



RAPPORT DE STAGE

présenté par **Dramé Mamadou**
dans le cadre du MASTER OMR, Optiques molécules et réactivités
Université de Lille 1, Villeneuve d'Ascq

Caractérisation des aérosols sur la zone de mousson en Afrique



Front de poussières atmosphériques à Matam au Sénégal, précédant une ligne de grains.
© IRD/B. Mougenot

encadré par : **Jean-françois Léon**
Laboratoire d' Optique Atmosphérique (LOA)

Année universitaire : 2005-2006

Table des matières

1	Introduction	2
1.1	Contexte général	2
1.2	Objectif du travail	3
2	Notions générales sur les aérosols	4
2.1	Définitions	4
2.2	Propriétés optiques et Interactions rayonnement matière	5
2.2.1	Extinction ,diffusion , absorption	5
2.2.2	Coefficient d'Angström	5
2.2.3	Fonction de phase et paramètre d'assymétrie	6
2.2.4	Interaction particules rayonnement	6
3	Caractérisation annuelle et saisonnière des aérosols avec le réseau Aeronet	8
3.1	Présentation des mesures et données	8
3.2	Résultats : Cas de Dakar	9
3.3	Conclusion	14
4	Evaluation de l'impact radiatif : campagne de mesure et utilisation d'un code de transfert radiatif (Streamer)	15
4.1	Présentation de la campagne et des Instruments de mesures	15
4.2	Résultats	16
4.2.1	Choix des journées étudiées	16
4.2.2	Etude de sensibilité	18
4.2.3	Création des modèles journalières d'aérosols avec un code de Mie	23
4.2.4	Calcul de la sensibilité radiative	27
5	Conclusion et perspectives	28
I	Annexe : Cas de banizoumbou	29
II	Annexe :Théorie de Mie : particules sphériques	32

1 Introduction

1.1 Contexte général

Le climat en Afrique de l'Ouest est régi par la pluviométrie. Mais les pluies sur cette zone (surtout dans sa partie Nord) sont très irrégulières d'une année à l'autre. Les années de famine au Sahel ont poussées beaucoup de chercheurs [*Nicholson 1981, Folland et al., 1986*] à évaluer les mécanismes plausibles associés à cette sécheresse. En fait, les périodes de sécheresse intense appartiennent à des déficits chroniques de pluies continues, de la fin des années 60 au milieu des années 90. Ces déficits se sont répandus jusqu'au golfe de Guinée [*Lebel et al., 2000*]. Ainsi le déficit moyen en pluies des années 70 et 80 par rapport aux années 50 et 60 est de 180 *mm*.

Le manque de ressource en eau a été dévastateur pour les populations et surtout pour l'économie du Sahel. Au Sahel le bétail a diminué de moitié et certaines cultures pour l'exportation ont disparu, dans les régions du Sud, certaines usines de production hydroélectrique ont fermé pendant les étés 1984 et 1998. Cette sécheresse est la signature de la variabilité du climat en Afrique de l'Ouest. L'un des facteurs les plus importants de la pluviométrie sur cette zone est la mousson africaine qui reste toujours difficile à élucider à cause des interactions complexes entre l'atmosphère et la biosphère. Longtemps perçue comme une brise de mer géante, la mousson africaine peut être vue comme une migration Nord-Sud du front intertropical (fit) entre l'été et l'hiver (voir figure 1).

Le continent africain est connu pour être la plus grande source, à l'échelle globale, d'aérosols minéraux qui représentent environ 40% des émissions globales en aérosols troposphériques [*IPCC., 2001*]; et est aussi une importante source d'aérosol produit par des feux de biomasse le plus souvent d'origine agricole (anthropique).

Ces aérosols ont un impact important sur le climat en agissant soit directement ou indirectement sur celui-ci. De façon générale l'aérosol agit indirectement sur le climat en servant de noyaux de condensation aux nuages, ce qui réduit les rayons des gouttelettes d'eau et augmente l'albédo des nuages. Ce sont ces nuages bas qui sont responsables du forçage radiatif négatif. L'effet direct quant à lui est dû à la rétro-diffusion du rayonnement solaire vers l'espace par les aérosols. C'est ainsi qu'ils tendent à réduire le flux solaire incident à la surface et à augmenter le flux montant au sommet de l'atmosphère. Comme l'effet indirect, l'ordre de grandeur de l'effet direct est plutôt mal connu : [*Boucher et Tanré, 2000*] l'estime entre -5 et -6 W/m^2 en moyenne globale et au dessus des océans dans les courtes longueurs d'ondes avec des incertitudes significatives. Bien qu'ils fassent l'objet de plusieurs études, ces effets restent mal quantifiés [*IPCC., 1995*].

Ainsi, l'augmentation continue des émissions de poussières pendant les années de sécheresse (années 70 au années 90) mise en évidence par [N'Thayi et al., 1994] et aussi les émissions de poussières désertiques lors de l'arrivée des lignes de grains qui annonce la mousson, laissent à préjuger une interaction entre le système de mousson et les aérosols. C'est pourquoi, certains scientifiques [Twoney et al., 1984; Charlton et al., 1992] considèrent l'aérosol comme une source d'incertitude dans les prévisions climatologiques. Donc connaître l'effet de l'aérosol sur le climat pourra permettre d'améliorer nos modèles climatique et même peut être de mieux comprendre le système de mousson sur cette zone.



FIG. 1 – Positions du fit sur le continent Africain (source : www.planearthsci.com)

1.2 Objectif du travail

Ce sujet qui rentre dans le cadre de l'étude de la mousson Africaine, consiste à mieux comprendre l'action des aérosols sur cette mousson et vice versa. Ainsi pour ce stage de master 2, mon objectif consiste initialement à caractériser la variabilité de la concentration et du type d'aérosols.

Pour cela, dans une première partie, j'utiliserai deux types d'observations : une base de données d'environ 10 ans sur le site de mesure en Afrique de l'ouest (Dakar, Sénégal) et dans une seconde partie, j'utiliserai un ensemble complet de mesure radiatives obtenus lors de la campagne de mesure AMMA (analyse multidisciplinaire de la mousson Africaine) sur le site de Dakar au Sénégal.

2 Notions générales sur les aérosols

2.1 Définitions

On appelle aérosol toute particule solide ou liquide en suspension dans l'air hormis les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace. Leur dimensions sont comprises entre $0.001 \mu\text{m}$ à $100 \mu\text{m}$ [Lodge.,1991]. Donc selon le rayon r de la particule on peut distinguer trois classes (modes) [Junge., 1958; Whitby.,1976] :

- si $0.001 < r < 0.1 \mu\text{m}$: le mode des particules de d'Aitken
- si $0.1 < r < 1 \mu\text{m}$: le mode d'accumulation (fin)
- si $1 < r < 100 \mu\text{m}$: le mode grossier

Il existe deux types d'aérosols selon leurs sources : les aérosols naturels, représentant la majorités (90%) de la masse émise et les aérosols dits anthropogéniques (dûs aux activités humaines) qui sont en générales concentrés autour des régions industrialisées. L'aérosol désertique qui est émis par les zones arides, représente la composante principale produite par an (sources naturelles et anthropogéniques confondues) avec 40% en proportion de masse selon Andrea [1995]. Plus spécifiquement les aérosols peuvent aussi être classifiés aussi en fonction de leur nature physico-chimique, de leur domaine de résidence dans l'atmosphère.

On peut aussi caractériser les aérosols par leur taille : pour une même composition ils ne sont pas tous de la même dimension. Cette distribution donne le nombre de particules par unité de volume dont le rayon est compris dans un intervalle $[r+dr]$: $dN=n(r)dr$ avec $n(r)$ en $\text{cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$. Analytiquement on utilise différentes fonctions, par exemple la fonction log-normale :

$$n(\log r) = \frac{dN}{d \log r} = \frac{N_0}{\log \sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\log(\frac{r}{r_m}))^2}{2(\log \sigma)^2}\right)$$

N_0 =nombre total de particules

r_m =rayon médian (autant de particules au dessus qu'en dessous)

σ = déviation standard géométrique de la distribution.

Par la suite, nous considérerons principalement seulement deux modes qui sont : le mode fin (rayon $< 0.6 \mu\text{m}$) et le mode grossier (rayon $> 0.6 \mu\text{m}$). Il est d'usage aussi de caractériser une particule absorbante par son indice complexe de réfraction n .

$$n = n_r + i n_i$$

Avec n_r qui représente la diffusion standard et n_i met en évidence l'absorption. Cette indice complexe dépend essentiellement de la composition chimique de la particule. La partie réel sera légèrement supérieur à 1.33 pour les aérosols marins alors que les poussières auront plutôt une valeur de 1.50 et les aérosols de pollution 1.44. Quant à la la partie imaginaire,

elle est assez faible en général (avec 0.0035 pour les sulfates) à l'exception des aérosols anthropiques qui peuvent atteindre des valeurs plus importantes à causes des suies.

2.2 Propriétés optiques et Interactions rayonnement matière

2.2.1 Extinction ,diffusion , absorption

Soit un flux ϕ_λ de rayonnement monochromatique se propageant dans l'atmosphère et qui traverse un milieu d'épaisseur dx . Après la traversée de dx on a un flux $\phi_\lambda + d\phi_\lambda$.

$$\text{Ainsi } d\phi_\lambda = -\sigma_\lambda^{ext} \phi_\lambda dx$$

avec σ_λ^{ext} qui est le coefficient d'extinction volumique du milieu (exprimé en m^{-1})
Si le milieu est d'épaisseur X : $\phi_\lambda(X) = \phi_\lambda(0)\exp(-\delta_\lambda^{ext}(X))$ loi de Beert-Lambert.

$$\text{Ou } \delta_\lambda^{ext} = \int_0^X \sigma_\lambda^{ext}(x) dx$$

δ_λ^{ext} est l'épaisseur optique, à la longueur d'onde λ , du milieu d'épaisseur X .

L'aérosol désertique contribue en moyenne à 20% de l'épaisseur optique des aérosols à l'échelle du globe avec des contribution proches de 90% dans les zones sous le vent des principaux déserts [*Li et al 1996 ., Chiapello et al., 1999*].

Les phénomènes qui contribuent a l'extinction du rayonnement sont :

- l'absorption
- la diffusion

Ces deux effets sont séparés et nous donnent : $\sigma_\lambda^{ext} = \sigma_\lambda^{diff} + \sigma_\lambda^{abs}$.

σ_λ^{diff} = coefficient diffusion volumique

σ_λ^{abs} = coefficient d'absorption volumique

Pour caractériser l'importance de l'absorption dans un milieu par rapport à l'extinction nous pouvons définir l'albédo de simple diffusion : $\varpi_0 = \frac{\sigma_\lambda^{diff}}{\sigma_\lambda^{ext}}$

ϖ_0 peut varier de 0.6 pour les particules de suies (très absorbantes dans le visible) à 0.99 pour les particules désertique (diffusantes) [*Dubovik et al., 2002*].

2.2.2 Coefficient d'Angström

Le coefficient d'angström α met en évidence la dépendance spectrale de l'épaisseur optique. Il peut se calculer par la loi d'angström [1929] sur deux longueurs d'ondes par :

$$\frac{\delta_1}{\delta_2} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{-\alpha}$$

Le coefficient d'angström est un indicateur de la taille de la particule avec α qui varie de 4 pour les particules de dimensions moléculaires à $\alpha < 0$ pour les très grosses particules (désertiques).

2.2.3 Fonction de phase et paramètre d'assymétrie

La fonction de phase $p(\Theta)$ caractérise la diffusion et représente la distribution statistique des photons renvoyés en fonction de l'angle de diffusion Θ entre la direction du rayonnement incident et celle du rayonnement diffusé. Si $p(\Theta)=1$, on a une diffusion isotrope, d'où une condition de normalisation :

$$\frac{1}{2} \int_0^\pi p(\Theta) \sin \Theta d\Theta = 1$$

L'allure de la fonction de phase des aérosols est caractérisée par une forte probabilité de diffusion vers l'avant (diffraction) et une légère augmentation vers l'arrière. Le paramètre qui traduit cette anisotropie de la diffusion est appelé le paramètre d'assymétrie g défini comme la valeur moyenne du cosinus de l'angle de diffusion sur toutes les directions diffusantes :

$$g = \frac{1}{2} \int_0^\pi p(\Theta) \cos \Theta \sin \Theta d\Theta$$

Plus une particule est grosse, plus la diffusion se fait vers l'avant, plus g est élevé et tend vers 1.

2.2.4 Interaction particules rayonnement

De part ses propriétés de diffusion et d'absorption, les particules d'aérosols interagissent avec le rayonnement solaire en modifiant les luminances et flux montants ou descendants. Donc pour calculer ces flux et ces luminances en prenant compte des diffusions multiples, il suffit de résoudre l'équation de transfert radiatif ci dessous (luminances descendantes L^\downarrow , $u > 0$).

$$\begin{aligned} \mu_v \frac{dL^\downarrow(\delta_\lambda, \mu_\lambda, \phi)}{d\delta_\lambda} &= L^\downarrow(\delta_\lambda, \mu_\lambda, \phi) - \frac{\varpi_0 \lambda}{4\pi} P_\lambda(\delta_\lambda, \mu_0, \phi_0, \mu_v, \phi) E_\lambda \exp\left(-\frac{\delta_\lambda}{\mu_0}\right) \\ &\quad - \frac{\varpi_0 \lambda}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L_\lambda^{diffuse}(\delta_\lambda, \mu', \phi') P_\lambda(\delta_\lambda, \mu', \phi', \mu_v, \phi) d\mu' d\phi' \end{aligned}$$

Où λ est la longueur d'onde, E_λ est l'éclairement solaire (en w/m^2), δ_λ est l'épaisseur optique, ϖ_0 est l'albédo de simple diffusion et $p(\Theta)$ constitue la fonction de phase. L'angle de diffusion Θ dépend de l'angle solaire zénithal α_0 (avec $\mu_0 = \cos(\alpha_0)$), de l'angle zénithal de visée α_v (avec $\mu_v = \cos(\alpha_v)$) et de l'angle azimutal ϕ . Pour calculer les flux, nous

devons intégrer cette équation dans le spectre solaire (0.28 à 4 μm) et sur $d\mu d\phi$ (avec $\mu > 0$).

Cette équation de transfert n'a pas de solution analytique, donc nous utilisons un code de transfert radiatifs (Streamer). Ce code (cf [Key, 1998]) calcule les luminances et les flux en convertissant les intégrales en sommes discrètes par la méthode des ordonnées discrètes tout en découpant l'atmosphère en plusieurs couches sur toutes les directions.

3 Caractérisation annuelle et saisonnière des aérosols avec le réseau Aeronet

3.1 Présentation des mesures et données

Les mesures photométriques depuis le sol appartiennent au réseaux mondial d'observations Aeronet (Aérosol Robotic Network) [Holben et al., 1998], fruit d'une collaboration internationale et cogéré par la NASA et le LOA. Les mesures effectuées se font par des visées solaires donnant accès à l'épaisseur optique spectrale en aérosol et au coefficient d'angström ainsi que des mesures de luminance du ciel conduisant à la détermination des paramètres radiatifs (fonction de phase, albédo de simple diffusion) et des paramètres physiques (granulométrie des aérosols).

L'évaluation de ces paramètres radiatifs se fait en considérant les particules comme étant des sphères ou des sphéroïdes [Dubovik et al., 2001]. Le choix d'utiliser ces formes de particule influence essentiellement la restitution de la distribution en taille des particules. Il a été montré [Dubovik et al., 2002] que l'hypothèse sphéroïde a été plus vraisemblable pour les particules minérales, et que ce choix avait peu d'impact pour les autres types d'aérosols.

Une particule sphéroïde est une particule qui a une surface quadrique en trois dimensions obtenue par rotation d'une ellipse autour d'un de ses axes principaux. Si l'ellipse tourne autour de son axe principale, la surface est appelée un sphéroïde prolata (similaire à la forme d'un ballon de rugby). Si l'axe secondaire est choisi, la surface est appelée un sphéroïde oblate (similaire à la forme de la Terre). La particule sphérique est un cas particulier de la sphéroïde pour laquelle l'ellipse génératrice est un cercle. Par conséquent, nous utilisons par la suite l'hypothèse sphéroïde.

Les données acquises comme l'épaisseur optique sur le site d'Aeronet peuvent être visualiser ou même télécharger gratuitement. Elles sont en fonction de différentes longueurs d'ondes (1020 μm , 870 μm , 670 μm , 440 μm), et peuvent être acquises aussi sous forme annuelles, mensuelles ou même instantanées. Ce réseau fournit également des résultats d'algorithmes d'inversion tel que celui de [Nakajima et al., 1996] et celui de [Dubovik et al., 2002] surtout sur la granulométrie. Dans le cadre de ce stage nous nous limiterons à un choix d'une longueur de d'onde de 440 μm assez bonne pour caractériser ces aérosols. L'objet de cette étude est de caractériser l'aérosol sur la zone de mousson en Afrique. Donc pour cela, nous nous intéressons à la zone Sahélienne en particulier à la ville de Dakar au Sénégal (longitude de $-16^{\circ}9'59''$ et latitude de $14^{\circ}39'4''$) qui est un site instrumenté depuis 1996. L'étude s'étalera sur plusieurs années (1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002,

2003 et 2004), afin d'être mieux dans la généralité .

3.2 Résultats : Cas de Dakar

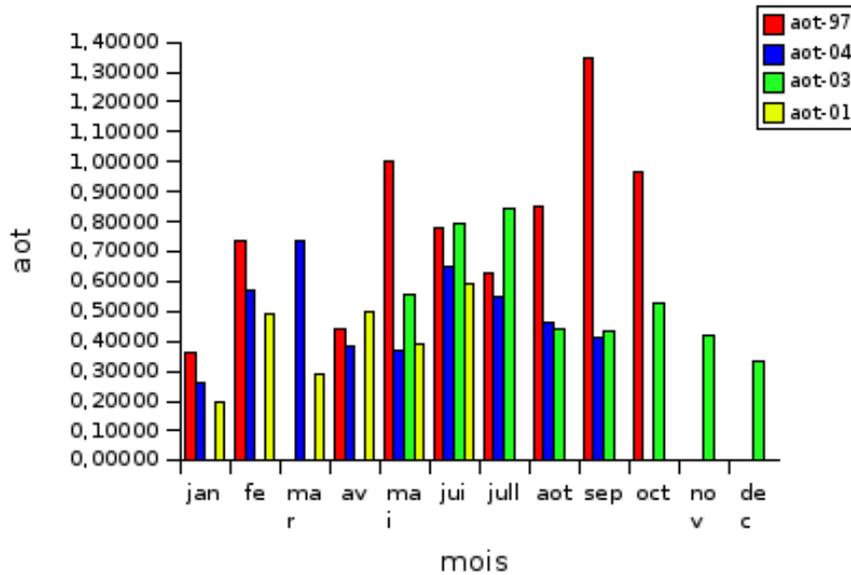


FIG. 2 – *Épaisseur optique total(440 nm) (1997,2001,2003,2004)*

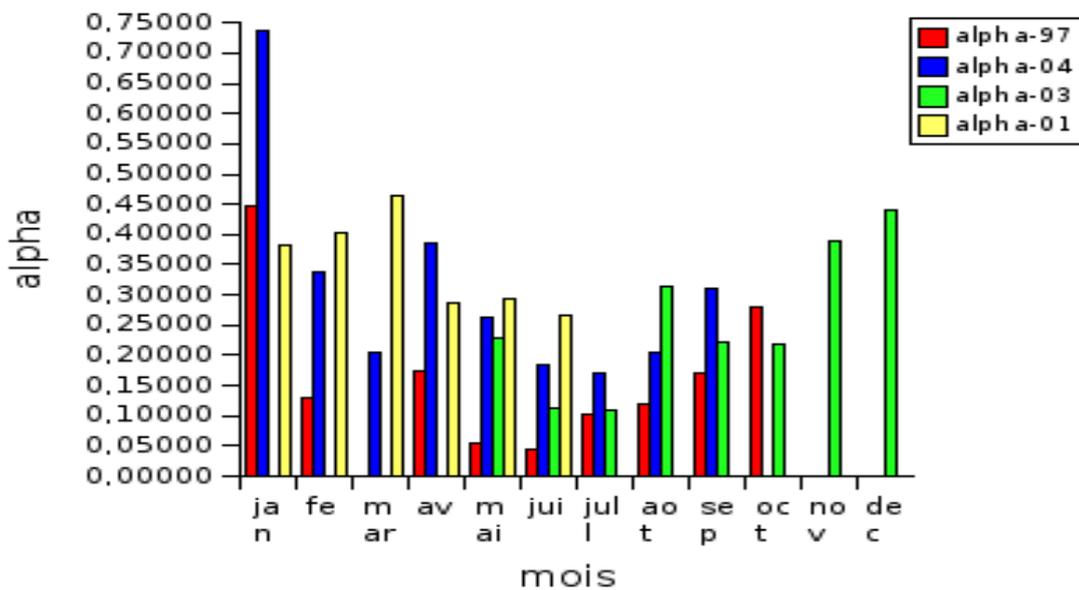


FIG. 3 – *coefficient d'angström (440-870 nm) (1997,2001,2003,2004)*

La valeur moyenne annuelle se situe autour de 0.45 en épaisseur optique sur la figure 2. Cette valeur est en bon accord avec les résultats de [Tanré, Dubovik et al., 2001] : 0.4 qui représente les particules dites grosses (larges). Sur le cycle saisonnier de l'épaisseur

optique, on voit bien une augmentation en saison sèche et une diminution en saison des pluies (juin, juillet, aout, septembre). Cela est dû qu' au fait que l'atmosphère est lessivée par les pluies.en saison humide.

Il faut aussi noter de grandes valeurs d'épaisseur optique (mars et avril), visible surtout en 2004, ce qui représente l'arrivée de la mousson qui est caractérisé par de fortes dégagement de poussières.

Pour les aérosols désertiques, [Fouquart et al., 1987] définissent la valeur leur coefficients d'angström supérieur limite à 0.5, on peut aussi citer [Dubovik 2001., Tanré et al ., 2001] qui les situent entre -0.1 et 0.7. La figure 3 montre que le coefficient d'angström (en moyenne 0.25) est presque partout inférieur à 0.5 (sauf pour janvier 2004 et décembre 1996), ce qui prouve qu'on est en présence de grosses particules qui s'avèrent être des poussières désertiques. La tendance saisonnière de ce coefficient est caractérisée par des valeurs assez importantes en hivers (nov-déc-jan 1997 et 2004) qui vont jusqu'a 0.6 en janvier 2004 mais qui n'excède pas aussi la limite de [Dubovik et al ., 2001]. On peut aussi situer les plus petites valeurs de ce coefficient au printemps (mars-avril -mai 1997 et 2004), qui représentent comme nous l'avons dit précédemment l'arriver des lignes de grains avec des épaisseurs optiques très grandes.

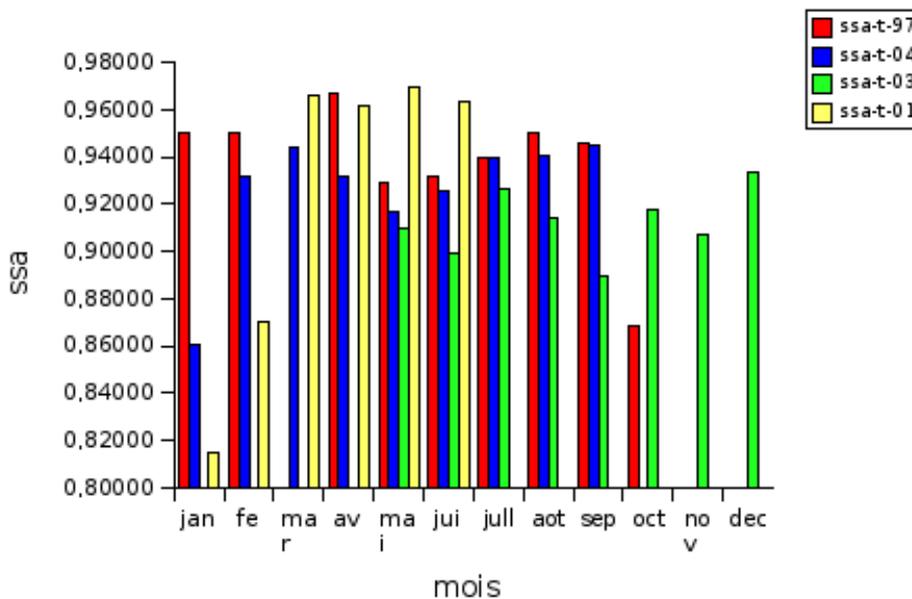


FIG. 4 – albédo de simple diffusion à 440 nm (1997,2001,2003,2004)

La figure 4 montre que l'albédo de simple diffusion (single scattering albedo) reste en bon accord avec l'épaisseur optique et le coefficient d'angström en ayant des valeurs moyennes annuelles avoisinant 0.93, ce qui pour [Tanré et al., 2003] caractérise les aérosols très peu absorbants (désertiques). Par contre, le cycle saisonnier de cet albédo est un peu paradoxal avec des valeurs petites en saison sèche (2001 et 2004) . Ce qui signifie qu'il y

aurait plus d'absorption en été alors qu'on s'attendait au contraire. Cela peut être dû à d'autres types d'aérosols tel que celle d'origine de feux de biomasse qui proviendrait des pays du golf de Guinée.

On peut aussi noter que l'albédo sur le réseau Aeronet sera d'autant moins bien caractérisé que si l'épaisseur optique est faible (≤ 0.4), ce qui est le cas pour l'été et en janvier 2004.

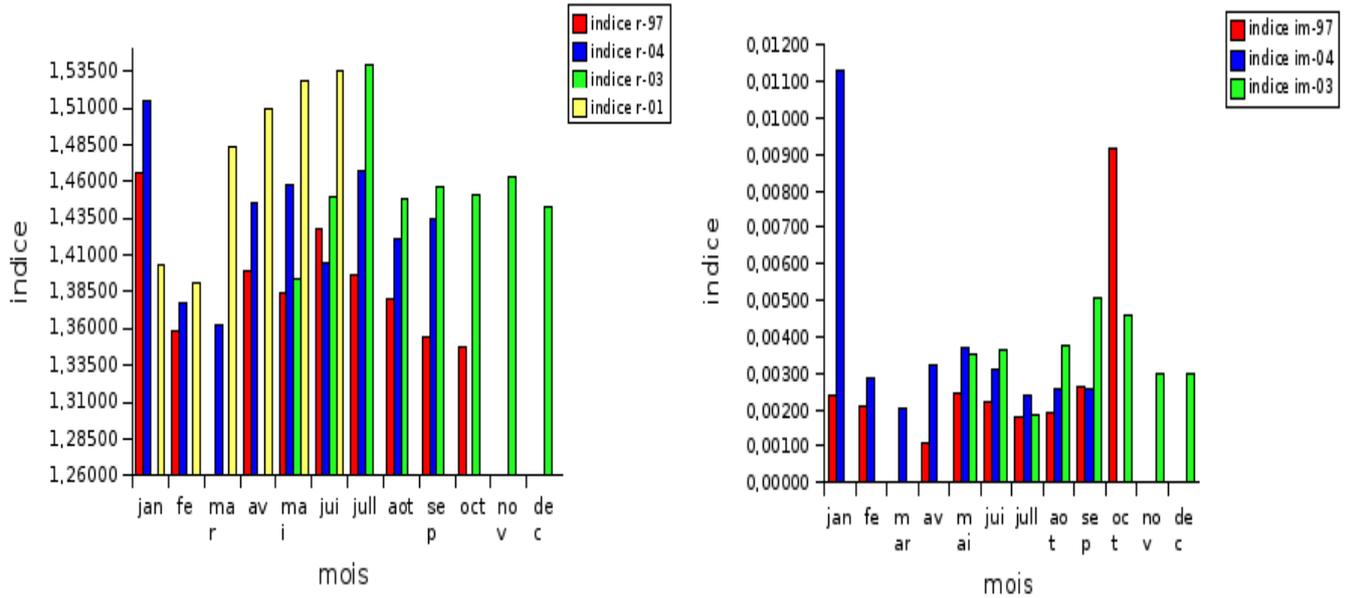


FIG. 5 – *Indice réel (à droite) et Indice imaginaire (à gauche)*

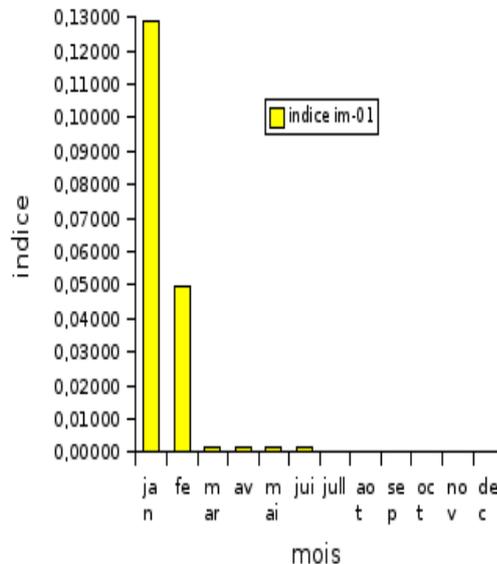


FIG. 6 – *Indice imaginaire 2001*

La valeur moyenne annuelle de la partie réel ($n_r=1.42$, figure 5) et celle de la partie imaginaire ($n_i= 0.0025$, figure 5) sont en bon accord avec $n=1.55 - i0.005$ de [Grams et al., 1974] pour caractériser l'aérosol désertique. Sur le plan saisonnier, on voit que l'indice

réel est assez important en saison humide (jusqu'à 1.52 en juillet 2003) et a une valeur moindre en saison sèche. Cela ne confirme pas nos attentes, mais peut s'expliquer aussi par une présence d'aérosols autres que désertiques. Comme pour l'indice réel, la disparité saisonnière paradoxale (surtout en 2003 et 2004) est aussi visible pour l'indice imaginaire avec des valeurs plus importantes en saison humide qu'en saison sèche, dû à une présence d'aérosols de feux de biomasse. L'hiver 2001 ($n_i = 0.126$ en janvier et $n_i = 0.05$ en février) montre réellement la présence d'aérosol de feux biomasse en accord avec les resultats de [Grams et al., 1972] (figure 6).

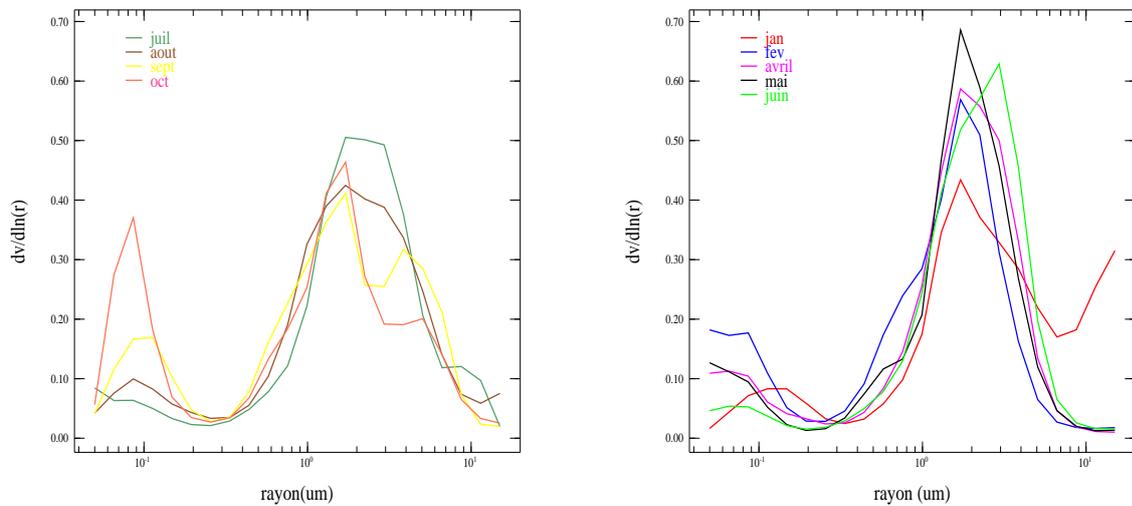


FIG. 7 – *Distribution en taille 1997 : saison des pluies (gauche) et saison sèche (droite)*

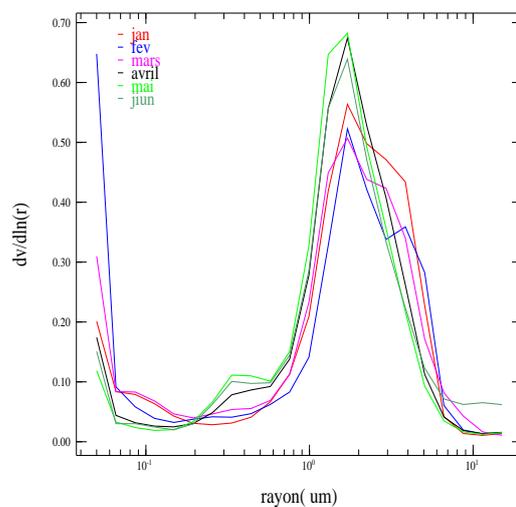


FIG. 8 – *Distribution en taille 2001 : saison sèche*

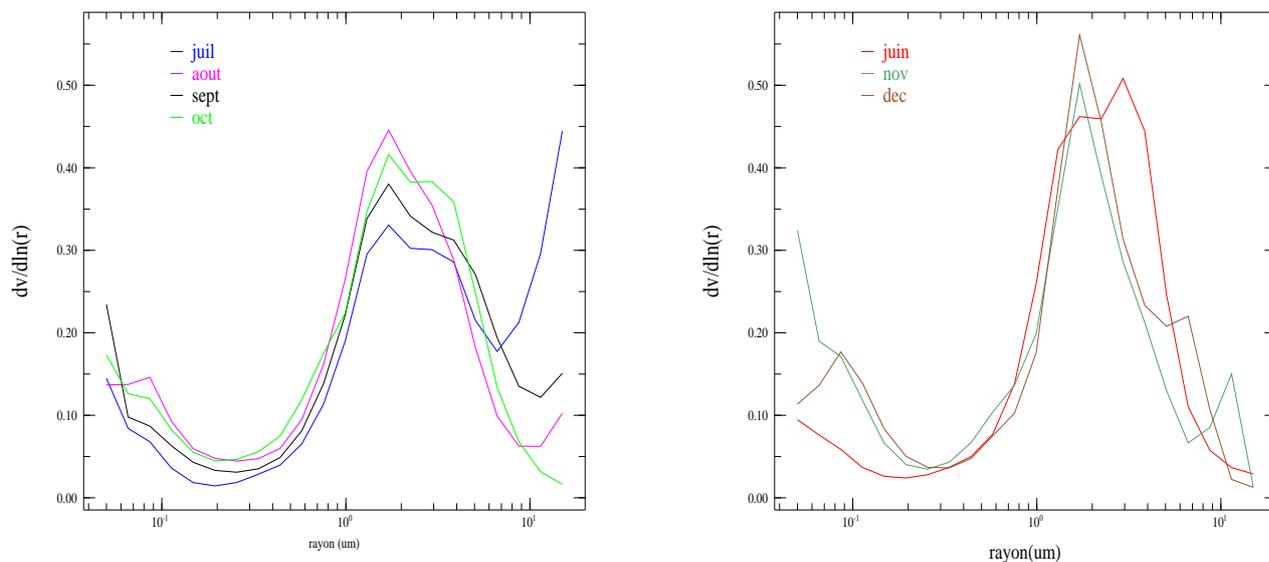


FIG. 9 – *Distribution en taille 2003 : saison des pluies (gauche) et saison sèche (droite)*

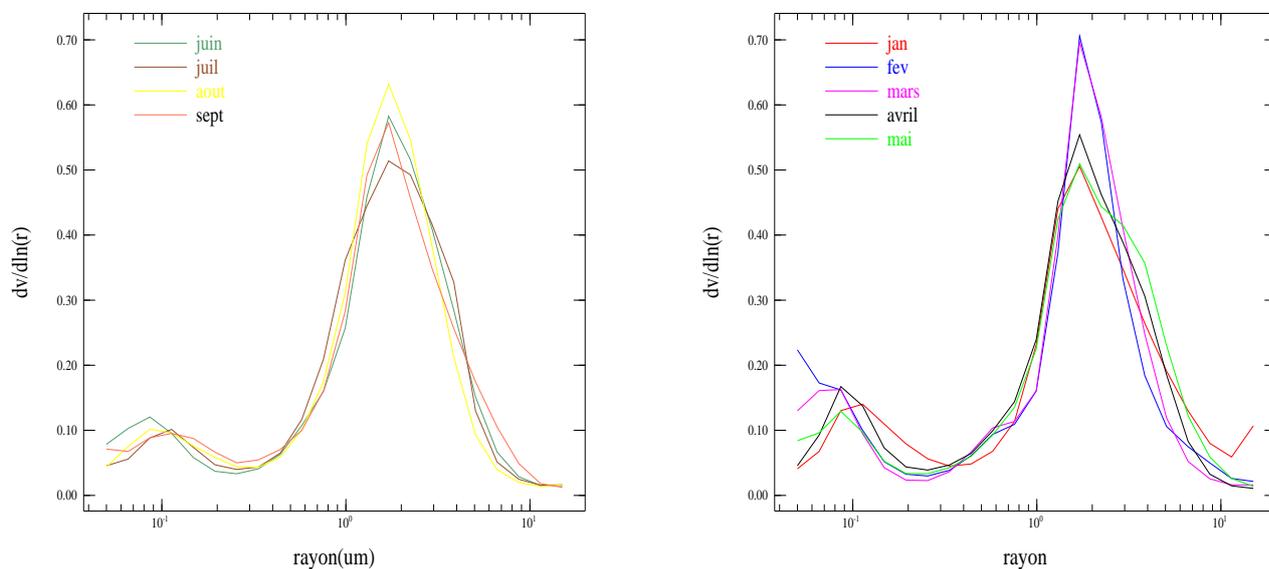


FIG. 10 – *Distribution en taille 2004 : saison des pluies (gauche) et saison sèche (droite)*

Sur les figures (7,8,9,10), on voit clairement un mode à 1um (mode grossier) prédominant et un petit mode à 0.1 um (mode fin). Cette bi-modalité avec un mode grossier prédominant prouve qu'on est en présence d'aérosols d'origine minérales (aérosol désertique).

Le mode grossier peut aller jusqu'à $0.7 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ alors que le mode fin ne dépasse pas $0.2 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ en saison sèche. En saison humide, les deux modes (grossier et fin) diminuent considérablement (l'éssivage par les pluies) mais on peut avoir aussi un mode fin qui peut augmenter ($0.55 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ en octobre 1997) dû à un apport de petit aérosols.

La distribution en taille en plus de l'indice complexe permet de calculer les coefficients d'extinction, d'absorption et d'assymétrie grâce à la théorie de Mie.

3.3 Conclusion

L'aérosol présent sur Dakar est un aérosol désertique avec un cycle saisonnier assez régulier, c'est à dire avec plus d'aérosol en saison sèche qu'en saison des pluies. Il présente aussi une tendance bi-modale avec deux modes disjointes qui sont un mode grossier prédominant autour de $1 \mu\text{m}$ et un mode fin autour de $0.1 \mu\text{m}$.

Pour mieux une meilleur illustration, le tableau ci dessous (tableau 1) représente le modèle de cet aérosol en moyenne en fonction des paramètres optiques qui sont (épaisseur optique, coefficient d'Angström, albédo, indice réel et l'indice imaginaire.

$\delta(440\mu\text{m})$	$\alpha(440 - 8700\mu\text{m})$	$\varpi_0(440\mu\text{m})$	$n_r(440\mu\text{m})$	$n_i(440\mu\text{m})$
0.45	0.25	0.93	1.42	0.0025

TAB. 1 – *modèle de l'aérosol*

4 Evaluation de l'impact radiatif : campagne de mesure et utilisation d'un code de transfert radiatif (Streamer)

4.1 Présentation de la campagne et des Instruments de mesures

Le LOA (laboratoire d'optique atmosphérique), dans le cadre du programme Amma (analyse multidisciplinaire de la mousson Africaine) a effectué une série de mesures à Mbour (à 80 km de Dakar ; Sénégal). Cette campagne effectuée en janvier - février 2006 permettra dans un premier temps de caractériser l'aérosol présent sur cette zone et d'étudier une éventuelle corrélation entre le système de mousson et les aérosols.

Ainsi, en plus du photomètre (réseau Aeronet) présent sur le site depuis 1996, d'autres appareils de mesures (fluxmètres et lidar) ont été mises en place. Le fluxmètre du LOA est constitué d'un Kipp and Zonen (pyranomètre, shadower, pyréliomètre) et du Pyr-géomètre . Le flux direct se mesure en visant le soleil avec un pyréliomètre (bande large), alors que le flux global se mesure par le pyranomètre (radiomètre large bande) de même que le flux diffus se mesure aussi par le pyranomètre équipé d'un disque (shadower) occultant le soleil pour éliminer la composante direct. Le pyr-géomètre ($0.3-3 \mu m$) fait des mesures de flux dans le domaine thermique.

Le lidar (acronyme de : Light Detection and Ranging) est l'équivalent du radar dans le domaine optique. A partir d'une source laser et d'un télescope, il est possible de mesurer la rétro- diffusion des aérosols en fonction de l'altitude (profil verticale). Le lidar du LOA fonctionne en mode automatique sauf pour la mesure du bruit.

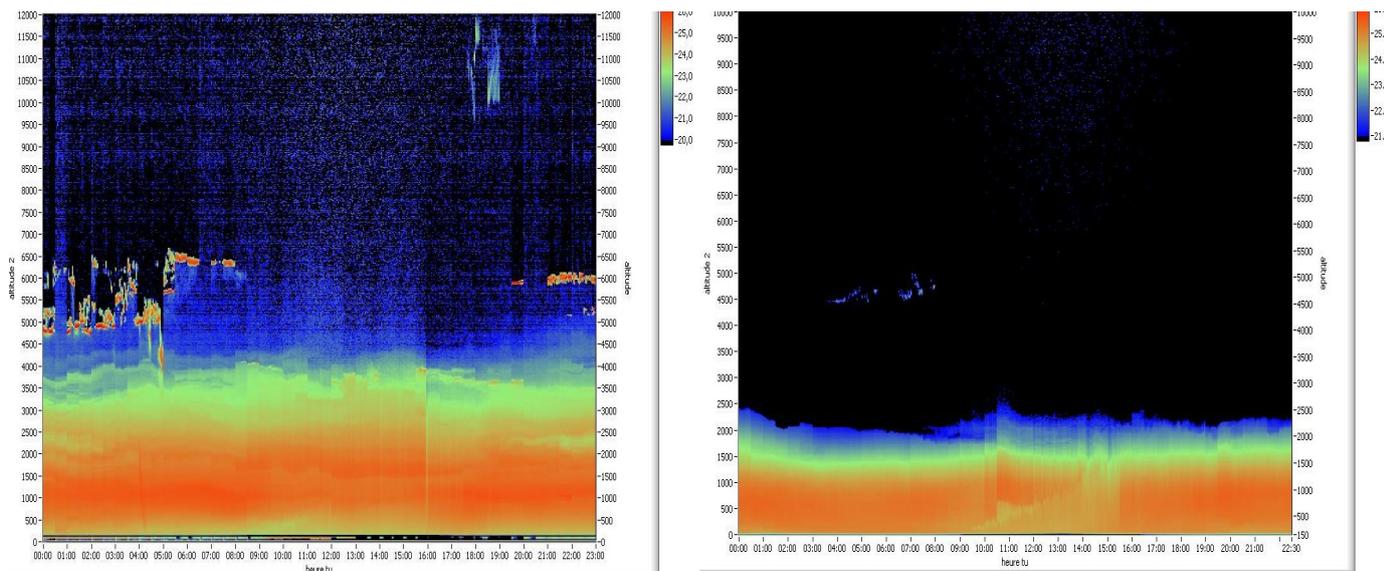


FIG. 11 – *profil vertical de l'aérosol : 21/01/06 (à gauche) et 11/03/06 (à droite)*

Les mesures de ce lidar ont montré que les aérosols sur cette zone sont situés entre 0 et 4 km (voir figure 11).

Toutes ces mesures faites lors de la campagne, associées à un code de transfert radiatif permettront de confronter les flux mesurés et les flux issus du code pour ensuite créer des modèles exactes d'aérosols de la zone concerner et enfin calculer le forçage radiatif.

4.2 Résultats

4.2.1 Choix des journées étudiées

Nous avons décidé de choisir deux jours (le 21 janvier 2006 et le 11 mars 2006) dits "golden days" pour lesquelles les épaisseurs optiques sont les plus grandes lors de la campagne.

Ces journées se différencies par les valeurs de leur paramètres optiques (coefficient d'angström, épaisseur optique) sur le tableau 2 .

	<i>le21janvier</i>	<i>le11mars</i>
$\delta(0.44\mu m)$	0.77	2.3
$\alpha(0.40 - 0.87\mu m)$	0.8	0.13
$n_r(0.44\mu m)$	1.51	1.34
$n_r(0.64\mu m)$	1.56	1.45
$n_r(0.873\mu m)$	1.57	1.44
$n_r(1.020\mu m)$	1.54	1.41
$n_i(0.44\mu m)$	0.019	0.0025
$n_i(0.64\mu m)$	0.014	0.0013
$n_i(0.873\mu m)$	0.016	0.0013
$n_i(1.020\mu m)$	0.016	0.0013
$w(cm)$ vapeur d'eau	2.73	0.94

TAB. 2 – *Caractéristiques des deux journées*

Le tableau 2 montre bien la différence entre ces deux journées de mesure. On voit bien que malgré qu'ils se trouvent tous deux dans le domaine des grandes épaisseurs optiques, l'épaisseur optique du 11 mars est presque trois fois supérieur à celui du 21 janvier. Cela prouve tout simplement qu'il ya plus d'aérosols pour la journée du 11 mars .

Les coefficients d'angströms du 11 mars ($\alpha = 0.13$) et du 21 janvier ($\alpha = 0.8$) montrent que l'aérosol du 11 mars est de taille beaucoup plus grosse que celui du 21.

Enfin, l'indice complexe de réfraction de ces deux journées s'illustre par le fait que l'indice réel du 21 janvier est sensiblement supérieur à celle du 11 mars alors que l'indice imaginaire du 21 janvier est presque dix fois plus supérieur a celui 11 mars. Cette grande

différence entre indices imaginaires montre bien que l'aérosol du 21 est beaucoup plus absorbant que celui du 11 mars.

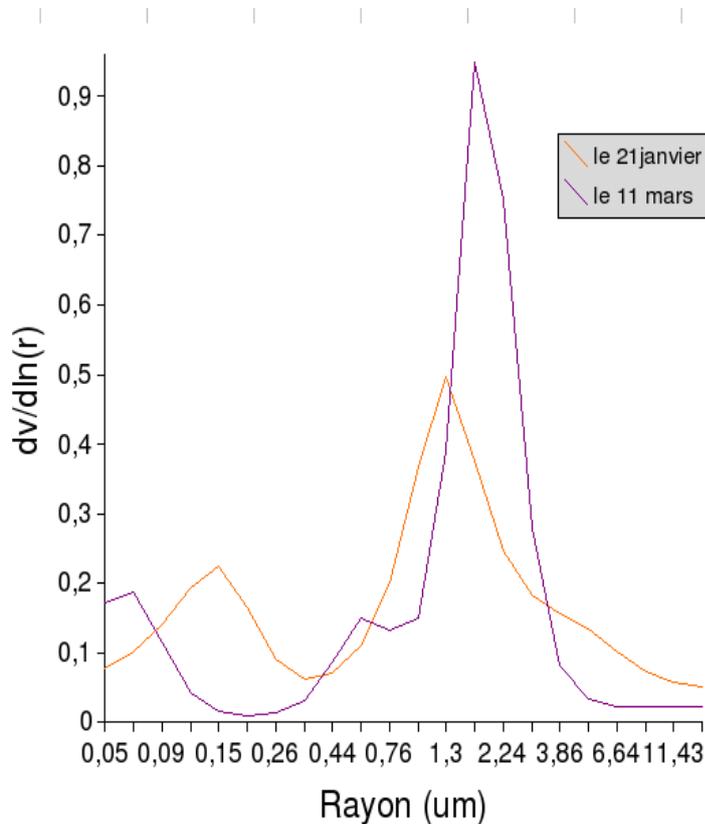


FIG. 12 – *Distribution en taille*

La distribution en taille montre une forme bi-modale pour les deux journées avec beaucoup plus d'aérosols pour le 11 mars . On voit bien un mode grossier est prédominant pour le 11 mars alors que pour le 21 janvier les deux modes (fin et grossier) sont assez semblables par leur importances (figure 12).

Cependant pour mieux caractériser nos deux modèles d'aérosols, nous avons essayé de connaître leurs zones sources avec HYSPLIT (modélisation des trajectoires des masses d'airs, www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html). Le modèle HYSPLIT trace les rétro-trajectoires des masses d'airs dans le cadre d'un modèle de déplacement global. La figure 13 ci-dessous représente une circulation de masses d'airs (rétro-trajectoires) cinq jours avant chaque journée de mesure («golden days»). Les sondages du lidar nous ont permis de localiser les aérosols entre 0 et 4000 m de hauteur ; c'est pourquoi que nous étudierons la circulation les masses d'airs (circulation des aérosols) à 2000, 3000 et 4000 m d'altitude.

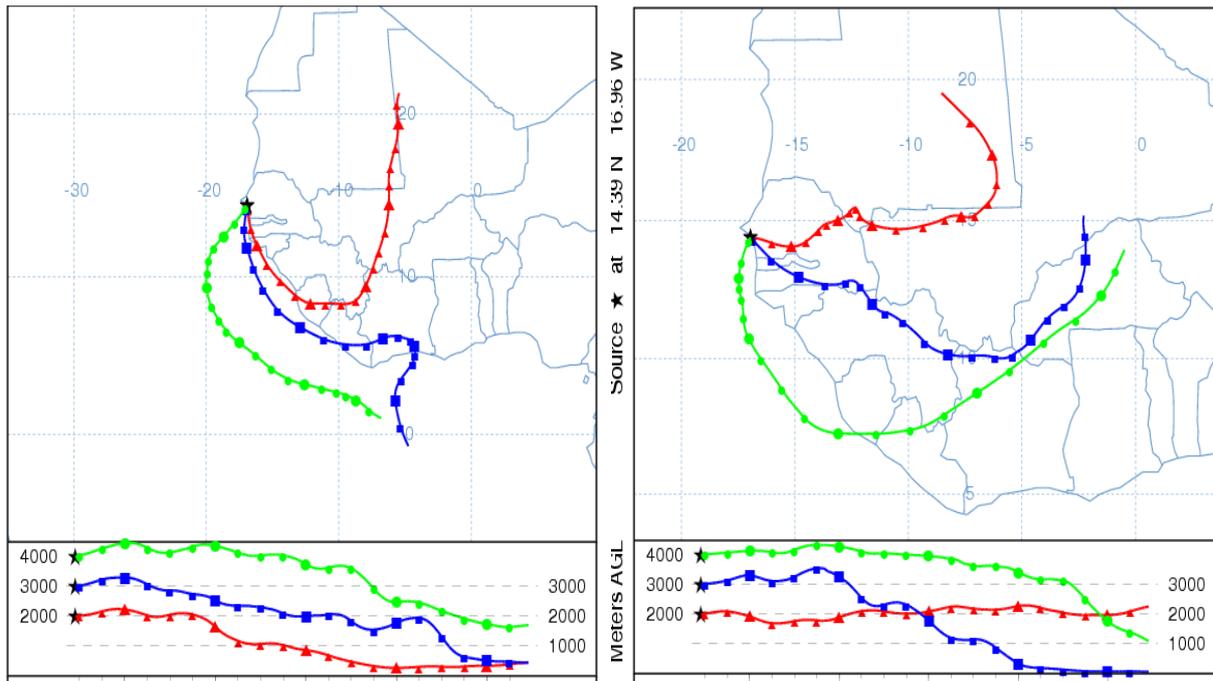


FIG. 13 – *Rétro-trajectoire du 21 janvier (à gauche) et 11 mars (à droite)*

Ces rétro-trajectoires confirment bien ce que nous venons de dire un peu plus haut. On voit bien sur la figure 14, que l'aérosol du 21 janvier proviendrait en grande partie du golfe de Guinée qui est une zone humide susceptible d'abriter des feux de biomasse en cette période. Cela prouve que l'aérosol du 21 janvier pourrait être d'origine des feux de biomasse (suies) alors que celui du 11 mars serait d'origine désertique, car la figure 14 (à droite) montre qu'il proviendrait de zones communément appelées zones sources d'aérosols désertiques, c'est à dire au nord de la Mauritanie [D'Almeida .,1986] et au nord du Niger jusqu'au lac Tchad [Bertrand et al.,1974].

De part leurs paramètres optiques qui ont été mis en évidence dans le chapitre II, nous savons que les particules désertiques sont diffusantes et absorbent peu alors que les particules de suies absorbent beaucoup et sont peu diffusantes .

C'est pourquoi ils n'agiraient pas de la même manière avec le rayonnement solaire. L'aérosol du 21 janvier affectera plus le flux diffus par rapport à un ciel clair alors que celui du 11 mars agira plus sur le flux direct.

4.2.2 Etude de sensibilité

L'idée dans cette partie est de faire une comparaison des flux (direct, diffus et global) mesurés et modélisés. A l'entrée le code Streamer, demande l'épaisseur optique (à $0.6 \mu m$) moyenne de la journée, le contenu en vapeur et éventuellement d'autres caractéristiques de la zone tel que l'albédo de surface (30%), le type de sol, et la concentration d'ozone troposphérique. Les données standards d'une zone d'étude pareille consiste à utiliser le

modèle standard (troposphérique) qui est susceptible de représenter l'aérosol de cette zone
appliquer surtout à la journée du 21 janvier 2006 avec $\delta = 0.77$ et $\alpha = 0.8$.

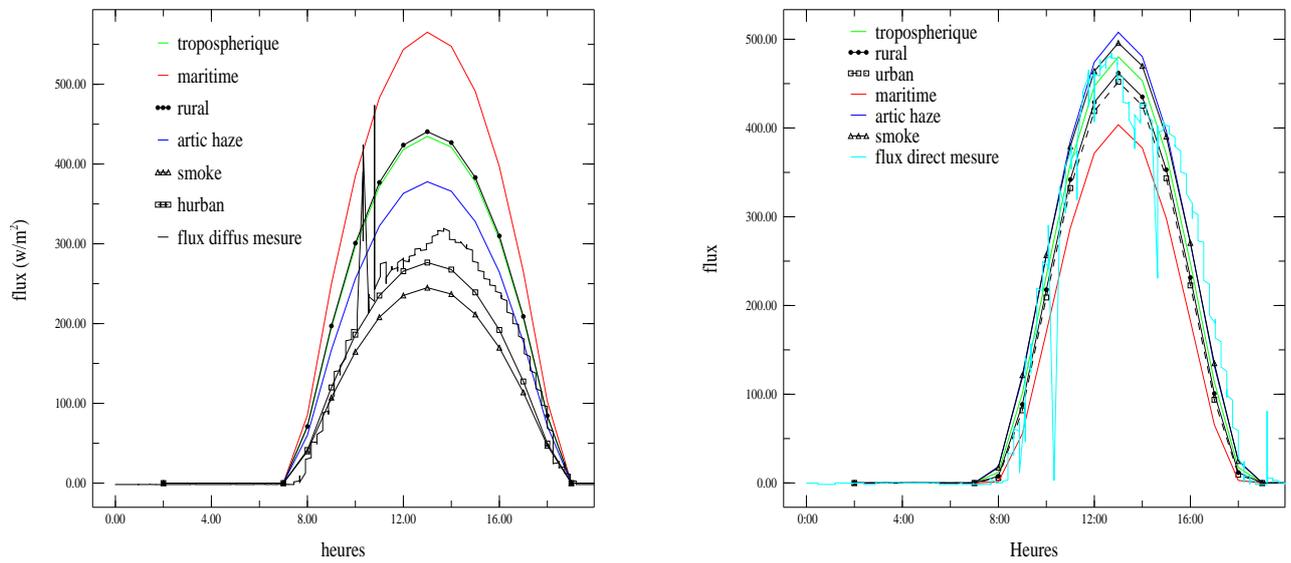


FIG. 14 – modèles du 21/01/06, flux diffus (à gauche) et flux direct (à droite)

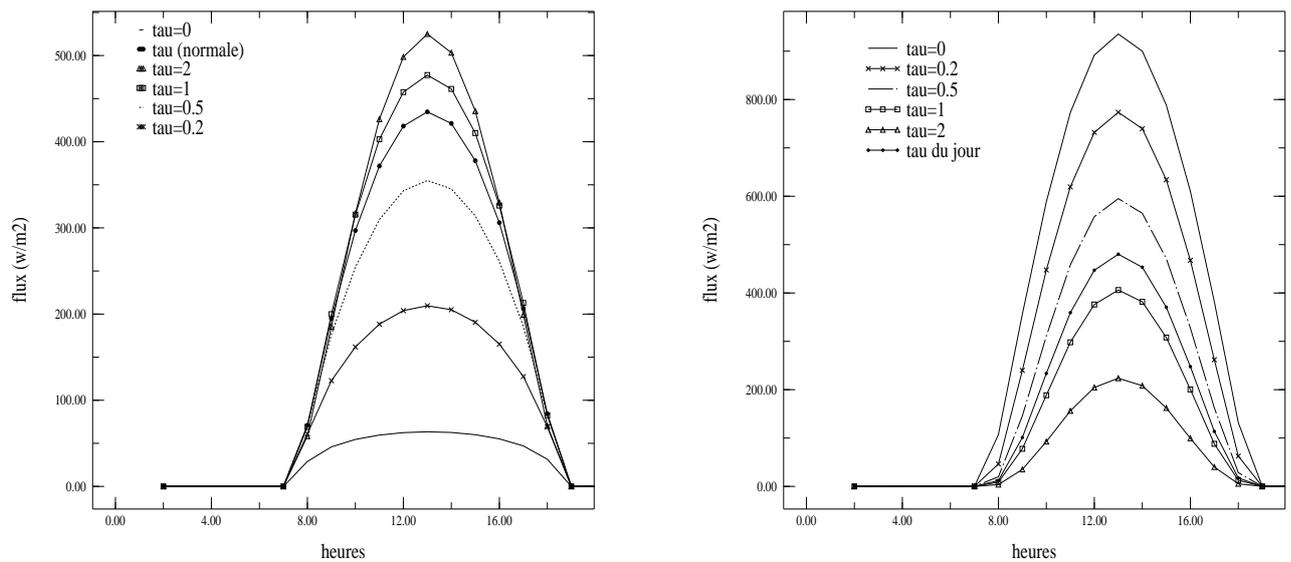


FIG. 15 – flux diffus (21/01/06) avec δ variant (à droite) et flux direct avec δ (à gauche)

On utilise les données d'Aeronet dans le code et voici les caractéristiques majeures des modèles : la démarche consiste à utiliser les différents modèles (smoke, urban, artic haze ,rural,maritime et troposphérique) qui existent dans le code Streamer et d' en faire une étude de sensibilité. C'est ainsi qu'on voit que sur la figure 14, que le flux direct n'est pas trop sensible aux différents modèles (sauf pour le modèle maritime) alors que pour le flux diffus, la sensibilité est visible. Cette visibilité marquée montre que le flux diffus mesuré est très inférieur à celui du modèle standard (troposphérique) et que le modèle qui s'y rapproche le plus est le modèle urban (petites particules). On voit aussi que le flux direct est supérieur au flux diffus ce qui prouve aussi que ces particules sont de petite tailles. Nous avons aussi fait une étude de sensibilité en faisant varier d'autres paramètres tel que l'épaisseur optique (figure 15) pour voir son effet sur les flux au sol en utilisant un seul modèle (troposphérique).

La figure 16 montre que si l'épaisseur optique augmente alors le flux diffus augmente et le flux direct diminue . L'allure de ces deux flux par rapport l'épaisseur optique nous paraît normale, mais ce qui caractérise le plus l'aérosol du 21 janvier 2006 est que le flux diffus augmente très rapidement quand l'épaisseur optique entre 0 et 1. Et duand ce dernier est supérieur à 1, le flux augmente mais très lentement ce qui prouve encore une fois que l'aérosol du 21/01/06 ne diffuse pas autant que l'aérosol désertique. La figure 16 illustre que pour la journée du11 mars, le flux diffus est très supérieur au flux direct, ce qui prouve comme il a été dit qu'on est en présence de particules particulièrement diffusantes qui s'avèrent être des aérosols de grosse taille (aérosols désertiques). L'étude de sensibilité pour la journée du 11 mars 2006 révèle aussi que le flux diffus (figure 16) est bien modélisé par le modèle troposphérique alors que le flux direct l'est plutôt avec le modèle maritime (figure16).

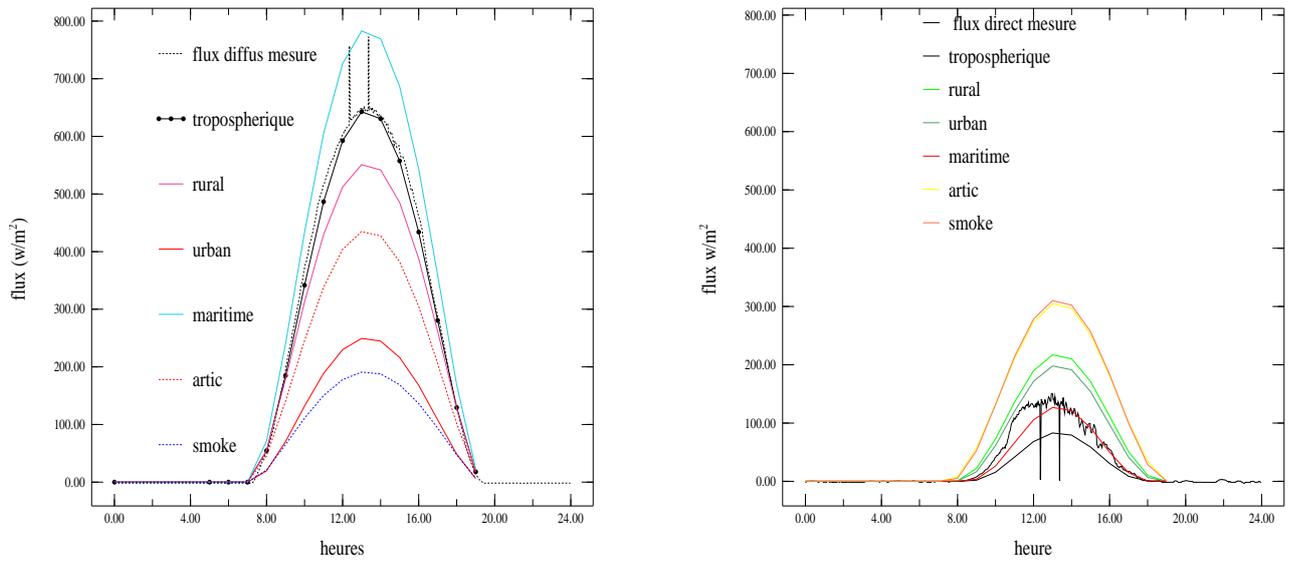


FIG. 16 – modèles du 11mars flux diffus (à gauche) et flux direct (à droite)

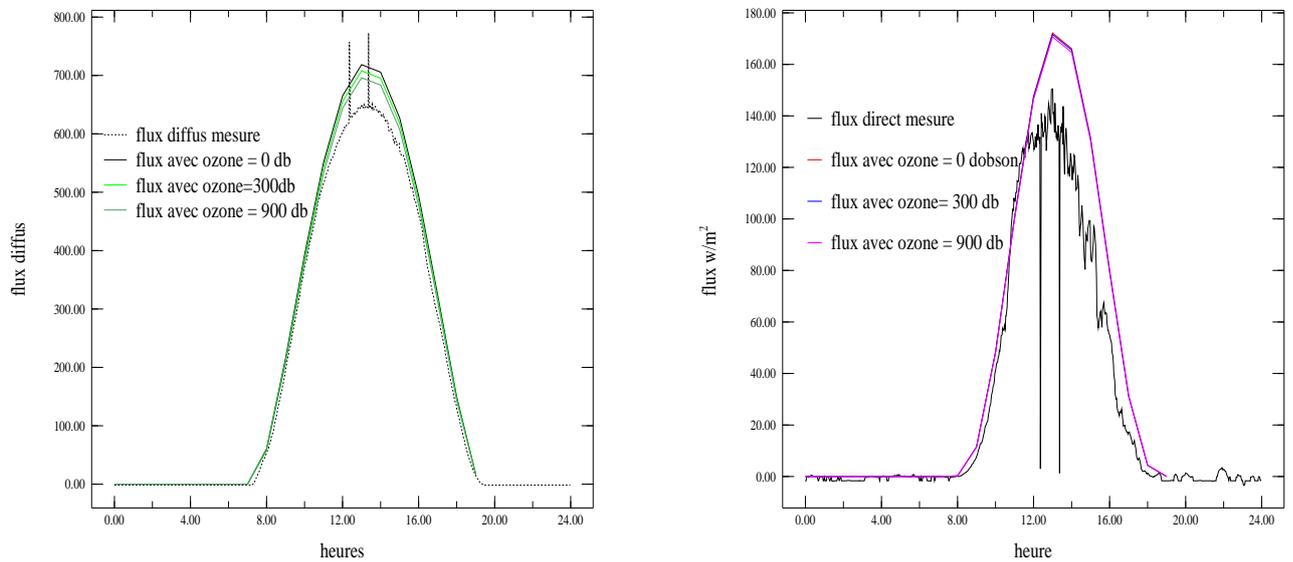


FIG. 17 – Sensibilité par rapport à la concentration en ozone du11/03/06(diffus à gauche et direct à droite)

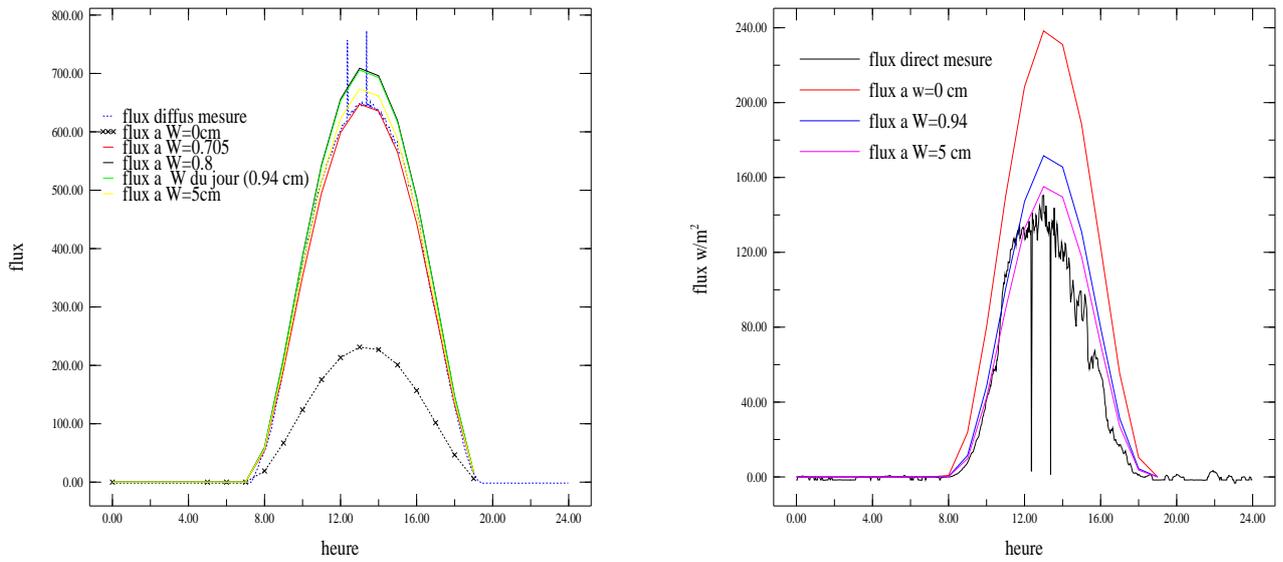


FIG. 18 – Sensibilité par rapport au contenu en vapeur d'eau du 11/03/06 (diffus à gauche et direct à droite)

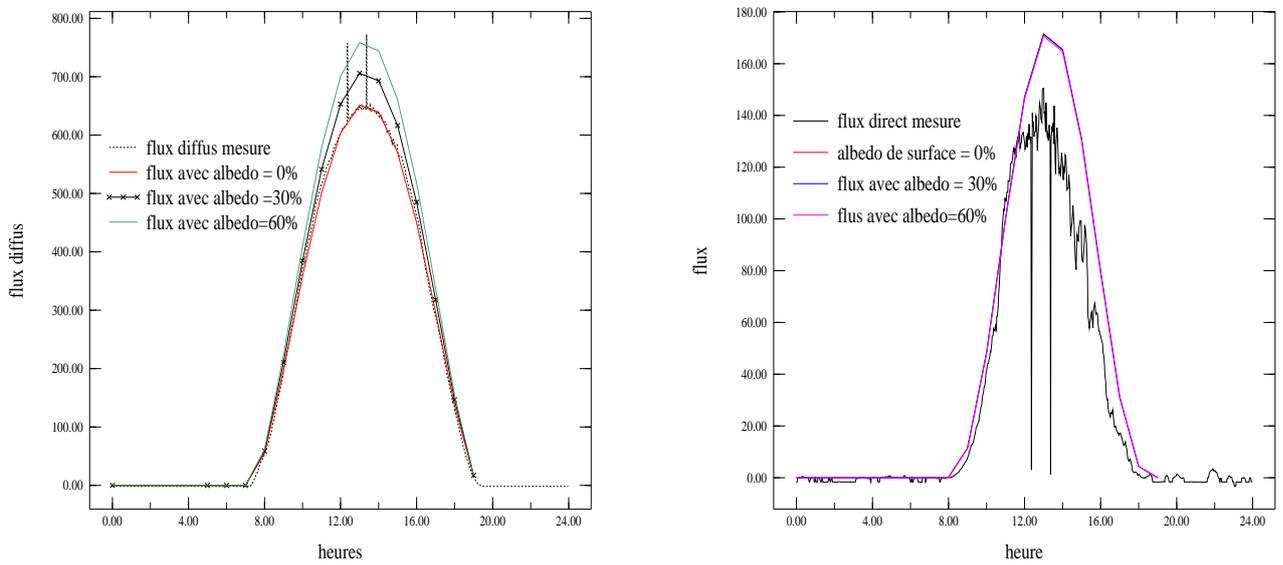


FIG. 19 – Sensibilité par rapport à l'albédo de surface du 11/03/06 (diffus à gauche et direct à droite)

D' autres études de sensibilités (contenu en vapeur d'eau, concentration d'ozone et albédo de surface) ont été faites pour voir leur effets sur les flux mesurés. Les figures 17, 18 et 19 illustrent bien ces effets.

On voit bien sur ces différentes figures que le flux direct n'est ni sensible à la concentration en ozone ni à l'albédo de surface mais est très sensible au contenu en vapeur d'eau. Plus le contenu en vapeur d'eau augmente, plus le flux direct diminue.

Par contre le flux diffus est plus ou moins sensible à tous ces trois paramètres. On voit que ce flux augmente si l'albédo de surface augmente ou que la concentration en ozone diminue. Ce flux oscille aussi avec le contenu en vapeur, on voit que la bonne modélisation se trouve autour de 0.705 cm.

Cette étude de sensibilité nous a permis d'une part de faire des rapprochements entre modèles et d'autre part de voir l'effet des différentes paramètres climatologiques sur les flux au sol. Elle a amélioré nos modèles sans jamais être satisfaisant c'est pourquoi maintenant la dernière démarche consiste à créer nos propres modèles pour une amélioration sensible de ces modèles.

4.2.3 Création des modèles journalières d'aérosols avec un code de Mie

Le code Streamer utilise des modèles créés avec un code Mie relatant les coefficients d'extinction, d'absorption et d'assymétrie sur plusieurs longueurs d'onde sur tout le spectre solaire.

Notre méthode consiste à utiliser aussi un code de Mie dans lequel nous mettrons la distribution en taille et les indices complexes de réfraction prise sur Aeronet. Concernant l'indice de réfraction, on utilise celles dont les longueurs d'ondes existent sur Aeronet et qui est complétée par des résultats de bibliographie dans tout le spectre solaire. Les résultats de cette méthode appliqués aux deux journées donnent les figures suivantes (avec comme données : le 11 mars $\delta=2.3$, $\alpha=0.13$ et le 21 janvier $\delta=0.77$, $\alpha=0.8$) :

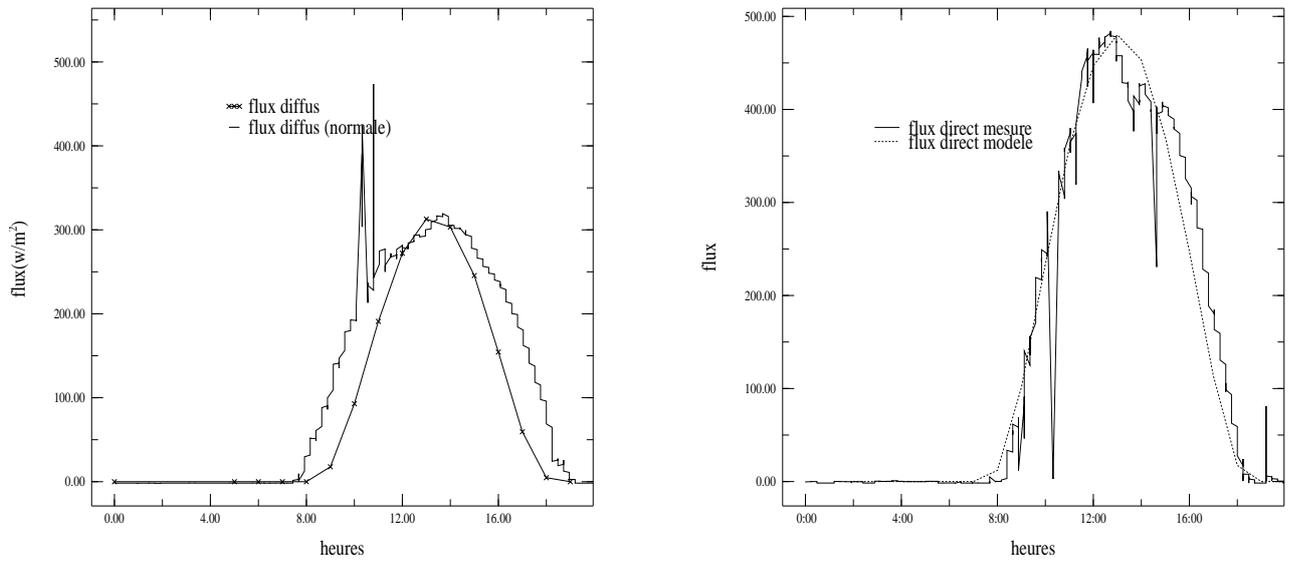


FIG. 20 – *flux modélisé du 21 janvier : diffus (à gauche) et direct (à droite)*

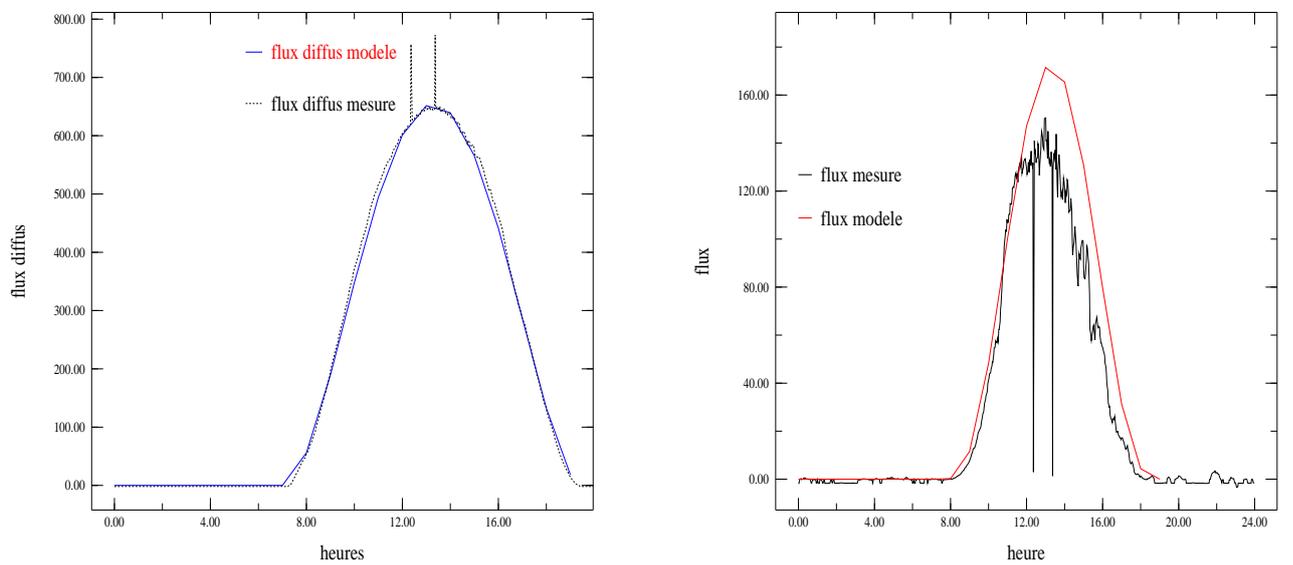


FIG. 21 – *flux modélisé du 11mars : diffus (à gauche) et direct (à droite)*

Les figures 20 et 21 illustrent une nette amélioration de nos modèles par rapport à celles du code Streamer. La figure 20 relate que notre modèle est en assez bon accord avec l'aérosol du 21 janvier surtout pour le flux direct, alors que le flux diffus présente des écarts par rapport aux flux mesurés. Cet écart peut être dû à une surestimation de l'épaisseur optique.

La figure 21 montre aussi que le modèle du 11 mars 2006 est en assez bon accord avec la mesure, surtout pour le flux diffus (figure 21) qui était censé avoir une grande différence par rapport à un ciel clair. Concernant le flux direct (figure 21) la modélisation présente ici beaucoup d'erreurs. On voit par exemple qu'à 13 heures, le flux mesuré est très inférieur par rapport au flux du modèle. Cela peut être dû soit à de mauvaise estimation de l'épaisseur optique ou du contenu en vapeur d'eau. Ainsi la figure 22 montre bien que cela est surtout dû à une sous estimation de l'épaisseur optique car pour des journées aussi riche en aérosol comme le 11 mars, l'erreur d'estimation du photomètre (cimel) augmente.

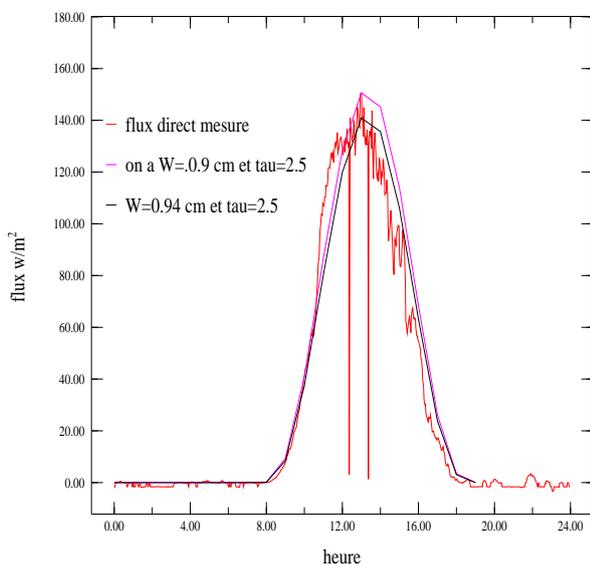


FIG. 22 – Correction de l'épaisseur optique et du contenu en vapeur d'eau du flux direct (11/03/06)

La comparaison de nos modèles par rapport aux celles du code se fait par les résultats du calcul de Mie qui sont les coefficients d'extinction, d'absorption et d'assymétrie. Les figures suivantes illustrent ces résultats :

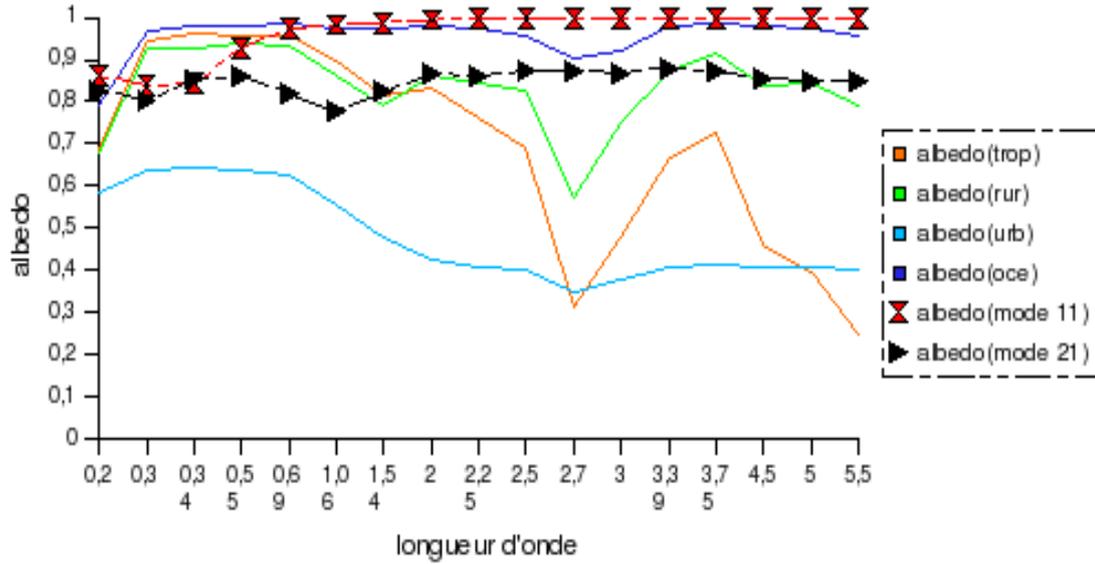


FIG. 23 – *albedo de simple diffusion issus des différents modèles*

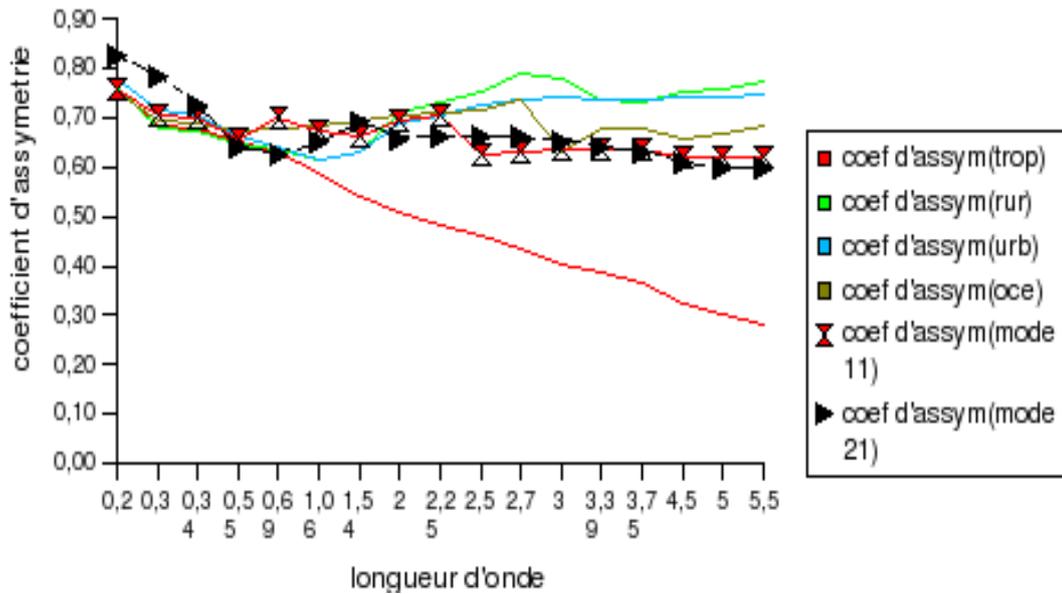


FIG. 24 – *Coefficient d'assymétrie des différents modèles*

La figure 23 est en assez bon accord avec tout ce que l'on a dit depuis le début car on voit bien que l'albédo du 11 mars est presque toujours égale à 1 ce qui confirme une forte diffusion et une très faible absorption, de même que pour le 21 janvier l'albédo montre une assez importante absorption. Cependant, pour le coefficient d'assymétrie sur la figure 24, le résultat est assez bon pour le 21 janvier, par contre pour le 11 mars, le coefficient d'assymétrie n'est pas conforme aux attentes car étant assez petit.

Toutes ces grosses incertitudes dûs d'une part à nos extrapolations sur l'indice complexe ont influé sur nos modélisations. IL y'a aussi le fait qu'en dehors du visible ($400 \mu m$

à $800 \mu m$) nos résultats ne sont pas très précis.

4.2.4 Calcul de la sensibilité radiative

Le forçage radiative ($\Delta\phi$) est défini comme la différence de flux net entre un ciel clair (absence d'aérosol) et un ciel où l'aérosol est présent : $\Delta\phi = \phi^\downarrow(\delta = 0) - \phi^\downarrow(\delta \neq 0)$.

La figure 25 représente le flux des deux journées en présence et en absence d'aérosol.

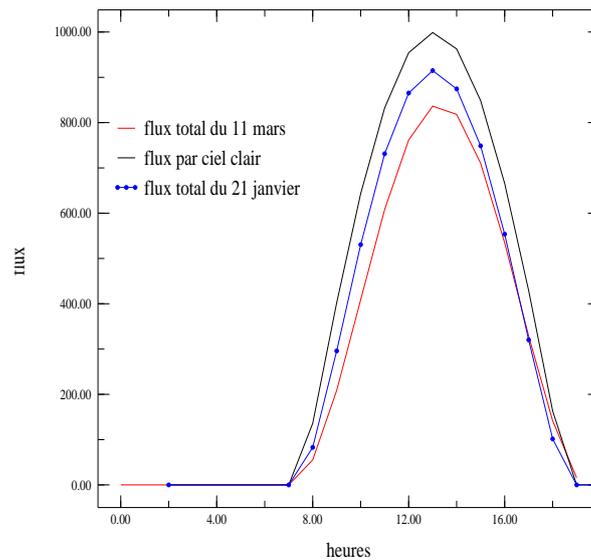


FIG. 25 – *flux total*

Nous calculons une sensibilité radiative $\Delta\phi/\delta$ en w/m^2 pour ces deux jours à 13 heures (voir tableau 3).

	le 21 janvier	le 11 mars
$\Delta\phi/\delta$	$120 w/m^2$	$65 w/m^2$

TAB. 3 – *sensibilité radiative*

On voit bien que la sensibilité radiative du 21 janvier est presque égale au double de celui du 11 mars, ce qui prouve les aérosols de petite taille (suies) ont plus d'effets radiatives que celle de grande taille (désertique).

5 Conclusion et perspectives

L'objectif de ce travail était de caractériser l'aérosol dans la zone de mousson en Afrique. Pour ce faire, dans une première partie nous utilisons le réseau Aeronet pour une caractérisation avec l'aide des propriétés optiques et une seconde partie consiste à créer des modèles afin de calculer le bilan radiatif avec l'aide d'une campagne de mesures associée à un code de transfert radiatif.

Les résultats de la première partie ont permis d'une part de montrer que l'aérosol présent sur cette zone est pour la plus grande partie constitué de type désertique et d'autre part qu'on a un cycle saisonnier marqué. Ce cycle s'illustre par le fait qu'on a beaucoup plus d'aérosol en saison sèche qu'en saison des pluies et que le printemps (Avril -Mai) s'illustre par de forte dégagement poussiéreuses qui représente l'arrivée des lignes de grains (mousson).

La seconde partie a permis de montrer que malgré la prédominance de l'aérosol désertique, on peut avoir une forte présence d'aérosol de feux de biomasse. Elle nous a aussi permis de créer les modèles d'aérosol en fonction du jour pour pouvoir de calculer le forçage radiatif avec un code de transfert radiatif. On peut en conclure également que dans une zone sous forte influence d'aérosols naturels (désertiques), la présence d'aérosols anthropiques (déforestation, feux agricoles) augmente considérablement l'impact radiatif direct dans le spectre solaire.

En guise de perspectives d'une part, cette étude pouvait être comparée à une étude de pluviométrie de la même ville sur ces mêmes années pour avoir les tendances entre les quantités de pluies et d'aérosols surtout en saison humide et d'autre part, l'utilisation d'un large gamme de longueur d'onde (au delà du visible et surtout dans l'IR pour avoir un bilan complet) permettrait de mieux modéliser l'aérosol présent sur cette zone ce qui aura comme effet d'avoir une estimation plus exacte du forçage radiatif.

Première partie

Annexe : Cas de banizoumbou

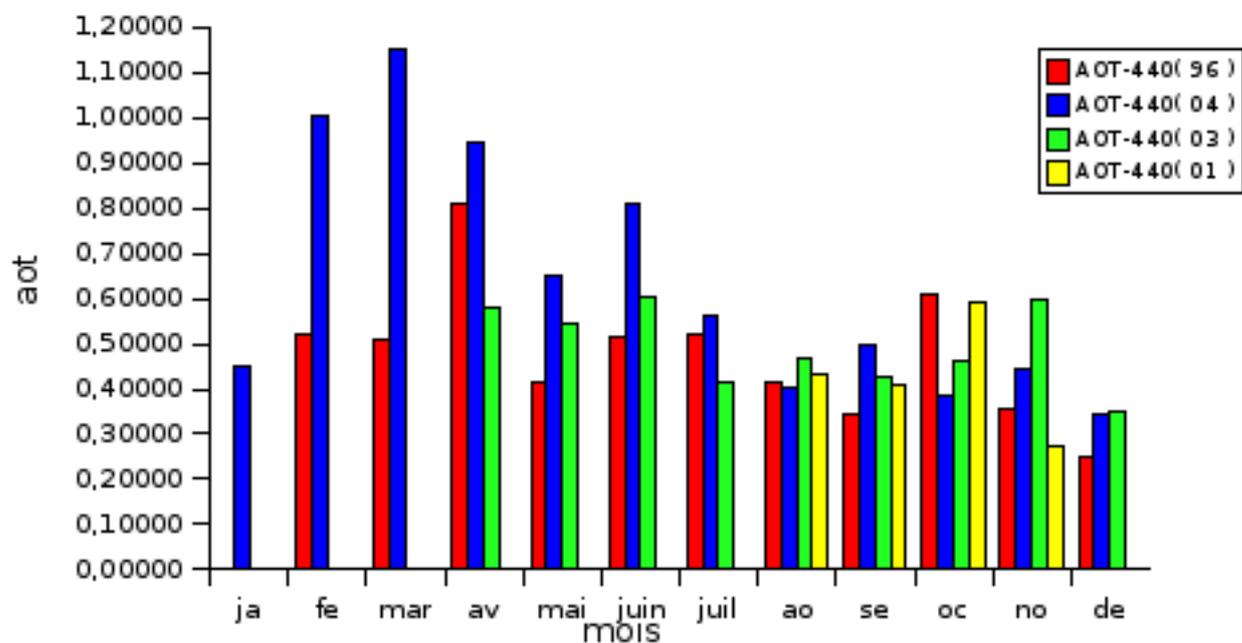


FIG. 26 – épaisseur optique total(440 nm)

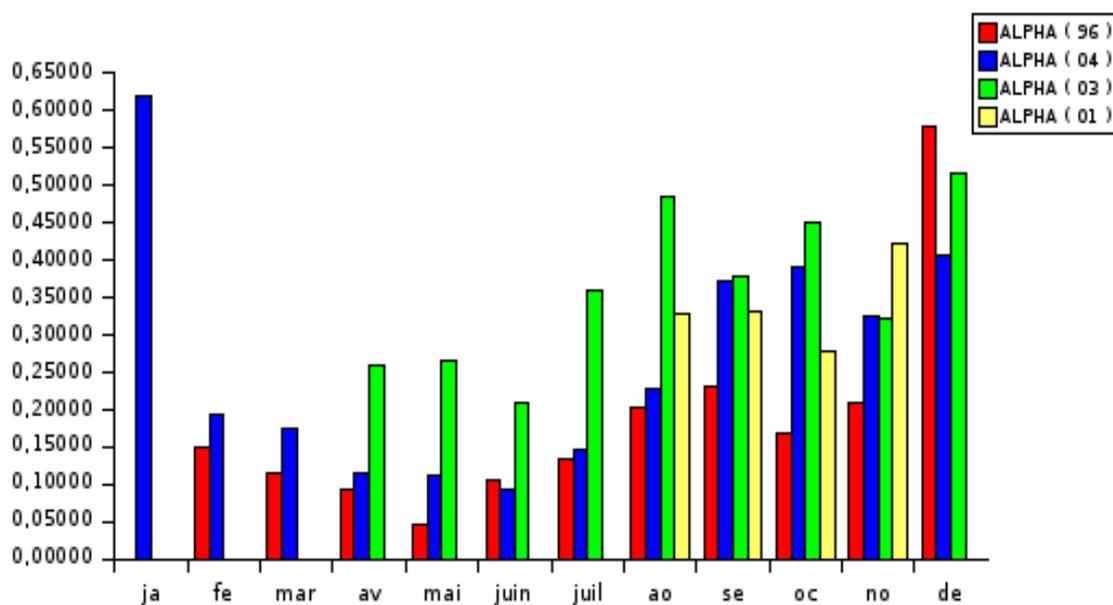


FIG. 27 – coefficient d'angström (440-870 nm)

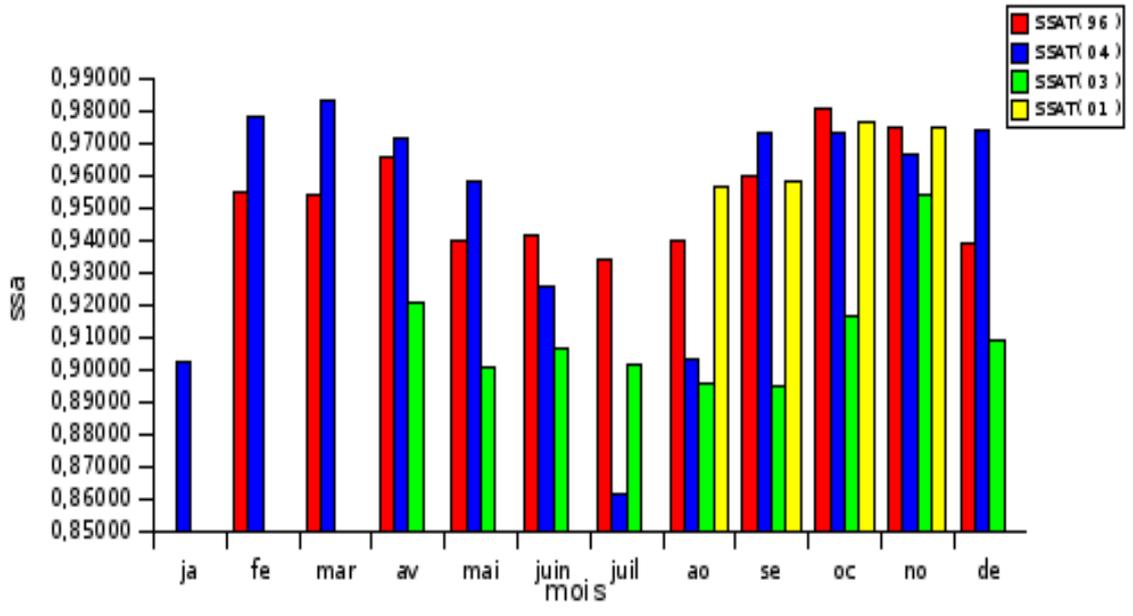


FIG. 28 – albédo de simple diffusion

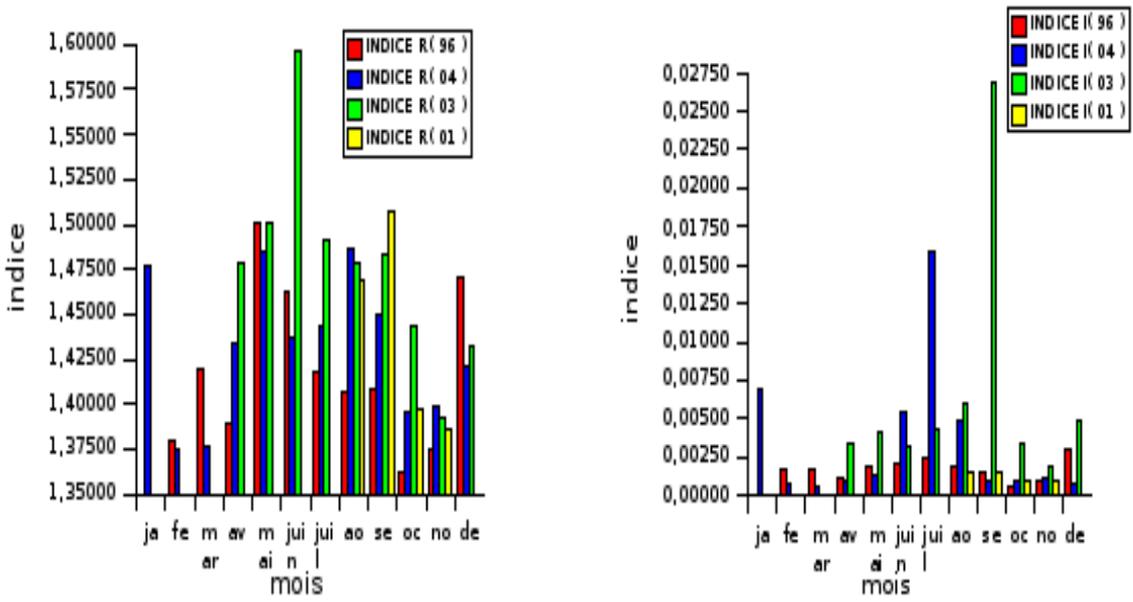


FIG. 29 – Indice réel et Indice imaginaire

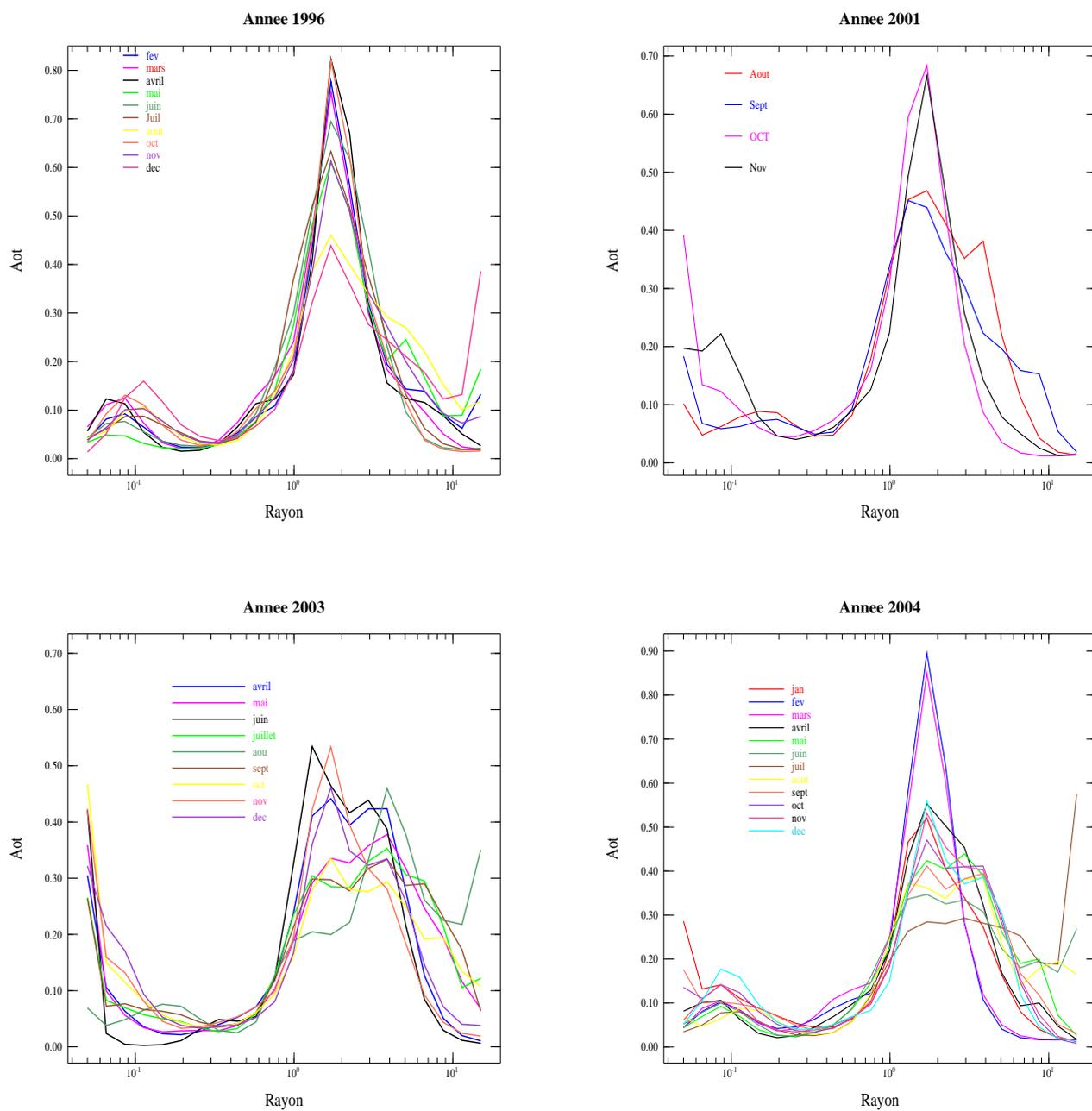


FIG. 30 – *Distribution en taille*

Deuxième partie

Annexe : Théorie de Mie : particules sphériques

– Enoncé de la théorie

La théorie de Rayleigh s'applique aux particules dont la taille est très petites devant la longueur d'onde alors que l'optique géométrique s'applique lui sur les particules dont la taille est très grande devant la longueur d'onde .C'est ainsi qu'en 1908, la théorie de Mie vient de combler le vide qui rester entre la théorie de Rayleigh et l'optique géométrique. Cette théorie est basée sur l'optique ondulatoire et décrit rigoureusement l'interaction lumières-particules (sphériques). Donc pour une particule sphérique de rayon r , les propriétés d'absorption, de diffusion et d'extinction dépendent uniquement de son indice complexe de réfraction et de son paramètre de taille x qui dépend de la longueur d'onde et souvent défini comme suit : $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$

Références

- [1] Air resource laboratory :www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html : *modélisation des masses d'airs.*
- [2] Atmospheric Aerosols : Global Climatology and Radiative Characteristic ; G.A d'Almeida ; P.Koepke, E.P.Shettle : *A Deepak Publishing 1991.*
- [3] Bellouin N.,2000 : Etude de l'impact climatique des aérosols , Développement d'une méthode originale pour interpréter les données satellitaires POLDER. *Stage de D.E.A de L'Université Lille 1.*
- [4] Delmas R., G. Mégi, V.H.Peuch 2005 (livre) : Physique et Chimie de l'atmosphère . *Collection échelles.*
- [5] Dubovik O., B. Holben., Thomas F. Eck., A. Smirnov., J. Kaufman., D. Tanré et al ., 2001 : Variability of Absorption and Optical of Key Aerosol Types Observed in Worldwide locations . *J of atmospheric sciences vol 59*
- [6] Eck T.F.,B.N. Holben ,O. Dubovik, A. Smirnov, I. Slutsker, J.M. Lobert. and V. Ramanathan, 2001 : Column-integrated aerosol optical properties over Maldives during the northeast monsoon for 1998-200. *J. of Geophysical Research vol 106 NO.D22.*
- [7] IPCC : Intergovernmental Panel on Climate change, contribution of working group I to 3th assessment report of IPCC edited by J .Houghton et al ., *Cambridge University NY 2001.*
- [8] Key J. R., 2002 : Streamer User's Guide. Cooperative Institute for Research in Environment Science Tech Rep., *University of Colarado* : [ftp ://stratus.ssec.wisc.edu./pub/streamer](ftp://stratus.ssec.wisc.edu/pub/streamer).
- [9] Moulin C : Transport atmosphérique des poussières africaines sur la Méditerranée et l'Atlantique :climatologie satellitale à partir des images Météosat VIS (1983-1994) avec le climat . *Thèse de Doctorat de l'université Paris 6, 1997.*
- [10] Pancrari O : Télédection de l'aérosol désertique depuis le sol par radiomètre infrarouge thermique multibande : *Thèse de doctorat de l'université de Lille 1 2003.*
- [11] Physics and Chemistry of Atmospheric Aerosol : A course given at the department of meteorology , *University of Stockholm, Fall semester* , 1976 by RUDOLPH B. HUSAR.
- [12] Smirnov A., B.N. Holben., I. Slutsker ., E.J.Welton., and P.formenti., 1998 : Optical properties of Saharan dust during ACE 2. *J. of Geophysical Research vol 103 NO.D21.*
- [13] Tanré D., Y.J Kaufman ., B.N Holben ., O. Dubovik ., et al ., 2001 : Climatology of dust derived from remotely sensed data in solar spectrum . *J Geophysical research ,vol 106.*