the visible reflectance between ocean and land. For an operational use, we have to find such equivalent areas within sahelian regions and the B2 spatial resolution might be insufficient for this purpose. If so, we should select, in full resolution, specific targets only to avoid the processing of the whole image and to keep the data processing as fast as possible. Moreover, the aerosol optical properties,  $\omega_0$  and  $g$ , probably ought to be adjusted to take into account the variations within the range of current desert dust models according to the distance from the sources such as the coefficient  $b$  and  $k$  in the infrared. Performing ground measurements of the aerosol optical properties simultaneously to satellite acquisitions over the selected area is a way to 'calibrate' the method.

## 5. CONCLUSION

The results presented in this article confirm the capability of the two methods to retrieve the desert aerosol optical thickness over lands. The highly changing dustiness (aerosol optical thickness varies from 0.66 to 2.34) is recovered with a sufficient accuracy for most applications in climatological and geological fields. The two methods are quite different in some respects and are really complementary. Advantages as well as disadvantages of both methods have been discussed. The approach from the visible variance method appears attractive since it is not sensitive to meteorological situations. On the other hand the question of the selection of highly contrasted areas remains to be solved, which might be more difficult to do with the B2 format. The infrared method comes up against a difficulty, the necessity of measuring atmospheric water vapor content. This can be done by using routine meteorological radio-sounding measurements but more attractive is to use the next satellite generation which will be able to provide the information.

## REFERENCES

- CARLSON T.N., Atmospheric Turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analyses of satellite brightness data, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 322-335, 1979.
- COAKLEY J.A. and F.P. BRETHERTON, Cloud cover from high resolution scanner data: Detecting and allowing for partially filled fields of view, *J. Geophys. Res.*, 87, 4917-4932, 1982
- COAKLEY J.A. and R.D. CESS, Response of the NCAR Community Climate Model to the radiative forcing by the naturally occurring tropospheric aerosol, *J. Atmos. Sci.*, 42, 1677-1692, 1985.
- D'ALMEIDA G.A., On the variability of desert aerosol radiative characteristics , *J. Geophys. Res.*, 92, 3017-3026, 1987.
- DEUZE J.L., DEVAUX C., HERMAN M., SANTER R., TANRE D. Saharian aerosols over south of France, Characterization derived from satellite data and ground based measurements, *J. Clim. Appl. Meteor.*, vol.27, no.5, pp 680-686, 1988.
- DINER D.J. and J.V. MARTONCHIK, Atmospheric transfer of radiation above an inhomogeneous non-lambertian reflective ground-I.Theory, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 31, 97-125, 1984.
- FROUIN R, DESCHAMPS P.Y. and P. LECOMTE, Determination from space of atmospheric total water vapor amounts by differential absorption near 940nm: theory and airborne verification, *J. Appl. Meteor.*, 29, 448-460, 1990.
- FRASER R.S., Satellite measurement of mass of Saharan dust in the atmosphere, *Appl. Opt.*, 15, 2471-2479, 1976.
- GRIGGS M., Satellite observations of atmospheric aerosols during the EOMET cruise, *J. Atmos. Sci.*, 36, 695-698, 1979.

- JOSEPH J.H., The sensitivity of a numerical model of the global atmosphere to the presence of desert aerosol. in H.E. GERBER and A. DEEPAK (Eds), *Aerosols and their Climatic effects*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 215-226, 1984.
- KAUFMAN Y.J. and R.S. FRASER, The atmospheric effect on classification of finite fields, *Remote Sens. Environ.*, 15, 95-118, 1984.
- KAUFMAN Y.J., T.W. BRAKKE and E. ELORANTA, Field Experiment for measurement of the radiative characteristics of a hazy atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 16, 1135-1151, 1986.
- KAUFMAN Y.J., Satellite Sensing of Aerosol Absorption, *J. Geophys. Res.*, 92, 4307-4317, 1987.
- KOEPKE P. and H. QUENZEL, Turbidity of the atmosphere determined from satellite calculation of optimum viewing geometry, *J. Geophys. Res.*, 84, 7847-7855, 1979.
- LEGRAND M., M. DESBOIS and K. VOVOR, Satellite detection of Saharan dust: optimized imaging during nighttime, *J. Clim.*, 1, 256-264, 1988.
- LEGRAND M., J.J. BERTRAND, M. DESBOIS, L. MENENGER and Y. FOUQUART, The potential of infrared satellite data for the retrieval of saharan dust optical depth over Africa, *J. Appl. Meteor.*, 28, 309-318, 1989.
- MASUDA K., T. TAKASHIMA and C.R.N. RAO, Remote sensing of atmospheric aerosols over the oceans using multi-spectral radiances measured with the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on-board the NOAA meteorological satellite, in P.V. Hobbs and M.P. McCormik (Eds), *Aerosols and Climate*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 1988.

- NORTON C.C., F.R. MOSHER, B. HINTON, D.W. MARTIN, D. SANTEK and W. KUHLOW, A model for calculating desert aerosol turbidity over oceans from geostationary satellite data, *J. Appl. Meteor.*, 19, 633-642, 1980.
- PATTERSON E.M., D.A. GILLETTE and B.H. STOCKTON, Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols, *J. Geophys. Res.*, 82, 3153-3160, 1977.
- SHENK W.E. and R.J. CURRAN, The detection of dust storms over land and water with satellite visible and infrared measurements, *Mon. Weath. Rev.*, 102, 830-837, 1974.
- SHETTLE E.P., Optical and radiative properties of a desert aerosol model, *Proc. Symposium on Radiation in the Atmosphere*, G. Fiocco Ed., A. Deepak Publishing, 74-77, 1984.
- TANRE D., M. HERMAN and P.Y. DESCHAMPS, Influence of the background contribution upon space measurements of ground reflectance, *Appl. Opt.*, 20, 3676-3684, 1981.
- TANRE D., J.F. GELEYN, and J. SLINGO, First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model in H.E. GERBER and A. DEEPAK (Eds), *Aerosols and their Climatic effects*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 133-177, 1984.
- TANRE D., P.Y. DESCHAMPS, C. DEVAUX, M. HERMAN, Estimation of Saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data, *J. Geophys. Res.*, 15955-15964, 1988a.
- TANRE D., C. DEVAUX, M. HERMAN, R. SANTER and J.Y. GAC, Radiative properties of desert aerosols by optical ground based measurements at solar wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 14223-14231, 1988b.

## Acknowledgments

This work was supported by the Centre National de la Recherche Scientifique (contract A.T.P. Aérosols désertiques) and by le Centre National d'Etudes Spatiales. The authors wish to thank the Laboratoire de Météorologie Dynamique (M. DESBOIS) and the Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement de la Coopération (B. DAL MAYRAC, J.Y. GAC and C. VILLENEUVE) from Dakar and M'bour for their cooperation. Special thanks also go to C. DEROO for her help in the satellite data processing and to C. DEVAUX for performing the ground measurements.

Days	$\tau_{450}$	$U_{H_2O}$
93	1.43	0.67
95	0.98	1.43
96	1.17	0.78
98	0.66	0.99
104	0.67	2.20
106	1.25	0.52
107	2.32	0.82
113	1.73	0.53
121	1.19	2.30
123	0.83	2.74

Table 1: Aerosol optical thickness  $\tau_{450}$  at  $\lambda=450\text{nm}$  and precipitable water  $U_{H_2O}$  ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ ) measured at the ground station during the experiment. Day is the day of the year.



	Full Resolution	B2 Format
Correlation Factor	0.975	0.959
Standard Deviation	0.10	0.14

Table2: Correlation factor and standard deviation between the satellite thermal infrared radiances and the ground aerosol optical thicknesses measurements.

	Full Resolution	B2 Format
Correlation Factor	0.984	0.968
Standard Deviation	0.08	0.12

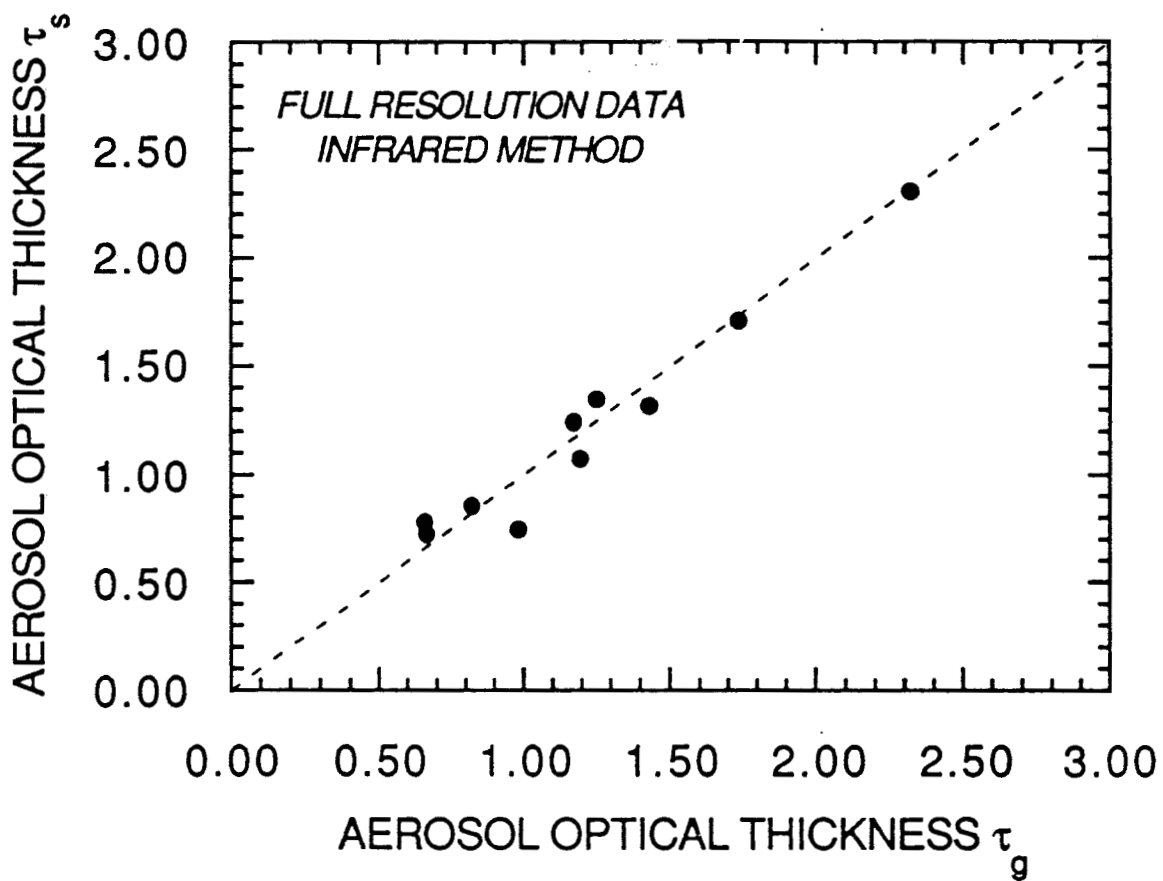
Table3: Correlation factor and standard deviation between the satellite visible radiances and the ground aerosol optical thicknesses measurements.

	Infrared Method	Visible Variance Method
Ground surface	•Emissivity constant with the time	•Variance constant with the time
Atmosphere	•Knowledge a priori of the aerosol characteristics •Constant aerosol top layer	•Knowledge a priori of the aerosol characteristics

Table4-a: Assumptions on the ground and on the atmosphere features for applying the methods.

	Infrared Method	Visible Variance Method
Ground surface	•Homogeneous (n)	•High contrast (r)
Atmosphere	•Water vapor content (r) •Wind strength (n) •Low cloudiness over the period (n)	•Water vapor content (n)

Table4-b: Needed (n) or required (r) conditions for the ground and the atmosphere features for both methods.



**Figure 1:** Retrieved aerosol optical thickness  $\tau_s$  from full resolution thermal infrared satellite data versus the aerosol optical thickness  $\tau_g$  measured at the ground. The dots correspond to the different available days.

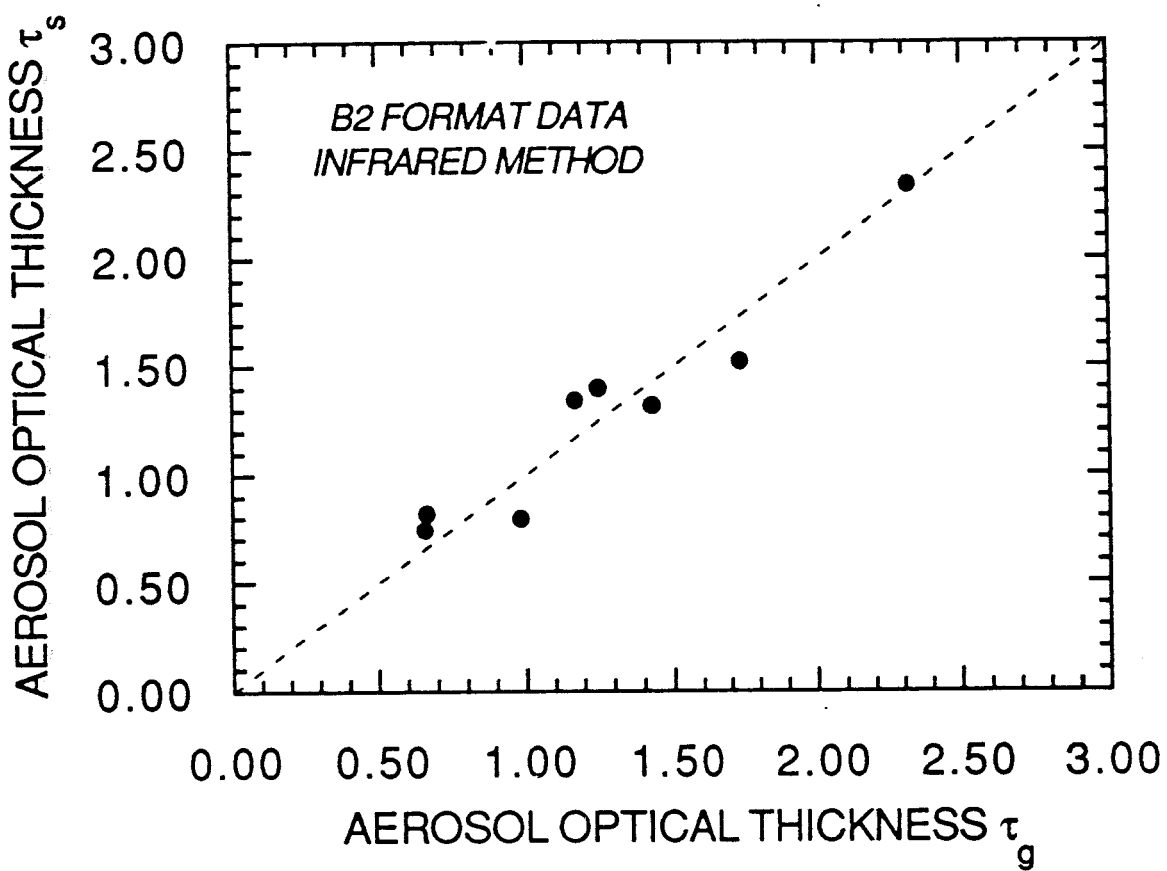
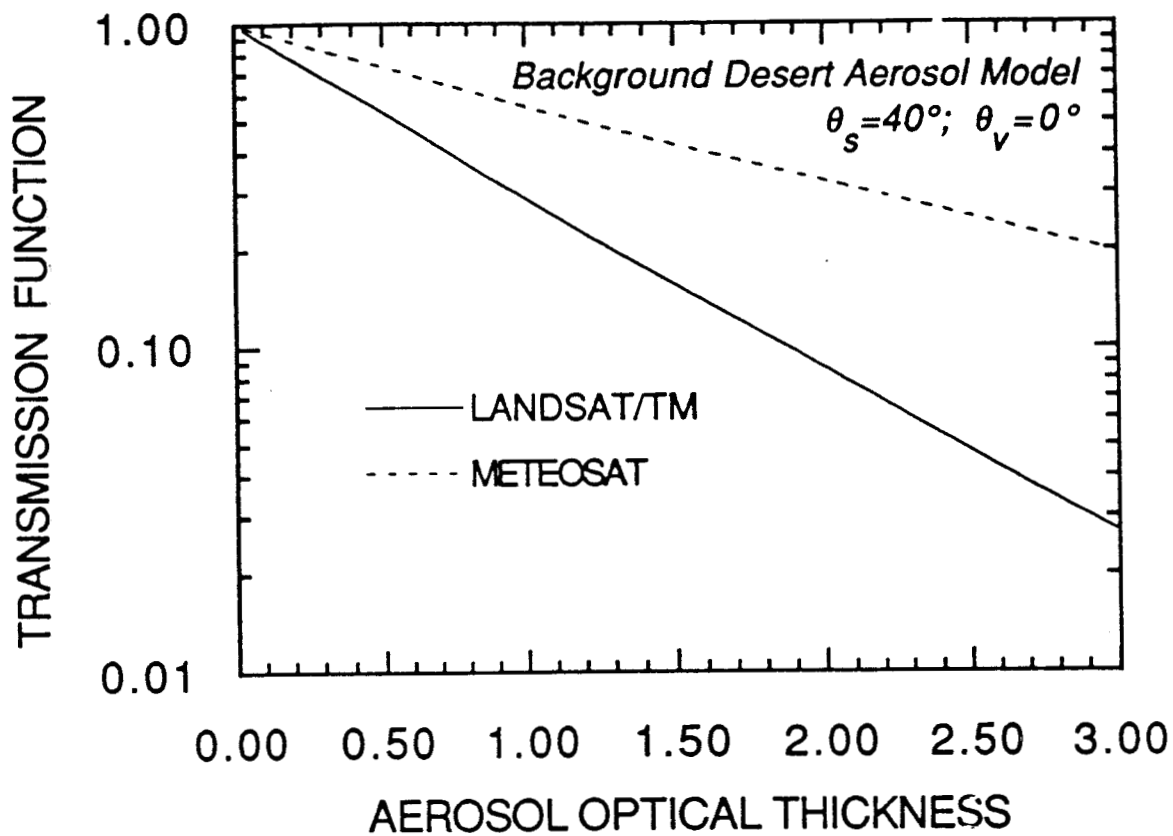


Figure 2: Same as Figure 1, but for the B2 Format.



**Figure 3:** The transmission functions,  $T(\mu_s)T(\mu_v)$  for Meteosat and  $T(\mu_s)e^{-\tau/\mu_v}$  for TM, as a function of the aerosol optical thickness in semi-logarithm scale for a background desert aerosol model. The geometrical conditions were chosen close to the experimental conditions.

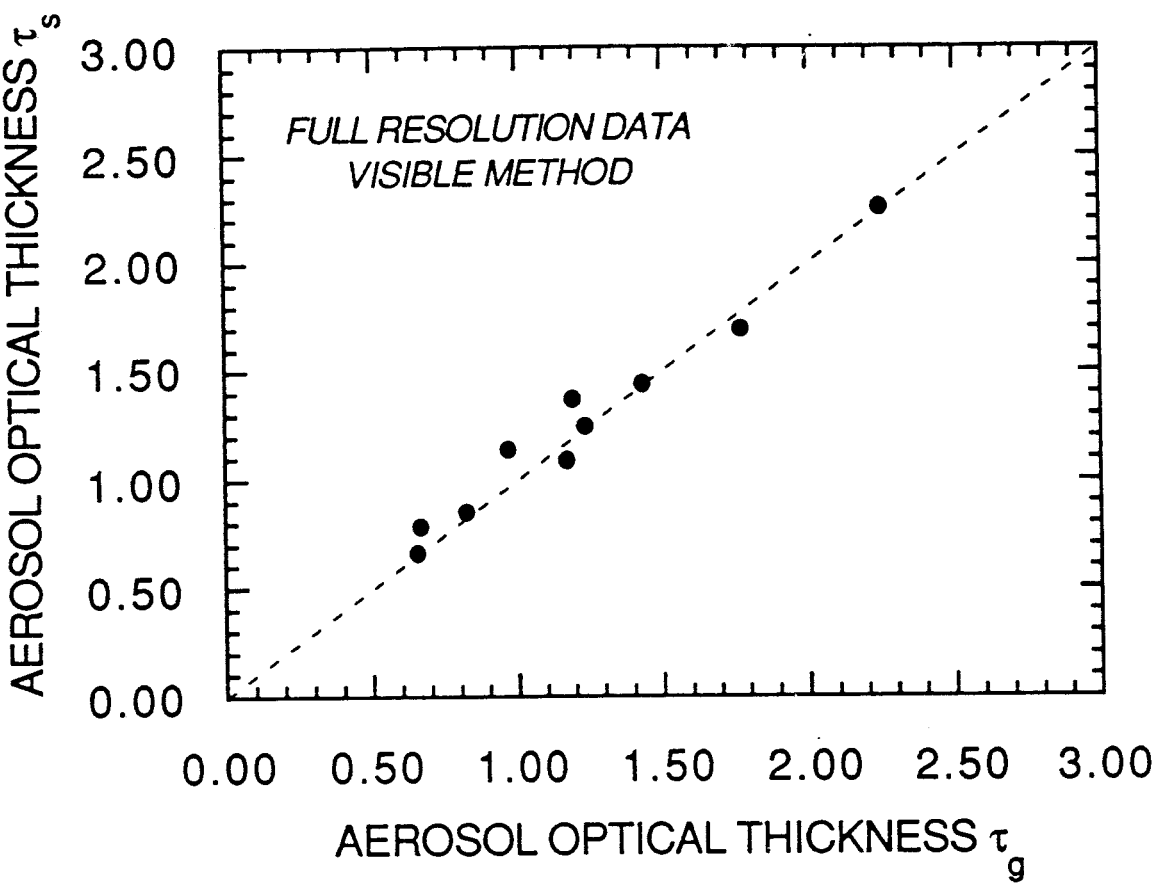


Figure 4: Same as Figure 1 but for the visible data.

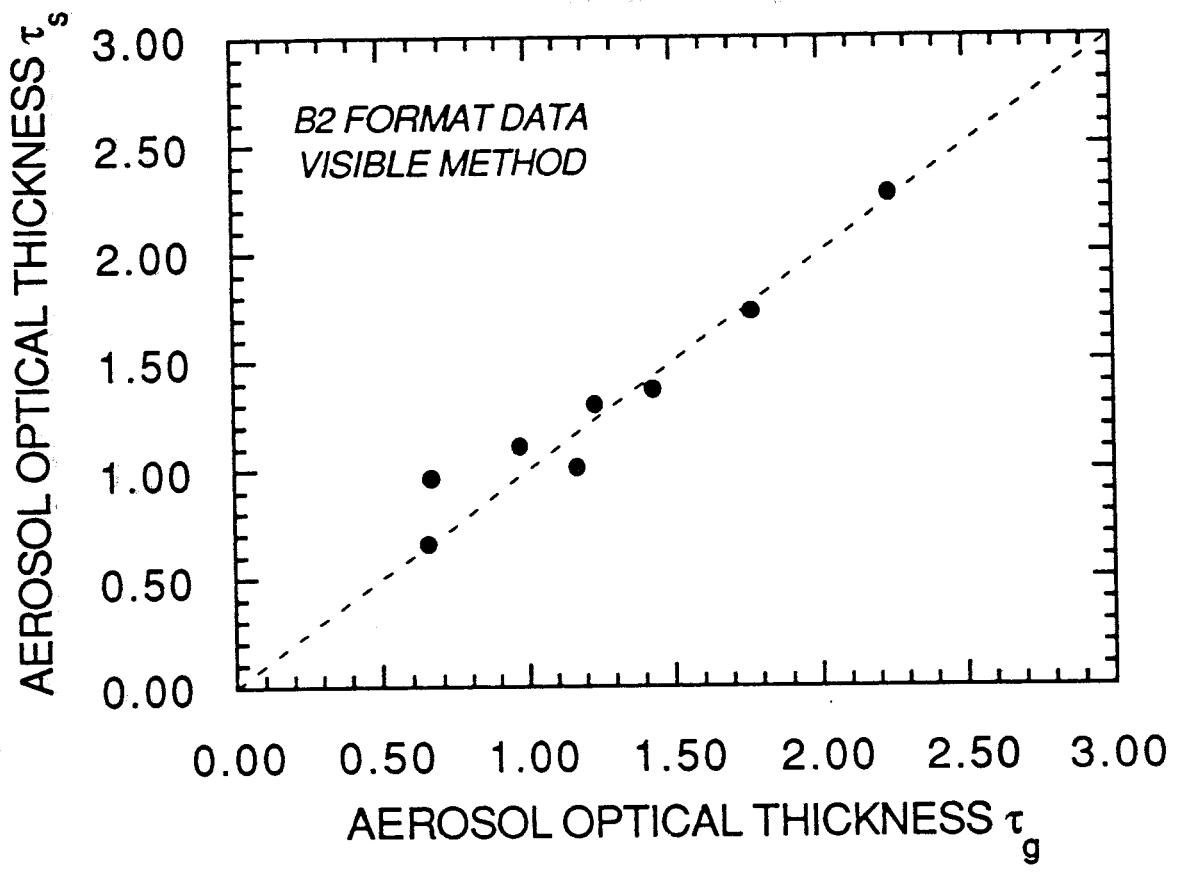
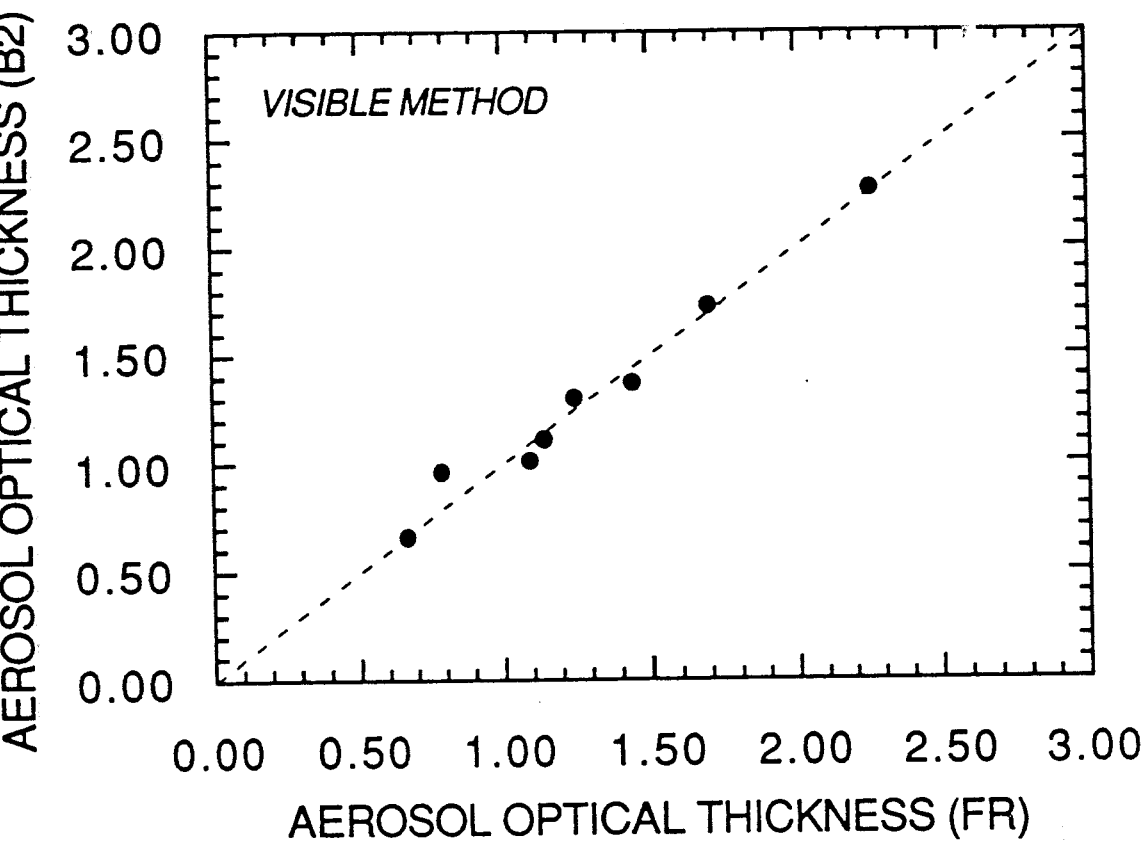
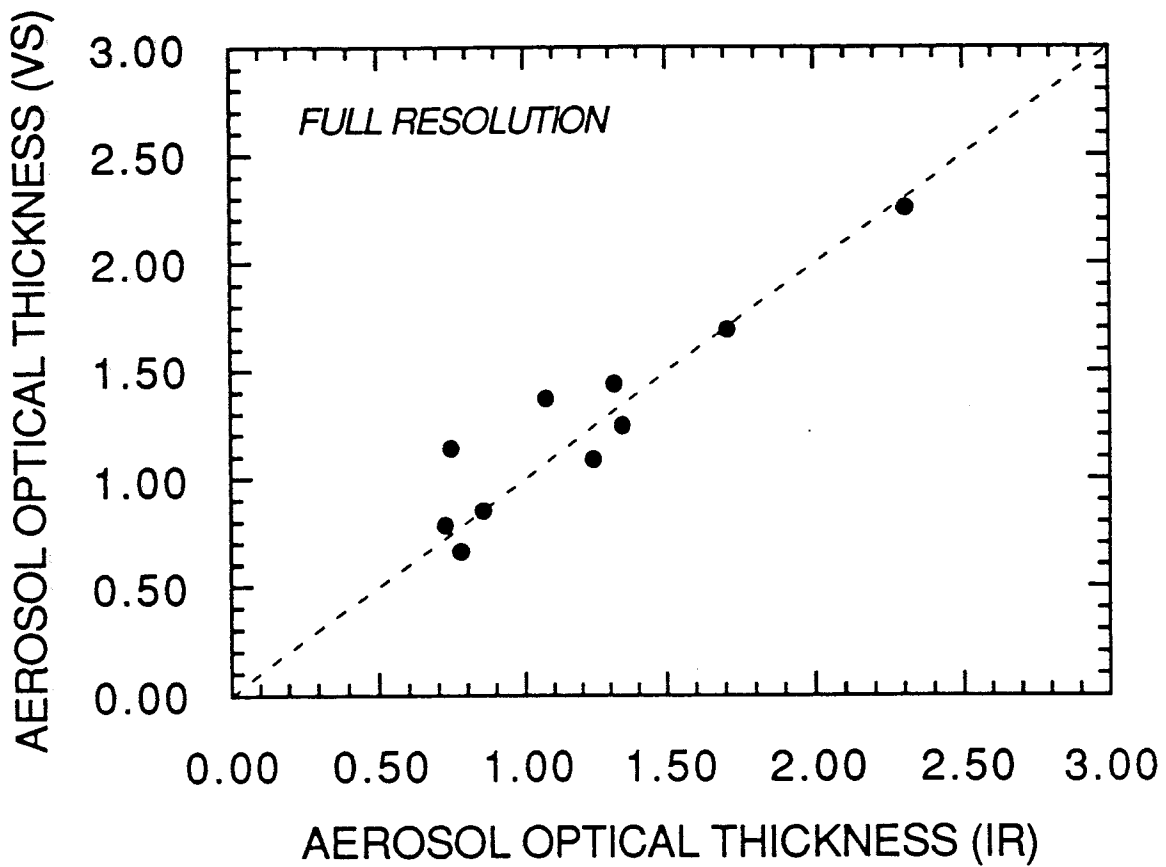


Figure 5: Same as Figure 1 but for the visible data and for the B2 format.



**Figure 6:** Retrieved aerosol optical thickness from the B2 format data versus the retrieved one from the FR format data by using the contrast reduction method. The dots correspond to the different available days.





**Figure 7:** Aerosol optical thickness retrieved by using the contrast reduction method (VS) versus the one retrieved by using the infrared method (IR) for the full resolution data. The dots correspond to the different available days.



## REFERENCES

Ackerman S. A., et S. K. Cox (1989). Surface weather observations of atmospheric dust over the Southwest summer monsoon region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 41, 19-39.

Ayake A. D. (1987). Evaluation des surfaces couvertes par la brume sèche et des masses de poussière en suspension dans l'atmosphère au-dessus de l'Equateur. *Rapport de stage de DEA*, Université Nationale de Côte-d'Ivoire, 26 pp.

Bagnold R. A. (1941). The physics of blown sand and desert dunes, 57-76, dans *Methuen*, London, 265 pp.

Bartell R. J. (1987). Atmospheric corrections for in-flight satellite radiometric calibration. *Thesis of Master of Science*, University of Arizona, 100 pp.

Becker F. (1987). The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *Int. J. Remote Sensing*, 10, 1509-1522.

Becker F., H. J. Bolle, et P. R. Rowntree (1988). The International Satellite Land-Surface Climatology Project. *ISLSCP-Report N° 10*, UNEP/COSPAR/IAMAP/WCRP/WMO-ICSU. ISLSCP-Secretariat, Berlin, 100 pp.

Ben Mohamed A., et J. P. Frangi (1986). Results from ground-based monitoring of spectral aerosol optical thickness and horizontal extinction : Some specific characteristics of dusty Sahelian atmospheres. *J. Climat. Appl. Meteor.*, 25, 1807-1815.

Béranger A. (1963). Contribution à l'étude des lithométéores. *NIT Section 7*, 31, Météorologie Nationale, Paris.

- Bergametti G. (1987). Apports de matière par voie atmosphérique à la Méditerranée occidentale: Aspects géochimiques et météorologiques. *Thèse de doctorat d'état*, Université Paris VII, 296 pp.
- Bernet G., G. Dhonneur, P. Falque, et L. Shroeder (1967). Les lithométéores au Tchad. *Publications de la DEM*, 16, série 2, ASECNA, Dakar.
- Bertrand J. J. (1977). Visibilité et brume sèche en Afrique. *La Météorologie*, 6, 201-211.
- Bertrand J. J. (1977). Action des poussières sub-sahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique de l'Ouest. *Thèse de doctorat d'état*, Université de Clermont-Ferrand, 230 pp.
- Bertrand J. J., J. Baudet, et A. Drochon (1975). Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest. *J. Rech. Atmos.*, 8, 845-860.
- Beuttner K. J. K., et C. D. Kern (1965). The determination of infrared emissivities of terrestrial surfaces. *J. Geophys. Res.*, 70, 1329-1337.
- Bohren C. F., et D. R. Huffman (1983). *Absorption and scattering of light by small particles*. John Wiley, New-York, 530 pp.
- Bücher A. (1986). Recherche sur les poussières minérales d'origine saharienne. *Thèse de doctorat d'état*, Université de Reims, 343 pp.
- Carlson T. N. (1982). Saharan dust over the Atlantic : A status report. *Symposium COSPAR sur le Sahel*, Janvier 1982, Paris.
- Carlson T. N., et S. G. Benjamin (1980). Radiative heating rates for Saharan dust. *J. Atmos. Sci.*, 37, 193-213.
- Carlson T. N., et R. S. Caverly (1977). Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelengths. *J. Geophys. Res.* 82, 3141-3152.

- Carlson T. N., et J. M. Prospero (1972). The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *J. Appl. Meteor.*, 11, 283-287.
- Charney J. G. (1975). Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 101, 193-202.
- Chepil W. S. (1951). Properties of soil which influence wind erosion. *Soil Sci.*, 72, 387-401.
- Chester R., E. J. Sharples, G. S. Sanders, et A. C. Saydam (1984). Saharan dust incursion over the Thyrrenian sea. *Atmos. Environ.*, 18, 929-935.
- Clark I. O. (1987). Essai d'estimation du pouvoir de déflation relatif du vent dans 7 stations du Sahel sur 24 ans. *Rapport de stage de DEA*, Université Nationale de Côte-d'Ivoire, 31 pp.
- Coakley J. A. Jr., et R. D. Cess (1985). Response of the NCAR Community Climate Model to the radiative forcing by the naturally occurring tropospheric aerosol. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1677-1692.
- Conel J. E. (1969). Infrared emissivities of silicates : Experimental results and a cloudy atmosphere model of spectral emission from condensed particulate mediums. *J. Geophys. Res.*, 74, 1614-1634.
- Coudé-Gaussen G., P. Rognon, G. Bergametti, L. Gomes, B. Strauss, J. M. Gros, et M. N. Le Coustumer (1987). Saharan dust on Fuerteventura island (Canaries) : Chemical and mineralogical characteristics, air mass trajectories, and probable sources. *J. Geophys. Res.*, 92, 9753-9771.
- D'Almeida G. A. (1985). Report on the study of transport of Sahelian particulate matter using sunphotometer observations. *WMO/TD-45*, WMO, 32 pp.
- D'Almeida G. A. (1986). A model for Saharan dust transport. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 903-916.

- D'Almeida G. A. (1987). On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *J. Geophys. Res.*, 92, 3017-3026.
- D'Almeida G. A., P. Koepke, et M. Hess (1989). The MIM - optical aerosol climatology. *BMFT - Forschungsbericht KF 1011, MIM - FB89 - S4*, 272 pp.
- D'Almeida G. A., et L. Schütz (1983). Number mass and volume distribution of mineral aerosol and soils of the Sahara. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 233-243.
- Davies C. N. (1974). Size distribution of atmospheric particles. *Aerosol Sci.*, 5, 293-300.
- Detwiller J. (1965). Note sur la structure du front intertropical sur le Nord-Ouest de l'Afrique. *La Météorologie*, 80, 337-347.
- Dhonneur G. (1974). Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique Occidentale et Centrale. *Thèse de docteur-ingénieur, Vol. 1*, Université de Dakar/ASECNA, Dakar, 358 pp.
- Dittberner G. J. (1978). Climatic change; volcanoes, man-made pollution and carbon dioxide. *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, 16, 50-61.
- Druilhet A., et P. Durand (1984). Etude de la couche limite convective sahélienne en présence de brumes sèches (Expérience ECLATS). *Boundary-layer Meteorol.*, 28, 51-77.
- Dubief J. (1979). Review of the North African climate with particular emphasis on the production on eolian dust in the Sahel zone and the Sahara, 27-48, dans '*Saharan dust : mobilization, transport, deposition*', SCOPE rep. 14, édité par C. Morales, John Wiley, New-York.
- Fouquart Y., B. Bonnel, M. Chaoui Roquai, R. Santer, et A. Cerf (1987). Observations of Saharan aerosols : Results of ECLATS field experiment. Part I : Optical thicknesses and aerosol size distributions. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 28-52.

Ganor E., et Y. Mamane (1982). Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean. *Atmos. Environ.*, 16, 581-587.

Gillette D. E. (1977). Fine particulate emissions due to wind erosion. *Transactions of the ASAE*, 20, 890-897.

Griggs M. (1985). A method to correct satellite measurements of sea surface temperature for the effects of atmospheric aerosols. *J. Geophys. Res.*, 90, 12951-12959.

Hidy G. M., and J. R. Brock (1970). An assessment of the global sources of tropospheric aerosols. *Proc. 2nd Clean Air Conference*, Washington, DC, 1088-1097.

Jaenicke R. (1979). Monitoring and critical review of the estimated source of strength of mineral dust from the Sahara, 233-242, dans '*Saharan dust : mobilization, transport, deposition*', SCOPE rep. 14, édité par C. Morales, John Wiley, New-York.

Joussaume S. (1989). Simulation du climat du dernier maximum glaciaire à l'aide d'un modèle de circulation générale de l'atmosphère incluant une modélisation du cycle des isotopes de l'eau et des poussières d'origine désertiques. *Thèse de doctorat d'état*, Université Paris VI, 507 pp.

Junge C. (1979). The importance of mineral dust as an atmospheric constituent, 49-60, dans '*Saharan dust : mobilization, transport, deposition*', SCOPE rep. 14, édité par C. Morales, John Wiley, New-York.

Kalu A. E. (1979). The African dust plume : its characteristics and propagation across West Africa in winter, 95-118, dans '*Saharan dust : mobilization, transport, deposition*', SCOPE rep. 14, édité par C. Morales, John Wiley, New-York.

Lundholm B. (1979). Ecology and dust transport, 61-68, dans '*Saharan dust : mobilization, transport, deposition*', SCOPE rep. 14, édité par C. Morales, John Wiley, New-York.

- McDonald W. R. (1938). Atlas of climatic charts of the oceans. *Publication N° 1247*, US Dept. of Agr., Weather Bureau, Washington, DC.
- Morales C. (1979). The use of meteorological observations for studies of the mobilization, transport and deposition of Saharan dust, 119-132, dans '*Saharan dust : mobilization, transport, deposition*', SCOPE rep. 14, édité par C. Morales, John Wiley, New-York.
- Nicholson S. I. (1982). '*Le Sahel : Présentation du climat*'. Club du Sahel, CILSS/OCDE, SAHEL D(82)187, (original en anglais), 90 pp.
- Noyalet A. (1978). Utilisation des images Météosat. Genèse et évolution d'une tempête de sable sur l'Ouest africain. *La Météorologie*, 6, 113-115.
- Oliva P., G. Coudé-Gaussen, H. Delannoy, L. Dorize, P. Rognon, et M. Tabeaud (1983). Etude de la dynamique de quelques lithométéores sahariens par télédétection spatiale. *Méditerranée Télédétection*, 3, 21-52.
- Paltridge G. W., et C. M. R. Platt (1976). Radiative Processes in meteorology and climatology. *Developments in Atmospheric Science*, 5, Elsevier, Amsterdam, 318 pp.
- Peterson J. T., et C. E. Junge (1971). Sources of particulate matters in the stenosphere, 310-320, dans '*Man's impact on the climate*', édité par Matthews, Kellogg, et Robinson, The MIT Press, Cambridge, Mass.
- Prodi F., et G. Fea (1979). A case of transport and deposition of Saharan dust over the Italian peninsula and southern Europe. *J. Geophys. Res.*, 84, 6951-6960.
- Prospero J. M., et R. T. Nees (1977). Dust concentrations in the atmosphere of the equatorial North Atlantic : Possible relationship to the Sahelian drought. *Science*, 196, 1196-1198.



REFERENCES : 7

Pueschel R. F. (1986). 'Man and the composition of the atmosphere. The Background Air Pollution Monitoring Network (BAPMoN) - An international programme of national needs, responsibilities and benefits.' UNEP/WMO, 80 pp.

Rahn K. A., R. D. Borys, G. E. Shaw, L. Schütz, et R. Jaenicke (1979). Long range impact of desert aerosol on atmospheric chemistry : Two examples, 243-266, dans 'Saharan dust : mobilization, transport, deposition', SCOPE rep. 14, édité par C. Morales, John Wiley, New-York.

Rao C. R. N., L. L. Stowe, E. P. McClain, et J. Sapper (1988). Development and application of aerosol remote sensing with AVHRR data from the NOAA satellites, 69-79, dans 'Aerosols and climate', édité par P. V. Hobbs et M. P. McCormick, Deepak Publ., Hampton, Va.

Reiff J., G. S. Forbes, F. T. M. Spijksma, et J. J. Reynders (1986). African dust reaching northwestern Europe : A case of study to verify trajectory calculations. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 1543-1567.

Riehl H. (1979). 'Climate and weather in the tropics', Academic Press, New-York, 611 pp.

Shaw G. E. (1980). Transport of Asian desert aerosol to the Hawaiian Islands. *J. Appl. Meteor.*, 19, 1254-1258.

Shettle E. P., et R. W. Fenn (1979). Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties, AFGL-TR-79-0214, *Environmental research paper N° 675*, 94 pp.

SMIC (1971). 'Man's impact on climate', édité par Matthews, Kellogg, et Robinson, The MIT Press, Cambridge, Mass., 308 pp.

Sverdrup G. M., K. T. Whitby, et W. E. Clark (1975). Characterization of California aerosols. II, Aerosol size distribution measurements in the Mojave desert. *Atmos. Environ.*, 9, 483-494. *Atmos. Environ.*, 9, 483-494.

Takayama Y., et T. Takashima (1986). Aerosol optical thickness of yellow sand over the Yellow sea derived from NOAA satellite data. *Atmos. Environ.*, 20, 631-638.

Thompson B. W. (1965). *The climate of Africa*, The Oxford University Press, 132 pp.

Twomey S. (1977). *Developments in Atmospheric Science & Atmospheric Aerosols*. Elsevier, Amsterdam, 302 pp.

Van de Hulst H. C. (1980). *Multiple light scattering : Tables, formulas, and applications*, Vol. 1, Academic Press, New-York, 300 pp.

WCP-12 (1980). *Report of the meeting of JSC experts on aerosols and climate*, Genève, WMO/ICSU, 65 pp.

WCP-55 (1983). *Report of the experts meeting on aerosols and their climatic effects*, Williamsburg, Va, WMO/ICSU, 107 pp.

Yaalon D. H., et E. Ganor (1979). East Mediterranean trajectories of dust carrying storms from the Sahara and Sinai, 187-196 $\beta$ , dans *'Saharan dust : mobilization, transport, deposition'*, SCOPE rep. 14, édité par C. Morales, John Wiley, New-York.

Zdunkowski W. G., R. M. Welch, et G. Korb (1980). An investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. *Contributions to Atmospheric Physics*, 53, 147-166.

