



HAL
open science

**Caractérisation optique et microphysique des aérosols
atmosphériques en zone urbaine ouest africaine :
application aux calculs du forçage radiatif à
Ouagadougou**

Bruno Korgo

► **To cite this version:**

Bruno Korgo. Caractérisation optique et microphysique des aérosols atmosphériques en zone urbaine ouest africaine: application aux calculs du forçage radiatif à Ouagadougou. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II; Université Joseph Ki-Zerbo (Ouagadougou, Burkina Faso), 2014. Français. NNT : 2014CLF22509 . tel-01166332

HAL Id: tel-01166332

<https://theses.hal.science/tel-01166332>

Submitted on 22 Jun 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'Ordre : D.U. 2509

UNIVERSITE BLAISE PASCAL

U .F.R. Sciences et Technologies

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES N° 804

THESE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE

Spécialité : Physique de l'atmosphère

Par **KORGO Bruno**

CARACTERISATION OPTIQUE ET MICROPHYSIQUE DES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES EN ZONE URBAINE OUEST AFRICAINE : APPLICATION AUX CALCULS DU FORÇAGE RADIATIF A OUAGADOUGOU

Thèse dirigée par : Pr. Jean-Claude ROGER
Pr. Joseph D. BATHIEBO

Soutenue publiquement le 15 Novembre 2014 devant la commission d'examen

Président : Dr. Alhadi WEREME, Directeur de recherches, CNRST-IRSAT, Burkina Faso

Examineurs : Pr. Philippe GOLOUB, LOA, Université de Lille 1, France

Dr. Florent KIENO, LETRE, Université de Ouagadougou, Burkina Faso

Dr. Marc Mallet, LA, Université de Toulouse, France

Pr. Jean-Claude Roger, LaMP, Université Blaise Pascal, France

Pr. Joseph BATHIEBO, LETRE, Université de Ouagadougou, Burkina Faso



UNIVERSITE DE OUAGADOUGOU

**Ecole Doctorale
Sciences et Technologies**

**Laboratoire des Energies Thermiques
Renouvelables**



N° d'ordre.....

Thèse Présentée

Par KORGO Bruno

Pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Ouagadougou

Option Sciences Appliquées

Spécialité : Physique de l'atmosphère

CARACTERISATION OPTIQUE ET MICROPHYSIQUE DES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES EN ZONE URBAINE OUEST AFRICAIN : APPLICATION AUX CALCULS DU FORÇAGE RADIATIF A OUAGADOUGOU

Soutenue publiquement le 15 Novembre 2014 devant le jury composé de :

Président : Alhadi WEREME, Directeur de recherches, CNRST-IRSAT, Burkina Faso

Membres: Jean-Claude Roger, Professeur titulaire, Université Blaise Pascal, France

Joseph BATHIEBO, Professeur titulaire, Université de Ouagadougou, Burkina Faso

Philippe GOLOUB, Professeur titulaire, Université de Lille 1, France

Marc Mallet, HDR, Université de Toulouse, France

Florent KIENO, Maître conférences, Université de Ouagadougou, Burkina Faso

REMERCIEMENTS

Au moment d'écrire ces lignes, une longue bande d'un film de plusieurs années défile dans ma mémoire avec une importante charge d'émotions diverses : joie, espoir, inquiétude, angoisse, découragement, ...se sont succédés tout au long de ces nombreuses années de bataille qui ont fini par accoucher cette thèse. Ces sentiments que j'ai partagés avec de nombreuses personnes que je dois remercier me rappellent cette phrase de Corneille qui résonne fortement dans mon esprit « *A vaincre sans péril on triomphe sans gloire* ». Je remercie :

D. Joseph BATHIEBO, pour son accompagnement constant depuis mes premiers pas dans l'univers de la recherche. Son éclairage scientifique, son engagement sans faille et son aide ont été déterminants dans l'aboutissement de ce travail.

Jean-Claude ROGER, pour avoir cru au projet que nous avons élaboré et de s'être engagé dans cette aventure. Je me souviendrai toujours de nos discussions scientifiques quelques fois nocturnes qui terminaient par des sujets aussi variés que la que vie puisse nous offrir. Bref ! Ce fut une portion de « vie » que nous avons partagée. Je remercie par la même occasion Valérie et tous les enfants et amis de la famille qui ont œuvré de façons diverses à rendre mes séjours agréables en France.

Alhadi WEREME qui a été présent au début de cette aventure, pour sa disponibilité, ses conseils et encouragements et pour la présidence de ce jury de thèse.

Philippe GOLOUG, Marc MALLET et Florent KIENO, vous avez accepté malgré occupations et contraintes multiformes de vous livrer au travail pénible de lire avec minutie cette thèse et de fournir un rapport scientifique. Vos critiques, remarques, suggestions ne feront que parfaire ce travail et éclairer d'avantage ma vision dans la longue marche dans le monde de la recherche.

François ZOUGMORE, avant que le département de Physique ne dénombre les labos qu'il a aujourd'hui, par votre initiative et votre courage, vous avez ouvert les vannes de la recherche doctorale aux apprentis chercheurs qui osaient s'y aventurer.

Hélène CACHIER, qui a toujours été de la bataille à mes côtés. Son intérêt pour le sujet et sa contribution notamment dans l'analyse chimique nous ont guidés dans la finition de ce travail.

Les directeurs **Wolfram** et **Joël**, qui se sont succédés à la tête du LaMP durant ces trois dernières années et qui ont permis que le Labo me serve de cadre de travail pendant mes séjours.

Les personnes sympathiques que j'ai rencontré au Lamp, personnel technique et administratif, étudiants et enseignants avec lesquels nous avons eu des échanges scientifiques, nous avons partagé des repas au restaurant ou entrepris des initiatives récréatives souvent bien arrosées.

Mes amis et collègues du département de Physique (**Zerbo, Zoungrana, Zouma, Kam, Sosso, Sougoti, Petronille, et les autres**) pour leurs encouragements et soutiens divers. Nous avons partagé de moments de joie, de douleur, mais aussi du boulot.

Mes amis de tous les temps (**Luc, Jo, Nico, Théo, Ousmane...**), qui sont toujours présents en toute circonstance et qui ont soutenus toutes mes entreprises, y compris ce travail de thèse.

Enfin ma famille (**maman, Valentin, Mariette, Sylvie, Alain, Rosa...**) et toi **Edwige** qui supporte mes humeurs et mes folies. Sans toujours comprendre vous m'avez accompagné de prières et de bénédictions dans mon entêtement à conduire ce projet.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	ix
RESUME	x
ABSTRACT	xi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 : DYNAMIQUE DE L'ATMOSPHERE ET AEROSOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST	4
1. Eléments de thermodynamique de l'atmosphère	4
1.1. Equations thermodynamiques	4
1.2. Application du premier principe.....	6
1.3. Profil vertical de l'air sec	8
1.4. Cas de l'air humide	8
1.5. Stabilité, instabilité.....	10
2. Dynamique des masses atmosphériques	12
2.1. La troposphère	12
2.2. La circulation atmosphérique générale.....	15
3. Le climat Ouest Africain.....	16
3.1. Les flux de mousson et d'harmattan	17
3.2. Les front et zones de convection.....	18
3.3. Les jets	20
4. Généralités sur les aérosols.....	21
4.1. Types d'aérosols	22
4.2. Impact des aérosols.....	24
5. Les aérosols en Afrique de l'Ouest.....	29
5.1. Les aérosols de combustion	29
5.2. Les aérosols désertiques	31
CHAPITRE 2 : PROPRIETES DES AEROSOLS, ETAT DES LIEUX EN AFRIQUE	42
1. Nature du rayonnement électromagnétique.....	42
2. Interaction particule et rayonnement.....	44
2.1 La diffusion	44
2.2 L'absorption.....	45
2.3 L'extinction	46
3. La théorie électromagnétique de la diffusion	47
3.1 Représentation de la lumière polarisée	47

3.2 Les paramètres de Stokes.....	49
3.3 La matrice de phase de diffusion	50
3.4 La diffusion de Rayleigh.....	50
3.5. La théorie de Mie	52
4. Propriétés optiques des aérosols	57
4.1. Les sections efficaces et facteurs d'efficacité	57
4.2 L'albédo de simple diffusion (SSA)	58
4.3 L'épaisseur optique de l'atmosphère AOT	59
4.4 Le coefficient d'Angström	60
4.5 Le facteur d'asymétrie.....	61
4.6. Fonctions de phase.....	62
5. Les propriétés microphysiques des aérosols.....	63
5.1 La distribution granulométrique	63
5.2. L'indice complexe de réfraction	67
CHAPITRE 3 : CLIMATOLOGIE DES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUES DES AEROSOLS A OUAGADOUGOU	70
1. Outils et données	70
1.1. Le réseau AERONET	70
1.2. Les inversions AERONET	72
2. Climatologie des propriétés optiques	74
2.1. Climatologie des masses d'air et des épaisseurs optiques.	74
2.2. L'exposant d'Angström.....	90
2.3. L'albédo de simple diffusion.....	91
2.4. Le facteur d'asymétrie.....	92
3. Les propriétés microphysiques.....	93
3.1. La granulométrie	93
3.2. L'indice de réfraction.....	97
4. Propriétés optiques et mesures chimiques.....	99
4.1. Méthodologie et technique d'analyse	99
4.2. Principaux résultats	101
CHAPITRE 4: EVALUATION DU FORCAGE RADIATIF DES AEROSOLS A OUAGADOUGOU.....	105
1. L'équation du transfert radiatif.....	105
1.1. Coefficient d'absorption et fonctions de phase	105
1.2. Le coefficient d'émission	106
1.3. La fonction source	107
1.4. L'équation de transfert.....	107

2. Le code GAME	108
2.1 Description	108
2.2. Les données d'entrée et de sortie du code.....	109
3. Simulation du forçage radiatif direct du panache d'aérosols à Ouagadougou.....	110
3.1. Présentation des données d'entrée	110
3.2. Simulation du forçage radiatif.....	115
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	132
BIBLIOGRAPHIE.....	134

TABLE DES FIGURES

<i>Figure 1. 1 Stabilité de la couche limite atmosphérique.....</i>	<i>11</i>
<i>Figure 1. 2 Instabilité de la couche limite atmosphérique.....</i>	<i>12</i>
<i>Figure 1. 3 Illustration des mouvements verticaux de l'air.....</i>	<i>13</i>
<i>Figure 1. 4 Exemple de carte de pression avec les centres dépressionnaires (D) et anticycloniques (A)....</i>	<i>14</i>
<i>Figure 1. 5 Illustration de mouvement du vent autour d'un centre dépressionnaire dans l'hémisphère nord.....</i>	<i>14</i>
<i>Figure 1. 6 : Illustration du modèle de circulation générale.....</i>	<i>15</i>
<i>Figure 1. 7 : illustration du déplacement saisonnier des masses d'air et positions de la ZCIT.....</i>	<i>16</i>
<i>Figure 1. 8. Les zone de convection sèche et humide en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson..</i>	<i>19</i>
<i>Figure 1. 9 Fréquence d'occurrence mois par mois de la dépression thermique d'après Lavaysse et al. 2009.....</i>	<i>20</i>
<i>Figure 1. 10 Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine (Peyrille, 2006).....</i>	<i>21</i>
<i>Figure 1. 11 : Incursion des particules d'aérosols dans l'appareil respiratoire humain en fonction de leur taille.....</i>	<i>26</i>
<i>Figure 1. 12 Impact radiatif des principaux gaz à effet de serre et aérosols (IPCC, rapport 2014).....</i>	<i>27</i>
<i>Figure 1. 13 Evolution de l'albédo d'un nuage en fonction de la densité en nombre et du rayon effectif des gouttes (distribution mono dispersée) (Sportisse, 2008).....</i>	<i>28</i>
<i>Figure 1. 14 Schématisation de l'effet direct et indirect des aérosols (IPCC, 2001).....</i>	<i>29</i>
<i>Figure 1. 15 Représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle τ exercée par l'écoulement sur le sol (Alfaro, 1997). Le profil du vent est représenté par la quantité $\mu(z)$, composante horizontale de la vitesse du vent, qui est fonction de z.....</i>	<i>33</i>
<i>Figure 1. 16 Mouvements des grains du sol sous l'action du vent en fonction de leur diamètre.....</i>	<i>34</i>
<i>Figure 1. 17 Illustration du processus de sandblasting.....</i>	<i>35</i>
<i>Figure 1. 18 La localisation de 131 'hot spots' à partir de la moyenne sur 1984-1990 de l'Aerosol Index (AI) issu des observations spatiales de TOMS (Engelstaedter et Washington, 2007b).....</i>	<i>36</i>
<i>Figure 1. 19 Moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 de l'AI de TOMS (x10) illustrant les principales zones sources de l'Afrique du Nord : (A) Bodelé ; (B) Afrique de l'Ouest ; (C) désert Nubien et (D) désert Libyen d'après Engelstaedter et al. (2006).....</i>	<i>37</i>
<i>Figure 1. 20 Principales trajectoires du transport des aérosols minéraux, d'après Meigs (1953) Coudé-Gaussen (1984).....</i>	<i>38</i>
<i>Figure 1. 21 Epaisseur optique estimée par MODIS, moyenné par trimestre à 550nm.....</i>	<i>39</i>
<i>Figure 2. 1. : Représentation des champs électriques et magnétiques d'une onde électromagnétique</i>	<i>42</i>
<i>Figure 2. 2 De gauche à droite : intensité de la diffusion Rayleigh, de la diffusion Mie pour de petites particules et de la diffusion Mie pour de grosses particules, en fonction de la direction. L'onde incidente arrive par la gauche.....</i>	<i>45</i>
<i>Figure 2. 3 : Opacité de l'atmosphère en fonction de la longueur d'onde.....</i>	<i>46</i>
<i>Figure 2. 4 : Propagation d'une onde électromagnétique. Le champ électrique peut arbitrairement être décomposé en 2 composantes orthogonales.....</i>	<i>47</i>
<i>Figure 2. 5 : Représentation géométrique (a) d'une polarisation elliptique et (b) d'une polarisation circulaire et linéaire.....</i>	<i>48</i>
<i>Figure 2. 6 : Diffusion par un dipôle.....</i>	<i>51</i>
<i>Figure 2. 7 : Diagramme polaire de l'intensité diffusée pour les molécules de Rayleigh : (1) lumière incidente polarisée avec un vecteur champ électrique perpendiculaire au plan de la figure, (2) lumière incidente polarisée avec un vecteur champ électrique dans le plan de la figure et (3) lumière incidente non polarisée.....</i>	<i>52</i>

Figure 2. 8 : Transformation des coordonnées rectangulaires en sphériques, S est le vecteur de Poynting et a est un vecteur unitaire arbitraire	54
Figure 2. 9 : les fonctions de phase P_1 , P_2 , P_{33} , et P_{34} , en fonction de l'angle de diffusion pour un indice de réfraction $m=1.5$ et un paramètre de taille égal à 60.....	57
Figure 2. 10 : Composite de l'épaisseur optique en aérosol à 550 nm vue par 6 satellites en moyenne pour l'année 2003. D'après S. Kime	60
Figure 2. 11 : Système de coordonnées polaires sphériques centré sur une particule sphérique de rayon a	62
Figure 2. 12 : Schéma illustratif des 3 modes de la distribution d'aérosols. Le mode fin domine la distribution du nombre d'aérosols ($n^*(r) = dN/d\ln r$), le mode d'accumulation domine la distribution de la surface ($s^*(r) = dS/d\ln r$) et le mode grossier domine la distribution du volume ($v^*(r) = dV/d\ln r$)	64
Figure 3. 1 : Photos du radiomètre CIMEL.....	71
Figure 3. 2 : Evolution saisonnière des épaisseurs optiques aérosol total et du mode fin ainsi que de la vapeur d'eau à Ouagadougou.....	75
Figure 3. 3 : Evolution saisonnière du coefficient d'Angström	90
Figure 3. 4 : couplage de l'épaisseur optique à 673 nm et du coefficient d'Angström.....	91
Figure 3. 5 : Evolution saisonnière de l'albédo de simple diffusion à 673 nm.....	92
Figure 3. 6 : Evolution saisonnière du facteur d'asymétrie à 673 nm.....	92
Figure 3. 7 : Exemple de représentation de granulométrie à 2 mode mesuré le 20/01/2000	93
Figure 3. 8 : Exemple de représentation de granulométrie à 3 modes, mesuré le 03/03/2000.....	94
Figure 3. 9 : Exemple de représentation de granulométrie à 2 modes avec un étalement du mode grossier, mesuré le 28/07/1999	94
Figure 3. 10 : Granulométrie moyennée par mois.....	97
Figure 3. 11 : Granulométries mensuelles ramenées à la même échelle	97
Figure 3. 12 : Données saisonnières de l'indice de réfraction réel.....	98
Figure 3. 13: Données saisonnières de l'indice de réfraction imaginaire.....	98
Figure 3. 14 : Schéma de principe, filtration « manuelle » utilisée au LSCE.....	100
Figure 3. 15 : Concentrations moyennes annuelles des particules fines et grossières durant l'année 2004 ou 2005 à Beijing, Paris et au Caire et en avril 2007 à Ouagadougou (H. Cachier et al., 2009).....	101
Figure 3. 16 : Composition chimique des particules fines (PM-1) et grossières (H. Cachier et al., 2009).....	102
Figure 3. 17 : Cycle diurne des émissions de suies (H. Cachier et al., 2009)	103
Figure 4. 1 : Illustration de la diffusion et la transmission dans le cas d'une atmosphère parallèle.....	108
Figure 4. 2 : Illustration du profil vertical de température en saison sèche et en saison humide à Ouagadougou.....	113
Figure 4. 3 : Illustration du profil vertical d'humidité en saison sèche et en saison humide à Ouagadougou	114
Figure 4. 4 : Simulation de l'impact radiatif dans la couche atmosphérique.....	116
Figure 4. 5 : Evolution du taux d'échauffement mensuel moyen	117
Figure 4. 6 : Evolution diurne de l'impact radiatif au sommet de l'atmosphère, dans l'atmosphère et en surface, moyennée par mois	119
Figure 4. 7 : Evolution diurne de l'impact radiatif au sommet de l'atmosphère : exemple des mois de mars et Août	120
Figure 4. 8 : Evolution diurne de l'impact radiatif en surface : Exemple des mois de Mars et Août.....	121
Figure 4. 9 : Evolution diurne de l'impact radiatif dans la couche atmosphérique : exemples des mois de Mars et Août.....	122
Figure 4. 10 : Evolution diurne du taux d'échauffement dans la première couche : exemple des mois de Mars et Août.....	123

<i>Figure 4. 11 : Efficacité radiative au sommet, dans la couche de l'atmosphère et à la surface moyennée par mois</i>	<i>124</i>
<i>Figure 4. 12 : Représentation du forçage radiatif dans l'atmosphère en fonction de l'albédo de simple diffusion.....</i>	<i>125</i>
<i>Figure 4. 13: Représentation de l'efficacité radiative en surface en fonction de l'albédo de simple diffusion ω_0 à 550 nm</i>	<i>125</i>
<i>Figure 4. 14 : Représentation de l'efficacité radiative en surface simulée en fonction de l'efficacité radiative AERONET moyennée</i>	<i>126</i>
<i>Figure 4. 15 : Représentation de l'efficacité radiative atmosphérique simulée en fonction de l'efficacité radiative AERONET moyennée</i>	<i>127</i>
<i>Figure 4. 16 : Représentation de l'efficacité radiative au sommet de l'atmosphère simulée en fonction de l'efficacité radiative AERONET moyennée.....</i>	<i>127</i>
<i>Figure 4. 17 : Simulations WRF-Chem du forçage radiatif des poussières en Afrique pour les courtes longueurs d'onde (SW), les grandes longueurs d'onde (LW) et pour l'ensemble courtes + grandes (Net), au sommet de l'atmosphère (TOA), dans l'atmosphère (ATM) et à la surface (BOA)</i>	<i>129</i>

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Flux d'émission de particules d'aérosols en masse ($Mt\ an^{-1}$) (Delmas et al. 2005).....

Tableau 1.2 Emissions de carbone suie (BC) et de carbone organique primaire (OCp) par les feux de biomasse à l'échelle globale et en Afrique (valeurs entre parenthèses) en 2000.....

Tableau 1.3 Emission de carbone suie et de carbone organique primaire par combustion de combustibles fossiles et de biofuels à l'échelle du globe et en Afrique (entre parenthèses) en 2000.....

Tableau 1.4 Récapitulatif des estimations des émissions d'aérosols désertiques globales et depuis l'Afrique au Nord de l'Equateur en moyenne annuelle (compilation faite à partir des études de Goudie et Middleton (2001), Zender et al. (2004) et Mahowald et al. (2005).....

Tableau 1.5 Seuil de vent moyen de surface suivent différents types de rugosités du sol estimé pour une atmosphère neutre. D'après COMET <http://www.meted.ucar.edu/>.....

Tableau 1.6 Composition minéralogique de l'aérosol sahélien (Caquineau et al., 1997).....

Tableau 2.1 : Albédo de simple diffusion pour les principaux composés particulaires atmosphériques (extrait F. Malavelle, 2011).....

Tableau 2.2 : Paramètre d'asymétrie à 550 nm pour les principaux composés de l'aérosol.....

Tableau 2.3 : Rayon modal et écart-type géométrique de différents types d'aérosols dont la distribution en taille est considérée log-normale (source : Léon, 2000 ; Mallet, 2003 ; Raut et Chazette, 2008).....

Tableau 2.4 : Indice de réfraction pour les principaux composée d'aérosol à 0% d'humidité relative et à la longueur d'onde de 550 nm (source : Mallet et al., 2003).....

Tableau 2.5 : Indice de réfraction complexe des aérosols désertiques africains $m = n + i(k \times 10^{-3})$. (source F. Mallavelle, 2011).....

Tableau 4.1 : Saisonnalité des épaisseurs optiques et de l'exposant d'angström.....

Tableau 4.2 : Valeurs saisonnières de l'albédo de simple diffusion.....

Tableau 4.3 : Valeurs mensuelles totales du facteur d'asymétrie utilisées en entrée du code GAME.....

Tableau 4.4 : Simulation de l'impact radiatif à la surface, dans la couche atmosphérique, au sommet de l'atmosphère et le taux d'échauffement de la première couche.....

Tableau 4.5 : Forçage radiatif au-dessus du Sahel (W/m^2).....

Tableau 4.6 : Efficacité radiative au sahel (W/m^2).....

Tableau 4.7 : Droite normalisée de l'efficacité radiative (atmosphérique et en surface) en fonction de l'albédo de diffusion simple à 550 nm (les données utilisées sont celles du réseau AERONET).....

RESUME

Dans cette thèse, nous analysons les principales caractéristiques des aérosols atmosphériques sur un site urbain en Afrique de l'Ouest : la ville de Ouagadougou. Cette analyse est suivie de l'évaluation du forçage radiatif produit par cette population d'aérosols au sommet de l'atmosphère, dans la couche atmosphérique ainsi qu'à la surface terrestre. Une étude climatologique des propriétés optiques (épaisseurs optiques, exposant d'Angström, albédo de simple diffusion, facteur d'asymétrie) et microphysiques (distribution granulométrique, indice complexe de réfraction) a été effectuée sur la base des données de mesures et d'inversions photométriques du réseau AERONET. L'analyse de ces données a permis de définir à diverses échelles de temps les différentes variabilités des propriétés étudiées. Ces propriétés ont mis en exergue les effets combinés de l'activité anthropique, du cycle de production des poussières minérales d'origine saharienne, de la succession saisonnière et la dynamique du climat spécifiques à cette région de la terre. La composition du panache d'aérosols a également été déduite de l'analyse des données optiques, et les conclusions tirées se sont avérées être en bon accord avec des mesures chimiques effectuées au LSCE sur des échantillons obtenus par prélèvement manuel sur filtres. Le bilan radiatif a été évalué en utilisant le modèle GAME. Cette simulation a montré une forte corrélation du forçage avec la succession des saisons sèche et humide, avec des valeurs extrêmes au mois d'Août (humide) et de Mars (sec avec poussières maximales). Les résultats traduisent un refroidissement en surface pouvant atteindre -41 W/m^2 en Mars, un réchauffement de la couche atmosphérique qui va de 15 à 35 W/m^2 environ et un refroidissement au sommet de l'atmosphère compris entre -2 et -6 W/m^2 . La représentation du forçage calculé en fonction de l'albédo de simple diffusion a montré une tendance linéaire avec un coefficient de corrélation traduisant une fiabilité de nos résultats de l'ordre de 88%. La cohérence des valeurs simulées a été aussi montrée par une comparaison avec des résultats obtenus dans la région Ouest Africaine par d'autres chercheurs utilisant des techniques différentes. De même, la représentation de l'efficacité radiative simulée en fonction de celle inversée par AERONET a montré un très bon accord.

Mots clés : Aérosols, HYSPLIT, AERONET, propriétés optiques, propriétés microphysiques, forçage radiatif, efficacité radiative.

ABSTRACT

In this thesis, we analyze the main characteristics of atmospheric aerosols on an urban site in West Africa: Ouagadougou. This analysis is followed by an assessment of the radiative forcing produced by this population of aerosols at the top of the atmosphere, in the atmospheric layer and at the Earth's surface. A climatological study of the optical properties (optical thickness, Angstrom exponent, single scattering albedo, asymmetry factor) and microphysical properties (particle size distribution, complex refractive index) was performed on basis of data obtained from photometric measurement and inversions of AERONET network. The analysis of these data allowed us to define the different variabilities of the properties studied at various time scales. These properties have highlighted the combined effects of human activity, the cycle production of mineral dust from the Sahara region, the seasonal succession and the climate dynamics known in this region of the earth. The composition of the aerosol plume was also deduced from the analysis of optical data, and the conclusions were found to be in good agreement with chemical analysis carried out at LSCE on samples obtained by sampling on filters at Ouagadougou. The radiation balance was assessed using the GAME model. This simulation showed a strong relationship of the radiative forcing with the succession of wet and dry seasons, with extreme values in August (wet) and Mars (dry with maximum dust emissions). The results showed a cooling at the surface that can reach -41 W / m^2 in March, a warming of the atmosphere, ranging from 15 to 35 W / m^2 about and a cooling at the top of the atmosphere between -2 and -6 W / m^2 . The representation of the radiative forcing calculated as a function of the single scattering albedo showed a linear trend with a correlation coefficient reflecting relatively good reliability of our results (about 88%). The consistency of simulated values was also shown by a comparison with the results obtained in the West African region by other researchers using different techniques. Similarly, the representation of the radiative efficiency simulated as a function of the inverted AERONET one showed a very good agreement.

Keywords: Aerosols, HYSPLIT, AERONET, optical properties, microphysical properties, radiative forcing, radiative efficiency.

INTRODUCTION

Aujourd'hui, plus que jamais, les questions d'environnement et, de changements climatiques sont au cœur des préoccupations de l'humanité. Notre quotidien est rythmé par des mots et des chiffres qui sont parlants. Recrudescence des maladies liées à la pollution, hausse de la température terrestre, pluies diluviennes, glissements de terrains et inondations, fortes chaleurs et sécheresses sont entre autres des phénomènes de plus en plus fréquents qui piègent la communauté humaine entre la satisfaction de ses besoins de plus en plus croissants et la nécessité de protéger l'environnement pour assurer sa propre survie. Selon l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS), la pollution de l'air a causé sept millions de morts en 2012 et est à l'origine de 2% des maladies cardiaques et pulmonaires dans le monde. Plus récemment, selon une base de données de l'OMS rendue publique en Mai 2014, sur la qualité de l'air dans 1600 villes de 91 pays, la pollution « empoisonne » près de neuf citadins sur dix dans le monde. Dans la majeure partie des localités étudiées, le seuil maximum des particules fines PM 10 fixé par l'OMS ($20\mu\text{g}/\text{m}^3$) est largement dépassé, la pollution atteint fréquemment des niveaux inquiétants. Contrairement à ce que l'on pourrait penser quand on se penche sur le niveau de développement économique et technologique des différentes contrées de la terre, les pays en voie de développement se retrouvent quelques fois en première ligne de la pollution dans les villes. C'est le cas dans de nombreux pays d'Amérique du Sud et du continent Asiatique. Le continent Africain, où se concentrent de nombreux pays dits pauvres, n'est pas en reste de cette situation. Il est urgent pour ce continent de se pencher avec plus d'engagement sur la question, quand on sait que pour cette partie du monde les grands chantiers du développement sont inscrits dans son futur. Elle se caractérise à l'état actuel par un faible tissu industriel, un faible développement technologique, un faible accès aux services énergétiques des populations... Cette situation est particulièrement réelle en Afrique de l'Ouest. Il est donc salutaire que des travaux scientifiques soient menés pour non seulement éclairer la situation environnementale dans tous ses aspects, mais aussi pour servir d'alerte et de bases de décisions et de politiques appropriées, pour que la transition vers une plus grande modernité ne soit pas synonyme de catastrophe environnementale.

Si l'impact sur la santé de la suspension particulaire dans l'atmosphère urbain en Afrique est assez documenté car ayant fait l'objet de nombreuses études, des aspects importants de l'impact climatique local ou global restent encore à être éclairés. C'est dans ce contexte que s'inscrivent ce travail et notre intérêt pour les aérosols atmosphériques.

Pourquoi s'intéresser à l'étude des aérosols ?

De nombreuses études ont été menées à travers la planète sur la caractérisation physico-chimique des aérosols et leur impact radiatif à l'échelle locale et globale. Plusieurs programmes, projets de recherches et campagnes de mesures ont été effectués à cet effet. On peut citer entre autres le programme AMMA et ses campagnes de mesures (quatre SOP, EOP, LOP, BoDEX...) pour la compréhension de la mousson ouest africaine, ESCOMPTE en France, INDOEX dans l'océan indien pour l'étude des aérosols issus du sous-continent indien. Bien que ces projets aient contribué à mieux caractériser les aérosols, de nombreuses zones d'ombre restent encore à être éclairées en raison de la grande variabilité spatiale et temporelle de leurs propriétés physiques et chimiques (cf

les rapports du GIEC). Il en est de même pour l'étroite liaison des aérosols avec des phénomènes naturels pas toujours prévisibles (nuages, précipitations, éruptions volcaniques, soulèvements de poussières...) avec comme conséquence de nombreuses incertitudes dans les estimations et modèles. Cette situation est bien marquée pour l'Afrique et en particulier l'Afrique de l'Ouest très influencée par les aérosols désertiques dont les propriétés sont liées à la position des zones sources, à la nature des sols, aux influences saisonnières et climatiques etc. D'un point de vue quantitatif, l'Afrique à travers le désert du Sahara est la première source d'émission d'aérosols désertique dans le monde. Les études effectuées font une estimation allant 30 à 50%, la fraction que représentent les aérosols issus du Sahara par rapport aux émissions mondiales.

Le sujet de thèse

L'objectif général de cette thèse est d'évaluer par une approche synergique le forçage radiatif induit par l'ensemble des émissions d'aérosols à l'échelle de la zone urbaine de Ouagadougou. La particularité de cette approche est qu'elle allie les propriétés microphysiques et optiques qui ont servi à la majeure partie des calculs de forçage à la chimie de l'atmosphère. Pour ce faire nous dresserons au **premier chapitre** un aperçu général sur les aérosols dans le contexte ouest africain. Il sera question de faire une présentation du climat dans la région et de dégager les aspects de la dynamique atmosphérique qui influent sur la mobilisation et le transport des aérosols. Le **second chapitre** sera consacré à la définition des principales propriétés optiques et microphysiques des aérosols ainsi qu'à la présentation des grandeurs qui ont déjà fait l'objet d'études en Afrique et de façon spécifique dans la région Ouest Africaine. Au **troisième chapitre**, nous procéderons à une climatologie des propriétés optiques des aérosols sur la base des données de mesures et de modèles effectués à Ouagadougou. Cela se traduira par une analyse qualitative et quantitative de ces propriétés ainsi que leurs variabilités à diverses échelles de temps. Un lien sera fait entre l'évolution des propriétés étudiées et la particularité du climat local avant de faire un rapprochement entre les analyses optiques effectuées et des mesures chimiques. Avant de procéder à une conclusion générale et des perspectives qu'ouvre ce travail, le **chapitre quatre** devra permettre d'évaluer le forçage radiatif des aérosols étudiés, de dégager leurs différentes variabilités et de comparer ou valider avec d'autres modèles.

L'intérêt de ce travail se situe à plusieurs niveaux.

Au plan scientifique, il s'agit, dans un premier temps, de contribuer à une meilleure caractérisation des aérosols en Afrique de l'Ouest. Ensuite d'évaluer à l'échelle locale l'impact des aérosols aussi bien anthropogéniques que naturels sur le climat et d'en tirer les conséquences sur les modèles régionaux voire globaux. En effet, la plupart des estimations de forçage radiatif effectués dans la zone qui couvrent une large échelle d'espace (régionale, voire globale), ont été effectués pour une classe d'aérosols (désertiques, feux de biomasse...). Ces estimations s'appuient ainsi sur des modèles qui ne tiennent pas spécifiquement en compte les particularités des zones urbaines géographiquement couvertes et qui influent de façon non négligeable sur l'appréciation d'ensemble du bilan radiatif régional et global.

D'un point de vue socio-économique, l'étude permettra par son aspect chimique une appréciation de la qualité environnementale de la ville de Ouagadougou, lorsqu'on sait que cette ville possède la particularité d'être sous forte influence sahélienne et que sa population fait fortement usage d'engins

à deux roues. Elle pourra susciter des autorités et décideurs publiques, des mesures à moyen ou long terme allant dans le sens de la protection de l'environnement ambiant. Par ailleurs les grands écarts thermiques journaliers qui caractérisent cette région du monde pourraient servir à la mise en place de systèmes passifs de réfrigération et chauffage aux applications multiples. En effet les études climatologiques de ce travail sont utiles non seulement pour l'étude du couplage réchauffement diurne/refroidissement nocturne du système terre-atmosphère mais aussi pour dégager à une échelle plus grande les zones propices à l'utilisation performante de l'un ou l'autre de ces systèmes passifs ou les deux à la fois. Ce qui présente un avantage économique quand on sait que les pays de la bande sahélo-saharienne font constamment face à une crise énergétique récurrente depuis plusieurs décennies.

CHAPITRE 1 : DYNAMIQUE DE L'ATMOSPHERE ET AEROSOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST

Introduction

Les mouvements des vents dans l'atmosphère sont pilotés par l'évolution dans le temps des variables thermodynamiques telles que la température, la pression... Ces mouvements constituent l'un des éléments fondamentaux du découpage climatique de la planète. En particulier en Afrique de l'Ouest, ces mouvements sont à l'origine de la succession saisonnière, spécifique de cette partie du globe et influent fortement le climat régional et global. Nous présentons dans ce chapitre, les principaux mouvements des masses d'air atmosphériques et les éléments particuliers du climat qu'ils entraînent en Afrique. Ces singularités ont été reconnues en Afrique de l'Ouest comme facteurs déterminants du soulèvement et du transport des aérosols atmosphériques.

1. Eléments de thermodynamique de l'atmosphère

L'atmosphère est constituée d'un ensemble de molécules. La description thermodynamique des phénomènes étudiés dans l'atmosphère ne peut pas se faire par le suivi du comportement individuel des molécules. On s'intéresse donc au comportement moyen d'un ensemble. On introduit pour cela la notion de parcelle d'air dont les dimensions sont suffisamment grandes pour contenir un ensemble de molécules dont le comportement peut être décrit par des valeurs moyennes. En revanche, la parcelle d'air sera supposée petite par rapport au phénomène que l'on étudie. Sur une parcelle d'air, dont la taille peut aller de quelques cm à 100 km, on émet les hypothèses suivantes :

- Les variables macroscopiques (température, vitesse,...) sont quasiment constantes à l'échelle d'une parcelle.
- Les échanges moléculaires avec l'extérieur d'une parcelle sont négligeables, on peut donc suivre une parcelle qui conserve certaines propriétés. En particulier, la température, la masse volumique peuvent être différents de celles de l'air environnant. Il n'y a pas d'équilibre thermique.
- Il y a équilibre dynamique, ce qui signifie que la pression à l'intérieur d'une parcelle s'ajuste très rapidement à celle de son environnement.

On exprimera donc les thermodynamiques à l'aide des grandeurs volumiques ou massiques plutôt que sous des formes qui dépendent des dimensions de la parcelle.

1.1. Equations thermodynamiques

Un gaz dont les interactions entre les molécules est négligeable est dit gaz parfait. Dans les conditions précédemment décrites, une parcelle d'air de l'atmosphère peut être considérée comme un mélange des gaz parfaits. L'équation d'état des gaz parfaits pour un mélange de gaz s'écrit d'après la loi de *Dalton* :

$$PV = \sum_i n_i R^* T, \quad (1.1)$$

R^* étant la constante des gaz parfaits

Dans cette expression, $P = \sum_i P_i$ où P_i est la pression partielle du gaz i et n_i est son nombre de moles. En divisant cette expression par la masse $m = \sum_i n_i m_i$, on obtient la relation :

$$\frac{P}{\rho} = RT \quad (1.2)$$

En faisant l'inventaire des forces qui s'appliquent à une parcelle d'air à l'altitude z , d'épaisseur δz et de section δS , on a :

- Son poids $-mg$
- Les forces de pression $P(z)\delta S - P(z + \delta z)\delta S \approx -\frac{\delta P}{\delta z}\delta z\delta S$
- Les forces de viscosité sont négligées.

L'équation du mouvement de la parcelle d'air s'écrit :

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta z} \quad (1.3)$$

Lorsque la masse d'air est au repos, on parle d'équilibre hydrostatique. Dans ce cas, l'équation du mouvement devient simplement :

$$\frac{\delta P}{\delta z} = -\rho g \quad (1.4)$$

L'interprétation de cette relation, intéressante aux échelles météorologiques est que la différence de pression entre deux niveaux verticaux est proportionnelle à la masse d'air par unité de surface entre ces niveaux.

La combinaison de l'équation 4 et celle des gaz parfaits trouvé à l'équation 2, on obtient la relation suivante :

$$RT \frac{\delta P}{P} = -g \delta z \quad (1.5)$$

Dans le cas d'une atmosphère isotherme, (T =constante ou varie très peu), l'équation 5 donne par intégration :

$$P = P_0 \exp\left(-g \frac{z}{RT}\right) \quad (1.6),$$

P_0 est ici la pression à l'altitude $z=0$, la quantité $H = \frac{RT}{g}$ est appelée hauteur d'échelle. Elle est d'environ 7 km dans la troposphère.

En faisant l'hypothèse d'une atmosphère à gradient vertical de température constant, on peut écrire $T = T_0 + \gamma z$. Et l'intégration de l'équation 5 permet alors d'écrire :

$$P = P_0 \left(1 + \frac{\gamma z}{T_0}\right)^{-\frac{g}{R\gamma}} = P_0 \left(\frac{T}{T_0}\right)^{-\frac{g}{R\gamma}} \quad (1.7)$$

Il faut noter que cette équation est applicable dans une atmosphère standard ($T_0=15^\circ\text{C}$; $P_0=1013.25\text{hPa}$, $\gamma=6.5^\circ\text{C/Km}$ jusqu'à l'altitude 11Km). C'est l'équation utilisée dans les altimètres des avions de ligne pour convertir la pression P mesurée en altitude z . une autre application importante de cette équation est la détermination de la pression au niveau de la mer, connaissant la pression et l'altitude en une station donnée.

Dans le cas général, où T est une fonction de P , on peut écrire par intégration de l'équation 5 entre deux niveaux d'altitude z_1 et z_2 que : $R \int_{z_1}^{z_2} T d(\ln P) = - \int_{z_1}^{z_2} g dz$

En introduisant l'expression de la température moyenne entre z_1 et z_2 ($\langle T \rangle = \frac{\int_{z_1}^{z_2} T d(\ln P)}{\int_{z_1}^{z_2} d(\ln P)}$),

l'équation précédente se transforme de la façon suivante :

$$g(z_1 - z_2) = R \langle T \rangle \ln\left(\frac{P_2}{P_1}\right) \quad (1.8)$$

L'équation 8 ainsi écrite est appelée équation hypsométrique (du grec « hypsos » qui signifie « hauteur »)

1.2. Application du premier principe

Pour un gaz parfait, l'énergie interne ne dépend que de la température et s'exprime par la relation :

$$U = n\nu R^* \frac{T}{2} \quad (1.9)$$

ν = nombre de degrés de liberté des molécules du gaz. L'air étant un gaz diatomique, $\nu = 5$

Dans le cas de variations quasi-statiques, le travail s'exprime par $\delta w = -PdV$, cette expression est nulle si la transformation est isochore (à volume constant).

Le premier principe se résume alors à l'équation suivante : $dU = \delta w + \delta Q = \delta Q$

En introduisant l'expression de la chaleur molaire à volume constant $C_v^* = \frac{1}{n} \frac{\delta Q}{\delta T}$ on peut écrire

$$dU = nC_v^* dT \quad (1.10)$$

En considérant l'expression de l'énergie interne dans l'équation 9 ci-dessus, on a $C_v^* = \nu \frac{R^*}{2}$

Dans l'étude des mouvements atmosphériques, il est commode d'utiliser l'enthalpie H.

$$H = U + PV \Rightarrow dH = dU + d(PV) = \nu dP + \delta Q \quad (1.11)$$

A pression constante on obtient $dH = \delta Q = nC_p^* dT$, où C_p^* est la chaleur molaire à pression constante.

La combinaison de l'équation d'état des gaz parfaits et de dU permet d'écrire $dH = nC_v^* dT + nR^* dT$ et de déduire la relation de Mayer $C_p^* = C_v^* + R^* = \frac{\nu+2}{2} R^*$

Pour une parcelle d'air quelconque, en divisant par la masse, les relations précédentes montrent que :

$$dh = C_p dT = \frac{dP}{\rho} + \delta q \quad (1.12)$$

Avec $C_p = 1004 \text{ JK}^{-1} \text{ Kg}^{-1}$, la chaleur massique à pression constante de l'air

D'où la version du premier principe : $dh = C_p dT - \frac{dP}{\rho} = \delta q \quad (1.13)$

Transformations dans l'atmosphère

Les échanges de chaleur d'une parcelle d'air et son environnement peuvent s'effectuer par :

- Transfert radiatif : l'atmosphère se refroidit en émettant dans l'infrarouge. Ces échanges sont faibles et peuvent être négligés sauf à l'échelle de la circulation générale.
- Condensation ou évaporation de vapeurs d'eau. Cela se produit exclusivement dans le cas où l'air est à saturation
- Les échanges par diffusion moléculaire sont négligeables sauf à proximité du sol

On peut donc considérer que l'évolution d'une parcelle d'air se fait de manière adiabatique ($\delta q = 0$) et la relation précédente devient :

$$\frac{dT}{T} - \frac{R}{C_p} \frac{dP}{P} = 0 \quad (1.14)$$

En posant $K = \frac{R}{C_p}$, l'intégration de cette équation permet de définir la température potentielle sous

la forme $\theta = T \left(\frac{P}{P_0} \right)^{-K}$

Ici, P_0 est une pression de référence égale à 1000hPa. θ a la dimension d'une température, c'est la température d'une parcelle d'air ramenée de façon adiabatique à la pression de référence P_0 . La température potentielle se conserve durant une transformation adiabatique.

1.3. Profil vertical de l'air sec

La combinaison de l'équation hydrostatique et du premier principe permet de définir une équation de la forme :

$$C_p dT + g dz = \delta q \quad (1.15)$$

Si la transformation subie par la parcelle d'air est adiabatique, on peut écrire la relation suivante :

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p} = \Gamma_a \quad (1.16)$$

Γ_a est appelé gradient adiabatique de température, ce qui donne un refroidissement de 10°C par Km d'élévation.

On définit l'énergie statique par la somme de l'enthalpie et de l'énergie potentielle de gravitation par unité de masse. Elle peut s'écrire $e_s = C_p T + gz$.

La variation de l'énergie statique peut s'exprimer en fonction de la température potentielle de la façon suivante : $de_s = C_p T d(\ln \theta)$

1.4. Cas de l'air humide

1.4.1. Vapeurs d'eau dans l'air

L'humidité dans une parcelle d'air peut être exprimée à l'aide de plusieurs types de mesures. On peut citer :

- Le rapport du mélange de vapeur d'eau r présente dans la parcelle, donné par l'expression :

$$r = \frac{m_{vap}}{m_{airsec}} \approx \frac{M_{vap}}{M} \frac{e}{P} = 0.622 \frac{e}{P}$$

Où e désigne la pression partielle et P la pression de la parcelle. Le rapport de mélange est conservé lorsqu'il n'y a pas changement de phase.

- L'humidité relative qui peut se définir comme le quotient des rapports de mélange de la

parcelle et du rapport de mélange saturant : $HR = \frac{r}{r_{sat}}$ avec $r_{sat} \approx 0.622 \frac{e_{sat}}{P}$, e_{sat} étant la

pression partielle saturante.

- La température de rosée, qui est la température pour laquelle la condensation de l'air de produit par refroidissement isobare.
- Le niveau de condensation, altitude ou pression à laquelle se produit la condensation suite à un refroidissement par soulèvement adiabatique.

Au cours du mouvement d'une parcelle d'air dans l'atmosphère, un changement de phase peut se produire :

L'évaporation qui est l'échappement des molécules de la phase liquide à la phase gazeuse ne se produit que pour une énergie cinétique suffisante des molécules, elle ne dépend donc que de la température.

La condensation, transformation inverse de l'évaporation dépend quant à elle de la pression de la phase gazeuse.

La pression partielle saturante e_{sat} représente la valeur limite pour laquelle il ya équilibre, c'est-à-dire le taux d'évaporation est égal au taux de condensation. Si e est inférieur à e_{sat} l'évaporation domine et e augmente. Dans l'atmosphère, il n'existe pas d'interface liquide/gaz permanente loin de la surface. Si $e < e_{sat}$, il ne se produit ni condensation, ni évaporation. Au contraire, lorsque e devient supérieur à e_{sat} , on assiste à une condensation de l'air sous forme de gouttes d'eau liquide. Les variations de e_{sat} en fonction de la température sont données par la formule de *Clausius-Clapeyron* :

$$\frac{1}{e_{sat}} \frac{de_{sat}}{dT} = \frac{L}{R_{vap} T^2} \text{ avec } R_{vap} = \frac{R^*}{M_{vap}}$$

1.4.2. Profil vertical de l'air humide

On se place ici dans le cas de l'approximation pseudo-adiabatique qui consiste à négliger la présence de l'eau liquide ou de la vapeur d'eau sauf dans le calcul de la chaleur échangée. Dans ces conditions :

- La masse d'air sec est supposée constante, les pertes de masse par précipitations sont négligées.
- La chaleur latente dégagée n'est pas utilisée pour chauffer les gouttes d'eau.

Pour une masse dm_v condensée, on a alors : $\delta Q = L dm_{vap}$ et on peut écrire :

$$\delta q = \frac{L dm_{vap}}{m_{air}} = -L dr \text{ (Le signe - est justifié par la diminution de } r \text{ au cours de la condensation)}$$

Le premier principe de la thermodynamique, s'écrit dans ce cas :

$$C_p dT - \frac{dP}{\rho} + L dr = 0 \quad (1.17)$$

Cette équation peut se réécrire, pour une parcelle d'air à saturation subissant des mouvements verticaux : $C_p dT + g dz + L dr_{sat} = 0$

Où r_{sat} est une fonction de T et de P, et ses variations avec T sont plus importantes qu'avec P, ce qui permet d'écrire : $dr_{sat} = \frac{\delta r_{sat}}{\delta T} dT + \frac{\delta r_{sat}}{\delta P} dP \approx \frac{\delta r_{sat}}{\delta T} dT$

d'où l'expression $(C_p + L \frac{dr_{sat}}{dT}) dT + g dz = 0$

Ainsi, le profil vertical peut être parfaitement défini par l'équation

$$\frac{dT}{dz} = \frac{-g}{C_p + L \frac{dr_{sat}}{dT}} = \Gamma_s \quad (1.18)$$

Avec Γ_s , le gradient humide de température.

On définit de même l'énergie statique humide e_h par la relation :

$$e_h = C_p T + gz + Lr$$

Cette énergie est constante pour les mouvements adiabatiques ou saturés (pseudo-adiabatiques)

1.5. Stabilité, instabilité

On considère une parcelle d'air de masse volumique ρ à la température T dans un environnement caractérisé par ρ_e et T_e . La stabilité d'une telle parcelle d'air dépend des forces de flottabilité qui résultent du poids de la parcelle et de la poussée d'Archimède.

$$F_z = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta z} \quad (1.19)$$

Dans un environnement hydrostatique, $\frac{\delta P}{\delta z} = -\rho_e g$ et la force peut s'écrire :

$$F_z = g \frac{\rho_e - \rho}{\rho} \quad (1.20)$$

En fonction de la température l'expression de la force de flottabilité devient : $F_z = g \frac{T - T_e}{T_e}$ car

$$\rho = \frac{P}{RT} \text{ et } \rho_e = \frac{P}{RT_e}$$

Comme le montrent les expressions ci-dessus, la résultante des forces de flottabilité est dirigée vers le haut si la parcelle est moins dense (ou plus chaude) que son environnement.

Considérons une parcelle partant d'une altitude z_0 à la température T_0 suivant le profil Γ_a (ou Γ_s si elle est saturée) et effectuant un déplacement δz vertical. Sa température à ce niveau sera égale à $T_0 + \Gamma_a \delta z$ et celle de son environnement $T_0 + \Gamma_e \delta z$, Γ_e étant le profil de l'environnement. La résultante des forces sera :

$$F_z = \frac{d^2 \delta z}{dt^2} = g \frac{\Gamma_a - \Gamma_e}{T_e} \delta z \quad (1.21)$$

En posant $N^2 = g \frac{\Gamma_a - \Gamma_e}{T_e}$, on obtient une équation différentielle de la forme

$$\frac{d^2 \delta z}{dt^2} = N^2 \delta z \quad (1.22)$$

N est appelé, la fréquence de *Brunt-Väisälä* et de son signe, dépend la stabilité de la parcelle d'air. A l'aide des relations établies plus haut, N s'exprime en fonction de la température potentielle de la façon suivante :

$$N^2 = \frac{g}{\theta_e} \frac{\delta \theta_e}{\delta z} \quad (1.23)$$

Et la stabilité peut se décrire en fonction du signe de la quantité $\frac{\delta \theta_e}{\delta z}$, selon que la température potentielle augmente ou diminue avec l'altitude.

- Si $\frac{\delta \theta_e}{\delta z} > 0$, les forces de flottabilité s'opposent aux déplacements verticaux : on se trouve dans une situation stable. La solution de l'équation différentielle ci-dessus est une oscillation de la parcelle autour de sa position d'équilibre avec la pulsation N (la fréquence de *Brunt-Väisälä*).

Dans la couche limite atmosphérique, la température est inférieure à la température de l'air au-dessus : le flux de chaleur sensible est alors dirigé vers le sol et il y a destruction de la turbulence dynamique. Le mélange est peu turbulent et il y a accumulation des polluants dans les basses couches de l'atmosphère. On assiste à une augmentation du module de vent au-dessus de la couche d'inversion (Figure 1.1).

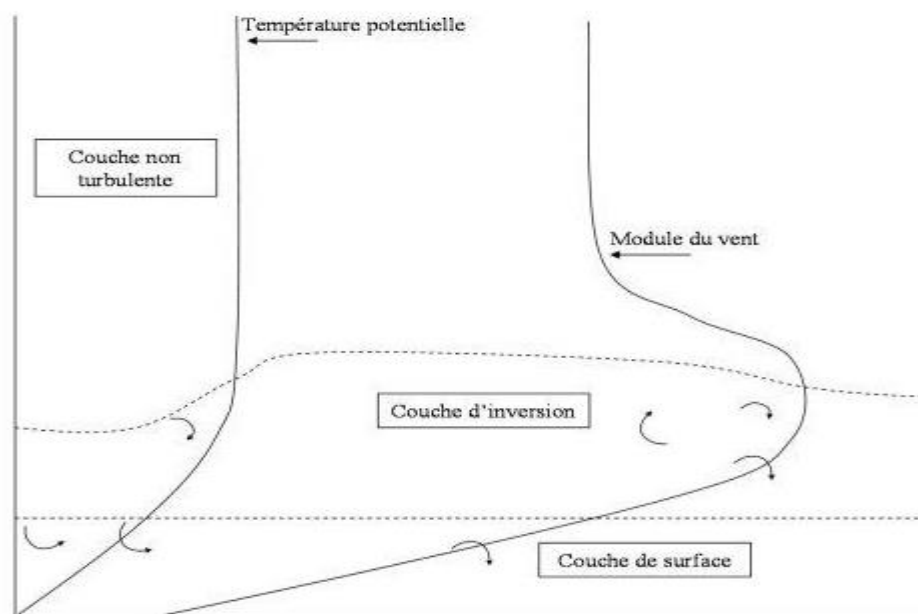


Figure 1. 1 Stabilité de la couche limite atmosphérique

(Source cours de Dominique Lambert, UVED 2006, <http://sup.ups-tlse.fr/uved/Ozone/BasesScientifiques/projet/site/html/CoucheLimite>)

- Si $\frac{\delta\theta_e}{\delta z} < 0$, la température de l'environnement décroît de plus de 10°C par km, le déplacement vertical est amplifié exponentiellement. On est dans une situation d'instabilité.

Au voisinage du sol, la température potentielle est décroissante, il y a production thermique de turbulence (Figure 1.2). Au-dessus de la couche convective, une forte turbulence règne pour homogénéiser les profils verticaux de température potentielle et de vents qui deviennent quasiment constants. A la limite supérieure de la couche limite, une couche d'entraînement stabilise la CLA, en présentant une inversion de température. Cet état se rencontre fréquemment la journée du fait de l'échauffement du sol par l'absorption du rayonnement solaire.

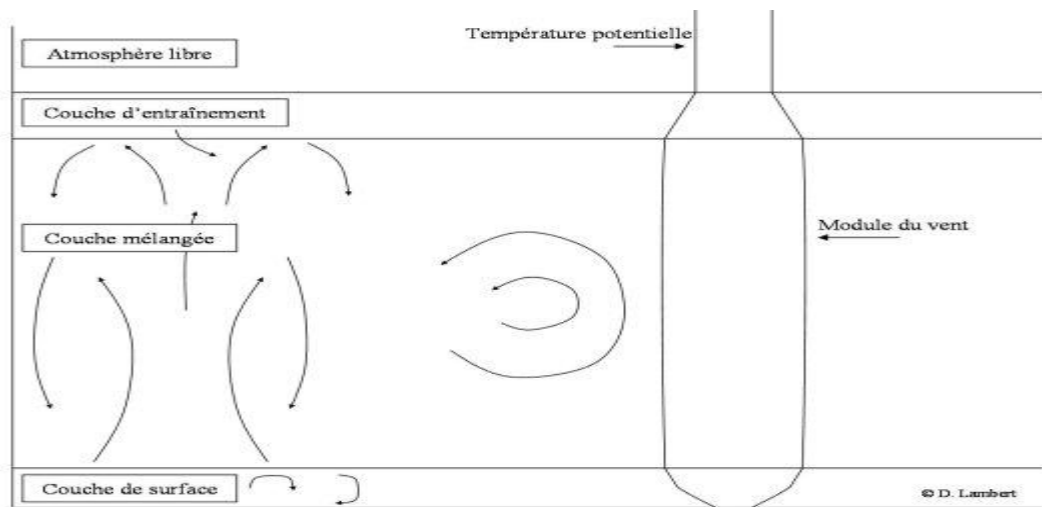


Figure 1. 2 Instabilité de la couche limite atmosphérique

(Source cours de Dominique Lambert, UVED 2006, <http://sup.ups-tlse.fr/uved/Ozone/BasesScientifiques/projet/site/html/CoucheLimite>)

2. Dynamique des masses atmosphériques

2.1. La troposphère

La troposphère est la couche située à la base de l'atmosphère, c'est une couche instable animée de puissants mouvements qui brassent l'air en permanence. Deux types de mouvements sont possibles :

- Les mouvements verticaux liés à des contrastes de températures qui engendrent des processus convectifs.
- Les mouvements horizontaux engendrés par des différences de pressions atmosphériques au niveau du sol.

2.1.1. Les mouvements verticaux

Il s'agit de mouvements d'ascendance (montée de l'air) et de subsidence (descente de l'air) qui s'explique par la variation de la densité de l'air avec la température. En effet, l'air chaud est plus léger et a tendance à s'élever tandis que l'air froid, plus lourd se tasse vers le sol.

Dans certaines régions, l'air s'échauffe au contact avec le sol. Il se produit une ascendance (Figure 1.3). En montant, l'air se détend car la pression s'amointrit et se refroidit. C'est ce qui explique la décroissance de la température de l'air avec l'altitude. Ce mouvement ascendant se poursuit jusqu'à ce que l'air atteigne la température du milieu environnant. L'ampleur du mouvement dépend du degré d'échauffement de l'air au départ et aussi de son hygrométrie. La température de l'air sec diminue plus rapidement avec l'altitude que celle d'un air saturé en eau, car la condensation de l'eau au cours de son ascendance libère de la chaleur. Inversement, de l'air dont la température est inférieure à la température ambiante, plus dense, descend vers le sol. C'est la subsidence. Lors de cette descente, cet air va subir une compression et se réchauffer.

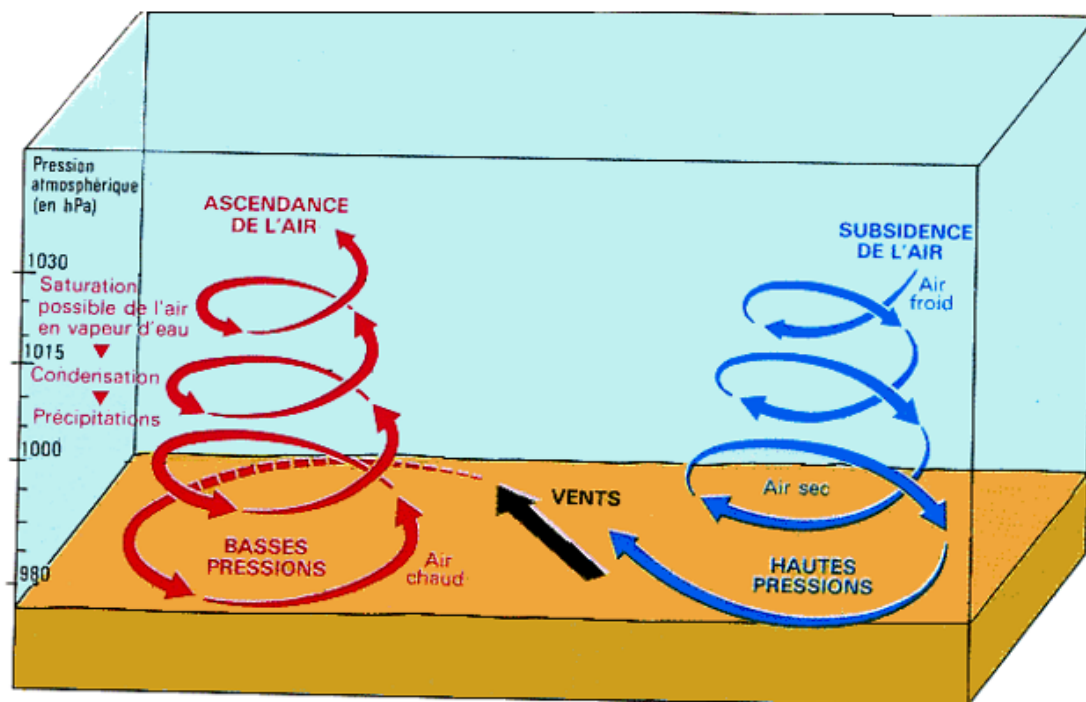


Figure 1.3 Illustration des mouvements verticaux de l'air

Les régions d'ascendance sont caractérisées par une pression atmosphérique inférieure à la pression atmosphérique normale (1015 hectopascals). Il se forme alors une dépression. Par contre, dans les zones de subsidence, il y a formation d'anticyclone.

2.1.2. Les mouvements horizontaux

Les déplacements horizontaux de l'air sont engendrés par les forces de pression qui tendent à déplacer l'air des zones de hautes pressions vers les zones de basses pressions pour parvenir à une pression uniforme (Figure 1.4). La répartition spatiale des hautes et basses pressions varie au cours de l'année. Elle constitue le champ de pression. En météorologie, pour des besoins de prévision on établit régulièrement des cartes de pression atmosphériques où des lignes isobares relient les points qui sont à la même pression atmosphérique.

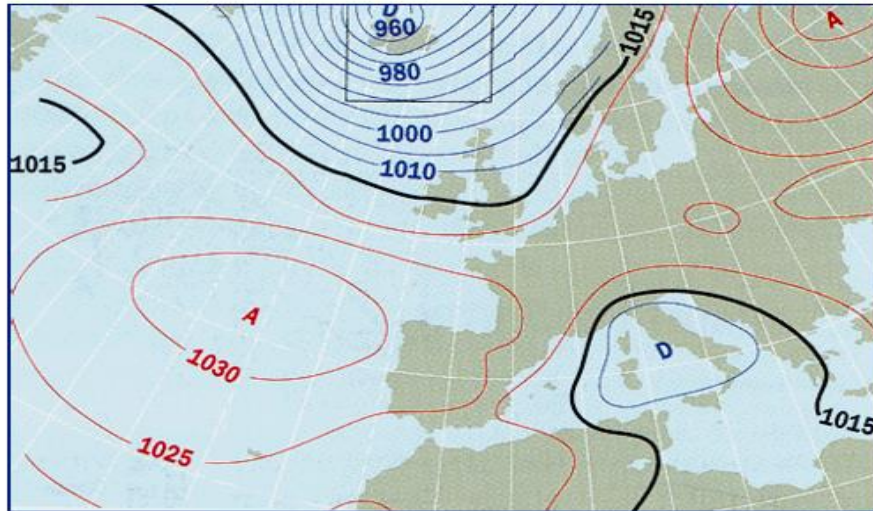


Figure 1. 4 Exemple de carte de pression avec les centres dépressionnaires (D) et anticycloniques (A)

Les forces de pression sont perpendiculaires en tout point aux lignes isobares et dirigées des hautes pressions vers les basses pressions et son intensité d'autant plus grande que la différence de pression est élevée. On devrait donc s'attendre à ce que les vents convergent vers le centre d'une dépression et divergent à partir du centre d'un anticyclone. Or le vent au sol circule tangentiellement aux lignes isobares. Ceci est la conséquence de la rotation de la terre qui introduit une force supplémentaire appelée force de Coriolis. Cette force, négligeable dans la vie courante est très importante dans l'étude des grands mouvements atmosphériques et océaniques. Par la présence de la force de Coriolis, les vents tournent autour des centres dépressionnaires et des centres anticycloniques. Dans l'hémisphère nord, les vents tournent dans le sens contraire des aiguilles d'une montre autour d'un centre de dépression et dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'un anticyclone. Dans l'hémisphère sud cette tendance est inversée.

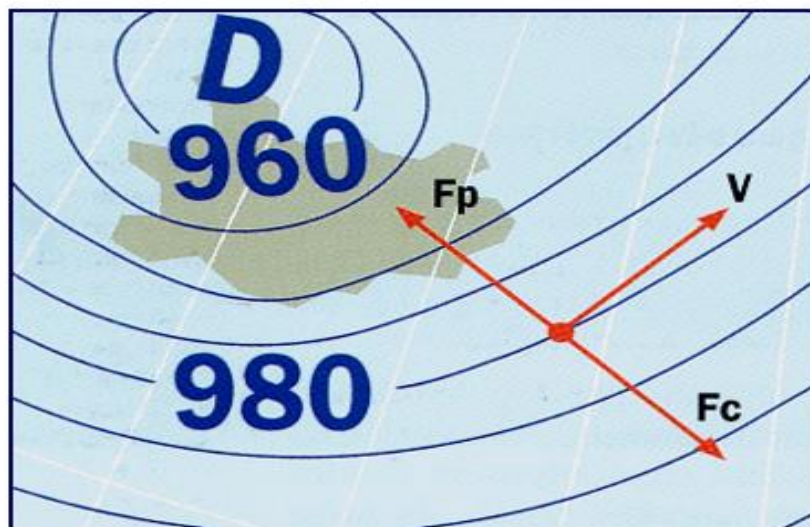


Figure 1. 5 Illustration de mouvement du vent autour d'un centre dépressionnaire dans l'hémisphère nord

2.2. La circulation atmosphérique générale

Le moteur principal des mouvements atmosphériques est le soleil. Les différents mouvements de l'air répondent à une distribution spatiale de l'énergie que le soleil transmet à la terre. En effet lorsque le soleil réchauffe la surface de la terre qui chauffe à son tour l'air ambiant, il se crée un mouvement ascendant. L'air en s'élevant se refroidit dans la troposphère, puis redescend vers le sol. Il se forme alors un courant de convection, classique pour tout fluide chauffé. Dans l'atmosphère les boucles de circulation créées portent le nom de cellules. La circulation générale ainsi définie assure 70 à 80% du transfert d'énergie entre les régions à bilan radiatif positif et celles à bilan radiatif négatif. Elle joue un rôle considérable dans le cycle de l'eau, assurant le transport d'énormes quantités d'eau. Le déplacement des masses d'air conditionne le climat des diverses régions de la planète.

2.2.1. Les cellules de convection

Le modèle de circulation général comporte six cellules de convection disposées en bandes de latitudes suivant une organisation zonale : deux cellules équatoriales dans le sens direct appelées cellules de *Hadley*, deux cellules à circulation inverse par rapport aux précédentes, dites cellules de *Ferrel* et deux cellules polaires à nouveau à circulation directe.

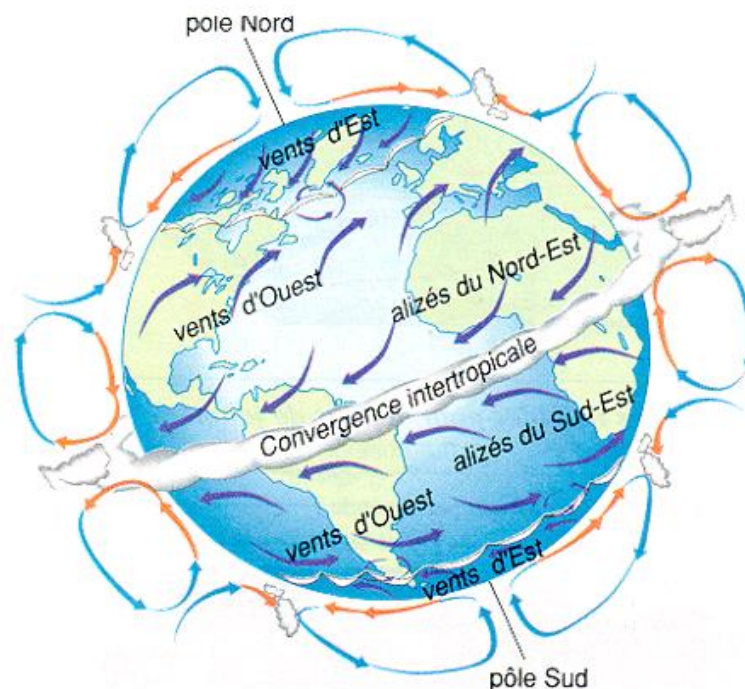


Figure 1. 6 : Illustration du modèle de circulation générale

2.2.2. La circulation générale en Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest est, de par sa position concernée par les cellules de *Hadley* dont le déplacement dû à la position de la terre par rapport au soleil engendre des variations saisonnières de la circulation atmosphérique (Figure 1.7).

De Juin à Août, du fait de l'inclinaison de la terre dans l'hémisphère nord, la zone qui reçoit plus de chaleur du rayonnement solaire est situé au voisinage de 10°N, l'hémisphère sud étant déficitaire la cellule de *Hadley* sud est la plus intense. Elle déplace la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) vers le nord et apporte la pluie dans les zones sahéliennes.

En Décembre-Janvier-Février, c'est le phénomène inverse qui se produit et la cellule de *Hadley* de l'hémisphère nord est la plus importante. La ZCIT se déplace vers le sud. C'est la saison sèche au sahel, les pluies redescendent vers le sud du continent.

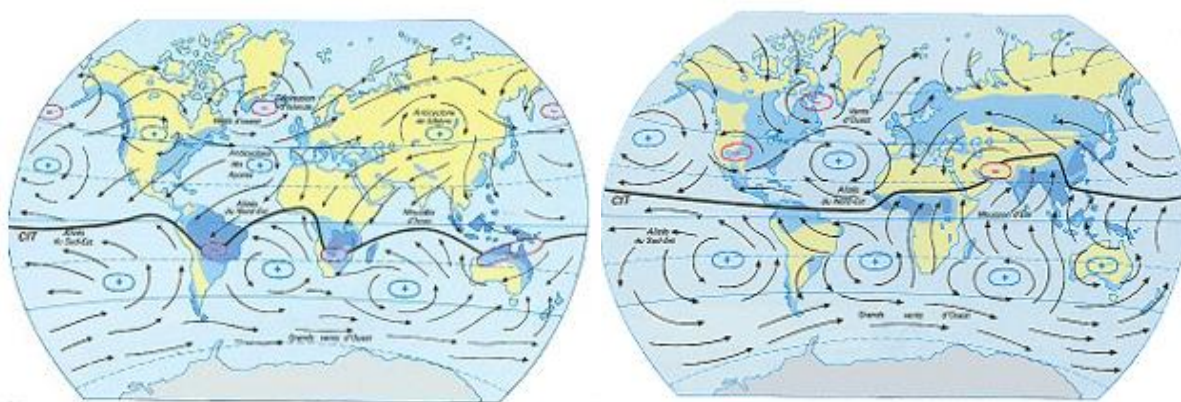


Figure 1. 7 : illustration du déplacement saisonnier des masses d'air et positions de la ZCIT

Les échanges thermiques entre les masses d'air chaud d'origine tropicale et les masses d'air froid d'origine polaire s'effectuent le long du front polaire. Il s'agit d'une ligne discontinue dont la forme dépend des différences de pression entre les continents et les océans et dont la position varie selon les saisons. En hivers il se positionne vers la latitude 40° et est rejeté au nord, vers la Scandinavie en été.

3. Le climat Ouest Africain

L'Afrique de l'Ouest est marquée par quatre zones climatiques lorsqu'on effectue un déplacement en latitude, du golfe de Guinée vers l'intérieur du continent.

Une zone tropicale humide s'étendant de la côte atlantique jusqu'en dessous de 10°N. On y trouve une partie de forêt équatoriale et de forêt claire. La moyenne des précipitations annuelles est de 1500 mn.

Une zone de climat tropical sec juste au-dessus de la zone humide entre les isohyètes 1200mn et 400mn.

Une zone semi-aride communément appelé Sahel située dans la bande comprise entre les isohyètes 200 et 600mm. Cette zone est celle de la savane, steppe herbacée parsemée d'arbres dans sa partie sud et d'arbustes quand on va vers le nord.

Un climat aride au-delà de 17°N, zone couverte par le désert saharien où il ne pleut presque jamais et caractérisée par l'absence quasi-totale de couvert végétal.

L'Afrique de l'Ouest est caractérisée par une succession de deux saisons qui sont étroitement liées à la mousson Ouest africaine : une saison sèche qui s'étend d'Octobre à Mai et une saison hivernale pendant laquelle tombe la quasi-totalité des pluies de la région de Juin à Septembre. L'Afrique de l'Ouest fait partie des trois zones de appelées zones de mousson (avec l'Asie du sud et l'Australie) où la variabilité saisonnière et le cycle des précipitations dépend de celle de la mousson.

D'un point de vue dynamique, le climat subdivisé en trois importantes périodes : une saison sèche de Janvier à Mars, une saison humide de Juillet à Septembre, et entre les deux saisons, une saison intermédiaire considérée comme période de transition.

Le cycle saisonnier du climat Ouest Africain est modulé par une dynamique complexe de flux et jets dans les basses couches troposphériques, dans les hautes et moyennes couches ainsi que de plusieurs systèmes convectifs. Cette particularité a été largement étudiée dans le programme AMMA, dont l'objet était de permettre une meilleure compréhension de la mousson africaine et son impact climatique, socio-économique à toutes les échelles de temps et d'espace. Les basses couches de la troposphère sont animées par un flux d'harmattan et un flux de mousson. Les hautes et moyennes couches sont le siège de jets et ondes tels que le Jet d'Est Africain AEJ (African Easterly Jet), le STJ et le TEJ. Des études ont montré que ces éléments du climat Ouest africain, sont responsables à des échelles variables du soulèvement et du transport des aérosols désertiques issus de cette partie du continent.

3.1. Les flux de mousson et d'harmattan

3.1.1. Le flux d'harmattan

C'est un vent chaud, sec et chargé de poussières en provenance du Sahara qui balaie l'Afrique de l'Ouest du Nord-Est vers les côtes du golfe de Guinée au Sud. Il est actif pendant toute l'année mais est plus marqué dans cette région pendant la saison sèche entre les mois de Novembre et Mars/Avril. Il s'agit d'une forme intense des alizés du Nord-Est, sa durée et son intensité peuvent influencer fortement sur le régime des précipitations et donc la production agricole. A la rencontre du flux de mousson ce vent s'élève en formant au-dessus du sahel, une couche sèche dans la moyenne troposphère.

3.1.2. Le flux de mousson

Il s'agit d'un vent qui souffle dans les basses couches de l'océan atlantique vers l'intérieur du continent dans la direction Sud-Ouest Nord-Est. La mousson est générée par le gradient de température entre l'océan et les terres. En effet la terre s'échauffe et se refroidit plus rapidement que la mer. Au printemps, l'air chaud à l'intérieur du continent tend à s'élever créant une zone de basse pression locale au niveau du sol. Cette situation engendre un appel d'air sous les tropiques de la mer vers les terres. Ce vent en provenance de l'océan et chargé d'humidité est l'élément majeure de la convection nuageuse et est responsable de la survenue des pluies dans la Nord de l'Afrique, c'est la raison pour laquelle le terme mousson est généralement utilisé pour désigner la saison hivernale.

Le flux de mousson est particulièrement marqué pendant la nuit en absence du mélange turbulent (*Blackadar, 1957*), au nord de 14°, la couche d'air humide peut s'étendre sur une altitude de 1500 à 2000m (*Bou Karam et al. 2008*). L'intensité des vents de mousson est maximale aux premières heures de la journée et peuvent atteindre des vitesses de 20m/s à 500m d'altitude (*Lothon et al., 2008*)

3.2. Les front et zones de convection

3.2.1. Le front intertropical FIT

Le FIT est une zone de convergence entre les flux de mousson du sud-Ouest et les flux d'harmattan du Nord-Est (*Hastenrath , 1988*). La position du FIT connaît de fortes variations en latitude selon les saisons. Ainsi en saison sèche il se positionne au Sud, aux alentours de la côte guinéenne vers Février tandis qu'en pleine saison pluvieuse, vers Juillet-Août il atteint sa position la plus au Nord, vers 20°N (*Sultan et al., 2007*). Ce F.I.T. peut donner naissance à des perturbations très violentes, de type ligne de grains, avec orages et fortes rafales de vent. Certaines de ces perturbations deviendront ensuite des perturbations tropicales sur l'Atlantique intertropical, de type ondes d'Est ou cyclones.

Le FIT sépare deux importantes zones de convection dans la climatologie en Afrique de l'Ouest : La zone de convergence intercontinentale (ZCIT) et la zone de dépression thermique saharienne.

3.2.2 La zone de convergence intercontinentale (ZCIT)

C'est une zone de convection humide qui se forme au sud du FIT dans la moyenne troposphère. La ZCIT oscille pendant l'année autour de l'équateur. Située au-dessus de l'océan atlantique vers Décembre-Février, elle se positionne dans le continent vers la latitude 10°N en Juillet. Les variations de la ZCIT ont un effet important sur les précipitations pour plusieurs nations produisant les saisons sèches et humides (Figure 1.8). En effet, la ZCIT s'organise en des systèmes convectifs appelés systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) ou lignes de grains qui fournissent la majorité des pluies d'Afrique de l'Ouest. Ces systèmes se déplacent d'est en ouest et se transforment en cyclones une fois arrivés sur l'atlantique. Des anomalies prolongées de la ZCIT peuvent produire de graves inondations ou sécheresses dans les zones intertropicales. L'arrivée de la ZCIT sur le continent à partir du mois de Mai annonce l'arrivée de la saison des pluies sur le sahel (*Janicot et al.2000 ; Le Barbé et al.2002*)

Des observations effectuées à l'aide de POLDER, au-dessus de la ZCIT en Afrique de l'Ouest, en Indonésie et au Pacifique-Est relatent une présence fréquente de phase de glaces. La convection des cumulonimbus, injecte de la vapeur d'eau et des particules de glaces dans la haute atmosphère (*Goloub et al., 2000*).

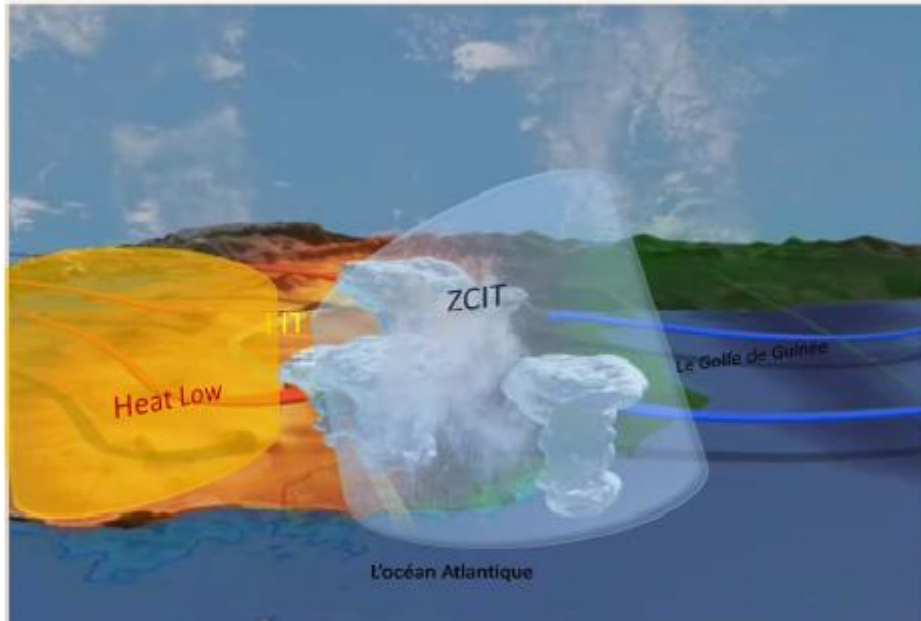


Figure 1. 8. Les zones de convection sèche et humide en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson

3.2.3 La dépression thermique saharienne

Le chauffage radiatif au niveau du sol donne lieu à la formation d'une zone de convergence sèche au nord du FIT, caractérisée par une haute température et une basse pression au sol. Elle est appelée dépression thermique saharienne (Figure 1.9). Elle est cyclonique au sol par l'effet de Coriolis et anticyclonique au sommet et peut s'étendre verticalement sur une altitude de 5-6km (Bou Karam, 2008), elle se limite par la subsidence de grande échelle de la cellule de *Hadley* (Gamo 1996, Smith 1986). La dépression thermique connaît au cours de l'année, une forte variabilité spatiale. En Janvier et février la dépression thermique se situe au-dessus de l'est de la république centrafricaine et au sud du Darfour. De Mars à Mai, on assiste à une migration de cette dépression vers le Nord, suivi d'un déplacement vers l'Ouest. Ainsi en Juin elle se place au sud-ouest du Hoggar avant de se stationner en Juillet-Aout entre l'Atlas et le Hoggar vers 22°N – 2°W (Roehrig, 2010). Cette position correspond au Nord du Mali et au Sud de l'Algérie. La dépression thermique est un élément majeur du déplacement de la mousson vers le Nord. En effet, la forte température au Sahara renforce la dépression de surface qui favorise une forte aspiration de la mousson. En particulier cette situation explique les pulsations de période 4-5 jours que connaît le flux de mousson avant l'Onset (Couvreur et al., 2009).

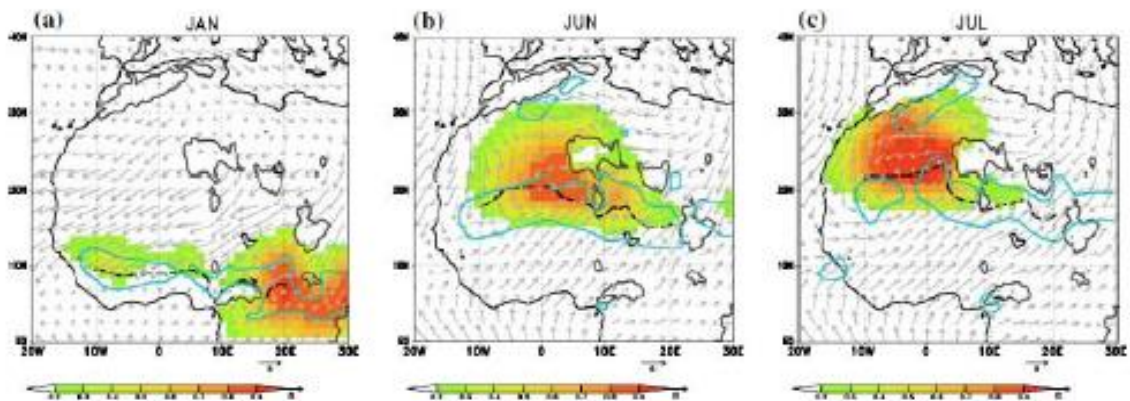


Figure 1. 9 Fréquence d'occurrence mois par mois de la dépression thermique d'après Lavaysse et al. 2009

3.3. Les jets

3.3.1. Le jet d'est africain (AEJ)

Il s'agit d'un jet zonal fort et continu dans la moyenne troposphère, aux altitudes 600, 700 hectopascals (environ 4-6 kilomètres) localisée au-dessus de la zone sahélienne (12°N), et est orienté d'est en ouest. Il s'étend pratiquement sur toute la zone sahélienne de 30°E à 30°W et a une vitesse d'intensité moyenne 10-12m.s⁻¹. Le AEJ est considéré comme un vent d'équilibre thermique qui se forme en réponse du fort gradient méridien de température (*Burpee 1972 ; Thorncroft et Blackburn 1999*) et d'humidité (*Cook 1999*). En été, le golfe de Guinée, victime des remontées de l'hiver Austral, reste assez frais, alors que l'Afrique nord tropicale connaît sa mousson et prend donc des caractéristiques chaudes et humides, le Sahara restant chaud et extrêmement sec.

Le cisaillement vertical associé à la présence du jet joue un rôle important dans l'organisation de la convection profonde et la formation des lignes de grains en Afrique de l'Ouest (*House et Betts 1981*). Par ailleurs les cisaillements de vent vertical et horizontal sont aussi importants dans la croissance des Ondes d'Est Africaines (African Easterly Waves, AEW) se propageant de l'Est vers l'Ouest. (*Thorncroft et Hoskins 1994a, Paradis et al. 1995*). Ces ondes sont des perturbations dynamiques de période 3 à 5 jours et de longueur d'onde 2000-5000km se propageant sur le continent ouest-africain entre mai et octobre (*Leroux, 2009*). C'est en des endroits privilégiés de cette onde que se positionnent les systèmes convectifs de méso-échelle.

3.3.2. Le Jet d'Est Tropical (Tropical Easterly Jet, TEJ)

C'est un jet de de la haute troposphère, entre les altitudes 11 km et 15 km, situé entre les latitudes 5°N et 10°N de Juin à Septembre. Il s'étend du sud de la mer de chine à la côte ouest-africaine. Il est lié à la circulation tropicale divergente associée à la circulation nord-sud de la cellule de *Hadley* et à la circulation est-ouest de *Walker*. Sur le continent africain, il est renforcé par la circulation divergente anticyclonique engendrée en altitude par la convection profonde. Le TEJ est maintenu à la fois par la symétrie zonale du gradient nord-sud du chauffage entre le plateau tibétain et la troposphère au-dessus de l'océan indien (*Flohn, 1964 ; Murakani et al., 1970*), et par l'asymétrie

Est-Ouest de chauffage due au contraste terre-mer (*Kanamitsu et al.,1972 ; Chen, 1980*) est maintenu au-dessus du continent grâce au dégagement de chaleur latente au sein de la ZCIT. Sa vitesse moyenne est de l'ordre de 15-20ms⁻¹.

3.3.3. Le Jet d'Ouest Subtropical (Subtropical Jet, STJ)

Le STJ se positionne entre 35°N et 40°N de Juin à Septembre entre 10 et 14km dans la haute troposphère au niveau de la branche descendante de la cellule de *Hadley* locale (*Roehrig, 2010*). C'est un courant-jet stable qui se trouve entre la Cellule de Hadley et celle de Ferrel et sépare la zone tempérée de la zone chaude. Il a une variation saisonnière aussi bien en ce qui concerne sa position qu'en ce qui concerne son intensité. Pendant l'été, le gradient horizontal de température étant plus bas entre le pôle et l'équateur, ce courant faiblit et passe d'environ 30 à 40 m/s à 15-20 m/s alors que, entre les deux saisons, sa latitude peut varier entre 20° et 40°. Toutefois, son altitude reste toujours dans la haute troposphère. Le STJ est probablement lié à la convection sur l'Afrique subsaharienne et la circulation divergente qu'elle génère en altitude, bien que son interaction avec la mousson Ouest Africaine soit encore mal comprise.

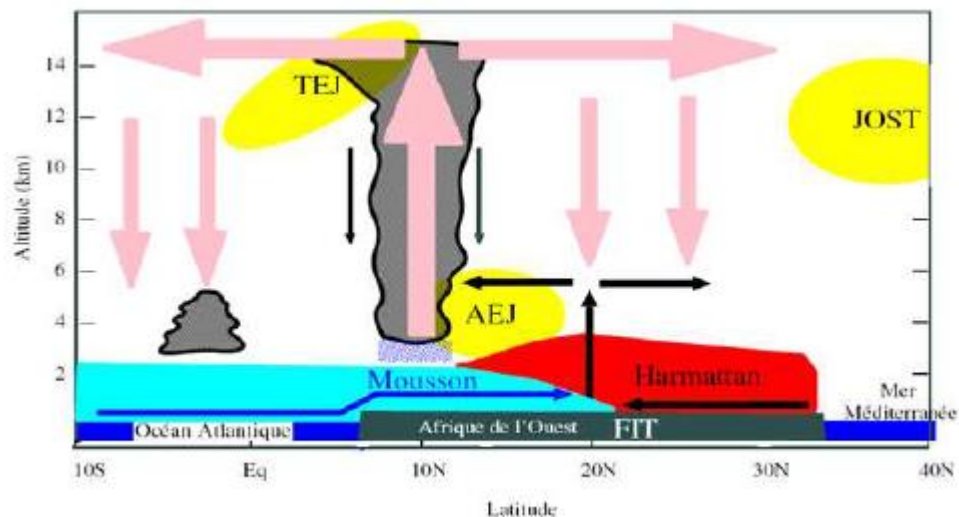


Figure 1. 10 Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine (Peyrille, 2006)

4. Généralités sur les aérosols

Le terme aérosol a été inventé en 1920 par l'Allemand *Schmauss* et désigne l'ensemble des particules solides, liquides, ou des substances chimiques en suspension dans l'atmosphère. Il regroupe la population constituée de grains de poussières, sables, grains de pollens, cendres volcaniques, embruns marins, molécules liquides ou gazeuses etc. en suspension dans l'atmosphère à l'exception des gouttelettes d'eau et des cristaux de nuage. Leurs tailles peuvent varier de quelques nanomètres à plusieurs dizaines de micromètres (*D'Almeida and al. 1986, Alfaro and al. 1997*), de même la durée de leur séjour dans l'atmosphère peut s'étendre de quelques minutes à plusieurs jours

en fonction de leur taille, leur altitude, leur composition chimique ou de certains phénomènes naturels.

4.1. Types d'aérosols

On peut classer les aérosols atmosphériques en plusieurs groupes et selon plusieurs critères allant de leurs tailles à leur composition chimique en passant par leurs processus formation et leurs origines.

Suivant leurs origines, on distingue :

- Les aérosols naturels : ceux-ci sont générés par des processus, des événements et transformations naturels sans l'action de l'homme (tempêtes de sables, éruptions volcaniques etc.). Selon l'IPCC, les aérosols naturels représentent 90% des émissions globales d'aérosols.
- Les aérosols anthropiques : ils résultent de l'action de l'homme. Il s'agit des rejets industriels, de l'activité agricole, des feux de biomasse, du transport et de la production d'énergie...

Suivant leur mode formation :

- Les aérosols primaires : ils représentent l'ensemble des particules directement émises dans l'atmosphère que ce soit par des processus naturels ou anthropiques. On peut citer l'exemple des cendres volcaniques, des cendres de feux de biomasse ou des épisodes de soulèvements de poussières... La majeure partie des aérosols primaires sont d'origine naturelle, cette fraction représente environ 90% des émissions primaires.
- Les aérosols secondaires quant à eux sont issus des transformations chimiques gaz-particule à partir des gaz émis dans l'atmosphère par des phénomènes de condensation, de nucléation, d'adsorption ou de réaction en phase aqueuse. Ces aérosols sont majoritairement (environ 80%) de source anthropique.

Suivant leurs tailles

En fonction de la taille des aérosols atmosphériques on peut les classer en trois grands groupes appelés modes, chaque mode étant caractérisée par un rayon moyen. Classiquement on définit trois modes principaux:

- Le mode fin : Ce mode caractérise les particules de rayon moyen inférieur à 0.05 μm . Il est aussi appelé mode de nucléation ou mode « d'Aitken » et est essentiellement constitué de particules issues des processus de conversion gaz-particules lors des combustions des fuels fossiles dans les feux de forêts. Ce sont donc des particules primaires qui évoluent rapidement en taille, soit par condensation de gaz à faible vapeur saturante, soit par coagulation entre elles ou avec des particules plus grosses pour atteindre un mode intermédiaire appelé mode d'accumulation (Whitby, 1978). Ce mode est le plus dominant en

nombre dans une distribution d'aérosols mais a une contribution massique et optique assez faible

- Le mode d'accumulation : Il est constitué de particules de rayon compris entre 0.05 et 1 μm . Il contient non seulement des particules secondaires formés par des processus de condensation hétérogène, par coagulation des particules du mode de nucléation mais aussi de particules primaires du mode fin des aérosols marins et minéraux. Leur durée de vie est la plus importante et de ce fait contribue notablement au bilan radiatif de l'atmosphère, à la formation des nuages ainsi l'effet sur la santé.
- Le mode grossier est constitué d'une large gamme de particules de rayon supérieur à 1 μm . Il regroupe des aérosols primaires produites mécaniquement par action du vent sur les sols (notamment dans les zones arides), des sels de mer, des émissions volcaniques et des émissions par les plantes. Ce mode est le plus dominant en masse dans une population d'aérosols mais a une durée de vie moins longue car elles sont facilement éliminées par sédimentation (chute sous l'action de la gravité). La classification modale n'est pas standard, des travaux expérimentaux et théoriques font quelques fois état de plusieurs modes à l'intérieur des classes de taille décrites, en fonction de de la nature des aérosols, de la spécificité géographique et climatique des lieux étudiés.

Selon leur composition chimique:

- Les aérosols minéraux : ils sont issus en majorité des zones arides ou semi-arides et sont formés par l'action des vents sur les sols.
- Les aérosols marins sont des particules de sels de mers issus des chocs effectuées par les eaux des océans et mers au cours de leurs mouvements et soulevés par les vents.
- Les sulfates et les nitrates sont des particules produites par des réactions chimiques dans l'atmosphère à partir des gaz qui y sont préalablement émis. Il s'agit de l'oxyde de soufre pour les sulfates et de l'oxyde d'azote pour les nitrates. Ces aérosols sont en forte concentration au-dessus des zones urbaine.
- Les aérosols carbonés sont constitués de carbone suie et de carbone organiques produits par la combustion résultant des feux de biomasse, du fonctionnement des véhicules et engins de transport ainsi que des machines industriels.

Origine de la source	Sources	Flux ($Mt.an^{-1}$)	
		Estimation moyenne	Estimations min. et max.
NATURELLES (90%)	PRIMAIRES		
	<i>Aérosols minéraux</i>	2000	1000-3000
	<i>sels de mer</i>	3000	1000-10000
	<i>Cendres volcaniques</i>	33	4-10000
	<i>Carbone organique ($> 1\mu m$ (débris, cires vasculaires...)</i>	56	26-90
	SECONDAIRES		
	<i>Sulfates biogéniques</i>	90	80-150
	<i>sulfates volcaniques</i>	21	9-50
	<i>Carbone organique (oxydation des COV biogéniques)</i>	16	8-40
	<i>Nitrates</i>	4	2-8
	<i>TOTAL</i>	5220	2130-23340
ANTHROPIQUES (10%)	PRIMAIRES		
	<i>Carbone organique (0-2 μm)</i>		
	<i>Feux de végétation</i>	54	45-80
	<i>combustion fuel fossile</i>	28	10-30
	<i>carbone élémentaire (0-2 μm)</i>		
	<i>Feux de végétation</i>	5,7	5-9
	<i>combustion fuel fossile</i>	6,6	6-8
	<i>Poussières industrielles</i>	100	40-130
	SECONDAIRES		
	<i>Sulfates</i>	120	70-120
	<i>Nitrates</i>	14	10-20
	<i>Carbone organique (oxydation des COV anthropiques)</i>	1	0,5-2
	<i>TOTAL</i>	330	250-660

Tableau 1.1 Flux d'émission de particules d'aérosols en masse ($Mt an^{-1}$) (Delmas et al. 2005)

4.2. Impact des aérosols

Les aérosols jouent un important rôle dans la le système climatique global et constituent une variable clé dans la prévision météorologique. En fonction de leurs propriétés microphysiques et optiques ils

ont un impact sur le rayonnement solaire et tellurique lors de sa traversée dans l'atmosphère, cela se traduit par un forçage radiatif soit positif ou réchauffement soit négatif ou refroidissement. Ils affectent par leur composition chimique la qualité de l'air dans notre environnement vital et ont un effet sur la prépondérance spatiale et temporelle de certaines maladies. C'est l'exemple des maladies respiratoires, de certains cancers et du cas typique de la méningite qui se répand en Afrique à des périodes précises.

4.2.1. Impact sur la santé

Selon leur taille et leur composition chimique, les aérosols agissent différemment sur l'organisme humain. Leurs effets sur la santé sont donc fonction de ces principaux paramètres. Ainsi, les grosses particules (diamètre supérieur à $10\mu\text{m}$), principalement d'origine naturelle sont arrêtées au niveau du nez ou sont avalées. Ils ont donc un faible impact sur la santé. L'évaluation de leurs émissions et leur concentration paraît moins utile pour la protection de la santé (MIRA, 2007). Les particules plus fines pénètrent quant à elles plus ou moins profondément dans le système respiratoire selon leur taille. Il s'agit notamment des particules PM 10 et PM 2.5.

Les particules de la fraction $< 2.5\ \mu\text{m}$ peuvent pénétrer profondément et les plus petites d'entre elles peuvent être acheminées jusque dans les alvéoles pulmonaires. A ce niveau, il y a passage de substances toxiques et dangereuses vers la circulation sanguine. C'est pourquoi les fractions PM 2.5 sont dites thoraciques et les fractions PM 1, alvéolaires. Ils sont responsables de l'irritation des voies respiratoires, de l'altération de la fonction respiratoire surtout chez l'enfant et les personnes âgées, de l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des crises d'asthmes chez les sujets asthmatiques, de problèmes cardio-vasculaires, de l'augmentation des décès prématurés et d'une diminution de l'espérance de vie. De nombreuses études épidémiologiques basées sur la surveillance des concentrations des particules ont été menées surtout en Europe et ont abouti à l'entrée en vigueur de directives quant à l'obligation de suivi de la concentration des particules PM 2.5 dans l'air ambiant et à la fixation de normes. On peut citer l'exemple de la directive 2008/50/CE du 21 Mai 2008 fixant la valeur limite des particules PM 2.5 à $25\mu\text{g}/\text{m}^3$ et des particules PM 10 à $50\ \mu\text{g}/\text{m}^3$.

the respiratory tract: inhalable, thoracic, respirable and UFP

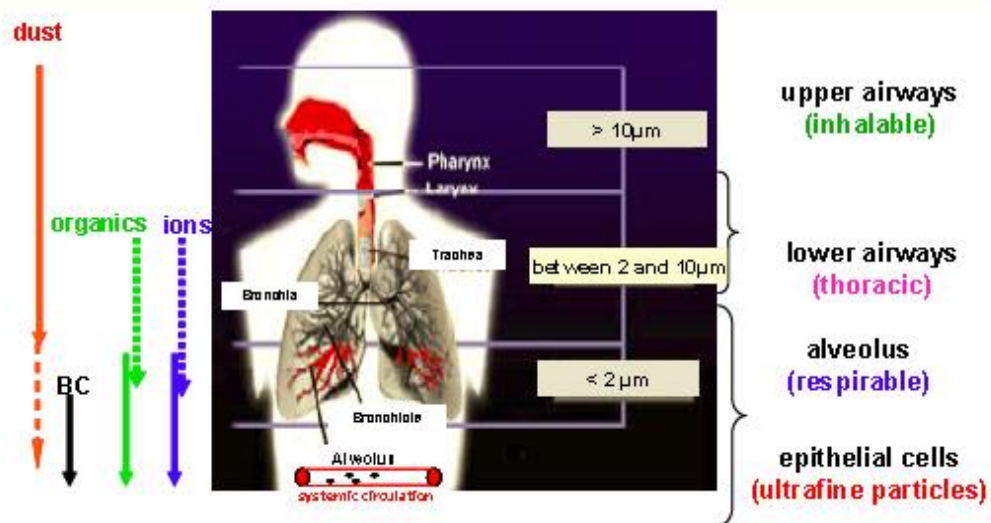


Figure 1. 11 : Incursion des particules d'aérosols dans l'appareil respiratoire humain en fonction de leur taille.

4.2.2. Impact sur le climat

Au plan climatique, l'impact des aérosols peut se résumer aux impacts directs, semi-directs et indirects.

4.2.2.1. Impact direct

L'impact direct des aérosols se traduit par l'atténuation ou l'intensification directe du rayonnement solaire ou tellurique par diffusion ou absorption (Figure 1.11). La diffusion ou l'absorption est tributaire des propriétés physiques et optiques de l'aérosol, de sa composition chimique et de la longueur d'onde du rayonnement.

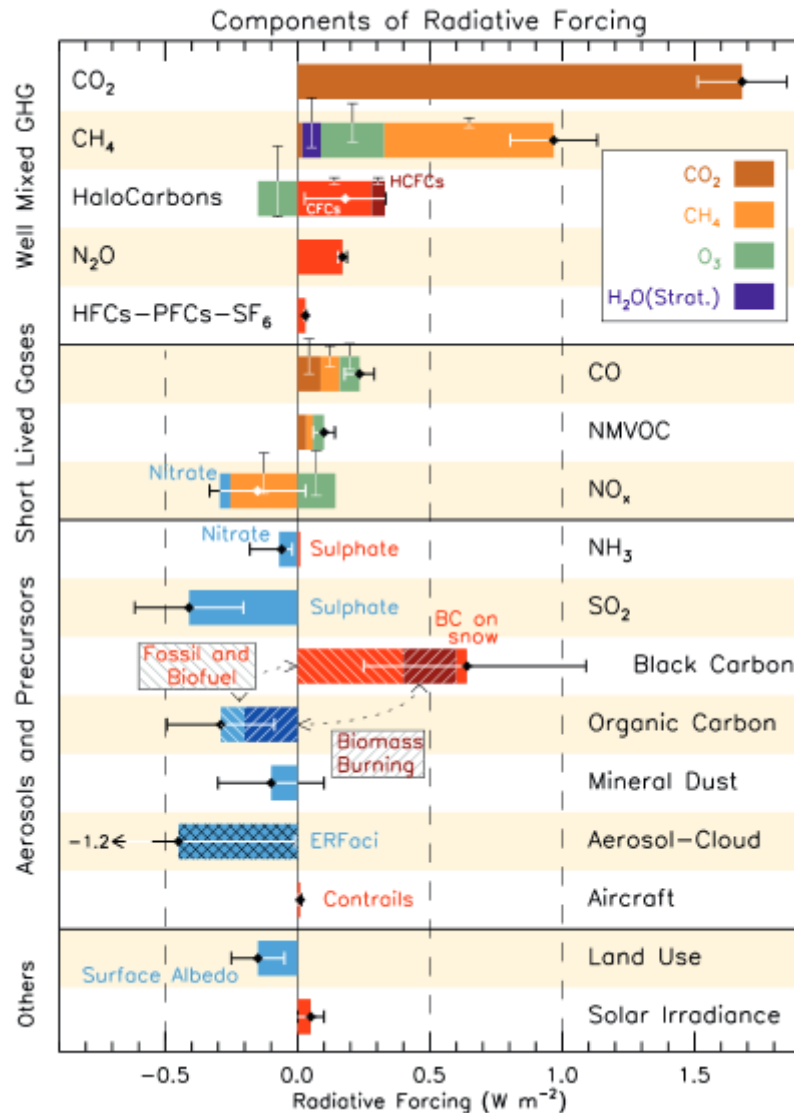


Figure 1.12 Impact radiatif des principaux gaz à effet de serre et aérosols (IPCC, rapport 2014)

La figure 1.12 montre bien l'importance du forçage radiatif produit par les gaz à effet de serre et autres polluants atmosphériques. Malgré leurs effets qui atteignent des proportions inquiétantes, la température de la terre est maintenue à nos jours à des échelles où la vie humaine est encore possible. Cette situation montre le rôle joué par les aérosols minéraux dans l'équilibre thermique de la planète.

La rétrodiffusion dans l'espace du rayonnement solaire entraîne une nette diminution de l'énergie incidente à la surface, ce qui conduit à un forçage négatif d'environ 25 à 50% (IPCC, 2007 ; Kiehl et Briegleb, 1993). Quant à l'absorption, elle provoque un réchauffement global de l'atmosphère en particulier pour les grandes longueurs d'onde. En effet elle tend à diminuer l'albédo planétaire et induit ainsi un forçage positif (Haywood et Boucher, 2000).

4.2.2.2 Impact semi-direct

Par leur caractère absorbant notamment pour les spectres de l'ultraviolet et du visible, certains aérosols provoquent le réchauffement de la troposphère avec pour conséquence, la modification du profil de la température et d'humidité impactant ainsi sur l'équilibre vertical de l'atmosphère (Léon et al. 2002). Cet effet de réchauffement peut inhiber le processus de formation des nuages ou favoriser leur évaporation (Hansen et al. 1997). L'effet semi-direct est à l'origine d'un forçage positif important pouvant même compenser 60% de effets direct des aérosols (Ramanathan et al., 2001b).

4.2.2.3 Impact indirect

Cet impact est surtout dû aux aérosols hydrophiles tels que les sulfates, les nitrates, les chlorures... qui peuvent servir de noyaux de condensation aboutissant à la formation des nuages. Par leur présence plus ou moins grande, ils influent sur les propriétés optiques des nuages, la taille et le nombre de gouttelettes d'eau qu'ils contiennent. Ils entraînent ainsi une modification de tout le cycle hydrologique (Rosenfeld, 1999).

Le premier effet indirect « effet *Twomey* » est l'augmentation du nombre de gouttelettes dans les nuages et une diminution de leurs tailles. Ce changement de microstructure rend les nuages plus diffusants aux courtes longueurs d'onde c'est-à-dire aux rayonnements solaires et augmente ainsi leur albédo (Twomey, 1974, 1977 ; Coackley et al. 1987 ; Kim and Cess, 1993) (Figure 1.13). C'est l'exemple de l'interaction entre un cirrus et les particules de carbone de suie émises par les avions.

Le second effet indirect « effet d'*Albrecht* » se manifeste dans l'efficacité de précipitation des nuages. Cela se traduit par une diminution de la fréquence des événements pluvieux (Rosenfeld et al., 2002), de la teneur en eau et l'épaisseur des nuages (Pincus et Baker, 1994), et une augmentation de la durée de vie des nuages (Albrecht, 1989).

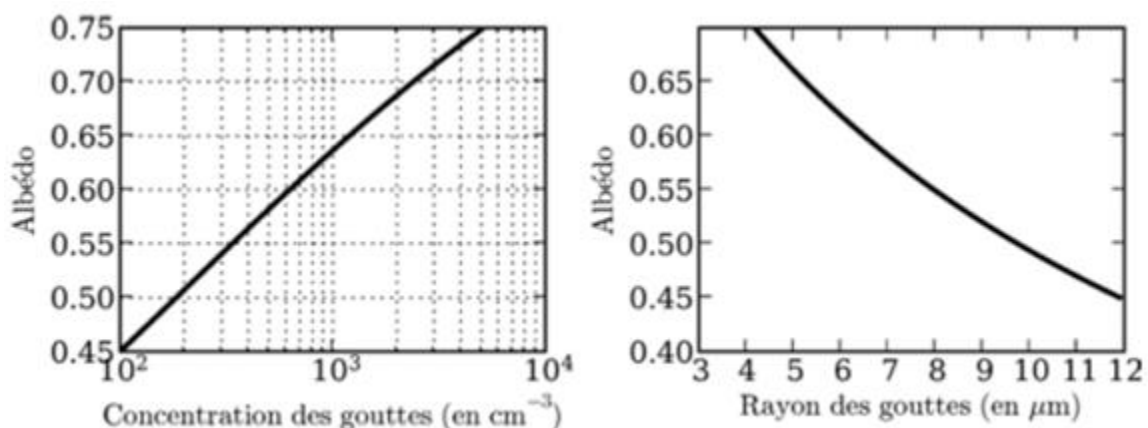


Figure 1. 13 Evolution de l'albédo d'un nuage en fonction de la densité en nombre et du rayon effectif des gouttes (distribution mono dispersée) (Sportisse, 2008)

Ces deux effets indirects augmentent la réflexion du rayonnement solaire vers l'espace et induisent un forçage radiatif négatif.

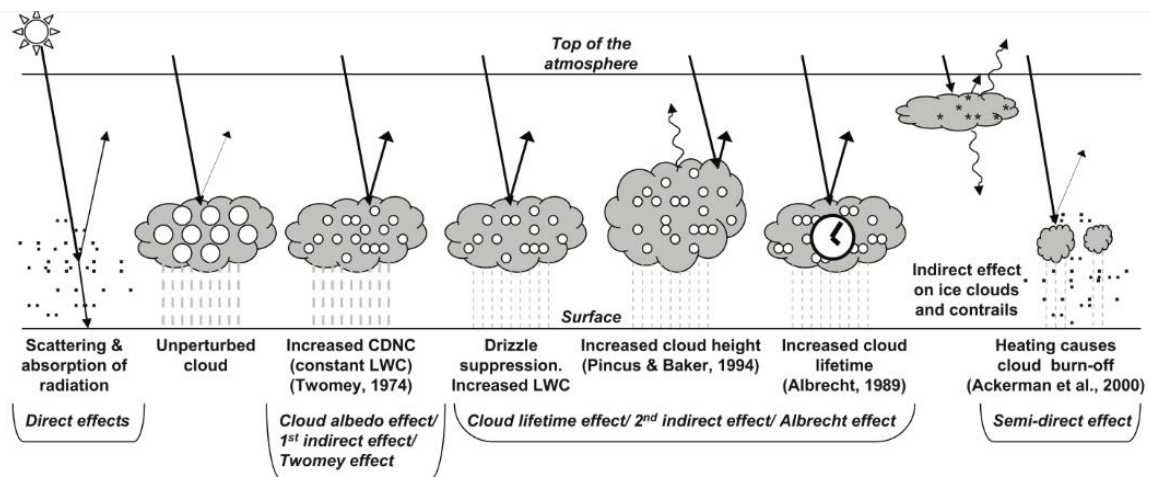


Figure 1. 14 Schématisation de l'effet direct et indirect des aérosols (IPCC, 2001)

5. Les aérosols en Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest, les aérosols émis sont de deux principales sources (AMMA, 2002). Il s'agit essentiellement des aérosols de combustion issus des feux de biomasse, des biofuels et des combustibles fossiles et des aérosols dits désertiques émis par les zones désertiques du Sahara et du sahel.

5.1. Les aérosols de combustion

L'émission des aérosols de combustion résulte des réactions de combustion incomplètes. Contrairement aux combustions complètes qui transforment le carbone en dioxyde de carbone (CO_2), les combustions incomplètes conduisent à l'émission de particules dites primaires telles que les carbones suies (black carbon « BC ») et le carbone organique primaire (OCp), les polluants gazeux tels que le monoxyde de carbone (CO) et des composés organiques volatiles (COV). Par photochimie, ces COV peuvent donner lieu à la formation de particules organiques dites secondaires (SOA).

Des chercheurs récemment ont montré que les émissions anthropiques en Afrique contribuent de façon importante à la pollution atmosphérique. A partir des cartes de pollution établies en 2005, ils ont montré que la plupart des modèles climatiques (notamment ceux sur lesquels s'appuient le GIEC) sous estiment les émissions polluantes africaines qui pourraient à l'horizon 2030 contribuer pour 20 à 55% des émissions globales anthropiques des polluants gazeux ou particulaires (Liou et al, 2014). Les principales sources d'émission d'aérosols de combustion en Afrique sont :

- Les feux de biomasse : Ce sont essentiellement les feux de végétation liés aux pratiques culturelles, à l'élevage, à l'agriculture, la déforestation.
- Le biofuels : ils résultent de la combustion du charbon de bois, du bois, des résidus agricoles des déchets d'animaux pour des fins d'usage domestique ou industriel.

- Les combustibles fossiles, issus de l'utilisation des énergies de sources fossiles telles que l'essence, le diesel, les fiouls... dans divers secteurs d'activités (le trafic routier, les industries, l'usage domestique)

5.1.1. Les feux de biomasse

L'Afrique apporte une contribution importante dans les émissions globales liées aux feux de biomasse. Ces combustions anthropiques génèrent environ 46% des émissions de carbone suie et 55% des émissions de carbone organique primaire à l'échelle mondiale (C. Lioussé et al. 1996). En 1992, Calabri and Cisela ont montré que sur 750 millions d'hectares de végétation brûlées chaque année dans le monde, l'Afrique contribue pour près de la moitié contre environ 12 à 13 millions aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord. Les estimations des émissions dans ces cas de figure comportent de nombreuses incertitudes, car les facteurs d'émission dépendent de la nature même de la combustion ainsi que du type de végétation brûlé, donc varient d'un lieu à un autre. Le tableau 1.2 donne quelques estimations du carbone suie et du carbone organique émis en Afrique et dans le monde par les feux de biomasse.

	BC (en Tg/an)	Ocp (en Tg/an)	Ratio BC/Ocp
Bond et al. (2004)	3,3 (1,47)	25,01 (10,50)	0,13 (0,14)
AMMABB (Lioussé et al., 2010)	3,6 (2,3)	27,2 (16,8)	0,13 (0,14)
Ito and Penner (2005)	5,4	34,6*	0,16
Genereso et al. (2003)	3,4	22,3*	0,15
Van der Werf et al. (2006)	2,3	18,5	0,12

*Ces valeurs sont recalculées avec la relation $OM=OCp*1.3$ (Lioussé et al., 1996)

Tableau 1.2 Emissions de carbone suie (BC) et de carbone organique primaire (OCp) par les feux de biomasse à l'échelle globale et en Afrique (valeurs entre parenthèses) en 2000

5.1.2. Les combustibles fossiles et biofuels

Les émissions de carbone suie et de carbone organique primaire émis par l'usage de biofuels et des combustibles fossiles en Afrique sont mal renseignés car ces estimations ne figurent que dans des modèles d'estimation globale. Des estimations régionales sont quasi inexistantes pour la zone Afrique. Les estimations qui existent utilisent une approche basée sur la consommation en combustibles fossiles et biofuels avec les facteurs d'émission standard correspondant (Assamoi, 2011). Cependant, ces estimations sont très dépendantes de la technologie utilisée (véhicules 2 roues ou 4 roues), du secteur d'activité (industrie, transport..), de la qualité des installations ou des engins... Elles varient donc d'une région à une autre (Junker et Lioussé, 2008 ; Bond et al. 2004), Tableau 1.3. Quelques estimations des émissions de carbone suie et de carbone organique primaires liées à l'usage des combustibles fossiles et des biofuels dans le globe et en Afrique sont présentées dans le tableau suivant :

	BC (en Tg/an)	Ocp (en Tg/an)	Ratio BC/Ocp
Bond et al. (2004)	4,6 (0,48)	8,86 (1,49)	0,52 (0,32)
AMMABB (Lioussse et al., 2010)	4,8 (0,64)	6,3 (1,08)	0,76 (0,59)

Tableau 1.3 Emission de carbone suie et de carbone organique primaire par combustion de combustibles fossiles et de biofuels à l'échelle du globe et en Afrique (entre parenthèses) en 2000

5.2. Les aérosols désertiques

Ce sont des aérosols minéraux émis dans l'atmosphère sous forme particulaire par action du vent sur les surfaces des zones arides ou semi-arides. Selon de nombreuses estimations, les aérosols désertiques constituent la première source en masse d'aérosols naturels émis à l'échelle globale. On évalue à une valeur comprise entre 1000 et 3000 Tg par an, la quantité d'aérosols désertiques (*D'Almeida, 1986 ; Tegen et Fun, 1994 ; Mahowald et al. 1999 ; Tegen et al., 2004*), ce qui représente environ 40% des émissions totales d'aérosols (*Andreae, 1985 ; Ramanathan, 2001 ; IPCC, 2001*).

En Afrique, le Sahara et le sahel est la première source mondiale de production des aérosols désertiques. En effet, le Sahara avec une superficie d'environ 8.5 millions de km² (*Laurent, 2005*) est le plus grand désert de la terre. Les émissions annuelles de cette source sont estimées entre 400 et 700 Mt (*Schutz et al., 1981 ; D'Almeida, 1987 ; Swap et al., 1992 ; Laurent 2008*). Le tableau 1.4 récapitule quelques valeurs d'émissions calculées à l'aide de différents modèles (extrait *Bou Karam, 2008*) :

Références	Emissions depuis l'Afrique au Nord de l'équateur (Tg/an)	Emissions globales (Tg/an)
Schütz et al. (1980, 1981)	260	5000
D'Almeida (1986)	630-710	1800-2000
Luo et al.(2003)	1114	1650
Miller et al. (2004)	479-589	1018
Ginoux et al. (2004)	1430	2073
Andreae (1996)		1500
Penner et al. (2001)		2150
Duce (1995)		1000-2000
Tegen and Fung (1995)		1222
Andreae (1996)		1500
Mahowald et al. (1999)		3000
Werner et al. (2002)		1060
Tegen et al. (2002)		100
Zender et al. (2003)		1500
Tegen et al. (2004)		1921

Jickells et al. (2005)		1790
Martcorena et Bergametti (1996)	586-665	
Prospero (1996)	170	
Swap et al. (1996)	130-460	
Callot et al. (2000)	760	
Ozer (2001)	1600	
Kaufman et al. (2005)	240	
Laurent et al. (2008)	580-760	

Tableau 1.4 Récapitulatif des estimations des émissions d'aérosols désertiques globales et depuis l'Afrique au Nord de l'Equateur en moyenne annuelle (compilation faite à partir des études de Goudie et Middleton (2001), Zender et al. (2004) et Mahowald et al. (2005))

5.2.1. L'émission des aérosols désertiques

5.2.1.1. Les conditions d'émissions

Le soulèvement des aérosols désertiques n'est possible que lorsque certaines conditions sont satisfaites :

- Il faut la présence de matière érodable en quantité suffisante à la surface du sol. *Bou Karam*, 2008, a montré que la formation des sols érodables est fonction de plusieurs paramètres géologiques, topologiques, biologiques et climatiques et fait appel à plusieurs processus. On peut citer parmi ces processus, l'érosion hydrique qui entraîne un dépôt des particules balayées sur les terres jusque dans les lacs et les fond marins (exemple les lacs asséchés du Sahara), l'abrasion éolienne, la désagrégation des roches, des processus biologiques (exemple l'expansion des racines des arbres au sol), des réactions chimiques (exemple réactions avec l'eau, les acides minéraux ou organiques). Les sols argileux du sahel et les grandes étendues de dunes sablonneuses du Sahara qui s'étendent sur la Mauritanie, l'Algérie, le Mali, le Niger, la Lybie, l'Egypte et le Soudan, constituent des réservoir importants de matières érodables pouvant être soulevées à travers l'Afrique de l'Ouest.
- Il faut la présence de vents dont l'énergie est suffisante pour vaincre les forces de cohésion interparticulaires, les forces de gravité et les forces capillaires. Cette dernière force s'ajoute en cas d'humidité des sols qui empêche les particules d'être mobilisées. De façon générale, l'écoulement de l'air sur la couche limite de surface est turbulent (Le nombre de *Reynolds* est de l'ordre de 10^9). Le profil de vitesse observé à une hauteur z au-dessus des aspérités du sol est logarithmique et est donnée par la relation (*Priestley*, 1959) :

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1.24)$$

où $u(z)$ est la composante horizontale moyenne du vecteur vitesse (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), u^* la vitesse de friction de l'écoulement, k la constante de *Von Karman* ($k=0.4$) et Z_0 la hauteur de rugosité aérodynamique (en m).

u^* peut être considéré comme une mesure de la contrainte tangentielle τ exercée par l'écoulement atmosphérique sur le sol (Figure 1.15) $u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}}$

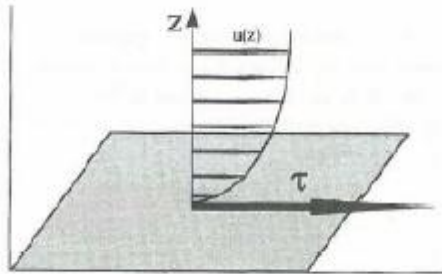


Figure 1.15 Représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle τ exercée par l'écoulement sur le sol (Alfaro, 1997). Le profil du vent est représenté par la quantité $u(z)$, composante horizontale de la vitesse du vent, qui est fonction de z

Pour qu'une particule soit soulevée, il faut que la vitesse de friction soit supérieure à une vitesse de friction seuil u_t^* , grandeur déterminée pour chaque type de sol (Tableau 1.5) et dépendant du diamètre des particules (en supposant que les particules sont sphériques), de la végétation, de l'humidité, de la teneur en argile etc.

Nature du sol	U_t (m.s ⁻¹)
Dunes de sable fin à moyen (erg)	5-8
sable avec zones caillouteuses	10
désert plat	10-13
dépression salines (chott) et plaines argileuses (dafas)	15-18
désert de cailloux (reg)	20

Tableau 1.5 Seuil de vent moyen de surface suivant différents types de rugosités du sol estimé pour une atmosphère neutre. D'après COMET <http://www.meted.ucar.edu/>

Des expériences en soufflerie et des mesures in situ montrent qu'en fonction de la taille des particules, différents processus sont constatés :

- Les particules très grosses (>1000 μ m) ne peuvent pas être soulevées. Elles sont déplacées par le vent, roulent, subissent des chocs et s'éclatent en de particules plus fines (Figure 1.16) : c'est le phénomène de reptation (Pye 1987, Shao and Lu, 2000)
- Les particules de diamètre compris entre 70 et 500 μ m sont soulevées mais retombent sous l'effet de leur poids : c'est le phénomène de saltation. En retombant, certaines de ces particules peuvent avoir une énergie cinétique suffisamment grande pour être désagrégées

en de plus petites particules (Figure 1.17). C'est la corrasion ou « sandblasting » (Gillette 1978)

- Les particules entre 20 et 70 μm sont injectées dans l'atmosphère mais se déposent rapidement non loin des zones sources.
- Enfin les particules <20 μm restent en suspension dans l'atmosphère pendant longtemps et sont transportées sur de grandes distances. Elles constituent le corps des tempêtes de sables (Nickling and Wolfe 1994 ; Duce, 1995)

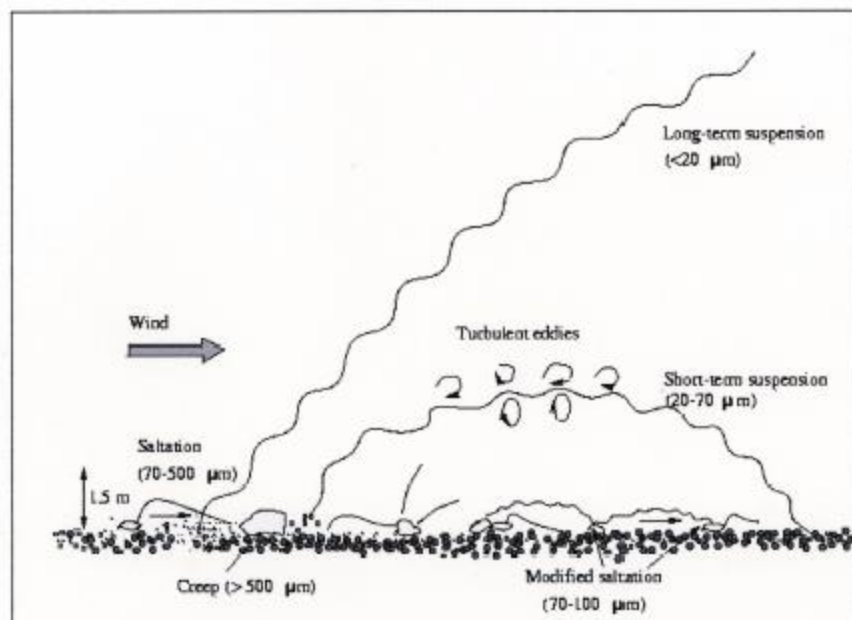


Figure 1. 16 Mouvements des grains du sol sous l'action du vent en fonction de leur diamètre

(Shao and Lu, 2000)

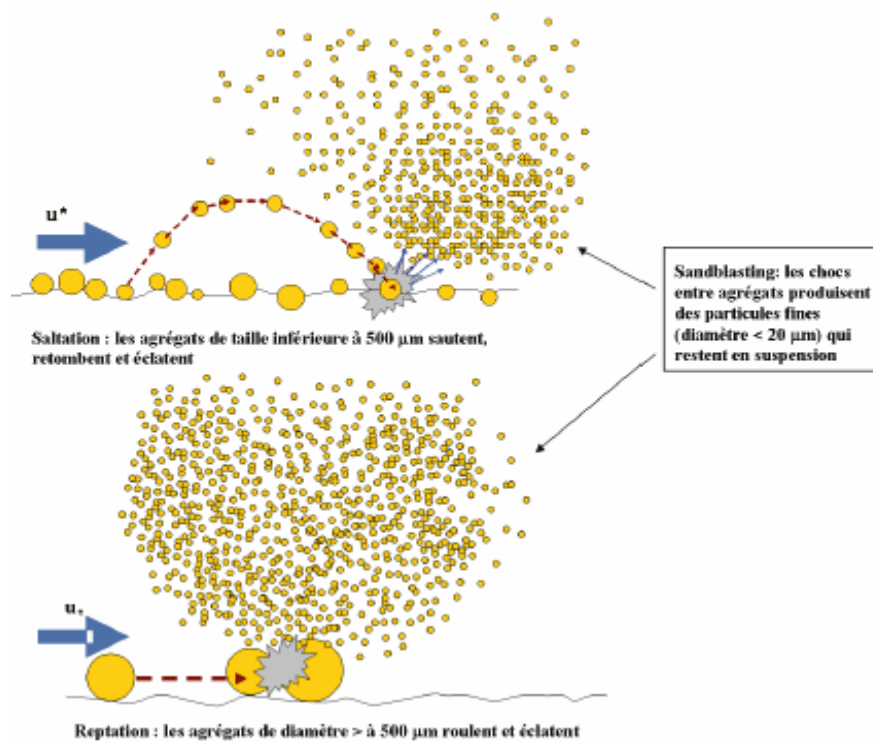


Figure 1. 17 Illustration du processus de sandblasting

5.2.1.2. Les principales zones sources d'émission en Afrique

Bien que la zone couvrant le sahel et le Sahara soit reconnue comme principale source d'émission des aérosols désertiques en Afrique et dans le monde, le processus n'est pas homogène sur toute cette étendue de spatiale. Des observations satellitaires ont montré que les émissions sont localisées en des zones particulièrement actives appelées « hot spots » (*Herman et al., 1997*). Les travaux de *Engelstaedler et al.* en 2006 ont montré que la majorité des « hot spots » de la planète sont localisés en Afrique au nord de l'équateur. C'est ce que montre la figure 1.18 qui présente une distribution de 131 « hot spots » à partir des observations de TOMS.

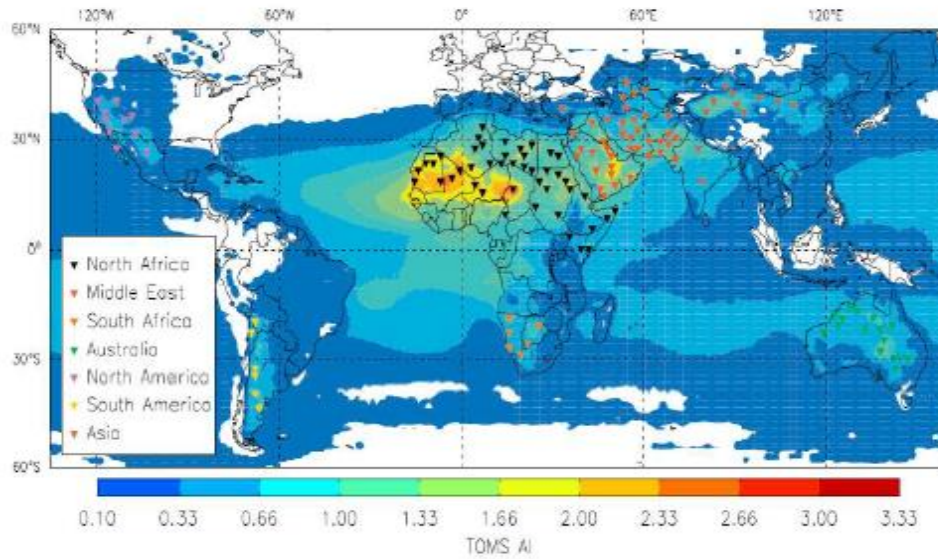


Figure 1. 18 La localisation de 131 'hot spots' à partir de la moyenne sur 1984-1990 de l'Aerosol Index (AI) issu des observations spatiales de TOMS (Engelstaedter et Washington, 2007b)

Par ailleurs, de nombreuses études comme celles de *Brooks et Legrand, 2000* à partir de l'Infrared Difference Dust Index (IDDI) de l'imageur infrarouge de METEOSAT, de *Prospero et al. 2002*, de *Engelstraedter et al, 2006* basée sur l'Aerosol Index de TOMS (Figure 1.19) sont en accord sur l'identification de 4 principales zones sources d'émissions en Afrique que sont :

- La zone de dépression de Bodélé
- La zone d'Afrique de l'Ouest couvrant le nord de la Mauritanie, du Mali et le sud de l'Algérie
- Le désert Nubien entre le nord du Soudan et le sud de l'Egypte,
- Le désert Lybien entre le nord du Niger et le sud de la Lybie

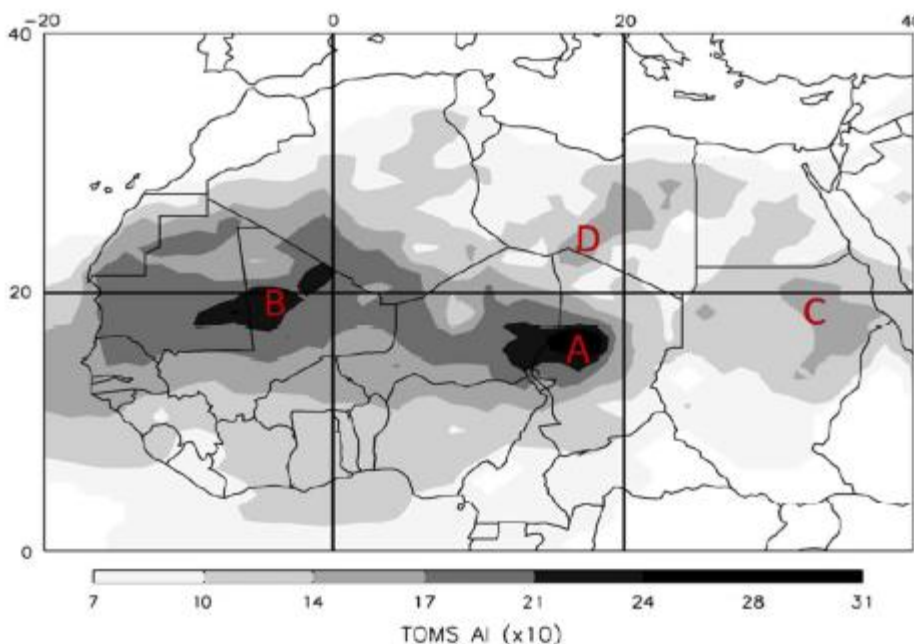


Figure 1. 19 Moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 de l'AI de TOMS (x10) illustrant les principales zones sources de l'Afrique du Nord : (A) Bodelé ; (B) Afrique de l'Ouest ; (C) désert Nubien et (D) désert Libyen d'après Engelstaedter et al. (2006)

5.2.2. Le transport des aérosols

Une fois soulevés, les particules d'aérosols peuvent être déplacées verticalement dans les moyennes ou hautes couches troposphériques, déposées près des sources ou être transportées horizontalement sur des distances plus ou moins longues avant d'être déposées après un séjour allant de quelques minutes à plusieurs jours dans l'atmosphère. Chacun de ces scénarios est fonction des propriétés physiques des particules, des phénomènes météorologiques ou dynamiques (turbulences, brises thermiques, limites frontales etc.).

5.2.2.1. Le transport vertical

En Afrique de l'Ouest, plusieurs configurations ont été observées et peuvent être présentées de la façon suivante (Kocha, 2011) :

- Les aérosols récemment soulevés restent proches de la surface près des zones sources au-dessus du sahel, ils se positionnent en général au-dessous de 2km (Osbonne et al. 2005).
- Les aérosols peuvent ensuite être soulevés verticalement par convection sèche au niveau des dépressions thermiques ou topographiques (Yoshioka et al. 2005), ils forment alors une couche à l'intérieur de la couche limite saharienne. On observe alors trois couches distinctes : une couche d'air clair de la surface au sommet de la couche limite, une couche de poussières désertiques et au-dessus une couche d'air clair à nouveau (Flammant et al. 2007). Notons que les phénomènes de saut hydrauliques liés à l'orographie (présence du Hoggar) peuvent entraîner une élévation des poussières pouvant donner une configuration simultanée: une couche de poussières fraîchement soulevée entre 0 et 1km, une couche advectée entre 1,5km et 4km (Cuesta et al. 2010).
- Le transport vertical peut être lié au cycle diurne de la convection sèche. La turbulence induite par l'instabilité thermique de l'après-midi conduit à un mélange homogène des différentes couches. Ainsi des couches d'aérosols désertiques allant du sol jusqu'à 6 km peuvent être observées au niveau de la dépression thermique (Gamo 1996).
- A la rencontre du flux de mousson, l'air saharien chargé de poussières peut être soulevé et donner aussi lieu à trois couches différentes au point de vue thermodynamique : une couche humide du flux de mousson, une couche laminaire d'air saharien riche en poussières et enfin une couche d'air clair au-dessus de 500 hPa environ.
- Les aérosols désertiques peuvent aussi être soulevés dans les nuages convectifs et peuvent atteindre la troposphère supérieure (>16km) avec une concentration d'environ 6 particules par centimètre cube (Tulet et al. 2010)

5.2.2.2. Le transport horizontal

Les aérosols émis depuis le sahel et le désert saharien sont transportés suivant trois directions préférentielles (Figure 1.20):

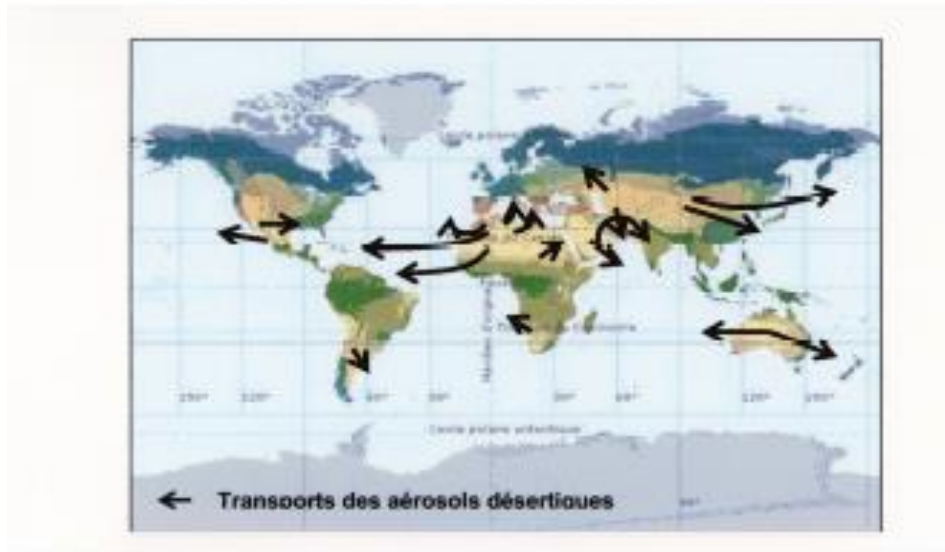


Figure 1. 20 Principales trajectoires du transport des aérosols minéraux, d'après Meigs (1953) Coudé-Gaussen (1984)

- **Le transport transatlantique**

Ce transport en direction de l'atlantique est gouverné en majorité par le flux d'harmattan en Afrique de l'Ouest suivant deux trajectoires principales :

- Vers le sud : selon *D'Almeida* (1986), environ 60% les aérosols sahariens sont transportés vers le golfe de Guinée. D'autres études ont montré que ces particules peuvent atteindre le sud de l'Amérique (*Carlson*, 1969 ; *Prospero* et al. 1981 ; *Swap* et al. 1992 ; *Kaufman* et al. 2005 ; *Ben-Ami* et al. 2010)
- 28% des poussières sahariens sont transportés vers l'Ouest en direction de l'atlantique (*D'Almeida*, 1986) et peuvent atteindre les Antilles (*Prospero* et al. 1970 ; *Prospero* et *Nees* 1977). Le flux de mousson et l'activité cyclonique occasionnent ce transport à des altitudes plus élevées qu'en hiver

- **Le transport méditerranéen**

Une fraction des poussières désertiques est transportée vers la méditerranée, entraînée par les basses pressions au-dessus de la méditerranée et l'activité cyclonique au nord de l'Afrique entre Mars et Août. Cette fraction est estimée à 12% selon *D'Almeida* (1986). Ces poussières atteignent souvent l'Europe (*Ansmann* et al. 2003 ; *Vukmirovic* et al. 2003 ; *Lyamani* et al. 2005) et même la Scandinavie (*Franzén* et al. 1994).

- **Le transport vers le moyen Orient**

De la source du Sahara oriental, des panaches d'aérosols sont transportés de Mars à Novembre vers la péninsule Arabique. Ils atteignent parfois le Japon et l'Asie du sud (*Alpert* and *Ganor*, 2001 ; *Tanaka* et al. 2005).

Les différentes trajectoires identifiées sont confirmées par l'évolution sur une année entière les moyennes des épaisseurs optiques (Figure 1.21)

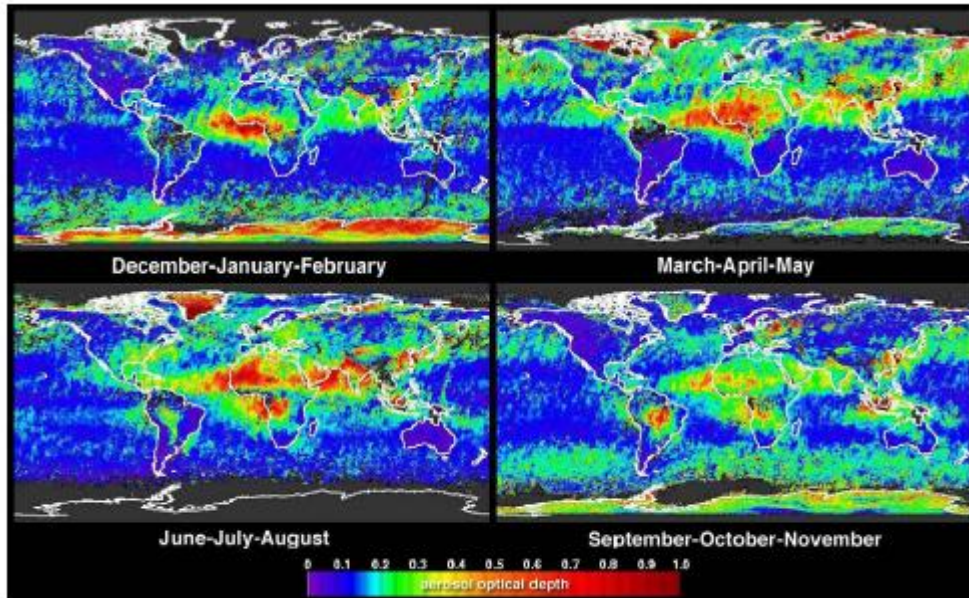


Figure 1. 21 Epaisseur optique estimée par MODIS, moyenné par trimestre à 550nm

5.2.3. Le dépôt

Le dépôt des particules d'aérosols sur les surfaces océaniques ou continentales s'effectue de deux principales manières : le dépôt sec et le dépôt humide

- Le dépôt sec est effectué en général par l'effet de gravité ou par l'impaction sur les reliefs.
- Les dépôts humides s'effectuent par incorporation des particules dans les nuages (washout) ou par lessivage des particules par la pluie (rainout).

Le dépôt d'une particule d'aérosol dépend fortement des forces qui lui sont appliquées ainsi que des paramètres liés à son mouvement et à son environnement. Il s'agit des forces de gravitation, des tourbillons turbulents, de l'impaction, de la diffusion brownienne, de l'interception, des phénomènes de rebonds etc.

De façon générale, la vitesse de chute d'une particule dans un fluide est donnée par l'équation de Stokes ci-dessous :

$$V_{ch} = \frac{\rho D^2 g}{18\eta} \quad (1.25)$$

Avec V_{ch} : vitesse de chute (m/s)

ρ : masse volumique de la particule (kg/m^3)

η : viscosité dynamique de l'air

D : diamètre de la particule

g : accélération de la gravité (m/s^2)

Il apparaît clairement dans cette équation que les particules les plus petites ont des vitesses de chute les plus faibles. Les particules de très petite taille, ayant des diamètres de l'ordre de 0.1 à quelques μm sont majoritairement déposées par voie humide. Les particules de diamètre supérieur à 20 μm se déposent rapidement à proximité des sources.

5.2.4. La composition chimique de l'aérosol désertique sahélien

La composition chimique des aérosols désertiques est directement liée à la composition des sols de la zone source. Des mesures chimiques effectuées sur diverses régions montrent qu'il existe des différences d'une source à une autre. Cependant des études effectuées en Afrique, en Inde et en Chine ont montré que les aérosols désertiques sont constitués dans des proportions différentes selon la source d'aluminosilicates (le quartz, les argiles telles que la kaolinite, l'Illite, les Chlorites ..., les feldspaths), d'oxyde de fer, d'hydroxydes (de fer, d'aluminium, de titane), et des évaporites (calcite, dolomite, gypse) (K. Desboeufs, 2010).

Dans la zone sahélienne, des observations mettent en évidence la présence majoritaire d'argiles dans l'aérosol atmosphérique (Marticorena et al. 1997 ; Coquineau et al., 2002). Ces résultats ont été corroborés par une analyse minéralogique effectuée durant la campagne de Février 1998 sur le site de Banizoumbou au Niger qui fait état d'une concentration élevée en argiles en nombre de particules : 61.9% d'argile en état pur, 30.5% d'agrégats constitués d'un mélange de différents argiles, de quartz, d'oxydes de fer et de titane et d'autres minéraux en faible quantité (Ovidiu, 2003). Bien que la composition minéralogique puisse varier d'un jour à l'autre ou d'un lieu à l'autre, certaines études proposent une composition caractéristique de l'aérosol sahélien sur la base des études de Caquineau en 1997 dans la région de Niamey (Tableau 1.6). Les proportions massiques sont présentées dans le tableau ci-dessous :

	Kaolinite (K)	Illite (I)	Quartz (Q)
Proportions en masse (%)	71,6	9,1	19,3

Tableau 1.6 Composition minéralogique de l'aérosol sahélien (Caquineau et al., 1997)

Conclusion

La position géographique de l'Afrique de l'Ouest à proximité du plus grand désert de la terre et la dynamique de son climat fait d'elle un sujet intéressant d'étude quant à l'importance de sa contribution dans la masse globale d'aérosols en suspension dans l'atmosphère ainsi que de l'impact de cette contribution sur l'évolution du cycle climatique à l'échelle régionale et globale. Des études réalisées ont apporté des éclairages certains mais des aspects de cette importante machine du système climatique reste encore à être élucidées. Par exemple la caractérisation optique et microphysique des aérosols ainsi leurs propriétés radiatives restent encore des sujets à approfondir pour une meilleure prise en compte dans les modèles.

CHAPITRE 2 : PROPRIETES DES AEROSOLS, ETAT DES LIEUX EN AFRIQUE

Introduction

La caractérisation optique d'une population d'aérosols est déduite de l'interaction entre une particule d'aérosol et le rayonnement. Cette interaction est fonction de la nature même du rayonnement, de la composition chimique et de la taille de la particule. Les inversions récentes des propriétés optiques (Dubovik et al. 2000, 2002, 2004, 2006) font appel à la composante polarisée du signal électromagnétique, c'est pourquoi il est important de faire un bref rappel des principales caractéristiques du signal électromagnétique, de décrire les théories électromagnétiques de la diffusion qui servent de bases mathématiques aux algorithmes d'inversion avant de présenter les propriétés optiques et microphysiques en précisant les résultats de celles qui ont fait l'objet de travaux dans la région Ouest Africaine.

1. Nature du rayonnement électromagnétique

Le rayonnement solaire se comporte comme une onde électromagnétique que l'on peut résumer à un champ électrique et un champ magnétique oscillant à la même fréquence. Ces deux champs se propagent perpendiculairement l'un par rapport à l'autre à la même vitesse (Figure 2.1), vitesse qui dépend du milieu considéré. Dans le vide, cette vitesse vaut 3.10^8m.s^{-1} .

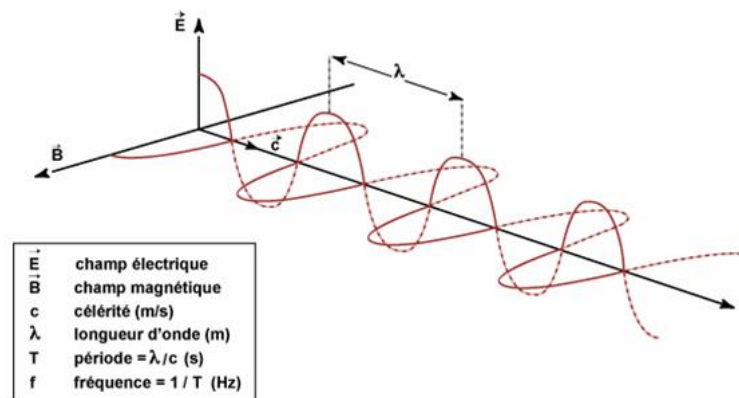


Figure 2. 1. : Représentation des champs électriques et magnétiques d'une onde électromagnétique

Le spectre électromagnétique, représentant la répartition des ondes en fonction de leur longueur d'onde se présente selon le schéma 2.1

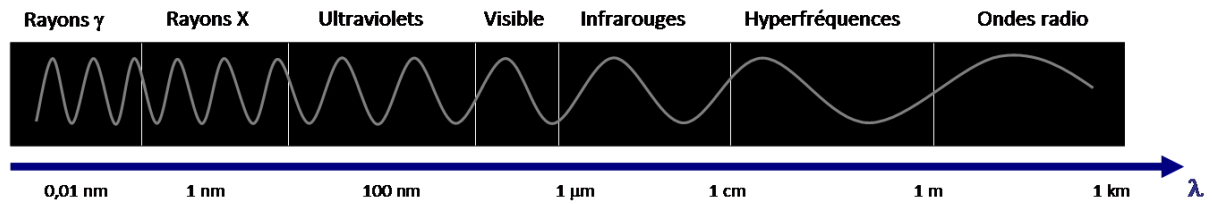


Schéma 2.1 : Représentation du spectre électromagnétique

- **Les rayons gamma (γ)** : ils sont dus aux radiations émises par les éléments radioactifs. Très énergétiques, ils traversent facilement la matière et sont très dangereux pour les cellules vivantes. Leurs longueurs d'onde s'étendent de 10^{-14} m à 10^{-12} m.
- **Les rayons X** : rayonnements très énergétiques traversant plus ou moins facilement les corps matériels et un peu moins nocifs que les rayons gamma, ils sont utilisés notamment en médecine pour les radiographies, dans l'industrie (contrôle des bagages dans le transport aérien), et dans la recherche pour l'étude de la matière (rayonnement synchrotron). Les rayons X ont des longueurs d'onde comprises 10^{-12} m et 10^{-8} m.
- **Les ultraviolets** : rayonnements qui restent assez énergétiques, ils sont en partie nocifs pour la peau. Une grande part des ultraviolets est stoppée par l'ozone atmosphérique. Leurs longueurs d'onde s'échelonnent de 10^{-8} m à $4 \cdot 10^{-7}$ m.
- **Le domaine visible** : correspond à la partie très étroite du spectre électromagnétique perceptible par notre œil. C'est dans le domaine visible que le rayonnement solaire atteint son maximum ($0,5 \mu\text{m}$) et c'est également dans cette portion du spectre que l'on peut distinguer l'ensemble des couleurs de l'arc en ciel, du bleu au rouge. Il s'étend $4 \cdot 10^{-7}$ m (*lumière bleue*) à $8 \cdot 10^{-7}$ m (*lumière rouge*).
- **L'infrarouge** : rayonnement émis par tous les corps dont la température est supérieure au zéro absolu (-273°C). En télédétection, on utilise certaines bandes spectrales de l'infrarouge pour mesurer la température des surfaces terrestres et océaniques, ainsi que celle des nuages. La gamme des infrarouges couvre les longueurs d'onde allant de huit dixièmes de millimètre de millimètre ($8 \cdot 10^{-7}$ m) à un millimètre (10^{-3} m).
- **Les ondes radar ou hyperfréquences** : Cette région du spectre est utilisée pour mesurer le rayonnement émis par la surface terrestre mais également par les capteurs actifs comme les systèmes radar. Le domaine des hyperfréquences s'étend des longueurs d'onde de l'ordre du centimètre jusqu'au mètre.
- **Les ondes radio** : Ce domaine de longueurs d'onde est le plus vaste du spectre électromagnétique et concerne les ondes qui ont les plus basses fréquences. Il s'étend des longueurs d'onde de quelques cm à plusieurs km. Relativement faciles à émettre et à recevoir, les ondes radio sont utilisées pour la transmission de l'information (radio, télévision et téléphone)

D'autre part les échanges d'énergie entre le soleil et le système terre-océan-atmosphère ne se font pas de manière continue. Ils s'effectuent de manière discrète, sous forme de paquets d'énergie

véhiculés par des corpuscules élémentaires immatériels appelés photons. Chaque photon transporte un quantum d'énergie proportionnelle à la fréquence de l'onde électromagnétique.

$$E = h \nu$$

où :

- E : l'énergie de l'onde électromagnétique
- ν : la fréquence de l'onde
- h : la constante de Planck ($6,625 \cdot 10^{-34}$ J.s)

2. Interaction particule et rayonnement

Lorsqu'un rayonnement incident est intercepté par une particule, son intensité se trouve atténuée après la traversée. Cette atténuation est appelée extinction (Schéma 2.2) et est justifiée par deux phénomènes : la diffusion et l'absorption.

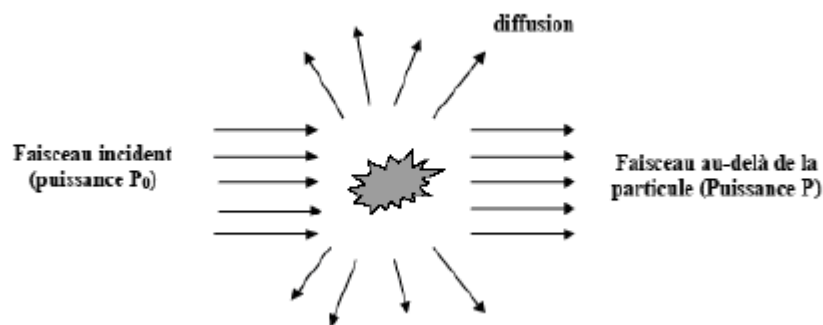


Schéma 2.2 : Extinction et diffusion de la lumière par une particule

2.1 La diffusion

La diffusion est un paramètre clé dans la caractérisation optique de l'aérosol. Elle peut être définie de façon simple comme le changement de direction des photons du rayonnement incident par la particule. Lorsque les photons sont diffusés dans la même longueur d'onde on dit que la diffusion est élastique sinon elle est dite inélastique. Ce phénomène est dû à la présence d'un dipôle dans la particule dont les charges traversées par l'onde électromagnétique oscillent à cause de la présence du champ électrique. Leur mouvement connaît ensuite une décélération suivie de l'émission par la particule d'un rayonnement diffusé dans toutes les directions.

La nature de la diffusion dépend de plusieurs paramètres tels que la longueur d'onde du rayonnement, la taille de la particule et dans l'atmosphère, de l'épaisseur de la couche à traverser. Le rapport entre la taille de la particule et la longueur d'onde du rayonnement est particulièrement important dans le phénomène de diffusion (Figure 2.2). On définit pour cela le paramètre de taille α , un nombre sans dimension donné par la relation :

$$\alpha = \frac{\pi d_p}{\lambda} \quad (2.1)$$

où d_p est le diamètre de la particule et λ la longueur d'onde du rayonnement

- Lorsque $\alpha \ll 1$, ce qui signifie que la particule est très petite par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident, on se situe dans le domaine de la diffusion de *Rayleigh*. L'intensité diffusée est calculée au travers de la théorie de diffusion de *Rayleigh*, elle est inversement proportionnelle à la puissance 4 de la longueur d'onde du rayonnement incident. La diffusion de *Rayleigh* est un phénomène sélectif qui ne se produit que pour les longueurs d'onde les plus courtes du spectre (violet, bleu). C'est ce qui explique la couleur bleue du ciel pendant la journée. Dans l'atmosphère la diffusion de *Rayleigh* est due aux molécules (O_2 , N_2 , CO_2 , vapeurs d'eau etc.) et aux fines particules de poussières.
- Lorsque $\alpha \sim 1$, le diamètre de la particule est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde du rayonnement incident. Dans ce cas, la théorie permettant de quantifier les interactions est la théorie de *Mie*. La diffusion de *Mie* est inversement proportionnelle à la longueur d'onde du rayonnement incident. Elle est moins sélective que celle de *Rayleigh* et se produit dans les basses couches de l'atmosphère riche en aérosols. C'est cette diffusion qui donne au ciel l'aspect bleu délavé voire jaunâtre, car toutes les longueurs d'onde sont diffusées de la même manière.
- Dans le cas $\alpha \gg 1$ où le diamètre de la particule est grand devant la longueur d'onde du rayonnement, c'est la diffusion non sélective. L'interaction peut être quantifiée par l'optique géométrique. Elle est due aux gouttelettes d'eau que l'on trouve dans les nuages et les brouillards. Cette diffusion affecte toutes les longueurs d'onde et c'est ce qui justifie la couleur blanche des nuages.

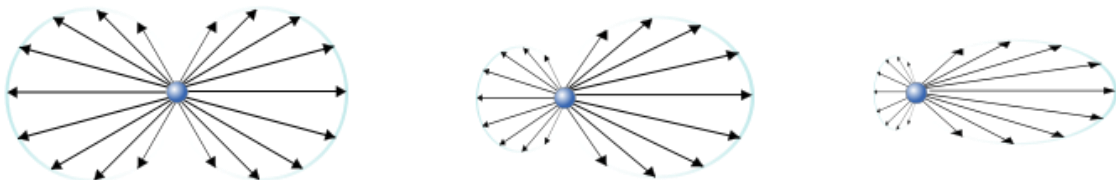


Figure 2. 2 De gauche à droite : intensité de la diffusion *Rayleigh*, de la diffusion *Mie* pour de petites particules et de la diffusion *Mie* pour de grosses particules, en fonction de la direction. L'onde incidente arrive par la gauche.

2.2 L'absorption

L'absorption correspond à la fin de vie d'un photon, elle se traduit par la transformation du rayonnement incident en d'autres formes d'énergie (chaleur, réaction chimique etc.). Dans l'atmosphère l'absorption est rarement prépondérante en comparaison d'avec la diffusion. Les particules absorbantes sont les carbones suies pour les longueurs d'onde du visible, les poussières désertiques pour l'infrarouge solaire ou tellurique, certains carbones organiques dans l'ultraviolet.

La courbe d'opacité de l'atmosphère est présentée dans la figure 2.3.

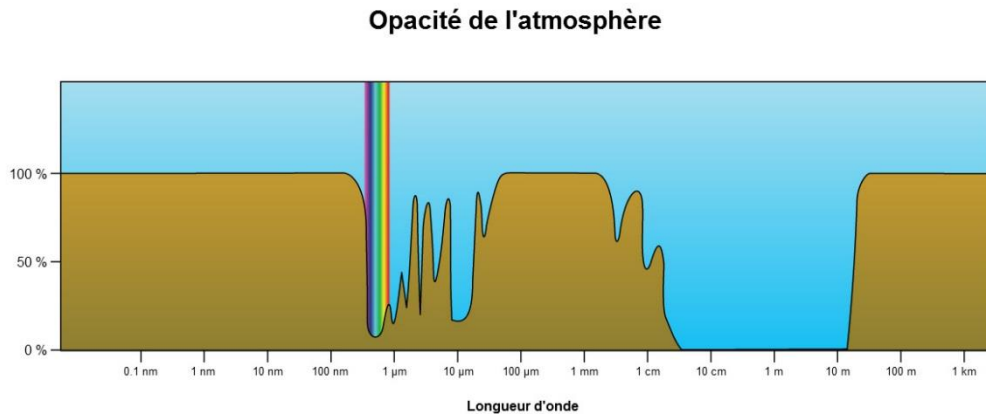


Figure 2. 3 : Opacité de l'atmosphère en fonction de la longueur d'onde

Les rayonnements gamma, les rayons X et les rayonnements ultraviolets sont totalement absorbés par l'ozone.

Les rayonnements visibles et proche infrarouges ne sont que très peu absorbés par l'atmosphère

Les rayonnements du moyen infrarouge et l'infrarouge thermique sont majoritairement absorbés

Les rayonnements infrarouges lointains sont absorbés par la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone de l'atmosphère.

Les ondes radios ne sont pas absorbées.

2.3 L'extinction

La diffusion et l'absorption d'un aérosol permettent de définir l'extinction. Si P_0 est la puissance du rayonnement incident, P_{diff} et P_{abs} respectivement la puissance diffusée et la puissance absorbée, la puissance d'extinction P_{ext} est obtenue par :

$$P_{ext} = P_{diff} + P_{abs} \quad (2.2)$$

On définit la puissance transmise comme la fraction du rayonnement incident qui parvient à traverser la particule. Elle est donnée en fonction des puissances incidente et d'extinction par la relation:

$$P_{tra} = P_0 - P_{ext} \quad (2.3)$$

3. La théorie électromagnétique de la diffusion

3.1 Représentation de la lumière polarisée

Dans l'atmosphère, la diffusion du rayonnement solaire s'effectue par les molécules et particules situées sur sa trajectoire. Par ce processus de diffusion, l'énergie de l'onde incidente est extraite par ces particules qui la réémettent ensuite dans toutes les directions.

Cette lumière incidente est une onde électromagnétique, caractérisée par un vecteur champ électrique \vec{E} et un vecteur champ magnétique \vec{H} formant un plan perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde. La direction de polarisation de l'onde est celle définie par le vecteur champ électrique \vec{E} . L'énergie électromagnétique et la direction de propagation sont représentées par le vecteur de *Poynting* \vec{S} tel que :

$$\vec{S} = \frac{c}{4\pi} \vec{E} \times \vec{H} \quad (2.4)$$

$|\vec{S}|$ est définie comme la densité du flux d'énergie

Dans la suite de la discussion nous utiliserons uniquement \vec{E} , car le champ magnétique peut être déduit de son expression.

Soit un plan de référence arbitrairement choisi et contenant la direction de propagation, le champ électrique peut être décomposé en deux composantes : une composante parallèle \vec{E}_l et une composante \vec{E}_r , perpendiculaire à ce plan.

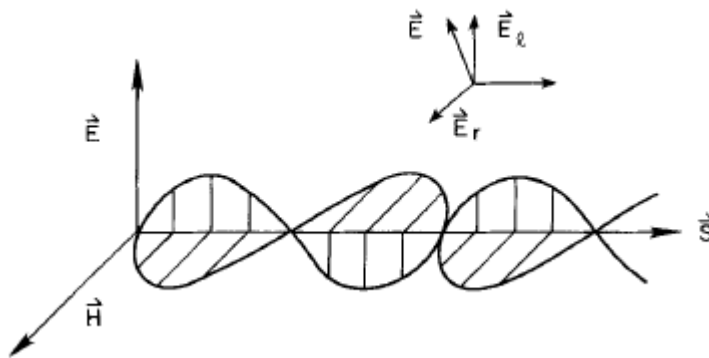


Figure 2. 4 : Propagation d'une onde électromagnétique. Le champ électrique peut arbitrairement être décomposé en 2 composantes orthogonales

En considérant que l'onde se propage suivant une direction constante $k(2\pi/\lambda)$ à la fréquence $\omega(kc)$ et que les amplitudes et les phases des composantes \vec{E}_l et \vec{E}_r du champ électrique sont respectivement a_l, a_r et δ_l, δ_r , on peut écrire :

$$E_l = a_l e^{-i\delta_l} e^{-ikz+i\omega t} \text{ et } E_r = a_r e^{-i\delta_r} e^{-ikz+i\omega t}, \text{ ou } E_l \text{ et } E_r \text{ sont des complexes.}$$

Pour une onde plane harmonique, ces champs peuvent s'exprimer par le cosinus et on a :

$$E_l = a_l \cos(\zeta + \delta_l) \quad (2.5)$$

$$E_r = a_r \cos(\zeta + \delta_r) \quad (2.6), \quad \text{avec } \zeta = kz - \omega t$$

D'où l'on déduit les équations suivantes :

$$(E_l / a_l) \sin \delta_r - (E_r / a_r) \sin \delta_l = \cos \zeta \sin(\delta_r - \delta_l)$$

$$(E_l / a_l) \cos \delta_r - (E_r / a_r) \cos \delta_l = \sin \zeta \sin(\delta_r - \delta_l)$$

Soit, la différence de phase $\delta = \delta_r - \delta_l$, la combinaison des équations précédentes donne l'expression de l'équation d'une conique sous la forme :

$$(E_l / a_l)^2 + (E_r / a_r)^2 - 2(E_l / a_l)(E_r / a_r) \cos \delta = \sin^2 \delta \quad (2.7)$$

Dans le cas général, cette équation est celle d'une ellipse et la polarisation est dite elliptique (Figure 2.5). Les autres types de polarisation sont définis pour des valeurs particulières de δ

- Si $\delta = m\pi$, m étant un entier, la polarisation est dite linéaire
- Si $\delta = m\pi/2$, et $a_l = a_r = a$ l'équation ci-dessus devient celle d'un cercle de rayon a et la polarisation est circulaire.

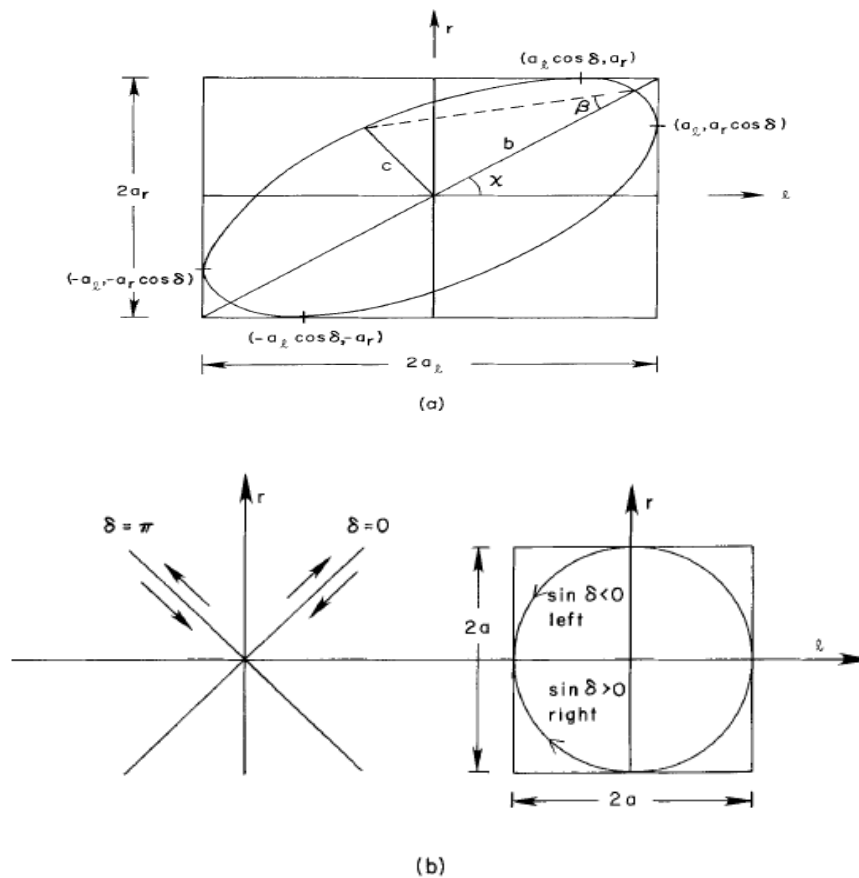


Figure 2. 5 : Représentation géométrique (a) d'une polarisation elliptique et (b) d'une polarisation circulaire et linéaire

3.2 Les paramètres de Stokes

Pour décrire une onde polarisée elliptiquement, il est nécessaire de connaître les trois paramètres indépendants a_l , a_r et δ . Cependant, il est commode d'utiliser d'autres grandeurs qui présentent l'avantage d'avoir la même dimension. Ainsi la polarisation est définie par quatre quantités I, Q, U et V appelés paramètres de *Stokes* introduits pour la première fois par *Stokes* en 1852. Ces paramètres sont définis à l'aide des nombres complexes E_l , E_r et leurs conjugués respectifs E_r^* et E_l^* par:

$$I = E_l E_l^* + E_r E_r^* \quad (2.8)$$

$$Q = E_l E_l^* - E_r E_r^* \quad (2.9)$$

$$U = E_l E_r^* + E_r E_l \quad (2.10)$$

$$V = -i(E_l E_r^* - E_r E_l) \quad (2.11)$$

Ils sont liés par la relation : $I^2 = Q^2 + U^2 + V^2$

Pour une direction donnée, les paramètres I, Q, U et V décrivent respectivement l'intensité, le degré de polarisation, le plan de polarisation et l'ellipticité de l'onde électromagnétique en tout point. L'intensité de l'énergie électromagnétique étant fonction du carré de celle de champs électrique, les paramètres de Stokes peuvent aussi s'exprimer en fonction des intensités suivant les axes (l) et (r). Dans le cas de l'ellipse décrite par l'équation (2.7), on peut écrire :

$$I = a_l^2 + a_r^2 = I_l + I_r \quad (2.12)$$

$$Q = a_l^2 - a_r^2 = I_l - I_r \quad (2.13)$$

$$U = 2a_l a_r \cos \delta = I \cos 2\beta \cos 2\chi \quad (2.14)$$

$$V = 2a_l a_r \sin \delta = I \sin 2\beta \quad (2.15)$$

β et χ étant les angles caractéristiques de l'ellipse définis dans la Figure (2.5)

Dans le cas d'une lumière non polarisée ou partiellement polarisée, les paramètres de *Stokes* sont tels que :

$$I^2 \geq Q^2 + U^2 + V^2$$

On définit le degré de polarisation P par le rapport : $P = (Q^2 + U^2 + V^2)^{1/2} / I$

3.3 La matrice de phase de diffusion

Dans l'étude de la diffusion, les paramètres de *Stokes* permettent de définir la matrice de diffusion. Si I , Q , U et V sont les paramètres de *Stokes* d'une onde incidente, I_{diff} , Q_{diff} , U_{diff} et V_{diff} ceux de l'onde diffusé par une particule, les paramètres de *Stokes* de l'onde diffusée peut s'obtenir par combinaison linéaire des paramètres de *Stokes* de l'onde incidente. Cela permet de définir une matrice carrée M d'ordre 4 appelée matrice de phase de diffusion telle que :

$$\begin{pmatrix} I_{diff} \\ Q_{diff} \\ U_{diff} \\ V_{diff} \end{pmatrix} = M \begin{pmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{pmatrix}$$

La matrice M est aussi appelée matrice de *Mueller*, du nom de celui qui l'a introduite en 1940. Les éléments M_{ij} de la matrice M sont obtenus en fonction de la forme, de la taille, des propriétés optiques de la particule.

3.4 La diffusion de Rayleigh

La diffusion de *Rayleigh* découverte en 1871 est l'une des plus importantes lois de la diffusion de la lumière. Elle concerne les particules ayant un paramètre de taille très petit, c'est à dire dont la taille est très petite par rapport à la longueur d'onde de la lumière. Dans l'atmosphère il s'agit des molécules qui ont une forme sphérique, qui donnent par l'effet de leur diffusion de la lumière la coloration bleue au ciel.

3.4.1. Approche théorique

Considérons une particule homogène, isotropique interceptant un rayonnement électromagnétique. Le champ électrique \vec{E}_0 de l'onde incidente génère un dipôle électrique au niveau de la particule qui crée à son tour un champ électrique. Celui-ci modifie le champ au voisinage et à l'intérieur de la particule. Le moment dipolaire induit par \vec{E}_0 est donné d'après les lois de l'électrostatique par :

$$\vec{P}_0 = \alpha \vec{E}_0, \text{ où } \alpha \text{ désigne la polarisabilité de la particule.}$$

Le champ \vec{E}_0 entraîne des oscillations du dipôle électrique dans une direction fixée pendant lesquelles il émet par diffusion une onde plane polarisée. En un point distant de r du dipôle et caractérisé par l'angle γ entre le moment diffusé et la direction d'observation, le champ résultant \vec{E} est donné par la solution classique de *Hertz* (1889). Il est proportionnel à l'accélération du dipôle et inversement proportionnel à r :

$$\vec{E} = \frac{1}{c^2} \frac{1}{r} \frac{\delta^2 \vec{P}}{\delta t^2} \sin \gamma \quad (2.16)$$

Le moment du dipôle oscillant \vec{P} pouvant s'écrire sous la forme $\vec{P} = \vec{P}_0 e^{-ik(r-ct)}$, alors l'équation (2.16) devient :

$$\vec{E} = -\vec{E}_0 \frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \sin \gamma \quad (2.17)$$

Considérons une onde incidente non polarisée comme le rayonnement solaire et diffusée par les molécules de l'atmosphère. En prenant pour plan de référence, celui défini par les directions de l'onde incidente et de l'onde diffusée, les composantes parallèle (E_l) et perpendiculaires (E_r) peuvent s'écrire :

$$\vec{E}_r = -\vec{E}_{0r} \frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \sin \gamma_1 \quad (2.18)$$

$$\vec{E}_l = -\vec{E}_{0l} \frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \sin \gamma_2 \quad (2.19)$$

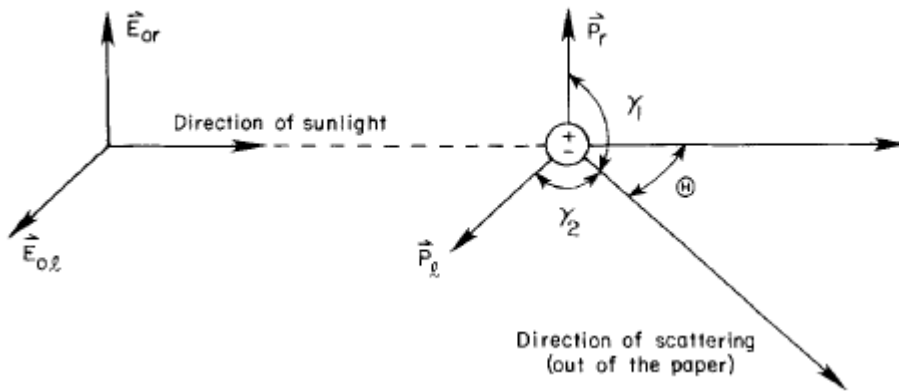


Figure 2. 6 : Diffusion par un dipôle

Les intensités correspondantes en unités Gaussien par angle solide élémentaire s'écrivent alors :

$$I_0 = \frac{1}{\Delta\Omega} \frac{c}{4\pi} |E_0|^2 \quad (2.20)$$

$$\text{et } I = \frac{1}{\Delta\Omega} \frac{c}{4\pi} |E|^2 \quad (2.21)$$

Et les composantes de l'intensité peuvent s'exprimer par les équations :

$$I_r = I_0 k^4 \alpha^2 / r^2$$

$$I_l = I_0 k^4 \alpha^2 \cos^2 \theta / r^2, \theta \text{ est appelé l'angle de diffusion (Figure 2.6)}$$

Pour une onde incidente non polarisée, $I_{0r} = I_{0l} = I_0 / 2$ et l'intensité de la radiation diffusée peut s'écrire :

$$I = \frac{I_0}{r^2} \alpha^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2 \theta}{2} \quad (2.22)$$

Cette formule est la version originale de la diffusion de Rayleigh du rayonnement solaire par les molécules.

3.4.2. La fonction de phase

Sur la base des équations précédentes, le profil de l'onde diffusée pour différents types de polarisation est présenté par la Figure 2.7:

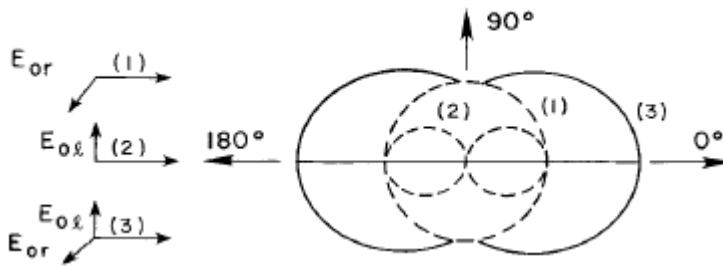


Figure 2. 7 : Diagramme polaire de l'intensité diffusée pour les molécules de Rayleigh : (1) lumière incidente polarisée avec un vecteur champ électrique perpendiculaire au plan de la figure, (2) lumière incidente polarisée avec un vecteur champ électrique dans le plan de la figure et (3) lumière incidente non polarisée.

Cette distribution angulaire de l'intensité de l'onde diffusée est décrite par la fonction de phase $P(\cos \theta)$ normalisée à 4π telle que :

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{P(\cos \theta)}{4\pi} \sin \theta d\theta d\phi = 1 \quad (2.23)$$

Par simple intégration de cette équation, on obtient la fonction de phase de diffusion pour une onde incidente non polarisée donné par l'expression :

$$P(\cos \theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \theta) \quad (2.24)$$

Et l'intensité du rayonnement diffusé dans une direction θ s'obtient alors par la relation :

$$I(\theta) = \frac{I_0}{r^2} \alpha^2 \frac{128\pi^5}{3\lambda^4} \frac{P(\theta)}{4\pi} \quad (2.25)$$

3.5. La théorie de Mie

3.5.1. L'équation d'onde et sa solution

On considère une onde électromagnétique plane se propageant avec la pulsation ω , caractérisée par un champ électrique E et un champ magnétique H pouvant s'écrire sous les formes respectives $Ee^{i\omega t}$ et $He^{i\omega t}$.

En appliquant les équations de Maxwell dans le vide au double rotationnel de chacun de ces champs, on aboutit à l'expression l'équation d'onde à laquelle ils obéissent. Il s'agit d'une équation différentielle de second ordre dont la forme scalaire s'écrit :

$$\nabla^2 \psi + k^2 m^2 \psi = 0 \quad (2.26)$$

ψ pouvant être E ou H.

L'équation d'onde scalaire s'exprime dans le système de coordonnées sphériques de la façon suivante :

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} + k^2 m^2 \psi = 0 \quad (2.27)$$

Cette équation peut être résolue par séparation des variables, en posant $\psi(r, \theta, \phi) = R(r)\Theta(\theta)\Phi(\phi)$ on obtient alors les trois équations distinctes suivantes :

$$- \text{ Première équation : } \frac{d^2 \Phi}{d\phi^2} + l^2 \Phi = 0, \quad (2.28)$$

l^2 étant une constante entière. La solution de l'équation 2.28s'écrit simplement:

$$\Phi = a_l \cos l\phi + b_l \sin l\phi, \quad (2.29)$$

a_l et b_l sont des constantes.

$$- \text{ Deuxième équation : } \frac{d}{d\mu} \left[(1 - \mu^2) \frac{d\Theta}{d\mu} \right] + \left[n(n+1) - \frac{l^2}{1 - \mu^2} \right] \Theta = 0, \quad (2.30)$$

où $\mu = \cos \theta$ et n une constante. Cette équation, bien connue est celle des harmoniques sphériques dont la solution peut s'exprimer par les polynômes de Legendre de la forme :

$$\Theta = P_n^l(\mu) = P_n^l(\cos \theta) \quad (2.31)$$

$$- \text{ Troisième équation : } \frac{d^2 Z}{d\rho^2} + \frac{1}{\rho} \frac{dZ}{d\rho} + \left[1 - \frac{(n + \frac{1}{2})^2}{\rho^2} \right] Z = 0, \quad (2.32)$$

Avec $kmr = \rho$ et $R = (1/\sqrt{\rho})Z(\rho)$, dont la solution est une fonction générale cylindrique d'ordre

$n + \frac{1}{2}$ et est donnée par :

$$Z = Z_{n+1/2}(\rho) \quad (2.33)$$

d'où on obtient $R = \left(\frac{1}{\sqrt{kmr}}\right)Z_{n+1/2}(kmr)$

Il faut noter que chaque fonction cylindrique $Z_{n+1/2}(\rho)$ peut s'exprimer à l'aide de deux fonctions cylindriques standards : les fonctions de Bessel $J_{n+1/2}(\rho)$ et les fonctions de Neumann $N_{n+1/2}(\rho)$. On obtient alors l'écriture suivante :

$$rR = c_n \psi_n(kmr) + d_n \chi_n(kmr) \quad (2.34)$$

Avec c_n et d_n des constantes arbitraires,

Les fonctions ψ_n et χ_n étant définies par :

$$\psi_n(\rho) = \sqrt{\pi\rho/2} J_{n+1/2}(\rho) \quad (2.35)$$

$$\text{et } \chi_n(\rho) = -\sqrt{\pi\rho/2} N_{n+1/2}(\rho) \quad (2.36)$$

La solution générale de l'équation d'onde peut être écrite

$$r\psi(r, \theta, \phi) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{l=-n}^n P_n^l(\cos\theta) [c_n \psi_n(kmr) + d_n \chi_n(kmr)] \times (a_l \cos l\phi + b_l \sin l\phi) \quad (2.37)$$

En choisissant les constantes c_n et d_n telles que $c_n = 1$ et $d_n = i$, on peut remarquer que

$$\psi_n(\rho) + i\chi_n(\rho) = \sqrt{\pi\rho/2} H_{n+1/2}^{(2)}(\rho) = \xi_n(\rho) \quad (2.38)$$

Où $H_{n+1/2}^{(2)}$ est la demi intégrale de la fonction de Hankel de second type qui présente la particularité de s'annuler l'infini et est adapté à la représentation de l'onde diffusée.

3.5.2. Les fonctions de phase de Mie

La détermination de la matrice de diffusion nécessite d'exprimer l'onde les composantes des champs électriques et magnétiques de l'onde incidente en fonction de ceux de l'onde diffusée. Les composantes des vecteurs champs électrique et magnétique de l'onde incidente peuvent s'écrire de la façon suivante :

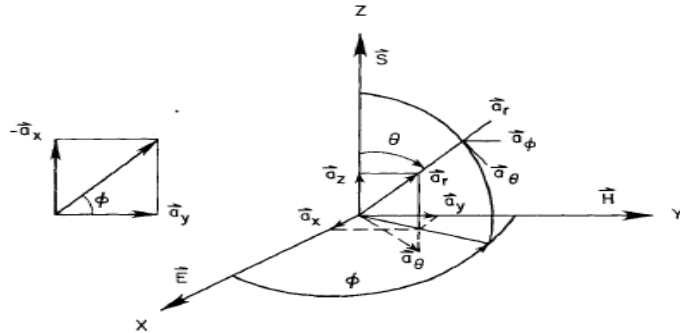


Figure 2. 8 : Transformation des coordonnées rectangulaires en sphériques, S est le vecteur de Poynting et a est un vecteur unitaire arbitraire

$$\begin{aligned}
E_r^i &= e^{-ikr \cos \theta} \sin \theta \cos \phi \\
E_\theta^i &= e^{-ikr \cos \theta} \cos \theta \cos \phi \\
E_\phi^i &= e^{-ikr \cos \theta} \sin \phi
\end{aligned} \tag{2.39}$$

$$\begin{aligned}
H_r^i &= e^{-ikr \cos \theta} \sin \theta \sin \phi \\
H_\theta^i &= e^{-ikr \cos \theta} \cos \theta \sin \phi \\
H_\phi^i &= e^{-ikr \cos \theta} \sin \phi
\end{aligned} \tag{2.40}$$

Sur la base de la formule de *Bauer* (*Watson*, 1944), le facteur du second membre de l'équation peut s'exprimer comme une série de polynômes de Legendre.

$$e^{-ikr \cos \theta} = \sum_{n=0}^{\infty} (-i)^n (2n+1) \frac{\psi_n(kr)}{kr} P_n \cos \theta \tag{2.41}$$

On émet l'hypothèse que l'onde incidente est interceptée par une particule sphérique de rayon a . Dans ces conditions les composantes des champs de l'onde incidente, de l'onde interne à la particule et de l'onde diffusée peuvent aussi s'exprimer sous forme de série de fonctions.

- L'onde incidente et l'onde interne s'expriment sous forme de séries des fonctions *Bessel* (ψ_n définie dans l'équation 2.35) et des polynômes de *Legendre* $P_n^1(\cos \theta)$
- L'onde diffusée s'exprime sous forme d'une série de fonctions de *Hankel* ($\xi_n(\rho)$ définie dans l'équation 2.38) et des polynômes de *Legendre* $P_n^1(\cos \theta)$

Les conditions aux limites à la surface de la particule sphérique et à l'infini permettent de déterminer des fonctions a_n , b_n , π_n et τ_n et de définir les fonctions de diffusion $S_1(\theta)$ et $S_2(\theta)$ tels que :

$$S_1(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\cos \theta) + b_n \tau_n(\cos \theta)] \tag{2.42}$$

$$S_2(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \pi_n(\cos \theta) + a_n \tau_n(\cos \theta)] \tag{2.43}$$

Avec

$$\pi_n(\cos \theta) = \frac{1}{\sin \theta} P_n^1(\cos \theta), \quad \tau_n(\cos \theta) = \frac{d}{d\theta} P_n^1(\cos \theta)$$

$$a_n = \frac{\psi'_n(y)\psi_n(x) - m\psi_n(y)\psi'_n(x)}{\psi'_n(y)\xi_n(x) - m\psi_n(y)\xi'_n(x)}, \quad b_n = \frac{m\psi'_n(y)\psi_n(x) - \psi_n(y)\psi'_n(x)}{m\psi'_n(y)\xi_n(x) - \psi_n(y)\xi'_n(x)}$$

Les composantes E_l^s et E_r^s (définies au paragraphe 3.1) de l'onde diffusée peuvent alors s'écrire en fonction de celles de l'onde incidente E_l^i et E_r^i selon l'équation

$$\begin{bmatrix} E_l^s \\ E_r^s \end{bmatrix} = \frac{e^{-ikr+ikz}}{ikr} \begin{bmatrix} S_2(\theta) & 0 \\ 0 & S_1(\theta) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_l^i \\ E_r^i \end{bmatrix} \quad (2.44)$$

L'équation 2.44 est l'équation fondamentale de la représentation d'un rayonnement diffusé par des particules sphériques en tenant compte de la polarisation.

Les composantes de l'intensité du rayonnement diffusé s'écrivent simplement en fonction des composantes du rayonnement incident et des *fonctions intensités* i_1 et i_2 respectivement pour la composante perpendiculaire et parallèle (équation 2.45).

$$I_l^s = I_l^i \frac{i_2}{k^2 r^2}, \text{ et } I_r^s = I_r^i \frac{i_1}{k^2 r^2} \quad (2.45)$$

$$\text{où } i_1(\theta) = |S_1(\theta)|^2, \quad i_2(\theta) = |S_2(\theta)|^2$$

Sur la base des paramètres de Stokes définis au paragraphe 3, les fonctions précédentes permettent de déterminer les éléments de la matrice M telle que:

$$\begin{pmatrix} I_{diff} \\ Q_{diff} \\ U_{diff} \\ V_{diff} \end{pmatrix} = M \begin{pmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{pmatrix}$$

Chaque élément M_{ij} de cette matrice est proportionnel à un élément P_{ij} d'une matrice P, appelé fonction de phase de Mie. Pour une sphère homogène le nombre de ces éléments non nuls de la matrice P se réduit à 8 et on a :

$$P = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & 0 & 0 \\ P_{12} & P_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_{33} - P_{34} & \\ 0 & 0 & P_{34} & P_{33} \end{bmatrix}$$

$$\frac{P_{11}}{4\pi} = \frac{1}{2k^2 \sigma_s} (i_1 + i_2) = \frac{1}{2} \left(\frac{P_1}{4\pi} + \frac{P_2}{4\pi} \right) \quad (2.46)$$

$$\frac{P_{12}}{4\pi} = \frac{1}{2k^2 \sigma_s} (i_2 - i_1) = \frac{1}{2} \left(\frac{P_2}{4\pi} - \frac{P_1}{4\pi} \right) \quad (2.47)$$

$$\frac{P_{33}}{4\pi} = \frac{1}{2k^2 \sigma_s} (i_3 + i_4) \quad (2.48)$$

$$-\frac{P_{34}}{4\pi} = \frac{1}{2k^2 \sigma_s} (i_4 - i_3) \quad (2.49)$$

où $i_1 = S_1 S_1^* = |S_1|^2$, $i_2 = S_2 S_2^* = |S_2|^2$, $i_3 = S_2 S_1^*$, $i_4 = S_1 S_2^*$

La figure 2.9 est une illustration des fonctions de phase de Mie pour une partie réelle de l'indice de réfraction égale à 1.5 et un paramètre de taille 60.

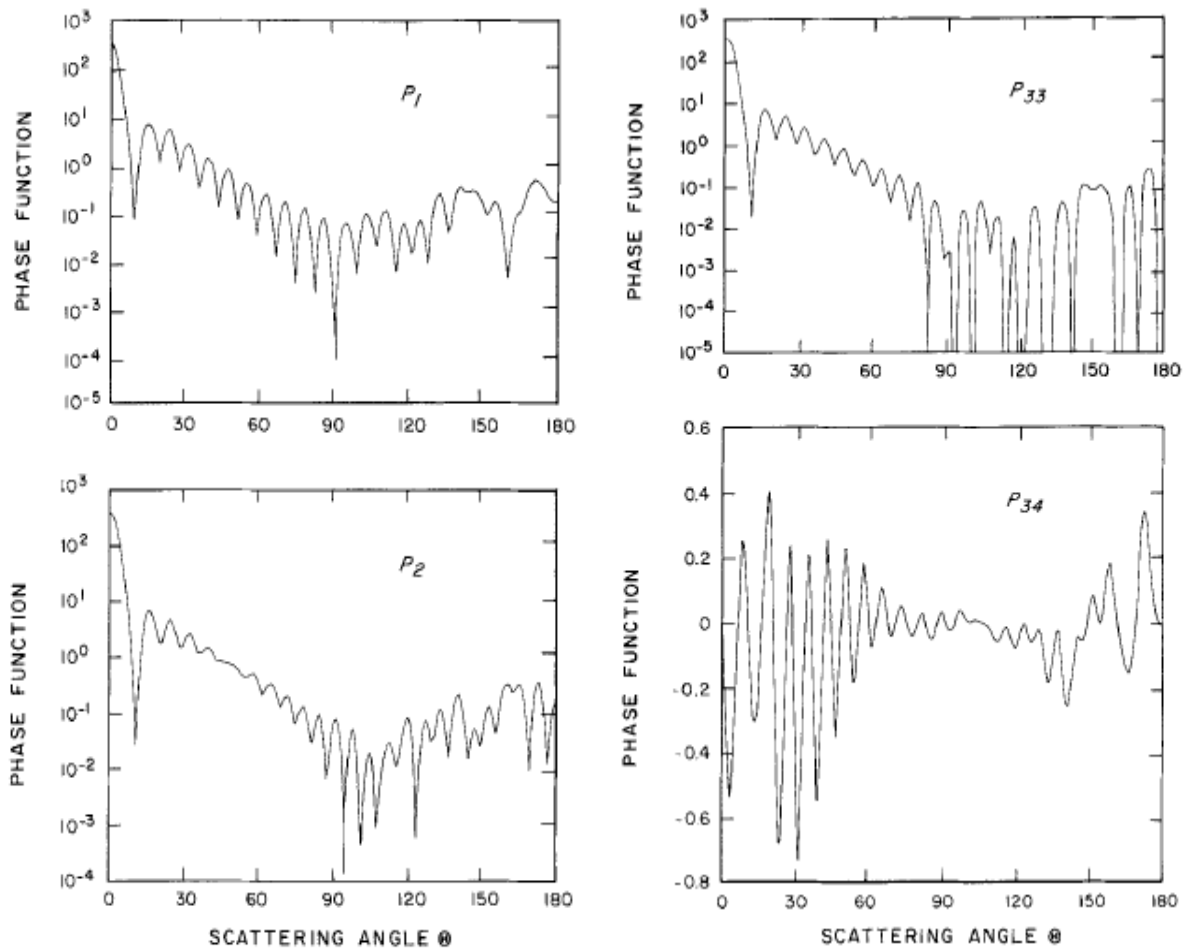


Figure 2. 9 : les fonctions de phase P_1, P_2, P_{33} , et P_{34} , en fonction de l'angle de diffusion pour un indice de réfraction $m=1.5$ et un paramètre de taille égal à 60

4. Propriétés optiques des aérosols

4.1. Les sections efficaces et facteurs d'efficacité

4.1.1. Les sections efficaces

Dans les différentes théories de diffusion utilisées pour la caractérisation des aérosols, l'usage des puissances est peu commode. On utilise les sections efficaces de diffusion, d'absorption et d'extinction. Ces grandeurs mettent en relation l'intensité du rayonnement incident et les puissances de diffusion, d'absorption et d'extinction et dépendent des paramètres physiques et optiques de l'aérosol (taille, forme, indice de réfraction...) et du rayonnement (longueur d'onde) etc.

Si I_0 est l'intensité du rayonnement incident exprimée en W/m^2 , la section efficace de diffusion σ_{diff} est définie par :

$$\sigma_{diff} = \frac{P_{diff}}{I_0}, \quad (2.50)$$

σ_{diff} est exprimée en m^2 .

De même la section efficace d'absorption s'obtient par une relation analogue :

$$\sigma_{abs} = \frac{P_{abs}}{I_0},$$

Dans ces conditions, on peut définir la section efficace d'extinction par :

$$\sigma_{ext} = \frac{P_{ext}}{I_0} = \sigma_{diff} + \sigma_{abs}$$

4.4.2. Les facteurs d'efficacité

Le facteur est un nombre sans dimension défini par le rapport de la section efficace par la surface représentant la projection de celle de la particule sur le plan perpendiculaire au faisceau incident.

Pour une particule sphérique en raison de la symétrie, la surface de la particule projetée sur tout plan est celle d'un cercle de même diamètre D . on aura alors

- Le facteur d'efficacité de diffusion : $Q_{diff} = \frac{4\sigma_{diff}}{\pi D^2}$ (2.51)
- Le facteur efficace d'absorption : $Q_{abs} = \frac{4\sigma_{abs}}{\pi D^2}$
- Il apparaît donc évident que $Q_{ext} = Q_{diff} + Q_{abs}$

4.2 L'albédo de simple diffusion (SSA)

L'albédo de simple diffusion ω_0 d'un aérosol permet d'apprécier la contribution de la diffusion ou de l'absorption dans le paramètre d'extinction. Il traduit la probabilité pour que des photons interceptés soient diffusés (ou absorbés). Pour une longueur d'onde donnée, il est obtenu pour une surface, un milieu ou une particule par le rapport du paramètre de diffusion sur celui de l'extinction. ω_0 est un nombre compris entre 0 et 1 et vaut :

$$\omega_0 = \frac{\sigma_{diff}}{\sigma_{ext}} = \frac{\sigma_{diff}}{\sigma_{diff} + \sigma_{abs}} \quad \text{ou encore} \quad \omega_0 = \frac{Q_{diff}}{Q_{ext}} \quad (2.52)$$

Pour un corps noir parfait qui absorbe toutes les ondes électromagnétiques sans en réfléchir aucune, ω_0 est nul, tandis que pour un miroir parfait qui réfléchit sans absorber, ω_0 vaut 1.

Mathématiquement, lorsque $\omega_0 > 0.5$, la particule est plus diffusante qu'absorbante et inversement si $\omega_0 < 0.5$ c'est l'absorption qui prédomine. Cependant, des études ont montré que dans le visible,

les aérosols ayant un albédo inférieur à 0.85 à 0.90 ont un pouvoir réchauffant tandis que les aérosols d'albédo supérieur à ces valeurs ont un pouvoir refroidissant (Hansen et al., 1997 ; Penner et al., 2001). L'albédo de simple diffusion est une grandeur importante dans l'évaluation du forçage radiatif d'une population d'aérosols dans l'atmosphère. Sa valeur dépend de la composition chimique des particules, de leurs tailles, de leur durée de séjour dans l'atmosphère... Le tableau (2.1) présente l'ordre de grandeur des valeurs du SSA pour quelques types d'aérosols obtenues dans de nombreuses études:

Espèce	SSA 550nm	Références
Aérosols désertiques	0,75-0,99	<i>d'Almeida et al. 1991; Hess et al. 1998 Tanré et al. 2001; Dubovik et al. 2002; Haywood et al. 2003a; Osbornne et al. 2008; Otto et al. 2007; Mallet et al. 2008</i>
Carbone suie	0,15-0,35	<i>Hess et al. 1998; Mallet et al. 2003; Bond and Bergstrom 2006</i>
Carbone organique	0,98-0,99	<i>Cooke et al. 1999; Mallet et al. 2003; Dinar et al, 2008</i>
Brown Carbon	0,6-0,8	<i>Dinar et al. 2008</i>
Sels marins	0,99	<i>Krekov 1993; Hess et al. 1998</i>
Sulfate	0,97-1	<i>Krekov 1993; Klehl et al. 2000; Mallet et al. 2003</i>
Nitrate	0,93	<i>Krekov 1993; Mallet et, 2003</i>

Tableau 2.1 : Albédo de simple diffusion pour les principaux composés particulaires atmosphériques (extrait F. Malavelle, 2011)

Comme l'indique ce tableau, les carbones suies sont particules les plus absorbantes avec les valeurs du SSA les plus basses tandis que les sulfates qui ont des SSA relativement élevés sont très diffusants. Il est aussi important de remarquer la forte variation du SSA des aérosols désertiques selon les auteurs. Cette situation est imputable à certaines propriétés qui varient d'une source à une autre (en particulier dû à la présence ou non d'oxyde de fer, Alfaro et al. 2004, Lafon et al. 2006) ainsi qu'à la technique instrumentale et l'approche théorique utilisé qui induisent des incertitudes non négligeables.

4.3 L'épaisseur optique de l'atmosphère AOT

D'une manière générale, l'épaisseur optique est une grandeur sans unité qui caractérise la transparence de l'atmosphère à la traversée du rayonnement solaire. Elle est définie par la fraction du rayonnement électromagnétique ou de lumière diffusée ou absorbée par les composants de la couche atmosphérique traversée pour une longueur d'onde donnée.

Si I_0 est l'intensité du rayonnement émis par le soleil et I l'intensité du rayonnement qui parvient à la surface de la terre, l'épaisseur optique τ de la couche d'atmosphère traversée s'obtient par la relation suivante :

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\tau} \quad \text{soit} \quad \tau = -\ln\left(\frac{I}{I_0}\right) \quad (2.53)$$

Pour une atmosphère transparente, où il n'y a presque pas de perte d'énergie, l'épaisseur optique est proche de 0. Une épaisseur optique forte signale une atmosphère relativement chargée en aérosols et donc peu transparente. Une forte baisse de la visibilité est associée à grande valeur de l'épaisseur optique. C'est la raison pour laquelle l'épaisseur optique est particulièrement importante à proximité des régions sources. C'est l'exemple de l'Ouest de l'Afrique sous forte influence du sahel et du Sahara, où il n'est pas rare d'observer des épaisseurs optiques allant de 1.5 à 2 et pouvant même atteindre de valeurs supérieures à 4 lors d'intenses tempêtes de sable (*Slingo et al., 2006 ; Milton et al., 2008 ; Pinker et al., 2010*). Des valeurs relativement élevées ont été aussi observées en Amazonie (*Procopio et al., 2004 ; Koren et al., 2004*), en Inde et dans l'est de l'Asie (*Ackerman et al., 2000 ; Ramanathan et al., 2007 ; Qian et al., 2007*).

C'est ce que montre cette image satellite (Figure 2.10) de l'épaisseur optique en aérosol à 550 nm en moyenne pour l'année 2003

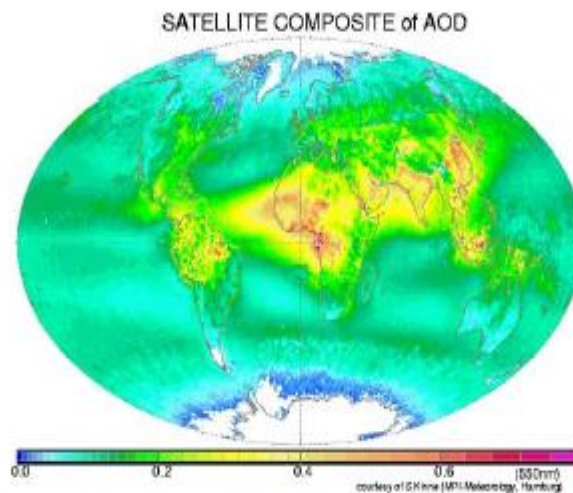


Figure 2. 10 : Composite de l'épaisseur optique en aérosol à 550 nm vue par 6 satellites en moyenne pour l'année 2003. D'après S. Kime

4.4 Le coefficient d'Angström

Le coefficient d'Angström montre la dépendance spectrale de l'épaisseur optique. Son expression mathématique met en relation des épaisseurs optiques τ_1 et τ_2 mesurées respectivement à des longueurs d'onde λ_1 et λ_2 et s'écrit :

$$\alpha = -\frac{\ln(\tau_1 / \tau_2)}{\ln(\lambda_1 / \lambda_2)} \quad (2.54)$$

La connaissance du coefficient d'Angström entre deux longueurs d'onde permet de déterminer la valeur de l'épaisseur optique pour une longueur d'onde comprise dans cet intervalle par l'expression suivante :

$$\frac{\tau_1}{\tau_2} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{-\alpha}$$

Cette écriture justifie l'appellation « exposant d'Angström » de ce coefficient.

L'exposant d'Angström donne une indication de la forme d'atténuation que subit le rayonnement à la traversée des aérosols atmosphériques. Il donne de ce fait des renseignements sur la taille moyenne de la distribution des particules. Ainsi une valeur du coefficient d'Angström supérieur à 1 est associée à une population d'aérosols fins avec une efficacité d'extinction qui diminue le long du spectre. Une valeur du coefficient compris entre 0 et 1 traduit une prédominance du mode grossier avec une efficacité d'extinction variant très peu avec la longueur d'onde.

4.5 Le facteur d'asymétrie

Le facteur d'asymétrie g est une grandeur fondamentale l'évaluation de l'impact radiatif d'un aérosol. Il donne une appréciation de la direction préférentielle du rayonnement diffusé par une particule par rapport au rayonnement incident. La valeur de g est comprise entre -1 et 1. Une valeur positive de g indique une diffusion prépondérante dans la direction du rayonnement incident. Lorsque g est négatif, c'est la rétrodiffusion (sens opposé à la direction incidente) qui est prépondérante. Une diffusion isotrope ou symétrique se traduit par un facteur d'asymétrie nul ($g=0$).

Pour $g=-1$, le rayonnement incident est totalement retro diffusé

Pour $g=1$, le rayonnement est diffusé dans sa totalité dans la direction incidente.

Le tableau 2.2 donne des exemples de valeur pour les composants principaux des aérosols à 550nm.

Espèce	g	Références
Sulfate	0,66	<i>Kiehl et al., 2000</i>
Nitrate	0,7	<i>Mallet et al., 2003</i>
Carbone suie	0,33	<i>D'Almeida et al., 1991</i>
Carbone organique	0,70 (à 550nm)	<i>Barnard et al., 2008</i>
Poussière minérale	0,0-076	<i>Pandithurai et al., 2008</i>
Sels marins	0,84	<i>Osborne et Haywood, 2005</i>

4.6. Fonctions de phase

Les fonctions de phase sont très importantes dans la description de la trajectoire prise par la lumière lorsque celle-ci est interceptée par une particule. Ce sont des fonctions mathématiques qui indiquent la fraction du rayonnement incident diffusée dans une direction donnée. La fonction de phase peut être définie comme la probabilité que le rayonnement incident soit diffusé dans la direction (θ, ϕ) , où θ est l'angle de diffusion (angle formé par les directions des rayonnements incident et diffusé), et ϕ l'angle azimutal dans un système de coordonnées sphériques (Figure 2.11).

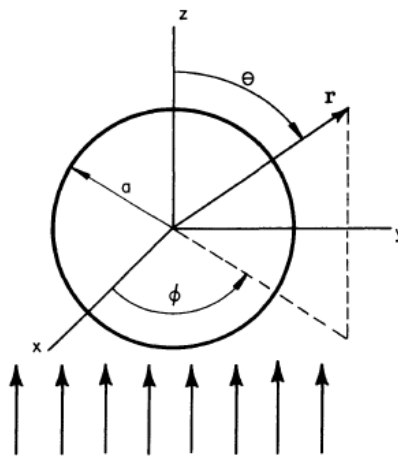


Figure 4.1 Spherical polar coordinate system centered on a spherical particle of radius a .

Figure 2. 11 : Système de coordonnées polaires sphériques centré sur une particule sphérique de rayon a

La fonction de phase peut être simplement obtenue à l'aide des sections efficaces :

$$p(\theta, \phi) = 4\pi \frac{\sigma(\theta, \phi)}{\sigma_{diff}} \quad (2.55)$$

$\sigma(\theta, \phi)$ est la section efficace différentielle et est reliée à la section efficace et à l'angle solide élémentaire $d\Omega$ par la relation : $\sigma_{diff} = \int_{4\pi} \sigma(\theta, \phi) d\Omega$

La fonction de phase est en général normalisée à 4π , comme le montre la relation suivante :

$$\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} p(\theta, \phi) d\Omega = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi p(\theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi = 1 \quad (2.56)$$

Les différentes théories de diffusion s'évertuent à déterminer les fonctions de phase en fonction des paramètres de taille des particules. Des propriétés optiques et microphysiques sont obtenues à partir de ces fonctions de phase.

Par exemple le facteur d'asymétrie s'exprime en fonction de la fonction de phase par :

$$g = \frac{1}{4\pi} \int_0^\pi p(\theta, \phi) \cos\theta d\Omega \quad (2.57)$$

Pour des particules sphériques, cette relation devient :

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

5. Les propriétés microphysiques des aérosols

5.1 La distribution granulométrique

D'une manière générale, les particules présentes dans l'atmosphère n'ont pas toutes la même taille. Elles sont réparties en des classes de taille privilégiées appelées modes. Chaque mode est représentée par un rayon moyen (ou diamètre). La granulométrie décrit la répartition en nombre ou en volume des différentes classes de tailles des particules d'une population d'aérosols. L'interaction entre une particule et le rayonnement étant tributaire de la taille et de la longueur d'onde, la distribution granulométrique est importante dans la description du comportement optique d'une colonne d'atmosphère à la traversée d'un rayonnement incident. L'outil mathématique le plus communément utilisé pour qui permet de décrire la distribution en taille d'une population d'aérosols est la loi log-normale. Cette loi donne la variation du nombre de particules $n(r)$ par unité de volume en fonction du logarithme du rayon r selon l'expression :

$$n(r) = \frac{dN}{d \ln r} = \frac{n_0}{\sigma_0 \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln r_0)^2}{2\sigma_0^2}\right] \quad (2.58)$$

$n(r)$ désigne ici le nombre de particules par volume dont le logarithme du rayon est compris entre $\ln r$ et $\ln r + d \ln r$, r_0 est le rayon modal considéré et σ_0 est la largeur de la distribution ou l'écart type du logarithme népérien du rayon.

Pour une distribution multimodale, le nombre de particules sera décrit par la somme des log-normales. Si on a une distribution de p modes dont chaque mode i est caractérisé par un rayon modal r_i d'écart type σ_i on a :

$$\frac{dN}{d \ln r} = \sum_{i=1}^p \left(N_{tot} \frac{x_i}{\sqrt{2\pi} \ln(\sigma_i)} \exp\left(\frac{\ln^2\left(\frac{r}{r_i}\right)}{2 \ln^2(\sigma_i)}\right) \right) \quad (2.59)$$

N_{tot} est le nombre total de particules par unité de volume et x_i est le taux d'occupation du mode i et est tel que $\sum_{i=1}^p x_i = 1$

Il est important de noter que la loi log-normale permet aussi d'exprimer la distribution granulométrique en volume. Cette forme est intéressante dans la mesure où permet non seulement d'apprécier la répartition spatiale de chaque classe de particule mais aussi d'obtenir la masse de chacune d'elle. C'est la raison pour laquelle elle est utilisée dans de nombreux travaux. Elle s'exprime de la façon suivante :

$$\frac{dV}{d \ln r} = \frac{V_0}{\sigma_v \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln r - \ln r_v)^2}{2\sigma_v^2}\right) \quad (2.60)$$

Dans cette expression, V_0 est la concentration en volume des particules, r_v et σ_v sont respectivement le rayon modal et l'écart-type du mode tels que :

$$\sigma_v = \sigma_0 \quad \text{et} \quad r_0 = r_v \exp(-3\sigma_0^2)$$

D'un point de vue quantitatif, la distribution volumique a un comportement inverse de celui de la distribution en nombre, car ce sont cette fois les plus grosses particules qui ont une contribution plus importante (Figure 2.12).

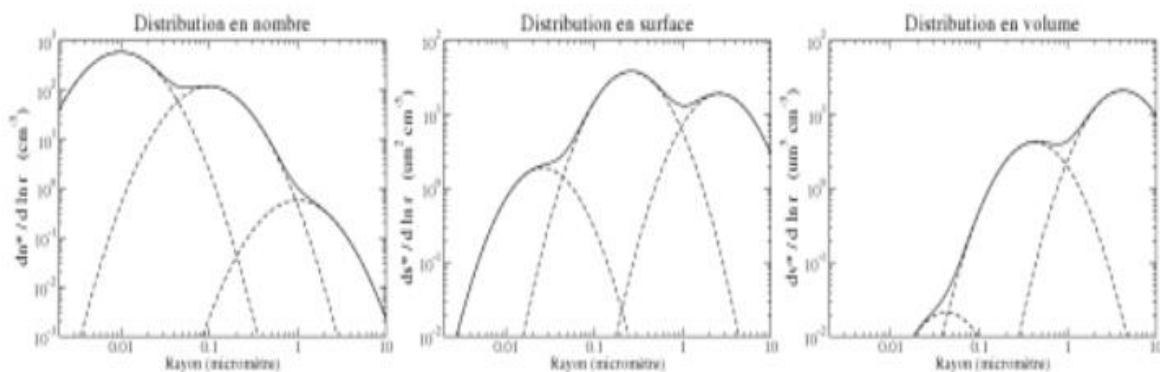


Figure 2. 12 : Schéma illustratif des 3 modes de la distribution d'aérosols. Le mode fin domine la distribution du nombre d'aérosols ($n^(r) = dN/d \ln r$), le mode d'accumulation domine la distribution de la surface ($s^*(r) = dS/d \ln r$) et le mode grossier domine la distribution du volume ($v^*(r) = dV/d \ln r$)*

De nombreuses études ont été menées pour caractériser la distribution des différents types d'aérosols. Les rayons modaux suivants ont été mesurés ou calculés par différents auteurs comme le montre le Tableau 2.3:

Type d'aérosol	Rayon modal (µm)	Ecart-type géométrique	Références
OC	0,03-0,06	1,7-2	<i>Anderson et al., 1996</i>
	0,03	1,8	<i>Alfaro et al., 2002</i>
WS	0,03	2	<i>Boucher et Anderson, 1995</i>
	0,0285	2	<i>D'Almeida et al., 1991</i>
	0,0212	2,24	<i>Hess et al., 1998</i>
BC	0,0118/0,03	2,0/1,7	<i>IAMAP, 1986; Berner et al., 1991</i>
	0,03	2	<i>Clarke et al., 1997</i>
	0,035	1,54	<i>Hitzenberg et Tohno, 2001</i>
SS	1,17	1,46	<i>Chiapello et al., 1999</i>
	1,75	2,03	<i>Hess et al., 1998</i>
	0,209	2,03	<i>Hess et al., 1998</i>
	0,23	2,1	<i>Alfaro et al., 2002</i>
	0,2	2	<i>Alfaro et al., 2002</i>
	0,08	1,5	<i>IPCC, 2001, Pacific Marine</i>
	0,07	1,9	<i>IPCC, 2001, Atlantic Marine</i>
Dust	0,155	4	<i>D'Almeida et al., 1991</i>
	0,07/0,39/1,9	1,95/2,0/2,15	<i>Hess et al., 1998</i>
	0,05/0,27/4,0	1,65/2,67/2,40	<i>D'Almeida et al., 1991</i>
	0,05	2,8	<i>IPCC, 2001, Fine soil dust</i>
	0,57	1,53	<i>Chiapello et al., 1999</i>
	0,75	1,6	<i>Alfaro et al., 2002</i>
	0,3	2	<i>Dulac et al., 1992a</i>
	0,24	2	<i>Dulac et al., 1992b</i>
	0,05/0,30/1,60	1,80/1,60/1,60	<i>Raut and Chazette, 2008b</i>

Tableau 2.3 : Rayon modal et écart-type géométrique de différents types d'aérosols dont la distribution en taille est considérée log-normale (source : Léon, 2000 ; Mallet, 2003 ; Raut et Chazette, 2008)

Les variations observées sur les valeurs de chaque type d'aérosols s'expliquent par la diversité des techniques utilisées, des sources et modes de production des particules, de l'âge des particules (fraîchement émises ou pas), des conditions météorologiques etc.

Les mesures de granulométrie des aérosols effectuées dans la région Ouest Africaine dans diverses localités révèlent un nombre variable de modes allant de deux à cinq modes selon les auteurs dans lesquels les aérosols fins et/ou grossiers sont représentés par plusieurs classes de tailles.

5.1.1. Les aérosols désertiques :

Les populations d'aérosols ont été représentées par plusieurs types de distribution dans diverses campagnes de mesures. Ainsi, par vol avion au-dessus du Niger, *Osborne et al, 2008* rapportent une distribution bimodale (diamètres médians 1.26 et 4.50 µm) et une distribution à cinq modes (diamètres 0.15 ; 0.340 ; 0.65 ; 1.96 ; 3.88 µm) selon l'âge et l'éloignement de la source d'émission.

Cinq modes ont également été observés lors de mesures effectuées par vol avion au-dessus des côtes Sénégalaises avec des diamètres médians de 0.08 ; 0.22 ; 0.6 et 2.14 et 3.6 μm (Haywood et al., 2003a). D'autres études ont fait état d'une distribution à trois modes. C'est le cas des mesures d'aérosols en provenance de Bodélé et mesurés au-dessus du Bénin qui donnent les diamètres modaux de 0.20, 0.67, 11.6 μm (Crumeyrolle et al., 2010) et des résultats obtenus par mesure par vol au-dessus du Cap Vert où les diamètres de 0.11, 0.66 et 1.0 μm ont été rapportés par Chen et al., 2011. Lors de deux campagnes de mesures au-dessus de l'Atlas (Weinzier et al., 2009) et du Cap Vert, Weinzier et al., (2011) distinguait quatre modes répartis sur les diamètres respectifs de 0.075, 0.55, 1.40 et 4.5 μm et 0.08, 0.35, 1.45 et 4.5 μm . le même nombre de modes a été relaté par des mesures effectuée lors de vol allant de la côte Ouest de l'Afrique jusqu'au Niger, Johnson et Osborne, (2011) ont trouvé les diamètres de 0.24, 0.64, 2.64 et 5.40 μm .

5.1.2. Les aérosols des feux de biomasse

La distribution des particules émises dans les feux de biomasse ont aussi fait l'objet d'attention particulière lors des campagnes de mesure, compte tenu l'importance de l'importance de leur contribution dans l'évaluation du forçage radiatif des aérosols. A partir des mesures expérimentales au-dessus du Niger, Johnson et al., 2008b propose une distribution unimodale (diamètre 0.16 μm) pour des aérosols fraîchement émis et une distribution bimodale (0.16 μm et 0.32 μm) pour des aérosols vieilliss. Or Haywood et al . (2003 b) trouvait, suite à des mesures au-dessus de la Namibie et de l'Océan, une distribution à trois modes (0.20 μm , 0.44 μm , 2.0 μm) pour des aérosols fraîchement émis et à deux modes (0.24 μm , 0.52 μm) pour des particules vieilliss. Pour les aérosols issus des feux de biomasse mesurés au-dessus du Cap Vert, Weinzierl et al., (2011) rapporte quatre modes centrés autour des diamètres 0.12 μm , 0.22 μm , 0.52 μm et 1.60 μm .

Des mesures par prélèvements sur filtres avec impacteur 13 étages, Pont et al. (2009) relate une distribution en fonction de la proximité de la zone des feux pour chaque type de particule. Pour les aérosols à proximité des feux de biomasse, une distribution trimodale est proposée pour les aérosols désertiques (0.09 μm , 0.8 μm , 5.4 μm) et pour le carbone organique (0.07 μm , 0.26 μm , 3.48 μm) ainsi qu'une distribution bimodale pour le carbone suie (0.38 μm , 5.38 μm). Pour des aérosols sahéliens vieilliss, trois modes sont observés pour les aérosols désertiques (0.51 μm , 1.98 μm , 5.38 μm) et le carbone organique (0.2 μm , 0.5 μm , 2.0 μm) et deux modes pour le carbone suie (0.5 μm et 3.0 μm).

Mallet et al. (2008) fait cas de trois modes pour l'ensemble des panaches d'aérosols à Djougou au Bénin distribués autour des diamètres médians de 0.096 μm , 0.8 μm et 2.0 μm .

Bien que ces mesures contribuent fortement à une meilleure connaissance de la définition microphysique des aérosols en Afrique, il faut noter qu'elles ne sont pas suffisantes pour déduire une caractérisation standard de ces aérosols de façon permanente. En effet ces résultats sont en général obtenus lors des campagnes de mesures qui ont un caractère très limité dans le temps et dans l'espace et qui sont effectués dans des conditions météorologiques particulières. C'est pourquoi nous effectuerons des études climatologiques dans le chapitre suivant, sur la base de mesures qui s'étendent dans le temps.

5.2.L'indice complexe de réfraction

L'indice de réfraction est une caractéristique importante dans la description du comportement optique d'un aérosol face au rayonnement. Il s'agit d'un nombre complexe ($m = n + ik$) qui décrit les propriétés diélectriques de la matière en fonction de la longueur d'onde du rayonnement et permet dans l'atmosphère d'associer le comportement optique à la composition chimique d'une couche d'aérosols.

La partie réelle de l'indice de réfraction décrit le caractère diffusant de l'aérosol tandis que sa partie imaginaire est associée à l'absorption. Pour les composés essentiellement diffusants comme les sulfates, les sels marins, la partie imaginaire est proche de 0, elle peut cependant atteindre des valeurs élevées (supérieur à 0.5) pour des aérosols absorbants tels que les carbones suies (Krekov, 1993 ; Fuller et al. 1999 ; Bond et Bergstrom, 2006) (Tableau 2.4).

Type d'aérosols	Indice réel (n)	Indice imaginaire (k)
Particules primaires anthropiques	1,75	0,44
Aérosols organiques secondaires	1,55	0,05
Particules solubles (sulfate, nitrate, ammonium)	1,53	$6 \cdot 10^{-3}$
Poussières minérales	1,53	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Sel marin	1,55	10^{-8}
Eau	1,33	0

Tableau 2.4 : Indice de réfraction pour les principaux composé d'aérosol à 0% d'humidité relative et à la longueur d'onde de 550 nm (source : Mallet et al., 2003)

Quant aux aérosols désertiques, ils sont principalement diffusants, mais peuvent également absorber le rayonnement du fait de la présence de l'oxyde de fer décrit comme le principal élément absorbant des aérosols désertiques (Alfaro et al ; 2004 ; Lafon et al. 2006). La composition de ces aérosols étant dépendante de celle des sols d'où ils sont arrachés ainsi que de l'effet de leur vieillissement dans l'atmosphère (oxydations et autres interactions physiques ou chimiques), leur indice de réfraction est très variable. Cependant de nombreuses études utilisant plusieurs techniques expérimentales et des modèles d'inversion ont permis de mieux caractériser l'aérosol désertique africain même s'il faut reconnaître qu'il manque encore de nombreuses informations à l'échelle régionale source d'incertitudes dans l'évaluation de l'impact radiatif. Le tableau 2.5 présente quelques résultats obtenus.

Localisation	$\lambda_{400, 450 \text{ nm}}$	$\lambda_{400, 450 \text{ nm}}$	$\lambda_{650, 700 \text{ nm}}$	Références
Mesures au sol Tinfou (Maroc)	$1,53 + 5,1i$	$1,53 + 1,6i$	$1,53 + 0,45i$	Müller et al. 2009
Mesures au sol Tinfou (Maroc)	$1,57 + 6,6i$	$1,56 + 0,35i$	$1,55 + 0,33i$	Kandler et al. 2009
Mesures au sol Tinfou (Maroc)		$1,53 + 4,1i$	$1,53 + 3,1i$	Schwartz et al. 2009
Mesures avion au Maroc		$n \in [1,51;1,55]$ $k \in [0,8;6,0]$		Otto et al. 2009
Mesures avion sud-est Maroc	$n \in [1,55;1,56]$ $k \in [3,1;5,2]$	$n \in [1,55;1,56]$ $k \in [3,0;4,0]$	$n \in [1,55;1,56]$ $k \in [0,3;2,5]$	Petzold et al. 2009
Inversions photo-métriques Bodélé	$1,46 + 1,0i$		$1,47 + 1,0i$	Todd et al. 2007
Inversions photo-métriques Afrique de l'Ouest		$1,478 + 1,897i$		Tulet et al. 2008
Modélisation nord de l'Afrique		$k = 1,47$		Balkanski et al. 2007
Inversions photo-métriques Cap Vert	$1,48 + 2,5i$		$1,48 + 0,7i$	Dubovik et al. 2002
Mesures avion au-dessus des côtes Sénégalaises		$1,53 + 1,5i$		Haywood et al. 2003a
Mesures avion au-dessus du Niger		$1,53 + 0,4i$		Osborne et al. 2008
vols avion au-dessus de l'Atlantique et de la Mauritanie		$n \in [1,49;1,56]$ $k \in [0,1;4,6]$		McConnell et al. 2010
Mesures avion Mauritanie et Niger		$k = 1,47$		Osborne et al. 2011
Mesures avion mauritanie et Niger		$k \in [1,0;2,7]$		Klaver et al. 2011
Mesures au sol Cap Vert	$1,575 + 12,0i$	$1,557 + 7,0i$	$1,573 + 0,67i$	Kandler et al. 2011
Mesures au sol Cap Vert	$k \in [19,3;11,0]$	$k = 4,8$	$k = 2,5$	Müller et al. 2011
Mesures avion région Cap Vert	$1,550 + 4,0i$	$1,55 + 3,0i$	$1,546 + 1,0i$	Weinziert et al. 2011

Tableau 2.5 : Indice de réfraction complexe des aérosols désertiques africains $m = n + i(k \times 10^{-3})$. (source F. Mallavelle, 2011)

Conclusion

Comme nous venons de le voir, la caractérisation complète des aérosols nécessite une analyse combinée de plusieurs données optiques et microphysiques qu'il faut obtenir. Chacune d'elles donnant une information particulière sur la taille, la nature chimique et l'impact radiatif des particules. En Afrique les études ont porté sur certaines de ces propriétés que nous avons présentées, cependant la caractérisation typique des aérosols et leur évolution dans le temps et l'espace reste encore d'actualité et mérite de faire l'objet de travaux de recherches.

CHAPITRE 3 : CLIMATOLOGIE DES PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUES DES AEROSOLS A OUAGADOUGOU

Introduction

Dans ce chapitre, nous analysons les principales propriétés optiques inversées par photométrie sur la période qui s'étend de 1999 à 2006, période correspondant à la durée du fonctionnement du photomètre Cimel de AERONET à Ouagadougou. Pendant cette durée, plusieurs milliers de données ont permis de réaliser une climatologie des propriétés optiques et microphysiques. Ce qui nous a permis de définir une saisonnalité des principales grandeurs caractéristiques des aérosols.

1. Outils et données

1.1. Le réseau AERONET

Le réseau AERONET (Aerosol Robotic Network) est un réseau constitué d'un ensemble de photomètres solaires. Ces photomètres fabriqués par la société CIMEL Electronique en collaboration avec le LOA et la NASA sont installés en divers endroits à travers le monde, et permettent par des mesures en continu et simultanées de caractériser les aérosols atmosphériques (Holben et al., 1998). De ce réseau sont nés s'autres sous-réseaux dont le réseau PHOTON qui est plus particulièrement maintenu par le LOA et dont fait partie le photomètre qui était implanté à Ouagadougou. Ils constituent aujourd'hui le moyen le plus adapté pour quantifier les effets des aérosols et connaître leur distribution spatio-temporelle. Les propriétés optiques et microphysiques des aérosols intégrées sur la colonne atmosphérique sont quotidiennement mesurées ou déterminées en chaque point du réseau dédié à la surveillance des aérosols. En raison de l'étendue dans le temps de mesures, AERONET, est le mieux indiqué pour réaliser une étude climatologique des propriétés optiques et microphysiques des aérosols et d'apprécier leurs effets radiatifs.

1.1.1. L'instrument

L'instrument est une version automatique doté d'un panneau solaire et de batteries rechargeables, ce qui lui confère une autonomie complète. Il est équipé d'un robot deux axes permettant des mouvements dans les plans zénithaux et azimutaux, il peut donc viser tout point de la voûte céleste avec une précision de 0.05° . Le champ de vue de l'instrument est de 1.2° , il possède deux détecteurs, un pour les visées solaires et un pour les mesures de luminance de ciel. Les deux collimateurs, d'une longueur de 33cm ont été dessinés afin d'éviter la lumière parasite lors des mesures d'auréole effectuées à proximité du soleil.

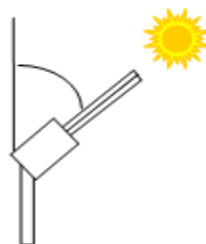


Figure 3. 1 : Photos du radiomètre CIMEL

Le collimateur utilisé pour les mesures de luminance dispose d'une lentille afin d'avoir une meilleure dynamique. La roue porte-filtres à 8 positions, le choix du matériau du détecteur, le silicium et des hublots, le quartz, permet d'effectuer des mesures de 300 à 1050nm. Parmi les 8 canaux potentiels, 5 filtres sont considérés comme standard, 440, 670, 870, et 1020nm consacrés à l'étude des aérosols et 940nm pour la mesure du contenu en vapeur d'eau, les 3 autres positions peuvent être adaptées aux souhaits de l'utilisateur, une version de l'instrument se sert d'ailleurs de ces trois positions pour mesurer l'état de polarisation de l'atmosphère à 870nm. Une sonde de température permet de corriger des éventuels effets de température dans les canaux proche infrarouge. Un micro-processeur permet de calculer la position du soleil à partir de l'heure et des coordonnées géographiques du site, la précision est de l'ordre du degré. Un détecteur quatre quadrants permet ensuite de pointer le soleil avec une précision d'un pas moteur. L'instrument est parfaitement étanche, ce qui permet de diminuer les risques de dégradation des filtres et de l'électronique. Entre les séquences de mesures, l'instrument se positionne collimateurs dirigés vers le sol. Un détecteur d'humectation, exposé à la pluie permet de détecter celle-ci et donc d'annuler la séquence de mesures afin de ne pas exposer les entrées des collimateurs à une possible contamination par les précipitations.

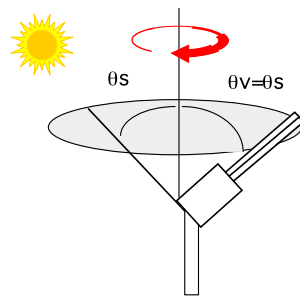
1.1.2. Procédures de mesures.

- L'extinction

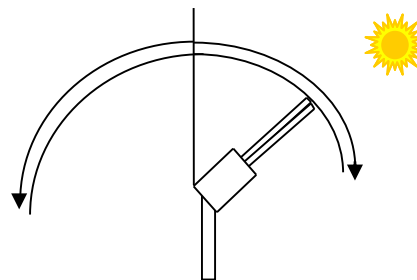


Les premières mesures se font en visant directement le soleil. Les mesures sont alors des mesures d'extinction solaire qui permettent de déduire les épaisseurs optiques des aérosols.

- **Luminances du ciel**



Procédure Almuqantar



Procédure Plan Principal

Les deux autres procédures de mesures sont reliées à des mesures de luminances du ciel.

En effet, la première mesure est une mesure d'Almuqantar, elle consiste à viser le soleil puis de mesurer les luminances en effectuant une rotation en gardant $\theta_v = \theta_s$. Pour une meilleure précision des inversions, cette procédure ne se réalise que lorsque l'angle zénithal solaire est grand (au delà de 50 degrés).

La deuxième, le plan principal, consiste elle aussi à viser le soleil mais en mesurant cette fois les luminances dans le plan solaire.

1.2. Les inversions AERONET

A sa création, AERONET inversait, après étalonnage des détecteurs, les épaisseurs optiques à partir des mesures d'extinction et les luminances atmosphériques à partir des mesures du ciel. Dès 2000, une inversion sophistiquée des mesures du ciel a été développée par *Dubovik et al.*, 2000 selon une méthode développée dans *Dubovik et King*, 2000. Cette nouvelle inversion permet de retrouver la plupart des propriétés optiques et microphysiques des aérosols.

1.2.1. Les épaisseurs optiques

Les épaisseurs optiques des aérosols sont déterminées selon les filtres des détecteurs disponibles. Selon les appareils, il peut y avoir plus ou moins de longueurs d'onde mais elles sont toujours au nombre minimal de 4 : 440 nm, 60 nm, 872 nm et 1020 nm.

1.2.2. Les hypothèses de l'inversion des luminances

- Les particules d'aérosols sont supposées être partitionnées en deux groupes : les particules sphériques et les non sphériques. Les composants sphériques sont modélisés par un ensemble

de sphères homogènes de même indice complexe de réfraction tandis que les non sphériques sont représentés comme des sphéroïdes poly dispersés orientés aléatoirement

(*Mishenko et al., 1997*). Le ratio de ces composants est obtenu selon les inversions de *Dubovik et al., 2006*.

- L'atmosphère est supposée plane et parallèle
- La réflectance de surface est approximée par BRDF (Bidirectional Reflectance) obtenus pour les sites terrestres par le modèle de MODIS. Par la suite, l'albédo de surface a été aussi inversée à partir des luminances du ciel (*Siniuk et al., 2007*).
- L'optimisation des inversions et celle sur les erreurs correspondantes sont obtenus selon l'hypothèse de non corrélation des erreurs log-normales.

1.2.3. Les résultats de l'inversion des luminances

1.2.3.1. Propriétés microphysiques

- Les distributions volumiques des tailles des particules $dV(r)/d\ln r$ ($\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$) sont obtenus pour 22 rayons équidistants au point de vue logarithmique compris dans la plage $0.05\mu\text{m}$ et $15\mu\text{m}$.
- La partie réelle de l'indice complexe de réfraction $n(\lambda)$ est tel que $1.33 \leq n(\lambda) \leq 1.6$ et la partie imaginaire satisfait à l'inégalité $0.0005 \leq k(\lambda) \leq 0.5$. Ces deux valeurs sont inversées pour les longueurs d'onde correspondant à celles de la mesure de la radiance du ciel. Le code d'inversion de *Dubovic et al. 2006*, détermine le taux de sphéricité des aérosols observés.
- L'inversion des luminances détermine aussi le taux de sphéricité des aérosols observés

1.2.3.2. Propriétés optiques

- L'albédo de simple diffusion $\omega_0(\lambda)$ est obtenu aux longueurs d'onde correspondant aux longueurs d'onde de la mesure de la radiance du ciel.
- $P(\theta, \lambda)$, la fonction de phase, est obtenue pour chaque longueur d'onde pour 83 angles de diffusion
- Le paramètre d'asymétrie $\langle \cos\theta \rangle$ est calculé pour chaque fonction de phase.
- Les flux spectral (W/m^2) correspondant aux différentes longueurs d'onde inversés sont séparés en flux descendants et ascendants par rapport à la surface de la terre et sont calculés au sommet et au bas de l'atmosphère.

$F^{\downarrow}_{TOA}(\lambda)$ et $F^{\downarrow}_{BOA}(\lambda)$ sont les flux descendants au sommet et au bas de l'atmosphère

$F^{\uparrow}_{TOA}(\lambda)$ et $F^{\uparrow}_{BOA}(\lambda)$ sont les flux ascendants au sommet et au bas de l'atmosphère

De ces valeurs, le forçage radiatif est facilement obtenu au sommet et au bas de l'atmosphère par les relations suivantes :

$$\Delta F_{TOA} = F^{\uparrow}_{TOA}(\lambda) - F^{\downarrow}_{TOA}(\lambda) \quad (3.1)$$

$$\Delta F_{BOA} = F^{\downarrow}_{BOA}(\lambda) - F^{\downarrow 0}_{BOA}(\lambda) \quad (3.2)$$

2. Climatologie des propriétés optiques

2.1. Climatologie des masses d'air et des épaisseurs optiques.

A Ouagadougou comme dans la plupart des villes de la région sahélo-saharienne, la variabilité des épaisseurs optiques est fortement liée à la variabilité saisonnière du climat et au régime des flux d'harmattan et de mousson. Une climatologie couplée des épaisseurs optiques et de retro trajectoires des masses d'air à Ouagadougou (Korgo et al., 2013) a montré:

- Une atmosphère relativement chargée en permanence en aérosols avec des moyennes annuelles d'épaisseurs optiques pouvant atteindre des valeurs supérieures à 0.5 à 440nm.
- Une variabilité des épaisseurs optiques des aérosols sensible à la variabilité du déplacement des vents de basse couche qu'avec celle des vents de la troposphère libre, indiquant une position géographique pas très éloignée des zones sources d'émission.
- Une variabilité saisonnière bien marquée avec des pics cycliques d'épaisseurs optiques aérosols en saison sèche, dans les mois de Février et Mars pendant lesquels prédominent les vents d'Harmattan. Des valeurs supérieures à 3 voire plus sont enregistrées. Ils sont liés en général aux épisodes de tempête de poussières de grande échelle qui prennent naissance dans les zones sources du désert du Sahara et qui s'étendent sur une grande partie de l'Ouest de l'Afrique.
- Des pics secondaires sont aussi observés en particulier dans les périodes couvrant Avril-Mai et Octobre- Novembre. Ces pics sont imputables aux soulèvements locaux de poussières liés aux turbulences qu'engendrent la montée puis la descente du FIT et de la ZCIT au début puis à la fin de la saison pluvieuse.
- Des faibles valeurs d'épaisseurs optiques aérosols pendant la saison humide puis aux mois de Décembre-Janvier. Cette situation révèle le caractère hydrophobe des aérosols et met en

évidence l'importance de la contribution des aérosols désertiques dans le panache d'aérosols dans l'atmosphère à Ouagadougou.

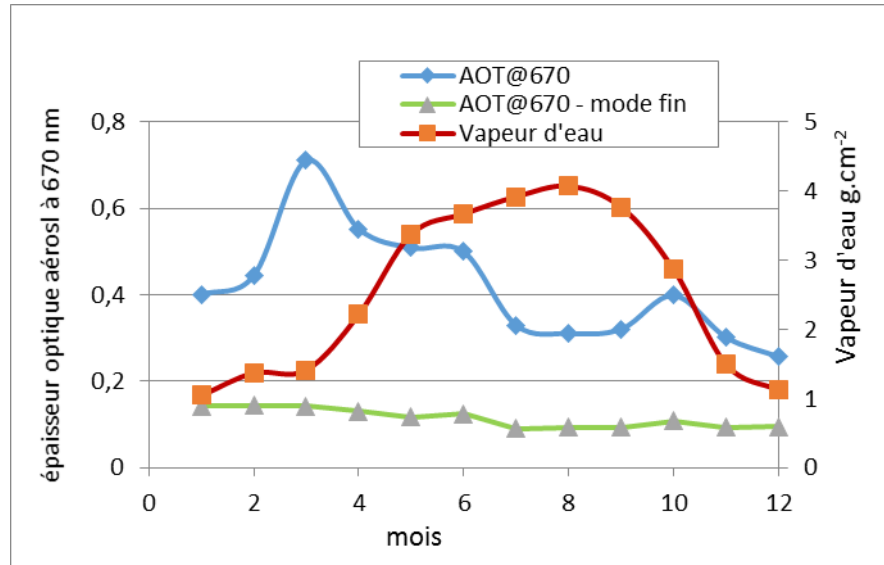


Figure 3. 2 : Evolution saisonnière des épaisseurs optiques aérosol total et du mode fin ainsi que de la vapeur d'eau à Ouagadougou

La figure 3.2 montre non seulement l'évolution saisonnière de l'épaisseur optique mais aussi la persistance sur toute l'année du mode fin. L'épaisseur optique du mode fin est presque constante, cela nous montre que l'émission des particules de cette classe de taille ne suit pas la variabilité saisonnière spécifique à cette partie du continent. En effet, la présence permanente de ces fines particules est liée à l'activité humaine et sont essentiellement constituées d'aérosols de combustion.

Par ailleurs une observation plus minutieuse révèle une légère baisse de l'épaisseur optique du mode fin, à partir du mois de Juin où la valeur est quasi constante jusqu'en Octobre. En connaissant la particularité humide de cette période on pense qu'une infime partie des aérosols du mode fin est lessivée. Ce qui permet de conclure que ces fines particules contiennent une faible partie de poussières minérales. Ce constat a été confirmé par des mesures chimiques qui seront présentées dans ce chapitre (Cachier et al., 2009).

Résumé article

Nous présentons dans ce papier une étude climatologique des retro trajectoires des masses d'air qui survolent la ville de Ouagadougou en utilisant le modèle HYSPLIT. La variabilité saisonnière des trajectoires à 300m, 1000m et 3000m d'altitude a été étudiée après avoir mené une discussion sur la précision des modèles de trajectoires sur la base des travaux de Stohl. A cela s'ajoute une climatologie des épaisseurs optiques des aérosols à 675 nm de longueur d'onde, obtenues par inversion des mesures photométriques du réseau AERONET. Un lien a été établi entre les retro trajectoires étudiées et la variabilité des épaisseurs optiques. Une importante conclusion de cette

approche a été l'identification de l'une des principales sources d'aérosols qui influent sur les propriétés optiques atmosphériques à Ouagadougou, notamment pendant des épisodes majeurs d'événement de poussières.

CLIMATOLOGY OF AIR MASS TRAJECTORIES AND AEROSOL OPTICAL THICKNESS OVER OUAGADOUGOU

B. KORGU, J. C. ROGER AND J. BATHIEBO

(Received 17 May 2013; Revision Accepted 22 November 2013)

ABSTRACT

We present in this paper a climatological study of back trajectories of air masses over Ouagadougou using the HYSPLIT model. The seasonal variability of the 300m, 1000m and 3000m wind trajectories were studied after a discussion related to the accuracy of trajectory models based on the work of Stohl. To this is added the climatology of the optical thickness at 675nm obtained by inversion of photometric measurements of AERONET network. A link was established between the backward trajectories and the aerosol optical thickness. An important conclusion of this approach has been to identify one of the main aerosol sources that influence the atmospheric optical properties over Ouagadougou especially during major dust events.

KEYWORDS: 1-backward trajectories, 2-aerosol optical thickness, 3- mineral dust, 4-HYSPLIT, 5-AERONET

INTRODUCTION

It is well known that the trajectories of air masses are useful in the study of weather phenomena, meteorology, dispersion of pollutants, in the process of lifting and transport of atmospheric aerosols and even in health. We can cite, for example, the identification of pathways of desert dust (Chiapello *et al.*, 1997) of water vapor transport (D'Abreton and tyson, 1996), the establishment of source-receptor relationship of air pollutant (Stohl, 1996), detection of sources of illegal production of drugs through the study of pollen transport (Cabezudo *et al.*, 1997). Ouagadougou is the capital of Burkina Faso, a landlocked country located in the heart of West Africa. Ouagadougou is located in the central region of the country. Geographically, its position is at latitude 12 ° North and longitude 1 °40 west. In terms of climate it is positioned in the semi-arid zone between the arid Sahel region adjacent in the north to the Sahara desert and dry sub-humid areas in the South. This gives the city a strategic position in the study of the trajectories of air masses in West Africa. Especially when we know that the Sahara is the largest desert with an area of 8.5 million km² (Laurent, 2005) and the largest source of dust in the world (Prospero *et al.*, 2002). Annual emissions are estimated between 400 and 700 Mt (Schutz *et al.*, 1987; D'Almeida, 1987; Swap *et al.*, 1992; Laurent *et al.*, 2008). Lifting and transport in the atmosphere of such a quantity of aerosols modify the optical properties of the atmosphere, and affect the

radiative forcing. The objective of this paper is to perform a climatology of air masses backward trajectories at 300m, 1000m and 3000m over Ouagadougou and establish their connection with the variability of the aerosol optical thickness (AOT).

1 DATA AND METHODOLOGY

The data collected for this study are backward trajectories computed with the hybrid particle single integrated trajectory (HYSPLIT) model. It is more than 1500 trajectories from 2001 to 2010 at heights of 300m, 1000m and 3000m AGL. These heights are chosen because they allow the study of air motion in the atmospheric boundary layer which is the seat of atmospheric turbulence that strongly influence the meteorology and dispersion (300m and 1000m) and also in the free troposphere where occurs the long-range transport of aerosols (3000m). The trajectories are computed for the entire period at intervals ranging from 2 to 3days and at different times of the day or night, because a first analysis of the HYSPLIT model trajectories computed has shown no significant daily variability. In addition, we used the photometric data of AERONET (Aerosol Robotic Network), to study the variability of the optical thickness. The AOT at 675 nm measured by Cimel sun / sky photometers were extracted from level 2 data (quality assured data) and coupled with the trajectories analyzed.

- B. Korgo**, Laboratoire des Energies Thermiques et Renouvelables (LETRE), Department de Physique, Université de Ouagadougou, Burkina Faso.
J. C. Roger, Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP), Département de Physique, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.
J. Bathiebo, Laboratoire des Energies Thermiques et Renouvelables (LETRE), Department de Physique, Université de Ouagadougou, Burkina Faso.

1.1 THE HYSPLIT MODEL

There are two ways to simulate the movement of air masses in time and space: the Eulerian model and the Lagrangian model (Byers, 1974, Dutton, 1986). The Eulerian model considers fixed points of the space through which air masses circulate while the Lagrangian model is based on the spatio-temporal movement of an air parcel (Stohl, 1998).

The HYSPLIT trajectory, as its name suggests, is a hybrid between the Eulerian and Lagrangian approaches. The advection and diffusion are made in the Lagrangian framework, while the concentrations are calculated on a fixed grid (Draxler, 1998). The trajectory model provides a description of the position X of an air parcel at time t as a time-dependent function and its position X_0 at the time t_0 as follows:

$$X(t) = X(X_0, t) \quad (1)$$

All positions $X(t)$ describes the forward trajectory of the point X_0 . The coordinates of the position X_0 at the initial time t are called Lagrangian coordinates (Dutton, 1986). The inverse transform gives the expression of $X_0(t_0)$ as a function of $X(t)$ and t as follows:

$$X_0(t_0) = X_0(X, t) \quad (2)$$

This transformation allows to describe the backward trajectory. The function $X(X_0, t)$ is the solution path defined by the equation:

$$\frac{dX}{dt} = V(x, t) \quad (3)$$

where $V(x, t)$ represents the speed of the wind vector at time t . The analytical solution of the trajectory equation can be obtained using the finite difference approximation of the development that gives $X(t)$ as a Taylor series at the instant $t_1 = t_0 + \Delta t$. We then obtain:

$$X(t_1) = X(t_0) + (\Delta t) \left. \frac{dX}{dt} \right|_{t_0} + \frac{1}{2} (\Delta t)^2 \left. \frac{d^2X}{dt^2} \right|_{t_0} + \dots \quad (4)$$

The first approximation of this equation, simple solution of zero acceleration is of the form:

$$X(t_1) \approx X(t_0) + (\Delta t) \dot{X}(t_0) \quad (5)$$

The development of X in Taylor's series at $t_0 = t_1 - \Delta t$ gives:

$$X(t_0) = X(t_1) - (\Delta t) \left. \frac{dX}{dt} \right|_{t_1} + \frac{1}{2} (\Delta t)^2 \left. \frac{d^2X}{dt^2} \right|_{t_1} - \dots \quad (6)$$

The combination of two developments above gives the following expression for $X(t_1)$:

$$X(t_1) = X(t_0) + \frac{1}{2} (\Delta t) [\dot{X}(t_0) + \dot{X}(t_1)] + \frac{1}{4} (\Delta t)^2 \left[\left. \frac{d\dot{X}}{dt} \right|_{t_0} - \left. \frac{d\dot{X}}{dt} \right|_{t_1} \right] + \dots \quad (7)$$

The first approximation of the solution is:

$$X(t_1) \approx X(t_0) + \frac{1}{2} (\Delta t) [\dot{X}(t_0) + \dot{X}(t_1)] \quad (8)$$

This solution corresponds exactly to the one described by Draxler (1998) in the Hysplit 4 modeling system for trajectories, dispersion and deposition, which is presented as follows:

$$P(t+\Delta t) = P(t) + 0.5 [V(P, t) + V(P', t+\Delta t)] \Delta t \quad (9)$$

In this expression, $P(t)$ is the three-dimensional position at the reference instant t , $P(t+\Delta t)$ at the time $t + \Delta t$, $V(P, T)$ and $V(P', t + \Delta t)$ the position vectors of the wind at times t and $t+\Delta t$ respectively. The errors associated with trajectory modeling have been widely studied by Stohl (1998), they are of five types:

- The truncation errors related to approximation by the method of finite difference which neglect the terms of high order of the Taylor's series (Walmsley and Mailhot, 1983, Seibert 1997).
- The interpolation errors due to interpolations between gridded wind fields which are based on the trajectory models and the radiosonde measurements (Karl and Samson, 1986, 1988a, 1988b; Stohl *et al.*, 1995; Draxler, 1996).
- Errors resulting and from assumptions Regarding the vertical wind, because unlike the horizontal wind, vertical component of the wind is obtained from meteorological models that are less accurate than the measurement results (Sardeshmukh and Liebmann, 1993; Martin *et al.*, 1987; Draxler, 1996a; Stohl and Seibert, 1997).
- Wind field errors, are in most of the cases either forecast errors or analysis errors. A lot of studies using different techniques by Maryon and Heasman (1988), Stunder (1996); Kahl *et al.* (1989a), and Pickering *et al.* (1994) Have Shown forecast errors ranging from 16 to 60 % depending on the travel time, the kind of trajectory (isentropic, isobaric, three-dimensional.)
- Starting position errors. The starting position is often not known with precision. A small error in the initial position can cause large errors amplification convergence or divergence of the flow (Baumann and Stohl (1993), kahl (1996), Merrill *et al.* (1985)).

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\tau} \quad \text{or} \quad \tau = -\ln\left(\frac{I}{I_0}\right) \quad (10)$$

For a transparent atmosphere, where there is almost no loss of energy, the optical thickness is close to zero. High optical thickness indicates a relatively loaded aerosols and therefore not transparent atmosphere. A sharp drop in visibility is associated with high value of the optical thickness.

2 RESULTS

2.1 THE BACKWARD TRAJECTORIES

2.1.1 The 300m trajectories.

The climatological analysis of the trajectories computed with HYSPLIT model shows a well-marked seasonal variability showing the succession of the monsoon and harmattan cycles in West Africa.

- At 300m above sea level, the backward trajectories over Ouagadougou are from North and North -East from November to March. During this period, the winds generally come from the Mediterranean, describe curves through either southern Libya, northern Chad and crossing an important part of Niger, or by Algeria and northern Mali and eastern Niger. Some of these winds reach Ouagadougou by the Atlantic through the

Despite these sources of errors, the trajectory models that have known several improvements for decades have been successfully used in the study of transport, dispersion and deposition of particles and air pollutants (Tyson *et al.* 1996) and as specified by Draxler, the HYSPLIT model is designed for quick response to atmospheric emergencies, diagnostic case studies and climatological analyzes.

1.2 THE AERONET INVERSION

The AERONET network is made of CIMEL sun / sky radiometers installed worldwide. These radiometers measure the direct and diffuse radiation from which AERONET inversion code provides aerosol optical properties, radiative properties and microphysical properties in the total atmospheric column for different wavelengths. The optical properties inverted are the aerosol optical thickness (AOT), the Angstrom exponent, the real and imaginary part of the refractive index. The microphysical properties are the particle size distribution, the rate of sphericity and the radiative properties are shown by the single scattering albedo, the phase function, the asymmetry parameter, the spectral fluxes, the radiative forcing and the radiative forcing efficiency. The development of AERONET inversion codes are described in papers by Dubovik and King, (2000), Dubovik *et al.* (2000) Dubovik *et al.* (2002a), Dubovik *et al.*, (2002b), Dubovik *et al.*, (2006a), Sinyuk *et al.*, (2006)

The aerosol optical thickness (AOT) is a dimensionless number that characterizes the transparency of the atmosphere through the sunlight. It is defined by the fraction of electromagnetic radiation or light scattered or absorbed by the components of the atmosphere at a given wavelength. If I_0 is the intensity of the radiation emitted by the sun and I the intensity of the radiation which reaches the surface of the earth, τ the optical thickness of the atmospheric layer crossed is obtained by the following relationship:

Mauritanian coast or southern Morocco and northern Mali (fig.1(a); fig.1(b); fig.1(c)).

- From May to October the trajectories are mostly towards the South, Southwest from the Gulf of Guinea. In most cases they go through the Ivorian coast and travel across the country from South to North and sometimes a part of Ghana. Some of these paths pass through the Liberian and Guinean coast (fig.1(e); fig.1(f)).
- The April knows the particularity of having trajectories that alternate between North East and South West; some being marked than the others from one year to another (fig.1(c); fig.1(d)). It corresponds to the transition between the two seasons described. Generally, the south trajectories dominate from the end of the second week. Also in November, and sometime in March,

despite the preponderance of Northeast winds, frequent intrusions Southwest winds are observed (fig.1(g); fig.1(h)).

2.1.2 The 1000m trajectories

An overview of the 1000m trajectories shows a similar seasonal variability to those of 300m. However, they frequently diverge from the trajectories 300m. If globally from November to March they have the north and north- easterly direction, these trajectories often deviate southward, coming from the Guinean gulf and from southeast over part of Nigeria, Northern Benin and Northern Togo (fig.(j)).

From May to October, the general trend of the trajectories marked by the south and southwest direction. A significant part of these trajectories diverge to the east or west paths 300m, often reaching Ouagadougou from Guinea or from Nigeria (fig.(i)).

2.1.3 The 3000m trajectories

The 3000m trajectories do not follow the seasonal variability described above. They have strong directional changes that occur with large differences in direction from even opposite trajectories in the same period. Unlike paths 300 and 1000m, the direction North and Northeast is observed throughout the year although the occurrence of these winds varies from one month to another. This direction is dominant in the period between the months of March and November , which means that the trajectories are opposed in the majority of cases the air masses of 300 and 1000m that have at that time the South and southwest direction (fig.1(c); fig.1(d); fig.1(e); fig.1(f)).

In the period extending from December to February, the changes are more significant to the point where it is difficult to identify a dominant direction. In addition to the North and northeast paths, many east and southeast paths are observed, but also some from the South and West. Most of the variations of the trajectory directions are observed in the month of January (fig.1(a); fig.1(b)).

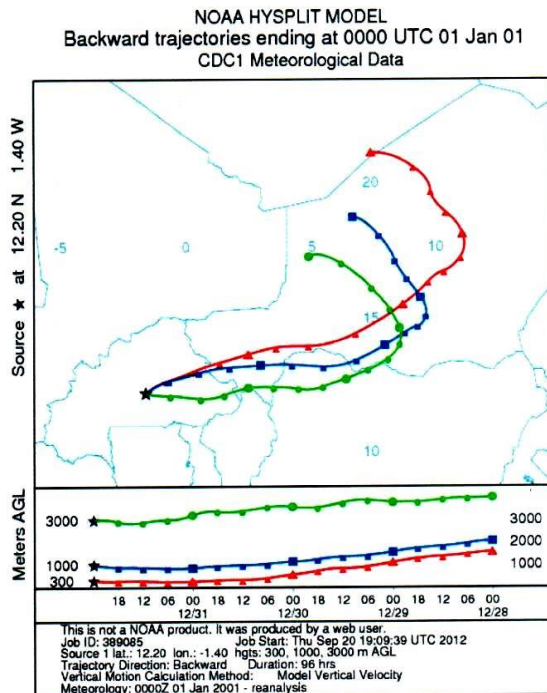


Fig.1(a)

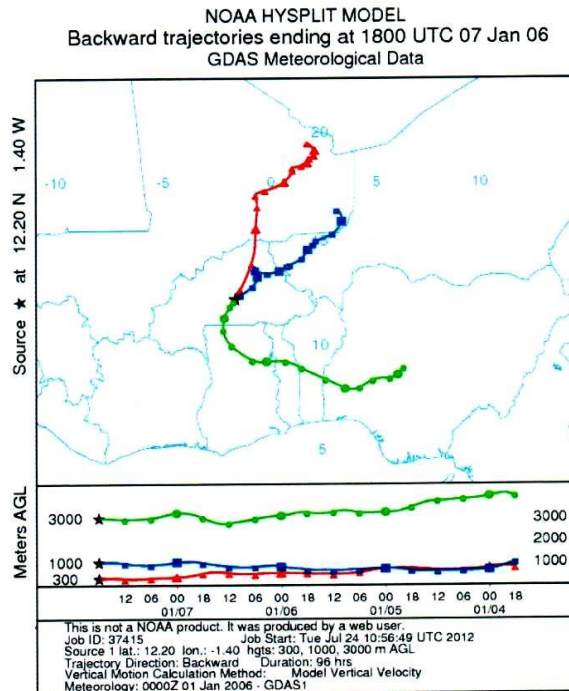


fig.1(b)

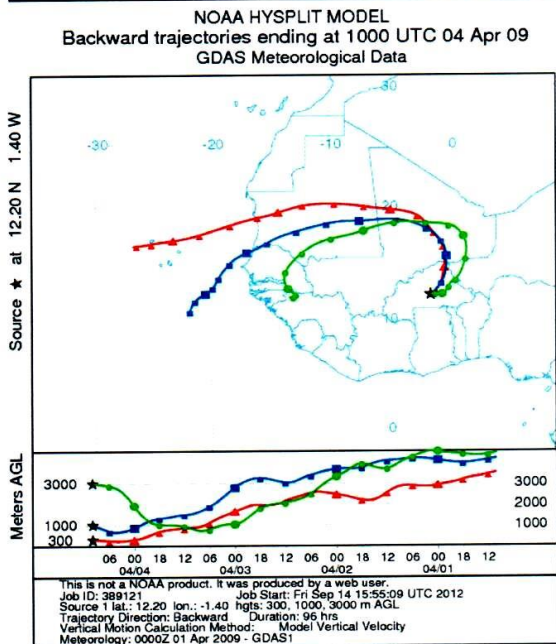


fig.1(c)

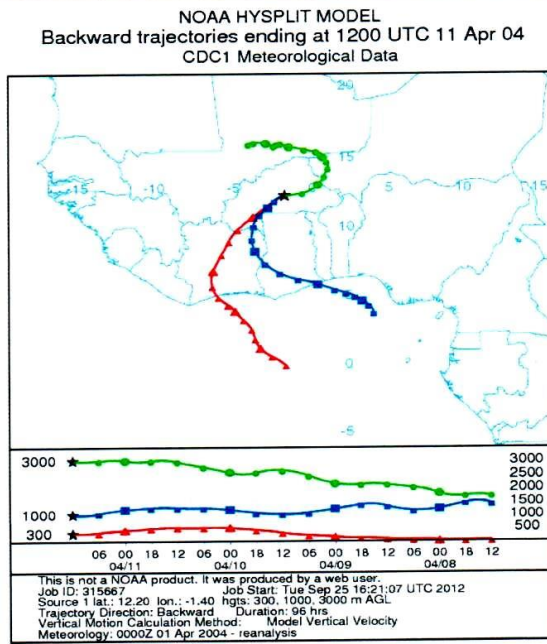


fig.1(d)

The Northeast and north direction of 300 and 1000m trajectories are seen in January while the 3000m trajectories present Northeast and south directions (fig 1(a) and fig.1(b)). In April the 300m and 1000m trajectories alternate between North and south direction(fig.1(c),fig.1(d))

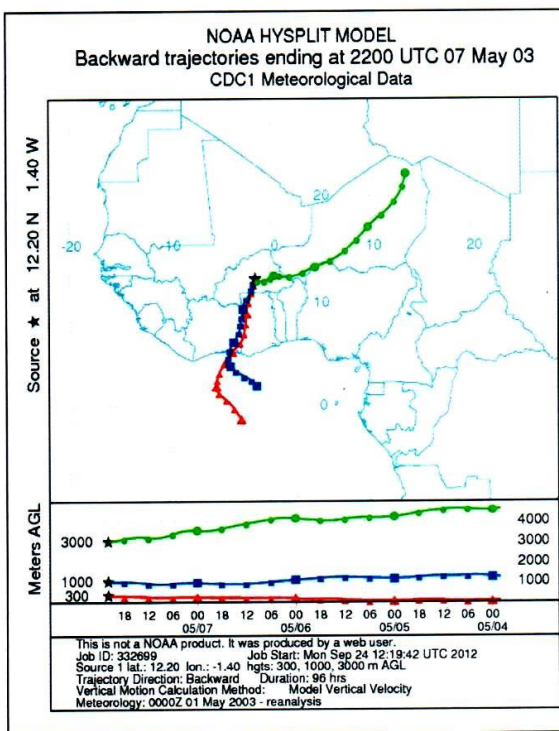


Fig.1 (e)

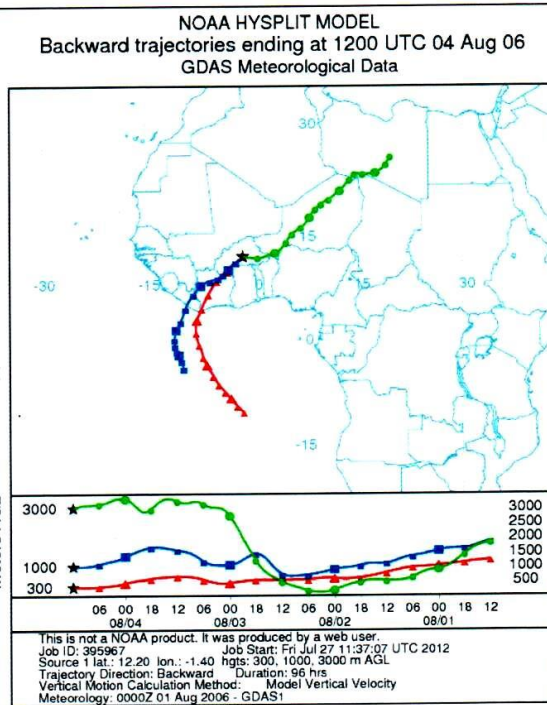


Fig.1 (f)

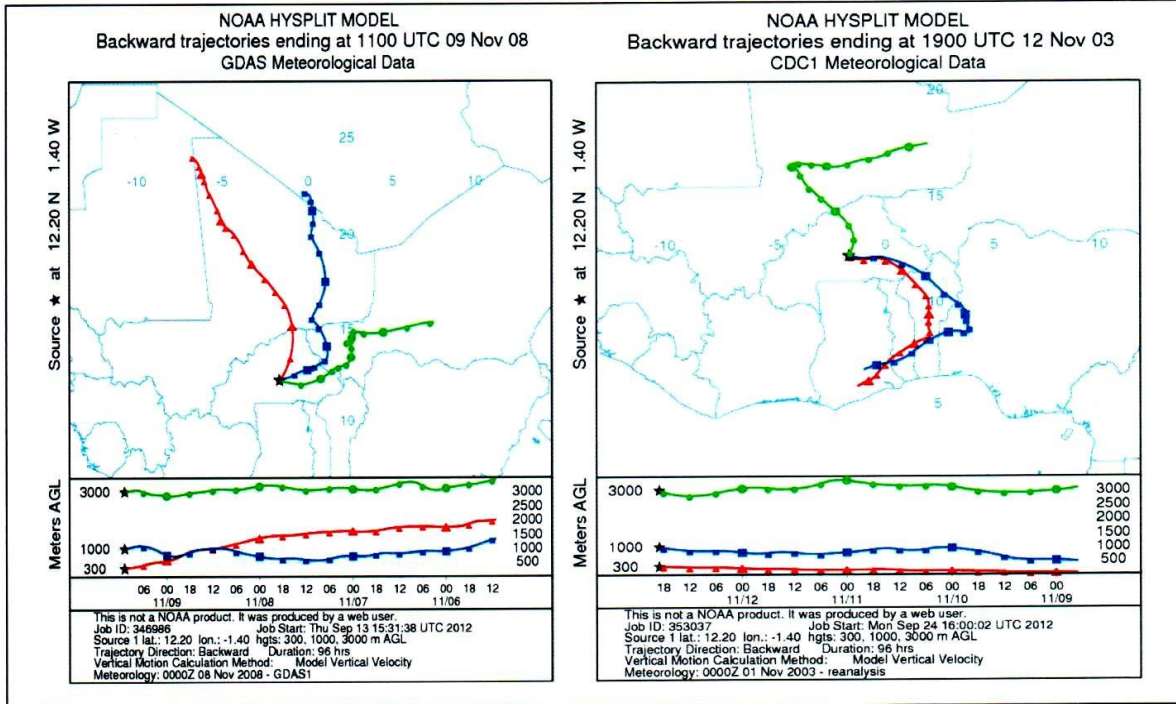


fig.1(g)

fig.1(h)

Southwest direction of 300m and 1000m winds, northern direction of 3000m winds during the rainy season from May to september(fig.1(e), fig.1(f)). On November the 300m and 1000m alternate south and north (fig.1(g), fig.1(h)).

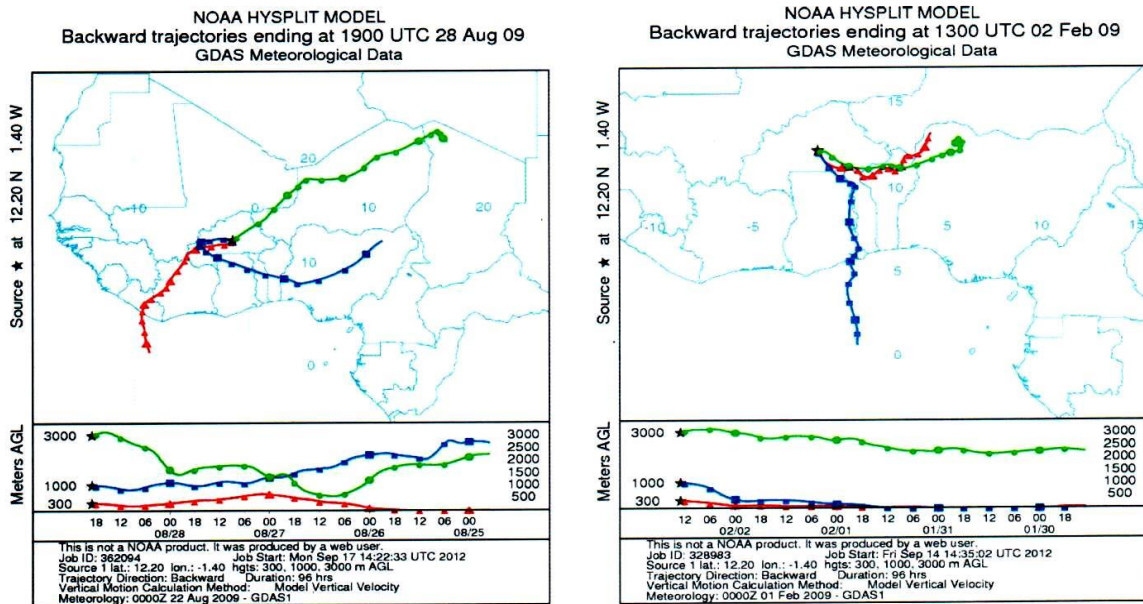


Fig.1(i)

fig.1(j)

Deviation of the 1000m trajectories from that of 300m, coming from the southeast (fig.6(i)) and from the Guinean gulf in the south (fig.6(j))

2.2 THE AEROSOL OPTICAL THICKNESS

Based on the data measured on the AERONET site of Ouagadougou from 1998 to 2006, it is clear that the optical thickness is characterized by a well-marked seasonal variability. The high values are recorded in the period of predominance of harmattan winds, with annual peaks observed almost on a regularly between the

months of February and March. These peaks can exceed values of 2.5 or 3 (fig.2). This is what shows the figure below using photometric measurements points at 675 nm. The low values of AOT are recorded during the monsoon season and highlight the hydrophobic nature of aerosols and suggest the dominance of desert aerosols that are difficult to mobilize in that period due to soil moisture or leached by rainfall.

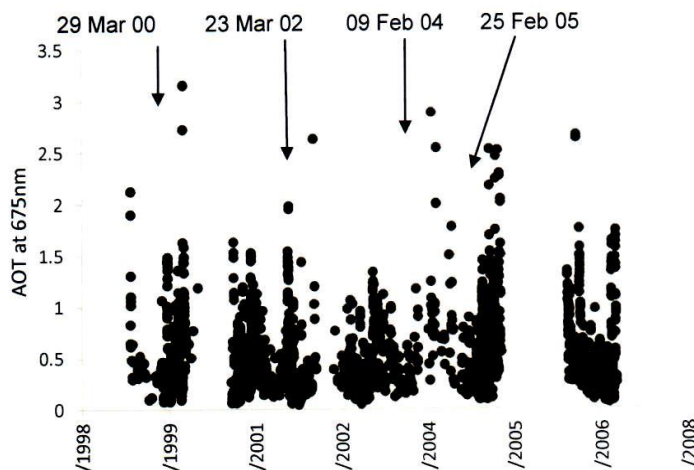


Fig.2: AOT, 675nm at Ouagadougou

Secondary peaks are recorded in the months of May and October. These periods correspond to transitions between wet and dry seasons. In May, the meeting between the monsoon winds and harmattan causes convection which involves dust particles. In October the end of the rainy season causes the drying of soils and

sediments deposited by rainwater can be mobilized by the harmattan winds prevailing again in the north-east direction. This can be clearly seen with the monthly average of the optical thicknesses that show periodic variations with peaks in February / March.

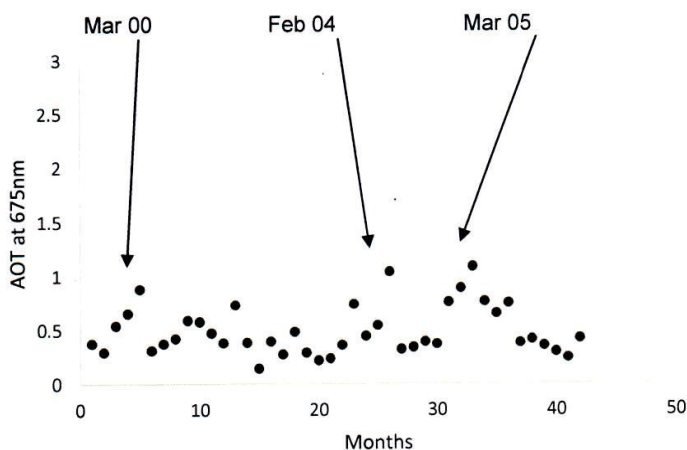


Fig.3: Monthly average of AOT 675nm at Ouagadougou

The measurement site of AERONET network Ouagadougou worked intermittently from 1999 to 2006. This is the reason why, our observations were supplemented by measurements of the nearest site. This is Banizoumbou Niger, located at about 500km

north-east of Ouagadougou, where measures have been more regular. The same type of variability was observed as shown in the following figure, obtained with of photometric measurements from 1995 to 2007:

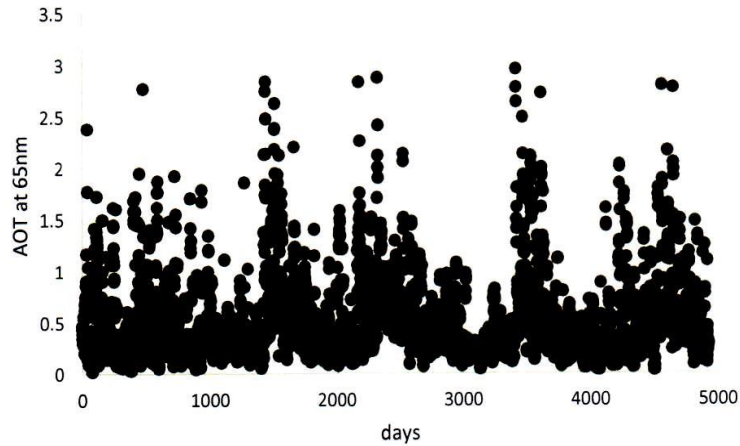


Fig.4: AOT, 675nm at Banizoumbou, Niger

The hydrophobic nature of aerosols can be clearly seen by coupling the optical thickness with water vapor (fig.5). We clearly see the decrease of the monthly average of the optical thickness with increasing water vapor between the months of June and October.

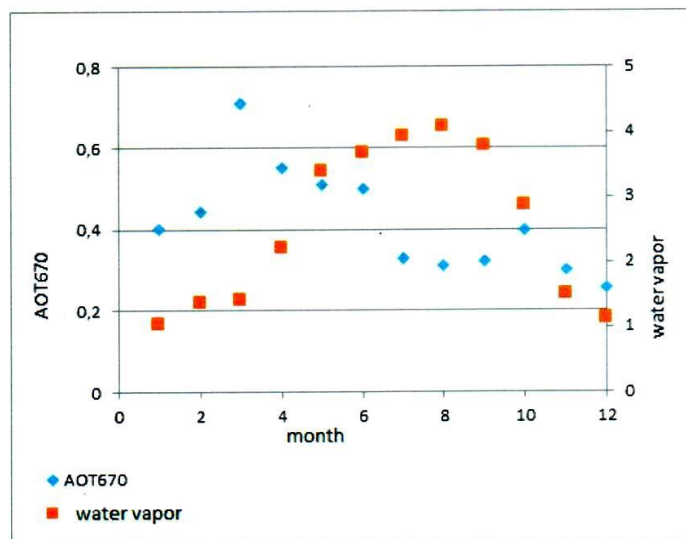


Fig.5: Monthly average of AOT and water vapor, Ouagadougou

Analysis of trajectories of days of optical thickness peaks shows the influence Saharan dust events of large scale extending over an important part of West Africa. The trajectories of lower tropospheric layers (300 and 1000m) are particularly marked by the consistency of the northern and north-eastern origin. These air masses cross through a large part of Niger (Niamey region) and Chad (fig.6(a), fig.6(d), fig.6(g)), where is located Bodélé depression zone characterized by an intense lifting and qualified as the first source of mineral aerosols in the world (Middleton and Goudie, 2001; Prospero *et al.*, 2002; Washington *et al*, 2003). This is clearly seen by looking at the optical thickness of Banizoumbou where peaks of aerosols between February and March are

measured in one or two days before those of Ouagadougou. This shows the influence on Ouagadougou of the Bodele depression and the importance of low layer air masses in transport of dust to Ouagadougou, although it must not be overlooked the importance in this period of biomass burning and local uprisings. According to the data obtained, we can give examples of March 21, 2002 in Niamey against that of 23 March 2002 in Ouagadougou (fig6(b); fig.6(c)), February 7, 2004 in Niamey against that of February 9, 2004 in Ouagadougou (fig.6(e), fig.6(f)), February 11, 2005 in Niamey against that of February 12, 2005 in Ouagadougou and 25 February 2005 in Niamey and Ouagadougou (fig.6(h); fig.6(i)).

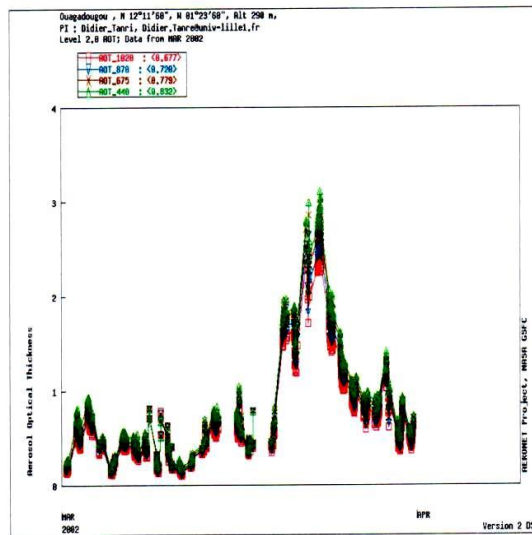
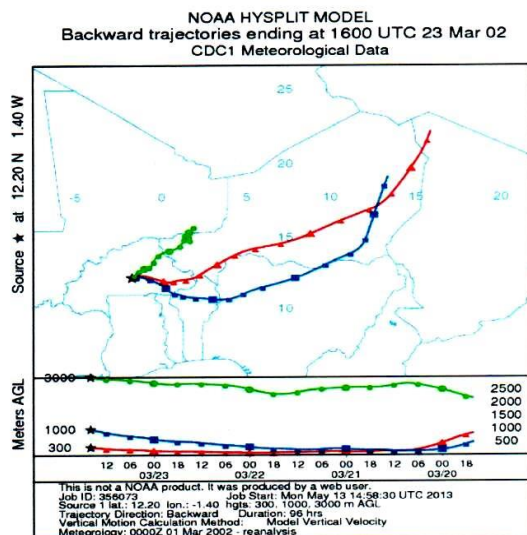


Fig.6(a): Backward trajectories Ouagadougou March 23, 2002

Fig.6(b): Ouagadougou AOT peak of March 23, 2002

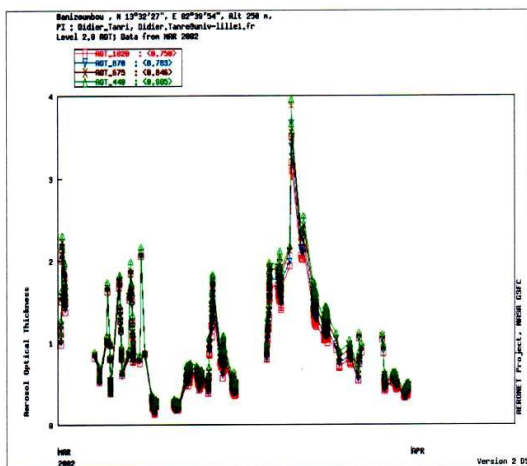


Fig.6(c): Banizoumbou AOT peak of March 21, 2002

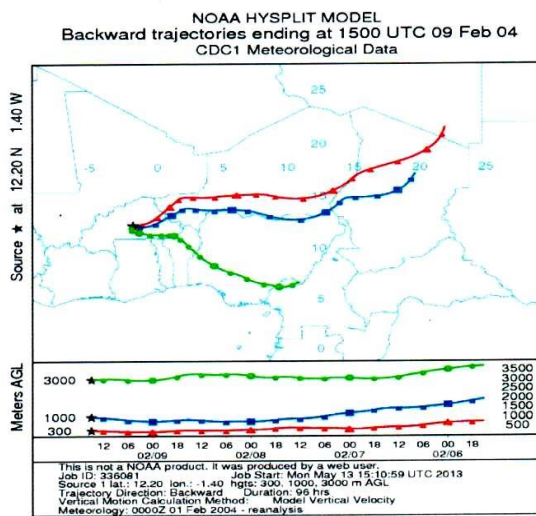


Fig.6(d): Backward trajectories, Ouagadougou Feb 09, 2004

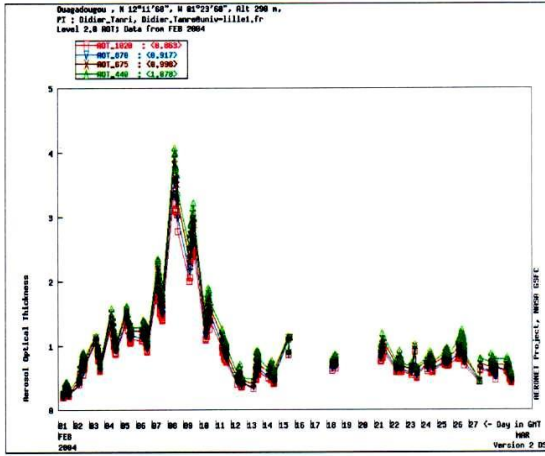


Fig.6(e): Ouagadougou AOT peak of February 09, 2004

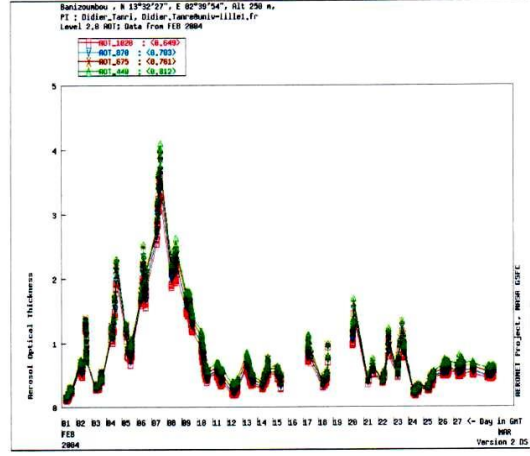


Fig.6(f): Banizoumbou AOT peak of February 08, 2002

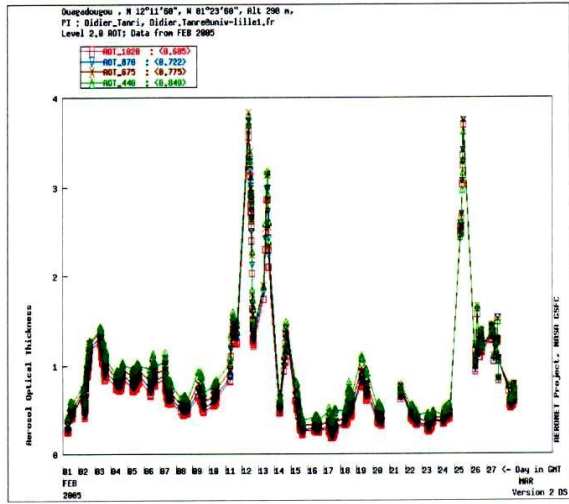
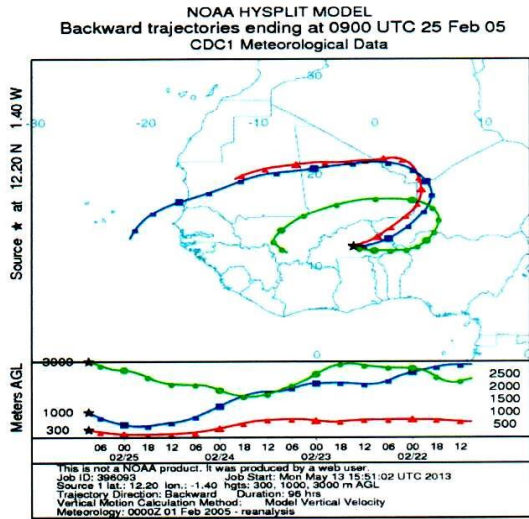


Fig.6(g): Backward trajectories, Ouagadougou Feb 25, 2005 Fig.6(h): Ouagadougou AOT peak of February 12 and 25 2005

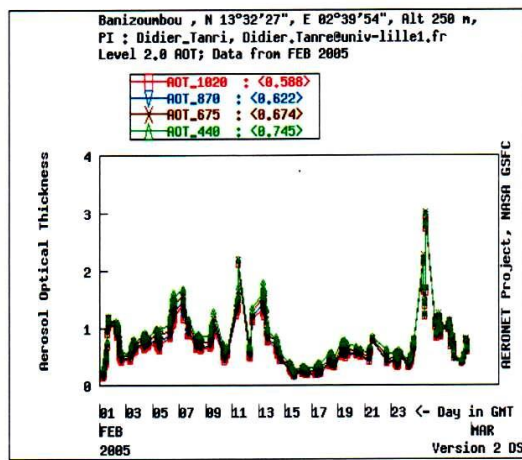


Fig.6(i): Banizoumbou AOT peak of Feb 11 and 25, 2005

The secondary peaks in May and October are usually the effect of uprisings caused by the turbulence associated with the meeting of monsoon and harmattan winds during the rise north of the intertropical convergence zone (ITCZ) at the beginning of the monsoon and its descent south at its end (Bou Karam *et al.*, 2008; Marsham *et al.*, 2008. Knippertz, 2008). These uprisings are generally not large scale but justified by local winds (Wolfgang Schwanghart and Brigitta Schütt, 2008).

CONCLUSION

The combined analysis of the optical thickness and the trajectories of air masses over Ouagadougou shows a characteristic seasonal variability. According to data collected, the cycle of monsoon winds and harmattan is observed at heights of 300 and 1000m, unlike the 3000m winds that do not follow the same seasonal variability. Climatology of optical thicknesses showed that this quantity is much more in consonance with changes in winds of 300 and 1000m than 3000m, with cyclic peaks between the months of February and March while the lowest values are in the period of monsoon winds (rainy season) and the months of December and January. Our study clearly shows the strong influence of Ouagadougou area Bodélé depression at major airborne dust. This is confirmed by the trajectories and optical thicknesses of Banizoumbou and Ouagadougou. These two places are crossed by the same paths of air at 300m and 1000m and the variabilities of optical thickness present similarities. This gives an indication of the source of emission. We assume that the combined method of trajectories and optical thicknesses can help identify the sources of dust in West Africa and their various zones of influence.

REFERENCES

- Baumann, K and Stohl, A., 1997. Validation of a long-range trajectory model using gas balloon tracks from the Gordon Bennett Cup 95. *Journal of Applied Meteorology* 36, 711-720.
- Bou Karam, D., Flamant, C., Knippertz, P., Reitebuch, O., Chong, M., Pelon, J and Dabas, A., 2008. Dust emissions over the sahel associated with the West African monsoon inter-tropical Discontinuity region : A representative case study. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 134, 621-634
- Byers, H. R., 1974. *General Meteorology*, 4th Edn. McGraw- Hill, New York, U.S.A.
- Cabezudo, B., Recio, M., Sanchez-Laulhe, J. M., Trigo, M., Toro, F. J and Polvorinos, F., 1997. Atmospheric transportation of marihuana pollen from North Africa to the southwest of Europe. *Atmospheric Environment* 20, 3323- 3328.
- Chiapello, I., Bergametti, G., Chatenet, B., Bousquet, P., Dulac, F and Santos Soares, E., 1997. Origins of African dust transported over the northeastern tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 102, 13, 701-13,709.
- D'Abreton, P. C and Tyson, P. D., 1996. Three-dimensional kinematic trajectory modelling of water vapour transport over Southern Africa. *Water SA* 22, 297-306.
- D'Almeida, G. A., 1987. On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *J. Geophys. Res* 92(D3), 3017-3026.
- Draxler, R., 1998. An overview of the HYSPLIT modeling system for trajectory and dispersion applications, www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html
- Draxler, R. R., 1996a. Boundary layer isentropic and kinematic trajectories during the August 1993 North Atlantic Regional Experiment Intensive. *Journal of Geophysical Research* 101, 29,255-29,268.
- Dubovik, O and King, M. D., 2000. "A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements", *J. Geophys. Res.*, 105, 20,673-20,696,
- Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B. N., King, M. D., Kaufman, Y. J., Eck, T. F and Slutsker, I., 2000. Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 9791-9806,
- Dubovik, O., Holben, B. N., Lapyonok, T., Sinyuk, A., Mishchenko, M. I., Yang, P and Slutsker, I., 2002a. Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids, *Geophys. Res. Lett.*, 10, 10.1029/2001GL014506,
- Dubovik, O., Holben, B. N., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D and Slutsker, I., 2002b. "Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations", *J. Atmos. Sci.*, 59, 590-608,
- Dubovik, O., 2004. "Optimization of Numerical Inversion in Photopolarimetric Remote Sensing", in *Photopolarimetry in Remote Sensing* (G. Videen, Y. Yatskiv and M. Mishchenko, Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 65-106,
- Dutton, J. A., 1986. *the Ceaseless wind. An Introduction to the theory of Atmospheric Motion.* Dover, New York.
- Kahl, J. D and Samson, P. J., 1986. Uncertainty in trajectory calculations due to low resolution meteorological data. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25, 1816—1831.
- Kahl, J. D and Samson, P. J., 1988a. Trajectory sensitivity to rawinsonde data resolution. *Atmospheric Environment* 22, 1291-1299.

- Kahl, J. D and Samson, P. J., 1988b. Uncertainty in estimating boundary-layer transport during highly convective conditions. *Journal of Applied Meteorology* 27, 1024-1035.
- Kahl, J. D., Harris, J. M., Herbert, G. A and Olson, M. P., 1989a. Intercomparison of long-range trajectory models applied to arctic haze. Proceedings of the 17th NATO/CCMS I'M on Air Pollution Model and its Applications, pp. 175-185, Plenum Press, New York.
- Kahl, J. D. W., 1996. On the prediction of trajectory model error. *Atmospheric Environment* 30, 2945-2957.
- Knippertz, P., 2008. Dust emissions in the West African heat trough the role of the diurnal cycle of extratropical disturbances, *Meteorol. Z. vol 17, N°5, 001-0011*
- Laurent, B., 2005. Simulation des émissions d'aérosols désertiques l'échelle continentale: Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, *PhD thesis, Université Paris 12*
- Laurent, B., Heinold, B., Tegen, I., Bouet, C and Cautenet, G., 2008. Surface wind accuracy for modeling mineral dust emissions: Comparing two regional models in Bodélé case study, *Geophys. Res. doi 10.1029/2007JD009484*
- Marshall, J. H., Parker, D. J., Grams, C. M., Taylor, C. M and Haywood, J. M., 2008a. Uplift of saharan dust south of the inter-tropical discontinuity. *J. Geophys. Res.*
- Martin, D., Mithieux, C and Strauss, B., 1987. On the use of the synoptic vertical wind component in a transport trajectory model. *Atmospheric Environment* 21, 45-52.
- Maryon, R. H and Heasman, C. C., 1988. The accuracy of plume trajectories forecast using the U.K. meteorological office operational forecasting models and their sensitivity to calculation schemes. *Atmospheric Environment* 22, 259-272.
- Merrill, J. T., Bleck, R and Avila, L., 1985. Modeling atmospheric transport to the Marshall islands. *Journal of Geophysical Research* 90, 12,927-12,936.
- Middleton, N. J., Goudie, A. S., 2001. Saharan dust: Sources and trajectories, *transactions of the Institute of British Geographers* 26, 165-181
- Pickering, K. E., Thompson, A. M., McNamara, D. P and Schoeberl, M. R., 1994. An intercomparison of isentropic trajectories over the South Atlantic. *Monthly weather Review* 122, 864-879.
- Pickering, K. E., Thompson, A. M., McNamara, D. P., Schoeberl, M. R., Fuelberg, H. E., Loring Jr., R. O., Watson, M. V., Fakhruzzaman, K and Bachmeier, A. S., 1996. A trajectory intercomparison. Effects of different input analyses. *Journal of Geophysical Research* 101, 23,903-23,925.
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E and Gill, T. E., 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Monitoring Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.* 40, 1002, doi 10.1029/2000RG000095
- Sardeshmukh, P. D and Liebmann, B., 1993. An assessment of low-frequency variability in the tropics as indicated by some proxies of tropical convection. *Journal of Climate* 6, 569-575.
- Seibert, P., 1997. Inverse dispersion modelling based on trajectory-derived source-receptor relationships. Proceedings of the 22nd International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and its Applications, Clermont-Ferrand.
- Sinyuk, A. O., Dubovik, B. N. Holben, T. F. Eck, F-M. Breon, J. Martonchik, R. Kahn, D. J. Diner, E. F. Vermote, J.-C. Roger, T. Lapyonok, and I. Slutsker., 2007. Simultaneous retrieval of aerosol and surface properties from a combination of AERONET and satellite data, *Remote Sensing of Environment* 107, 90-108.
- Stohl, A., 1998. Computation, accuracy and applications of trajectories - A review and bibliography, *Atmospheric environment*, vol 35 N°6, 947-966.
- Stohl, A., 1996a. On the use of trajectories for establishing source-receptor relationships of air pollutants. Ph.D. Thesis, University of Vienna.
- Stohl, A., 1996b. Trajectory statistics: A new method to establish source-receptor relationships of air pollutants and its application to the transport of particulate sulfate in Europe. *Atmospheric Environment* 30, 579-587.
- Stohl, A., Wotawa, G., Seibert, P and Kromp-Kolb, H., 1995. Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories. *Journal of Applied Meteorology* 34, 2149-2165.
- Stunder, B. J. B., 1996. An assessment of the quality of forecast trajectories. *Journal of Applied Meteorology* 35, 1319-1331.
- Schutz, L and Seibert, M., 1987. Mineral aerosol and source identification, *Journal of aerosol science*, vol 18, issue 1, February 1987, 1-10
- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R and Gac, J. Y., 1992. Sahara dust in the Amazon basin, *Tellus ser. B* 44, 133-149.

Tyson, P. D., Garstang, M and Swap, R., 1996. Large-scale recirculation of air over southern Africa. *Journal of Applied Meteorology* 35, 2218-2236.

Walmsley, J. L and Mailhot, J., 1983. On the numerical accuracy of trajectory models for long-range transport of atmospheric pollutants. *Atmos.-Ocean* 21, 14-39.

Washington, R. W., Todd, M. C., Middleton, N and Goudie, A. S., 2003. Dust storm sources areas determined with the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 93, 297-313

Wolfgang Schwanghart and Brigitta Schütt., 2008. Meteorological causes of harmattan dust in West Africa, *Geomorphology* 95, 412-428.

2.2. L'exposant d'Angström

Pour avoir une première idée de la nature des aérosols, nous procédons à l'analyse de l'exposant d'Angström.

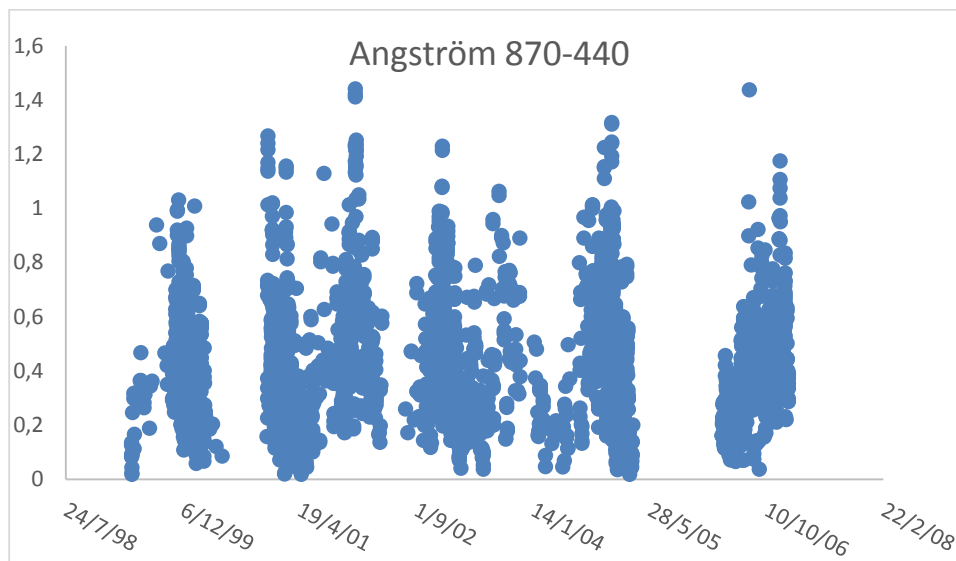


Figure 3. 3 : Evolution saisonnière du coefficient d'Angström

L'analyse des données montre, Figure 3.3, des valeurs de l'exposant d'Angström inégalement réparties entre 0 et environ 1.5. La majeure partie des valeurs obtenues se situe dans l'intervalle compris entre 0 et 1, montrant la présence quasi permanente et sur toute l'année du mode grossier, caractéristique des aérosols minéraux essentiellement constitués de grains de poussières (ce que nous observons aussi sur la figure 3.2). Cependant, des valeurs supérieures à 1 sont périodiquement notées à des périodes caractéristiques de l'année. Cette plage de valeurs indique l'importance du mode fin et est observée dans les périodes s'écoulant entre les mois de Décembre-janvier et de Juillet-Août. Un rapprochement entre ces observations et la particularité de la dynamique du climat en Afrique de l'Ouest peut être fait :

- La période Juillet-Août se positionne dans la saison humide. Il faut noter que le maximum de précipitations est enregistré au mois d'Août. Les particules de poussières étant faiblement mobilisées du fait de l'humidité du sol, il semble logique de penser que le mode fin est en majorité constitué d'aérosols de combustion. A Ouagadougou, on pense systématiquement aux polluants produits par les véhicules et l'abondance des engins à deux roues. Une étude réalisée par Assamoi et Liousse, 2010 évaluait selon deux scénarios à 300 000 et plus de 471 000, le nombre motocyclettes utilisées au Burkina Faso en 2002
- La période Novembre-Décembre marque la fin de la saison humide, a l'effet anthropique des aérosols de combustion, il faut ajouter la présence des fines particules de poussières arrachées par les vents d'harmattan des sols nouvellement asséchés ou en voie d'assèchement qui sont reconnus riches en sédiments et matières érodables

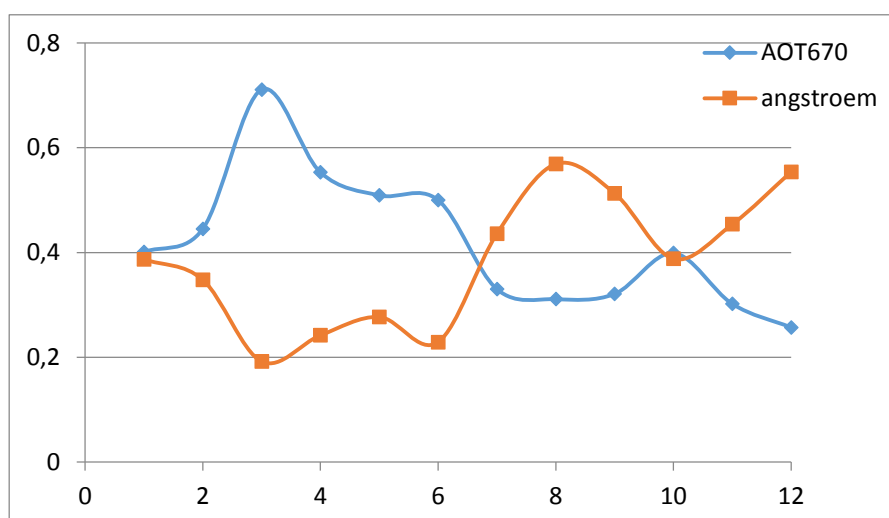


Figure 3. 4 : couplage de l'épaisseur optique à 673 nm et du coefficient d'Angström

Le couplage des valeurs mensuelles des épaisseurs optiques et de l'exposant d'Angström montre bien que le lessivage des poussières désertiques en saison humide correspond à une montée du mode fin qui se traduit ici par une croissance du coefficient d'Angström. D'autre part, les faibles valeurs caractéristiques de la période Février-Mars-Avril, ne doivent pas être interprétées comme l'absence de particules fines. La prédominance à cette période des aérosols désertiques masquent optiquement l'effet des aérosols de pollution qui sont permanents à Ouagadougou comme nous l'avons montré dans le paragraphe précédent.

2.3. L'albédo de simple diffusion

L'albédo de simple diffusion des aérosols (SSA) à Ouagadougou (Figure 3.5) se situe globalement dans l'intervalle compris entre 0.6 et 1 avec une forte concentration de valeurs entre 0.9 et 1. Cela met en évidence le caractère essentiellement diffusant des particules atmosphériques. Ces valeurs élevées sont typiques des sels marins, des sulfates, des nitrates et aérosols désertiques non absorbants. Au regard de sa position géographique, du volume des activités industrielles et du niveau de modernisation des activités agricoles, l'hypothèse de la prédominance sur toute l'année de particules minérales se confirme à nouveau.

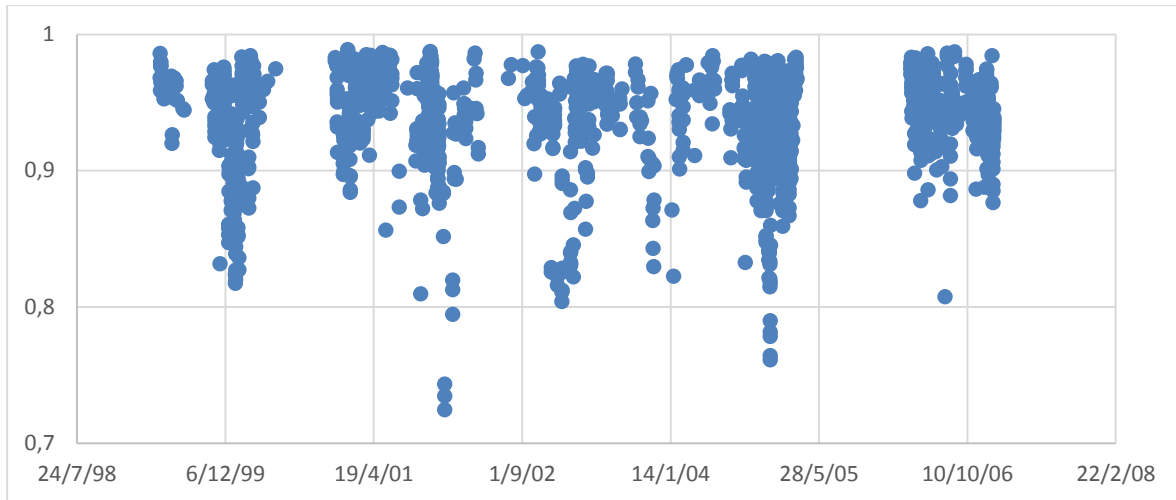


Figure 3. 5 : Evolution saisonnière de l'albédo de simple diffusion à 673 nm

La fréquence des composés absorbants est aussi indiquée par des valeurs du SSA inférieures à 0.8 dans la période Novembre-Janvier. Cela indique que la propension des particules du mode fin à cette période de l'année telle que montrée par le coefficient d'Angström est justifiée par la poussée des aérosols de combustion.

2.4. Le facteur d'asymétrie

Sur l'ensemble des mesures effectuées, le paramètre d'asymétrie, (Figure 3.6), est positif, indiquant que la diffusion par les particules atmosphériques est majoritairement orientée dans la direction du rayonnement solaire. La plage des valeurs semble logique si on tient compte de la prédominance des désertiques. Les plus faibles valeurs sont observées une fois de plus aux périodes durant lesquelles les émissions de poussières sont les moins élevées. Il s'agit notamment de la période humide et de la période Décembre-Janvier que toutes les grandeurs optiques que nous avons analysé s'accordent à identifier.

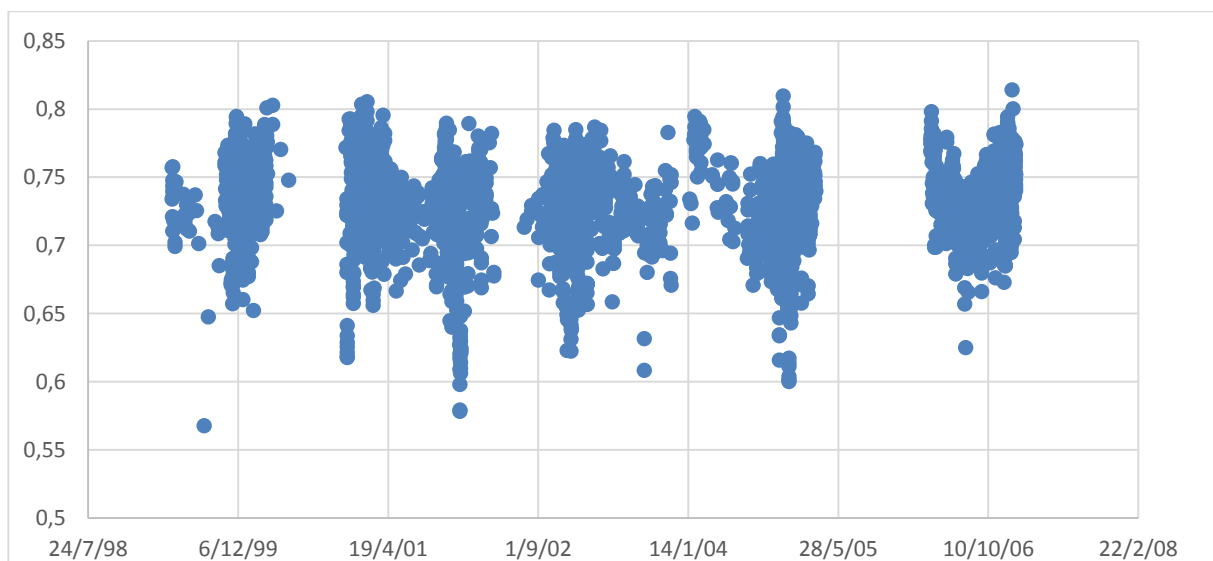


Figure 3. 6 : Evolution saisonnière du facteur d'asymétrie à 673 nm

3. Les propriétés microphysiques

3.1. La granulométrie

L'étude de la distribution granulométrique des aérosols à partir des données AERONET est complexe dans cette région en raison de leur grande variabilité temporelle. Elle est pilotée par plusieurs paramètres variables liés au climat, à la saison, à la dynamique atmosphérique ainsi qu'à l'activité humaine. L'analyse de cette distribution à Ouagadougou montre une répartition variable des classes de tailles d'un jour à un autre (Figure 3.7). Plusieurs échantillons de mesures qui s'étendent de 1999 à 2006 ont montré selon les jours une distribution de deux modes (un mode fin et un mode grossier) ou trois modes (un mode fin, un mode d'accumulation et un mode grossier). Sur un ensemble de 22 rayons modaux représentés entre 0.05 μm et 15 μm , les tailles suivantes ont été identifiées pour chaque type de distribution:

- Distribution bimodale : Mode fin (rayon modal autour de 0.1 μm) et mode grossier (rayon modal autour de 2.2 μm)
- Distribution trimodale : Mode fin (rayon modal autour de 0.1 μm), mode d'accumulation (rayon modal autour de 0.5 μm) et mode grossier (rayon modal autour de 2.2 μm).

Comme nous le reverrons dans le paragraphe 4.2 de ce chapitre, le mode autour de 0.1 μm est caractéristique d'un aérosol de pollution composé de black carbone et de carbone organique en mélange avec du nitrate, du sulfate, de l'ammonium... Le mode autour de 2.2 μm , ce qui est d'ailleurs plutôt gros, est typique d'un aérosol désertique avec éventuellement du carbone organique en surface. Le mode autour de 0.5 μm est lui caractéristique d'un aérosol de poussière remise en suspension localement et aussi d'un aérosol dit de traîne. Il s'agit de fines particules désertiques entraînées avec les plus grosses. Elles sont, en général, oxydées par des organiques et potentiellement de toutes autres composantes d'aérosols de pollution.

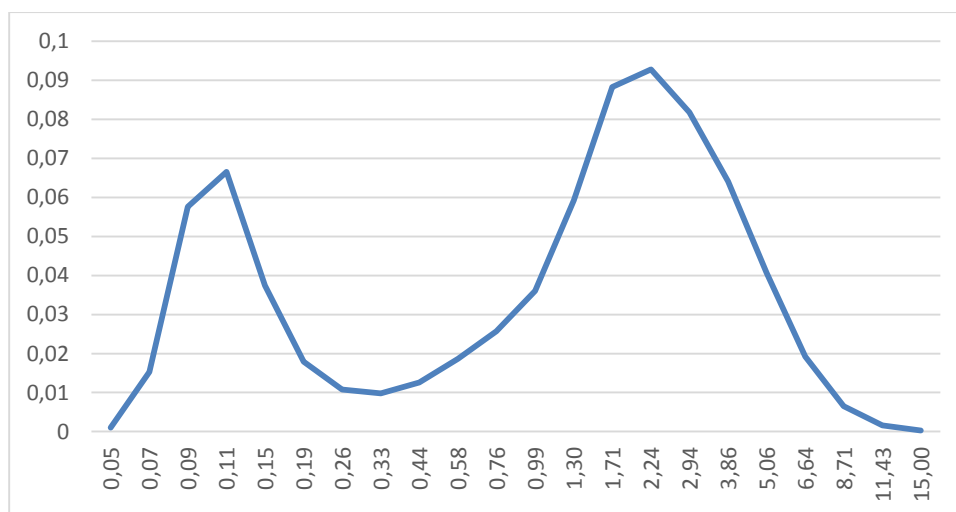


Figure 3. 7 : Exemple de représentation de granulométrie à 2 mode mesuré le 20/01/2000

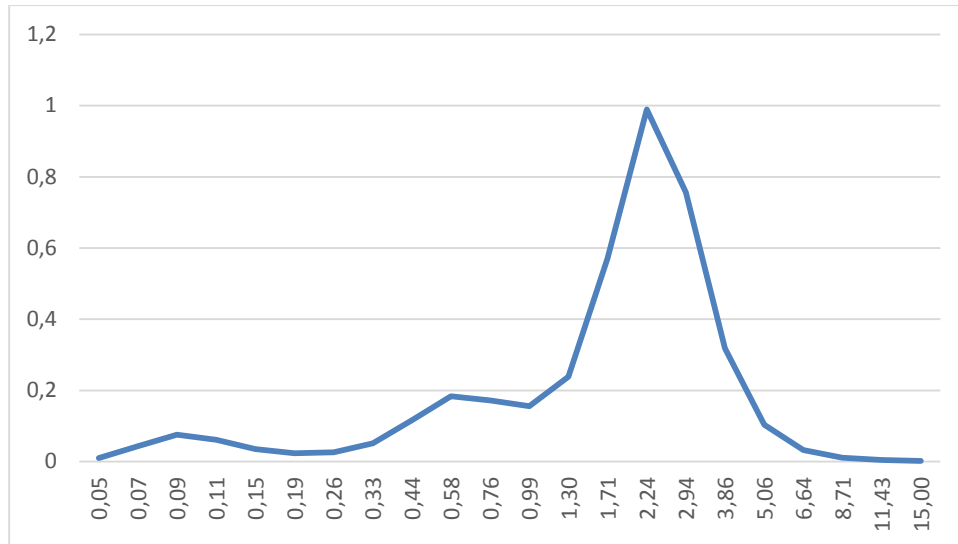


Figure 3. 8 : Exemple de représentation de granulométrie à 3 modes, mesuré le 03/03/2000

En plus de la répartition constatée suivant deux ou trois modes autour, les inversions présentent certains jours une multiplicité de rayons à l'intérieur d'un même mode. Quelques fois, il s'agit de tout un intervalle qui est couvert par les rayons du mode. Ces cas sont fréquemment remarqués dans le mode grossier dans lequel les rayons du mode peuvent s'étaler de 1 µm à plus de 5µm. Ce qui montre que la distribution des particules de poussières minérales n'est pas toujours représentée par des classes de taille séparées. C'est ce qu'illustre la figure 3.9.

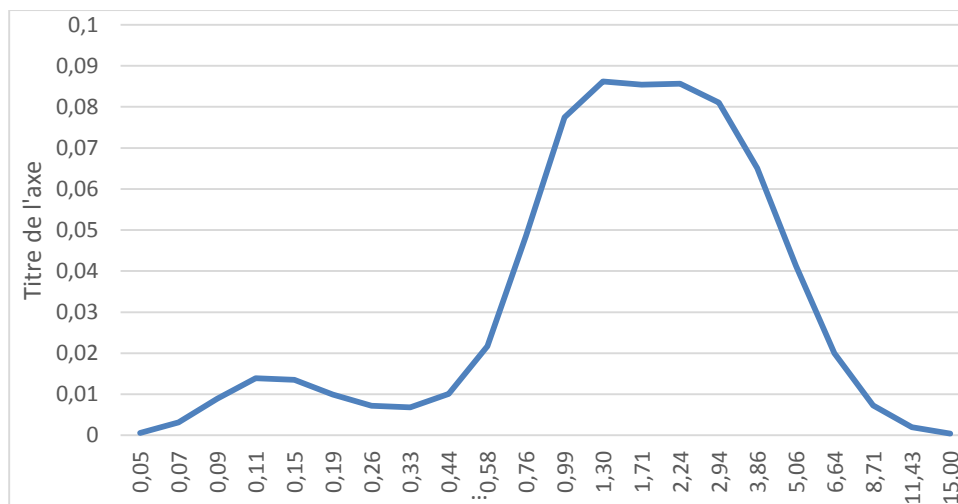
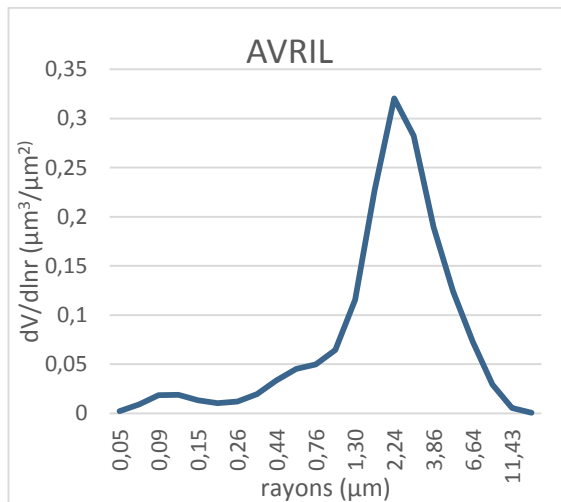
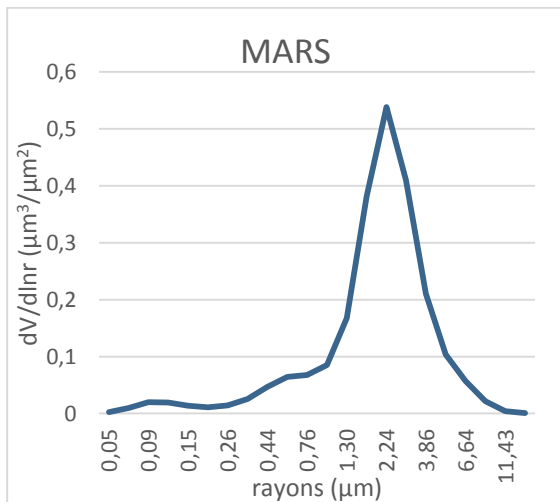
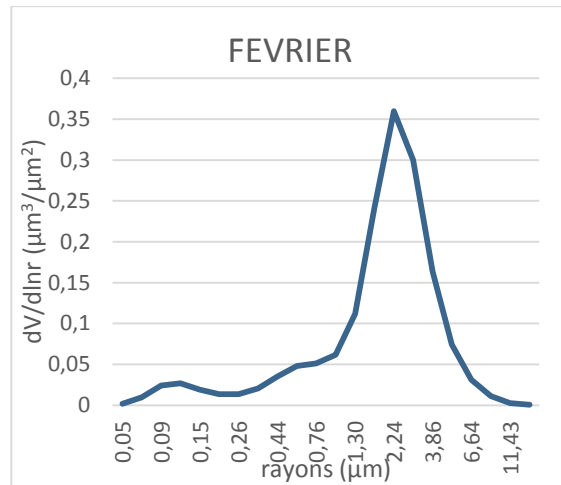
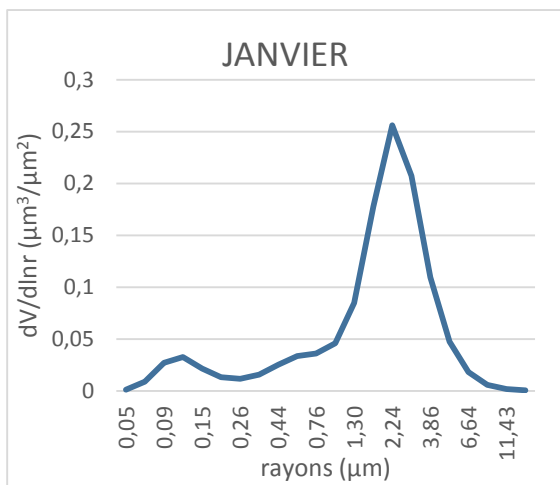
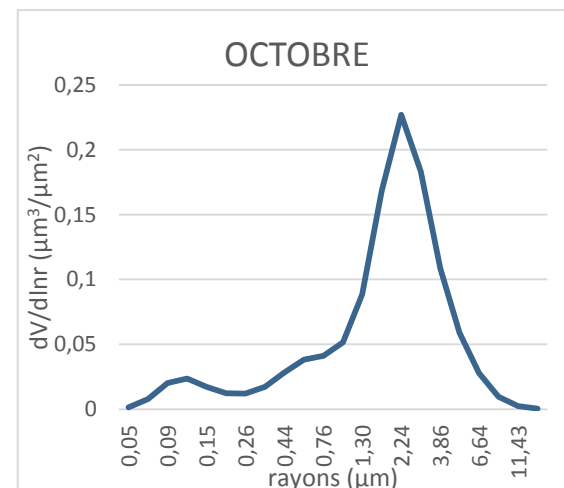
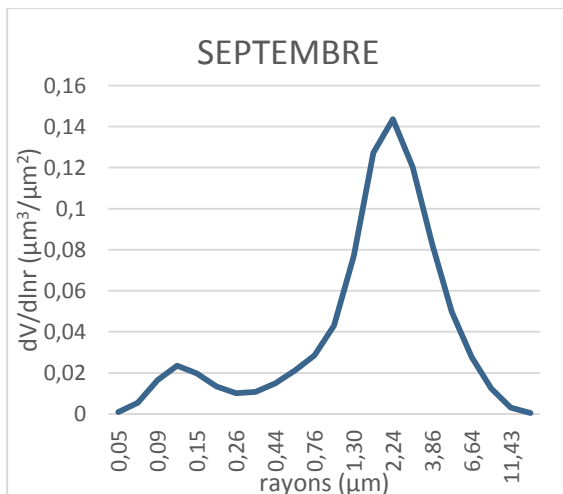
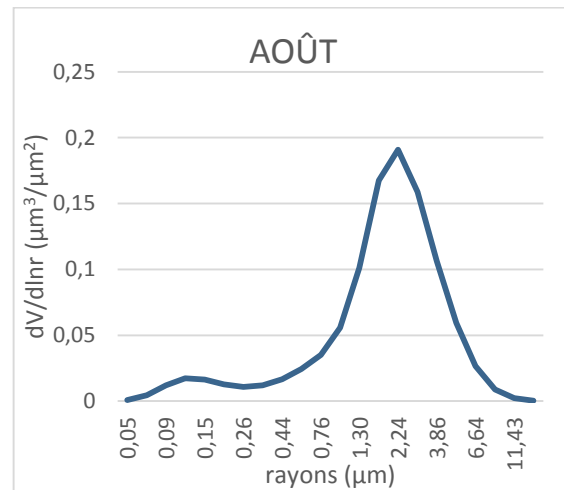
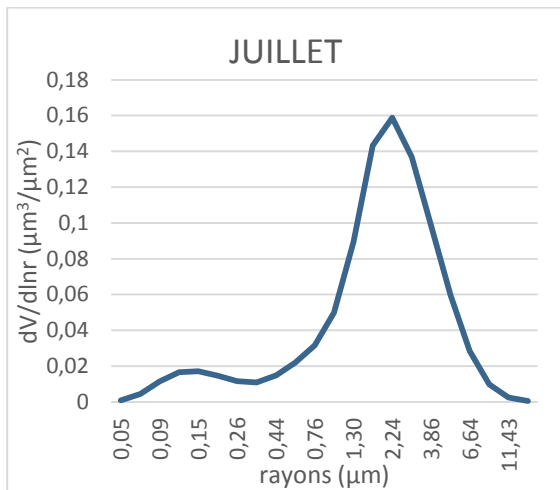
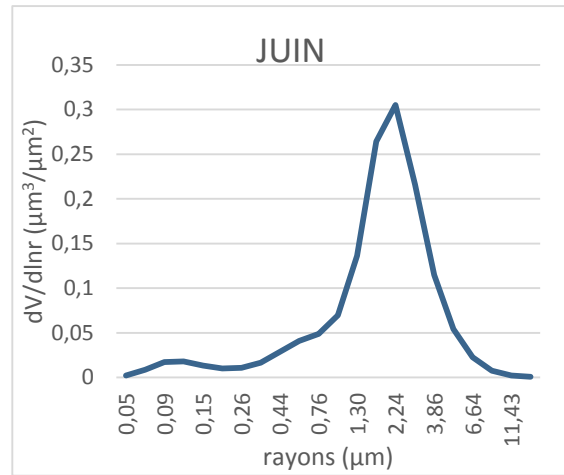
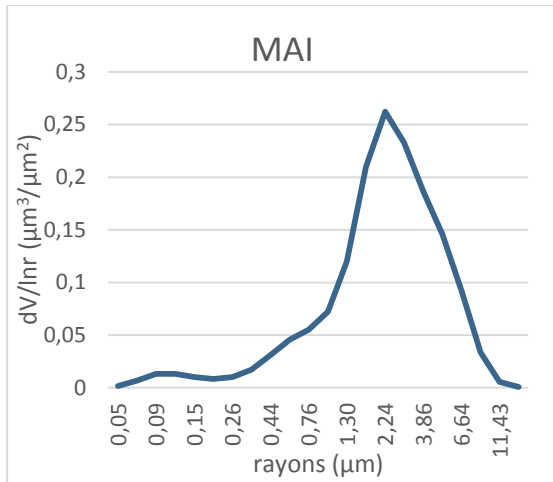


Figure 3. 9 : Exemple de représentation de granulométrie à 2 modes avec un étalement du mode grossier, mesuré le 28/07/1999

Une approche d'analyse des données mois par mois (Figure 3.10) a permis de mieux cerner la variabilité annuelle de la granulométrie des aérosols à Ouagadougou et de distinguer nettement l'impact de la dynamique saisonnière du climat sur la répartition statistique des tailles des particules. En effet, un mode fin et un mode grossier sont persistants à toutes les périodes de l'année. Selon les périodes, un mode intermédiaire fait son apparition amenant la distribution à trois modes, s'accroît

puis disparaît pour laisser place à la distribution à deux modes. Ainsi on observe nettement la distribution à 3 modes dans la période Février-Mars-Avril. Il faut noter que cette période est celle où les émissions de poussières minérales sont maximales. Le mode grossier est particulièrement maximal en Mars qui est le mois des pics d'épaisseurs optiques. A partir du mois de Mai, le mode intermédiaire décroît progressivement puis disparaît pratiquement de la distribution aux mois de Juillet-Août-Septembre. Nous rappelons que cette période est la saison humide où les précipitations sont abondantes. A partir d'Octobre ce mode refait faiblement son apparition jusqu'en Décembre-Janvier avant de s'accroître à nouveau. Ce constat fait penser que le mode intermédiaire est constitué d'une importante partie de la traîne des poussières minérales du mode grossier.





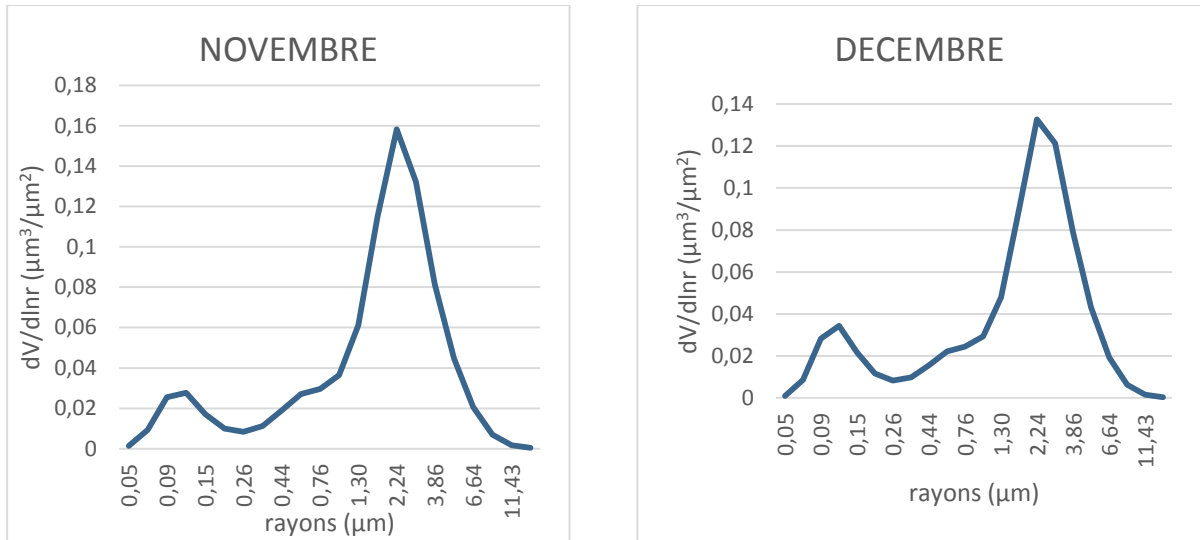


Figure 3. 10 : Granulométrie moyennée par mois

La variabilité décrite peut être mieux appréhendée lorsque les distributions mensuelles sont représentées à la même échelle, comme le montre la figure 3.11.

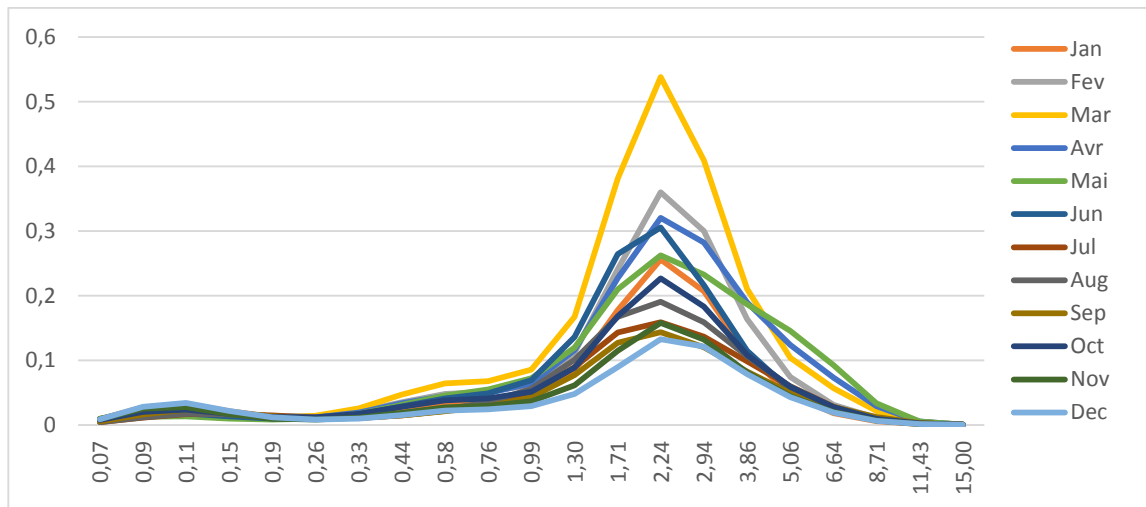


Figure 3. 11 : Granulométries mensuelles ramenées à la même échelle

3.2. L'indice de réfraction

3.2.1. Partie réelle

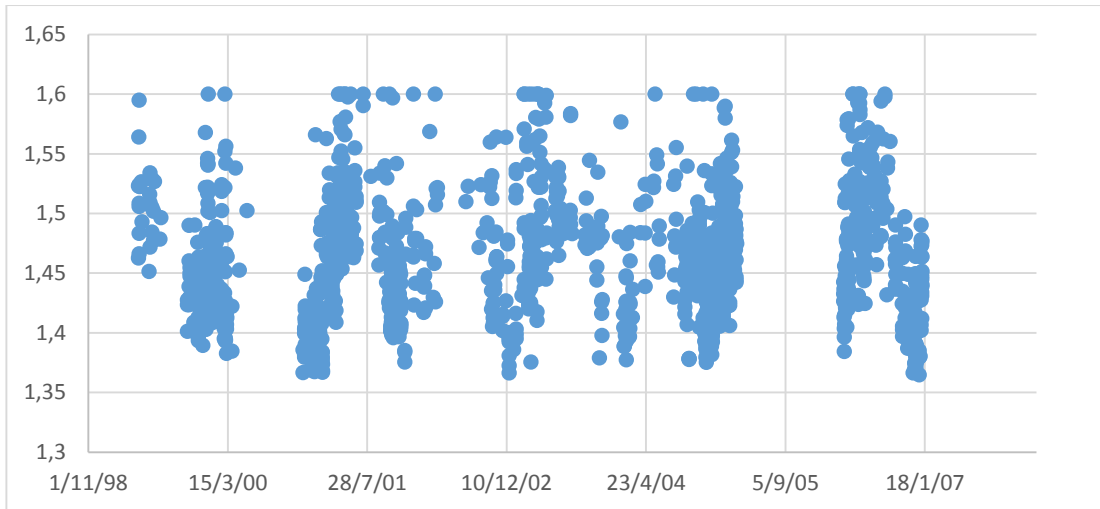


Figure 3. 12 : Données saisonnières de l'indice de réfraction réel

Les inversions de la partie réelle de l'indice de réfraction à Ouagadougou (Figure 3.12) indiquent une large étendue de valeurs allant de 1,37 à 1,6. La variabilité temporelle de cette importante propriété optique ne laisse entrevoir aucune saisonnalité. Les valeurs les plus petites comme les plus grandes s'observent à toutes les périodes de l'année. La gamme des valeurs observée met en évidence une population d'aérosols constituée de plusieurs types de particules. On lit dans les valeurs, l'effet combinée des poussières minérales permanentes (valeur typique 1.53), des aérosols organiques secondaires (1.55), des particules primaires anthropiques (1.75) et par moment l'effet de la vapeur d'eau (1.33).

3.2.2. Partie imaginaire

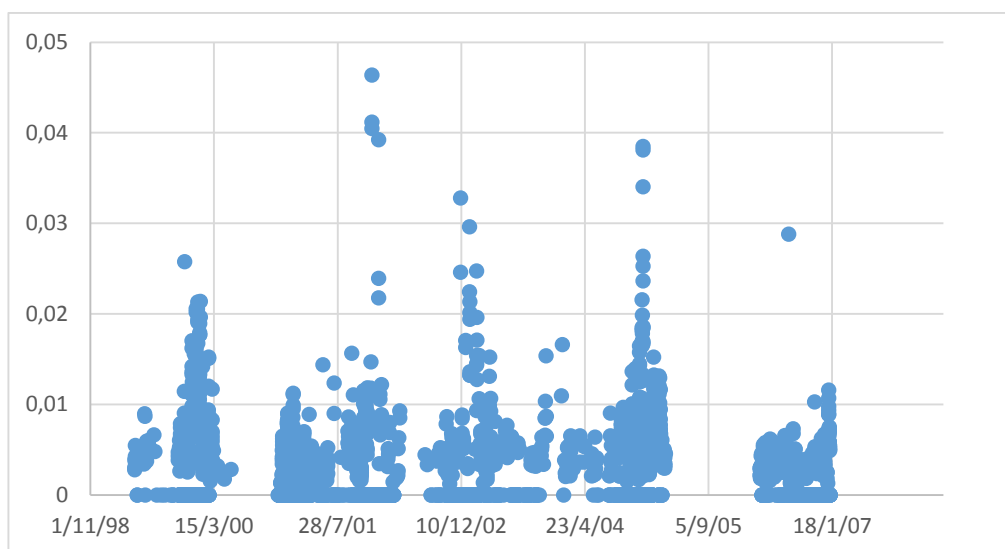


Figure 3. 13: Données saisonnières de l'indice de réfraction imaginaire

La partie imaginaire de l'indice de réfraction est liée à l'absorption. Comme le montre la Figure 3.13, la majorité des faibles valeurs constatée (inférieures à 0.01) traduit la domination d'aérosols peu absorbants dans la distribution statistique des particules en suspension à Ouagadougou. Il s'agit ici des poussières minérales. Cependant l'importance de particules absorbantes (aérosols de combustion) est encore mise en évidence ici avec les périodes de pics qui s'observent lorsque l'émission des particules minérales est minimale : les valeurs supérieures à 0.025 sont repérées lors des mesures effectuées aux mois Août et Septembre puis aux mois de Décembre et Janvier. En particulier les plus fortes valeurs (de 0.04 à 0.05) sont remarquées aux mois de Décembre. Ces valeurs donnent des précisions importantes car elles sont caractéristiques des composés organiques. Les précurseurs d'origine anthropique de ces particules organiques sont les composés aromatiques, les alcènes, les alcanes, les aldéhydes. Dans le cas de la ville de Ouagadougou, on pense une fois de plus que ces composés sont surtout formés par la nucléation des rejets gazeux faisant suite aux combustions hydrocarbures dans les moteurs des engins et véhicules de transport. Cette interprétation sera également corroborée par des observations chimiques.

4. Propriétés optiques et mesures chimiques

Les propriétés optiques étudiées précédemment sont obtenues par inversion sur toute la colonne atmosphérique. Elles sont obtenues à partir des caractéristiques microphysiques qui s'appuient sur des lois statistiques qui tiennent beaucoup plus compte des proportions de chaque type de constituant dans l'ensemble de la population d'aérosols que de leur effet propre. Si elles donnent des indications importantes sur la nature des particules, elles ne rendent pas exactement compte de la composition chimique ni de l'importance de chaque constituant dans la population. Par exemple dans le cas de Ouagadougou, l'importance des particules de poussières cache souvent l'effet non négligeable des particules anthropiques dans l'interprétation des valeurs des grandeurs optiques. Pour cela nous ferons cas de mesures chimiques effectuées à Ouagadougou par *Cachier et al.*, 2009, dans le cadre du projet Mousson, et de dégager les similitudes ainsi que les points éventuels de divergence entre ces deux approches.

4.1. Méthodologie et technique d'analyse

Il s'agit d'analyses chimiques par prélèvements sur filtres. La méthode consiste dans un premier temps à prélever sur des filtres appropriés les aérosols contenus dans l'atmosphère puis à les analyser en laboratoire suivant différentes techniques en fonction de la nature chimique du composant étudié.

La technique de filtration utilisée, Figure 3.14 est dite manuelle car elle nécessite l'intervention d'un opérateur pour effectuer les prélèvements séquentiels des filtres. Le dispositif de filtration est constitué d'une chaîne d'éléments reliés par un tube semi-rigide. Ces éléments sont les suivants (*d'Argouges, 2009*) :

- Une tête de coupure cyclonique permettant l'échantillonnage sélectif des aérosols en fonction de leur taille.
- Des denuders dont le rôle est de piéger les gaz susceptibles d'interagir avec le filtre
- Un porte-filtre « en ligne »

- Une pompe munie d'une régulation passive de débit formée d'un orifice critique ou d'une vanne de régulation, qui permet d'obtenir le débit demandé par la tête de coupure
- Un compteur volumétrique d'air qui indique le volume d'air aspiré dans le dispositif pendant la durée de l'échantillonnage.

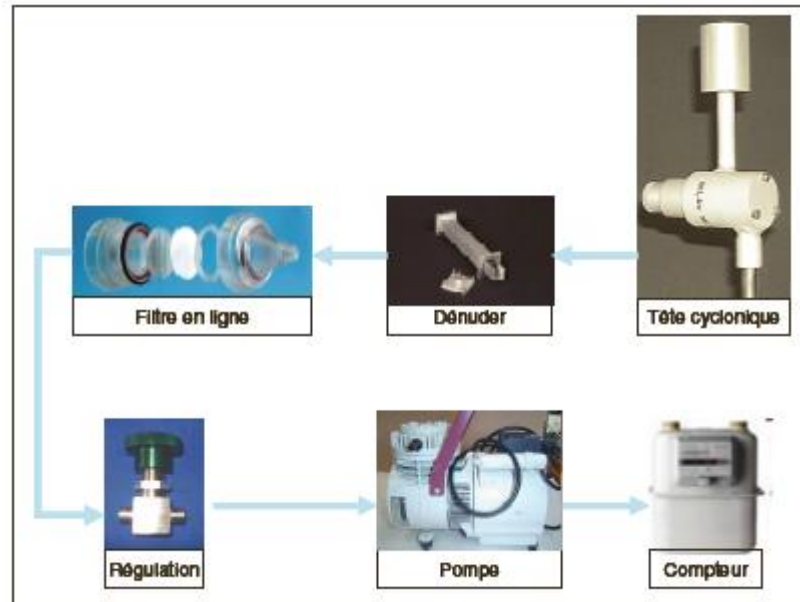


Figure 3. 14 : Schéma de principe, filtration « manuelle » utilisée au LSCE

Dans le cas de cette étude, l'échantillonnage a été effectué en continu pendant 24h suivant une périodicité de 6 jours durant la campagne de mesure (Cachier et al., 2009). Ce choix permettait non seulement de mieux cerner la variabilité journalière et saisonnière des constituants particulaires atmosphérique mais aussi d'éviter les différences que pourraient entraîner l'activité humaine variable suivant les jours de la semaine dans la caractérisation chimique (par exemple jours fériés, jours ouvrés ou non). Les particules analysées ont été sélectionnées suivant deux classes de taille :

- Les particules du mode fin, de diamètre inférieur à 1µm (PM-1)
- Les particules du mode grossier, de diamètre supérieur à 1µm

La technique analytique utilisée a été développée au LSCE et a consisté à la détermination complète de la fermeture chimique des échantillons prélevés. Il s'agit notamment de la détermination de :

- La fraction des espèces carbonées séparées en carbone black BC ou carbone élémentaire et en particules de matière organique POM.
- Les anions et les cations analysés par chromatographie ionique.
- Les poussières minérales

La masse totale M de l'échantillon est obtenue par pesage des filtres avant et après prélèvement est en bon accord avec une marge de l'ordre de 10% avec la relation suivante :

$$M = BC + POM + \text{ions} + \text{poussières}$$

4.2. Principaux résultats

4.2.1 Concentration massique des aérosols

Les mesures de *Cachier* ont montré une concentration massique d'aérosols étonnamment élevée par rapport au nombre d'habitants de Ouagadougou. Des valeurs extrêmes pouvant atteindre plus de la centaine de μg par mètre cube ont été enregistrés en Mars et en Avril 2007 et 2008. Ces valeurs sont inquiétantes quand on les compare avec celles obtenues par la même technique d'analyse pour des grandes villes comme Paris (15 millions d'habitants), Beijing (16 millions d'habitants), et certaines villes comme le Caire (environ 20 millions d'habitants) considérée comme l'une des capitales les plus polluées de la terre. C'est ce que montre la figure 3.15 ci-dessous qui indique à Ouagadougou un dépassement de la concentration d'un facteur quelque fois supérieur à 10 la norme limite en Europe et supérieure aux mégapoles ci-dessus mentionnées.

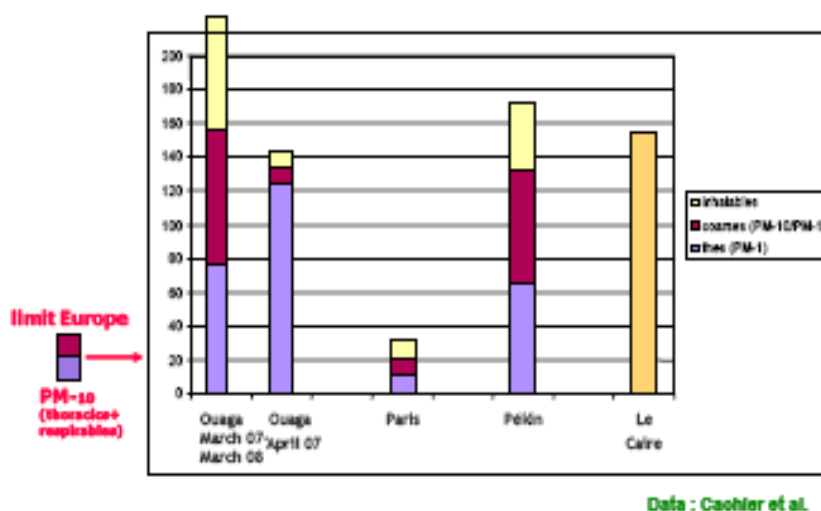


Figure 3. 15 : Concentrations moyennes annuelles des particules fines et grossières durant l'année 2004 ou 2005 à Beijing, Paris et au Caire et en avril 2007 à Ouagadougou (H. Cachier et al., 2009)

Ce résultat est en accord avec les valeurs relativement élevées des épaisseurs optiques que nous avons observé. Les moyennes annuelles de l'ordre de 0.5 ou plus nous ont révélé une atmosphère chargée en permanence d'importantes masses particulaires.

4.2.2. La composition chimique des aérosols

L'étude de la composition chimique a été effectuée de façon séparée suivant les classes de tailles. Elle a donné les résultats suivants pour chaque mode (Figure 3.16):

- Le mode grossier est dominé à plus de 80% en moyenne par des particules de poussières. La présence d'une faible proportion de particules organiques a été aussi observée dans ce mode.

Chimiquement ces composés pourraient provenir des interactions entre les poussières et les composés d'origine volatiles acides (Cachier et al., 2009).

- Les particules du mode fin sont majoritairement constituées d'espèces carbonées dominées par la fraction des organiques. Le ratio OC/BC très élevé (de l'ordre de 4.1) vient confirmer de façon épatante l'importance de la contribution des combustions de biomasse et des motocyclettes. Dans ce mode une présence remarquable de poussières minérales a été aussi observée. La contribution des ions est globalement très faible, cela est justifié par la faiblesse des installations industrielles à Ouagadougou.

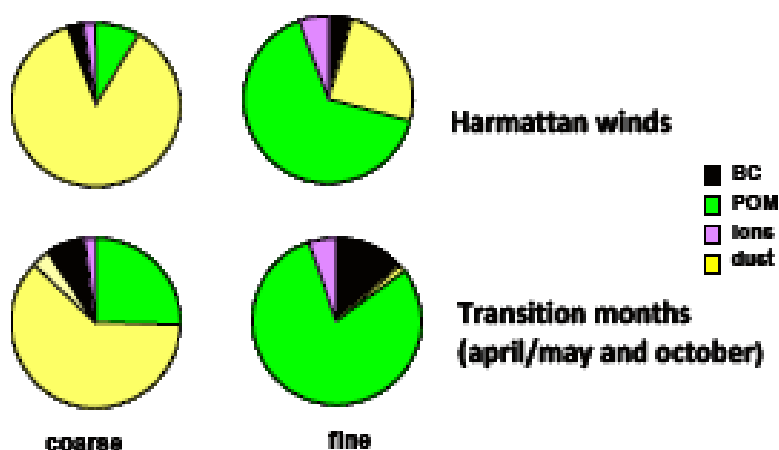


Figure 3. 16 : Composition chimique des particules fines (PM-1) et grossières (H. Cachier et al., 2009)

De nouveau, l'interprétation des valeurs des propriétés optiques se confirme par les mesures chimiques. La climatologie des épaisseurs optiques, la plage des valeurs de l'indice complexe de réfraction combinée à l'analyse du coefficient d'Angström et de la granulométrie nous ont bien montré la prédominance des poussières dans le mode grossier quoique les mesures chimiques apportent un éclairage sur la présence dans des faibles proportions d'autres composants tels que le carbone élémentaire BC, les POM et les ions. Dans le mode fin, la majorité des composés organiques est observée aussi bien chimiquement que par des données optiques. De même, la présence des fines particules de poussières remarquée plus haut se trouve ici confirmée. La chimie des aérosols nous donne ici un descriptif complet de la composition qui ne peut s'observer par les inversions photométriques.

4.2.3. Variabilité

4.2.3.1. Les poussières minérales

Les deux approches d'analyse (optiques et chimiques) s'accordent à reconnaître que les émissions des particules de poussières suivent un cycle saisonnier marqué par la succession des vents d'harmattan et de mousson ainsi que la zone de convergente intertropicale dans sa montée au Nord

puis sa redescende vers le Sud au début et à la fin de la saison des pluies (Korgo et al., 2013 ; Cachier et al., 2009).

A l'échelle journalière, les inversions photométriques de AERONET ne permettent pas de bien apprécier la variabilité, car les mesures ne sont effectuées que sur les almucantars, c'est-à-dire le matin entre 7h et 9h puis le soir entre 15h et 17h environ. Cependant, l'effet de la dynamique des vents étant identifié comme l'acteur principal des soulèvements de poussières, dans la littérature le maximum des épisodes de poussière en Afrique de l'Ouest se situe dans la journée entre 9h et 15h et le minimum entre 21h et 3h (Ozer, 2001). Ce résultat est basé sur des mesures de visibilité dans les stations de Niamey, Zinder, Gao, Tombouctou et Bilma et est en accord avec les études de Todd et al., 2007 ; Knippertz, 2008. Dans une ville comme Ouagadougou il faut ajouter les poussières liées au trafic routier car une importante partie des routes est encore de nos jours non bitumée.

4.2.3.2. Les aérosols de combustion

En raison de leur origine anthropique, les aérosols de combustion ne connaissent pas de variabilité saisonnière car ils sont présents pendant toute l'année et connaissent des faibles variations globales. La technique des mesures chimiques a montré une variabilité diurne en liaison avec le cycle des activités journalières de la population de Ouagadougou. Les fines particules de polluants présentent un cycle diurne avec des pics d'émission le matin et le soir (Figure 3.17). Cette situation est probablement liée au trafic (mobylettes, véhicules automobiles et autres engins) mais aussi à l'importance des feux domestiques (cuisine, grillades, fours, brûlure de déchets domestiques...) et à l'effet des sites de carbonisation (fabrication du charbon de bois). Au plan saisonnier, la constance de ces émissions dans le temps ne laisse entrevoir aucune variabilité.

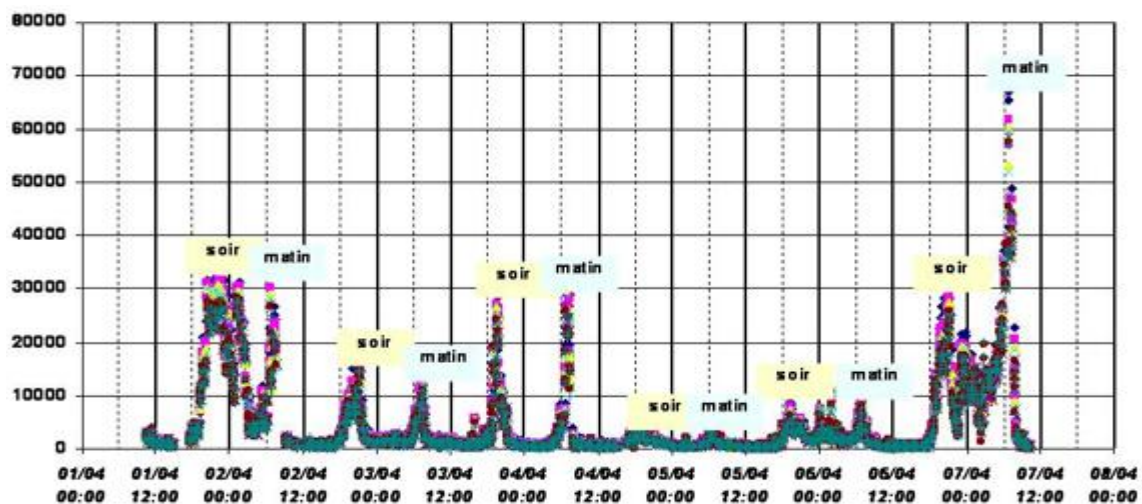


Figure 3. 17 : Cycle diurne des émissions de suies (H. Cachier et al., 2009)

Il faut noter que la contribution des feux de brousse dans la fraction fine suit un cycle saisonnier, car elle est liée aux pratiques culturelles. Ces feux interviennent dans la saison sèche, période de préparation des terres en attendant la saison pluvieuse.

Il est aussi important de remarquer que les deux approches d'analyse révèlent des pics anormaux d'émissions particulières dont l'origine reste encore inconnue. Des événements socio-culturels tels que les baptêmes, les funérailles groupées, les fêtes... pourraient expliquer ces observations. Des études restent à être menées pour mieux comprendre l'effet de ces phénomènes dans la caractérisation des particules atmosphériques à Ouagadougou.

Conclusion

L'analyse des données nous a permis de comprendre l'effet combiné des constituants atmosphériques du panache d'aérosols à Ouagadougou. D'un point de vue optique, deux saisons se dégagent clairement de cette analyse :

- La période Février-Mars-Avril, des grandes émissions de poussières désertiques d'origine saharienne et locale qui masquent assez fréquemment la présence permanente des polluants issus des combustions.
- La période humide Juin-Juillet-Aout-Septembre qui présente des similarités optiques avec la période Décembre-Janvier caractérisée par de faibles épisodes de poussières laissant apparaître dans les propriétés optiques l'effet de la poussée des aérosols de combustion.
- Les périodes transitoires entre les deux saisons (Mai et Octobre) dont la particularité est de présenter des variations brusques des grandeurs optiques par rapport à la saison précédente.

Cette climatologie est importante dans la définition de l'impact radiatif des aérosols qui sera étudiée au chapitre suivant. Elle est accord avec les mesures chimiques réalisées quoique l'inégale étendue dans le temps des deux approches d'étude pourrait entraîner quelques écarts dans les interprétations.

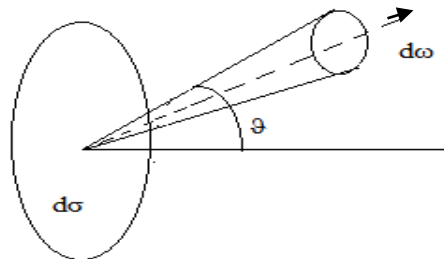
CHAPITRE 4: EVALUATION DU FORCAGE RADIATIF DES AEROSOLS A OUAGADOUGOU

Introduction

Ce chapitre présente l'un des intérêts majeurs de ce travail. Il s'agit des résultats de la simulation du forçage radiatif de la population d'aérosols caractérisée au chapitre 3. Cette simulation consiste à la résolution de l'équation complexe de transfert radiatif que de nombreux codes de calculs et modèles climatiques ne cessent d'approcher par diverses techniques. C'est pourquoi avant de présenter le modèle de calcul que nous utiliserons ainsi que les données d'entrées de ce code, il convient de faire un bref descriptif de l'équation de transfert radiatif. Par la suite nous présenterons les principaux résultats que nous avons obtenus avant de les comparer avec ceux qui sont indiqués dans la littérature.

1. L'équation du transfert radiatif

L'équation du transfert radiatif met en relation l'intensité d'un rayonnement source qui rencontre une particule ou qui traverse un milieu avec l'absorption, la diffusion et éventuellement l'émission qui le caractérise. Pour cela il est commode de considérer un pinceau de radiation qui traverse un élément de surface $d\sigma$ sous un angle d'incidence ϑ et confiné dans un angle solide élémentaire $d\omega$.



La quantité d'énergie dE_ν transportée à travers cette surface pendant le temps dt , dans un intervalle de fréquence compris entre ν et $\nu + d\nu$ est donnée par l'équation suivante :

$$dE_\nu = I_\nu \cos\vartheta d\nu d\omega dt \quad (4.1)$$

I_ν désigne dans cette expression, l'intensité du rayonnement dans la bande de fréquence spécifiée, et qui permet d'obtenir le flux net dans toutes les directions par l'intégrale :

$$d\nu d\omega dt \int I_\nu \cos\vartheta d\omega$$

1.1. Coefficient d'absorption et fonctions de phase

Par des interactions avec la matière, le pinceau de radiation traversant un milieu se trouve atténué. Notons I_ν et $I_\nu + dI_\nu$ les valeurs respectives des intensités spécifiques avant et après la traversée du milieu d'épaisseur ds par le rayonnement dans sa direction de propagation. On peut écrire :

$$dI_\nu = -K_\nu \rho I_\nu ds \quad (4.2)$$

Où k_ν définit le coefficient d'absorption massique pour une radiation de fréquence ν et ρ , la densité du milieu. Si la perte d'énergie correspondante est due au phénomène de diffusion, k_ν sera appelé coefficient massique de diffusion. Dans ce cas le taux de perte d'énergie peut s'écrire de la façon suivante :

$$K_\nu \rho ds \times I_\nu \cos \vartheta d\nu d\sigma d\omega = K_\nu I_\nu dm d\nu d\omega, \quad (4.3)$$

dm désignant l'élément de masse.

L'introduction de la fonction de phase $P(\cos\theta)$, dans l'expression ci-dessus donne le taux d'énergie diffusé dans une direction faisant un angle θ avec le faisceau incident à travers un angle solide $d\omega'$ selon l'équation 4.4:

$$K_\nu I_\nu p(\cos\theta) \frac{d\omega'}{4\pi} dm d\nu d\omega \quad (4.4)$$

Le taux d'énergie perdue par diffusion dans toutes les directions s'obtient alors par l'intégrale :

$$K_\nu I_\nu dm d\nu d\omega \int p(\cos\theta) \frac{d\omega'}{4\pi}$$

1.2. Le coefficient d'émission

Le coefficient d'émission j_ν permet de définir la fraction d'énergie électromagnétique de fréquence comprise entre ν et $\nu + d\nu$ émise par une masse dm dans des directions confinées dans un angle solide élémentaire $d\omega$ pendant le temps dt par :

$$j_\nu dm d\nu d\omega dt \quad (4.5)$$

Cette énergie émise par la matière prend en compte la fraction émise par diffusion d'un rayonnement incident qui peut s'exprimer en fonction des angles (ϑ, φ) et (ϑ', φ') qui caractérisent respectivement des directions des rayonnements incident et diffusé.

$$K_\nu dm d\nu d\omega p(\vartheta, \varphi, \vartheta', \varphi') I_\nu(\vartheta', \varphi') \frac{\sin \vartheta' d\vartheta' d\varphi'}{4\pi}$$

La contribution de la diffusion au coefficient d'émission noté $j_\nu^{(s)}$ peut donc être obtenue par la relation :

$$j_\nu^{(s)}(\vartheta, \varphi) = K_\nu \frac{1}{4\pi} \int_0^\pi \int_0^{2\pi} p(\vartheta, \varphi, \vartheta', \varphi') I_\nu(\vartheta', \varphi') \sin \vartheta' d\vartheta' d\varphi' \quad (4.6)$$

Pour une atmosphère essentiellement diffusante, on a une égalité entre j_ν et $j_\nu^{(s)}$, $j_\nu \equiv j_\nu^{(s)}$

Dans le cas d'une atmosphère en équilibre thermodynamique local, à la température locale T , le coefficient d'émission est donné par la loi de Kirchhoff et est donné par l'équation 4.7.

$$j_\nu = K_\nu B_\nu(T), \text{ avec } B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{h\nu/kT} - 1}, \quad (4.7)$$

$B_\nu(T)$ est la fonction de Planck, k la constante de Boltzmann et h la constante de Planck.

1.3. La fonction source

La fonction source est définie par le rapport du coefficient d'émission sur celui d'absorption. Selon les définitions de ces coefficients formulées dans les équations 4.6 et 4.2, on obtient pour une atmosphère diffusante :

$$\mathfrak{S}_\nu(\vartheta, \varphi) = \frac{1}{4\pi} \int_0^\pi \int_0^{2\pi} p(\vartheta, \varphi, \vartheta', \varphi') I_\nu(\vartheta', \varphi') \sin \vartheta' d\vartheta' d\varphi' \quad (4.8)$$

Dans le cas d'un équilibre local de l'atmosphère on a : $\mathfrak{S}_\nu = B_\nu(T)$

1.4. L'équation de transfert

Cette équation fondamentale est l'expression de la variation d'intensité d'un rayonnement à la traversée d'un milieu caractérisé par un coefficient d'absorption k_ν et un coefficient d'émission j_ν . Il s'agit d'une équation intégral-différentielle qui prend en compte les pertes et gains d'énergie qui se produisent lors de la traversée qui peut s'écrire :

$$\frac{dI_\nu}{ds} = -K_\nu \rho \times I_\nu + j_\nu \rho \quad (4.9)$$

L'équation 4.9 peut être réécrite en utilisant la fonction source, on obtient alors :

$$-\frac{dI_\nu}{K_\nu \rho ds} = I_\nu - \mathfrak{S}_\nu \quad (4.10)$$

L'équation de transfert radiatif peut avoir différentes expressions plus ou moins complexes selon le type d'atmosphère, la symétrie du problème et le système de coordonnées utilisé.

Par exemple dans le cas d'atmosphères planes parallèles, l'équation de transfert peut être exprimée

en fonction de l'épaisseur optique normale $\tau = \int_\varepsilon^\infty K \rho dz$ et prend la forme standard suivante :

$$\mu \frac{dI(\tau, \mu, \varphi)}{d\tau} = I(\tau, \mu, \varphi) - \mathfrak{S}(\tau, \mu, \varphi), \quad (4.11)$$

où $\mu = \cos \theta$

Dans le cas d'atmosphères planes parallèles semi-finies (Figure 4.1), il convient d'ajouter des fonctions relatives à la réflexion diffuse S et à la transmission T telles que :

$$I(0, \mu, \varphi) = \frac{F}{4\mu} S(\tau_1, \mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) \quad (4.12)$$

$$I(\tau_1, -\mu, \varphi) = \frac{F}{4\mu} T(\tau_1, \mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0), \quad 0 \leq \mu \leq 1 \quad (4.13)$$

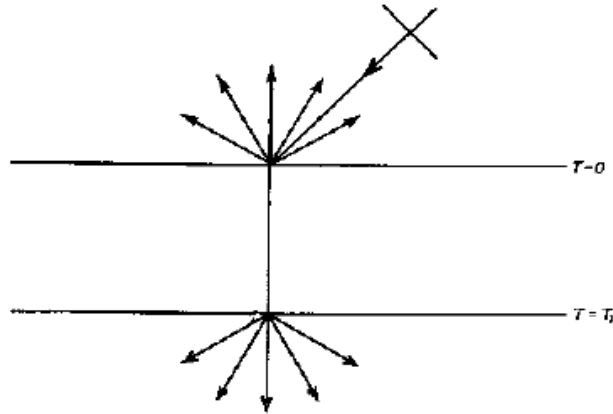


Figure 4. 1 : Illustration de la diffusion et la transmission dans le cas d'une atmosphère parallèle

L'équation fondamentale de transfert peut alors s'écrire :

$$\mu \frac{dI(\tau, -\mu, \varphi)}{d\tau} = I(\tau, \mu, \varphi) - \frac{1}{4\pi} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} p(\mu, \varphi, \mu', \varphi') I(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' - \frac{1}{4} F e^{-\tau/\mu_0} p(\mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0) \quad (4.14)$$

2. Le code GAME

2.1 Description

Le code de calcul que nous utilisons pour résoudre l'équation fondamentale du transfert radiatif s'appelle « Global Atmospheric Model » GAME inspiré des travaux de *Dubuisson et al.*, 1996, 2004, 2006. Ce modèle prend en compte les processus d'absorption et de diffusion par les gaz (molécules) et les particules dans l'atmosphère, selon l'approximation d'une atmosphère découpée en 33 couches planes et parallèles. Conformément à la description formulée par *Roger et al.*, 2006, l'absorption prend en compte les absorbants de la bande des ondes courtes du spectre électromagnétique et se base sur les résultats d'un code d'exécution construit selon la méthode ligne par ligne (*Scott*, 1974), pendant que les problèmes de diffusions multiples sont traités par la méthode des ordonnées discrètes (*Stamnes et al.*, 1988) par laquelle tout le spectre solaire est parcouru avec un pas de 100 cm^{-1} , ce qui donne en longueur d'onde un pas variable défini par $\Delta\lambda = \lambda^2/100$. Dans cette méthode, les fonctions de phase et la radiance sont décomposés en polynômes de Legendre, les interactions entre les diffusions multiples et l'absorption gazeuse sont traitées par utilisation de la k-méthode corrélée (*Lacis et Oinas*, 1991).

Le code GAME intègre les effets combinés de :

- L'absorption par les gaz, H_2O , O_2 , CO_2 , O_3
- La diffusion de *Rayleigh* par les molécules
- L'absorption par les aérosols à travers l'albédo de simple diffusion,
- La diffusion due aux aérosols par le facteur d'asymétrie
- L'albédo de surface.

2.2. Les données d'entrée et de sortie du code

Le code GAME donne à la sortie de la simulation pour les 33 couches de l'atmosphère considérées, les valeurs des flux radiatifs montant et descendant à partir desquels sont obtenus les forçages radiatifs au sommet de l'atmosphère et à la surface, ainsi que le taux d'échauffement.

Le forçage radiatif direct à la surface terrestre est obtenu à partir du flux net à la surface en tenant compte de la couche d'aérosols F_{BOA}^a et du flux net à la surface calculé sans l'effet des aérosols F_{BOA}^0 . Ce forçage radiatif direct noté ΔF_{BOA} s'obtient par la relation suivante :

$$\Delta F_{BOA} = F_{BOA}^a - F_{BOA}^0 \quad (4.15)$$

Le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère est calculé aussi en fonction des grandeurs F_{TOA}^0 et F_{TOA}^a représentant respectivement les flux net au sommet de l'atmosphère sans aérosols puis en tenant compte de la présence d'aérosols. De façon analogue à celui de la surface, il est donné par l'expression :

$$\Delta F_{TOA} = F_{TOA}^a - F_{TOA}^0 \quad (4.16)$$

Le forçage radiatif atmosphérique est une simple différence entre les forçages radiatifs au sommet de l'atmosphère et à la surface terrestre selon la relation :

$$\Delta F_{TOA} = \Delta F_{TOA} - \Delta F_{BOA} \quad (4.17)$$

De cette expression, il apparaît clairement qu'un signe positif de ΔF_{TOA} signifie une augmentation du flux à l'intérieur de la couche atmosphérique se traduisant par un effet d'échauffement par les aérosols. Inversement un signe négatif traduit un effet de refroidissement.

Le profile vertical du taux d'échauffement déterminé est calculé à partir de la relation thermodynamique suivante (Roger et al., 2006):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F(z)}{\partial z} \quad (4.18)$$

où T désigne la température de l'air, et t le temps

ρ est la masse volumique de l'atmosphère

C_p est la chaleur spécifique de l'air

$F(z)$ est le flux net à l'altitude z.

Pour obtenir les résultats ci-dessus mentionnés, il faut en entrée du code GAME, plusieurs jeux de données. Il s'agit notamment :

- Des propriétés optiques telles que les épaisseurs optiques pour toutes les longueurs d'onde du spectre solaire, ainsi que les paramètres d'asymétrie, l'albédo de simple diffusion SSA et l'exposant d'Angström. Dans le cadre de notre étude, nous les avons obtenus par l'étude climatologique des propriétés optiques effectuée sur la base des données de photométrie solaire de

AERONET. Cette étude nous a permis de déterminer des valeurs moyennes caractéristiques de chaque mois de l'année.

- Les profils verticaux de température et d'humidité obtenus par des mesures de radiosondages de la surface terrestre à plus de 15000 mètre d'altitude.
- L'évolution journalière de la température ambiante obtenue par des mesures synoptiques moyennées par mois
- L'albédo de surface terrestre estimé pour tout le spectre solaire à partir du capteur MODIS
- L'angle solaire, pour la représentation journalière

3. Simulation du forçage radiatif direct du panache d'aérosols à Ouagadougou

3.1. Présentation des données d'entrée

3.1.1. Les données optiques

Il s'agit des données AERONET retenus à l'issue de notre étude climatologique, pendant laquelle les données optiques ont été analysées puis regroupées mois par mois pour en dégager une saisonnalité. Des valeurs moyennes que nous avons retenues pour chaque mois sont compilées dans les tableaux 4.1, 4.2, et 4.3 pour chaque propriété optique utilisée en entrée du code GAME. Chacune de ces propriétés inversées pour quelques longueurs d'onde ont été estimées sur tout le spectre visible du rayonnement atmosphérique, afin d'obtenir en sortie des algorithmes l'impact radiatif total.

3.1.1.1. Les épaisseurs optiques et le coefficient d'Angström

Les épaisseurs optiques utilisées sont celles mesurées pour quatre longueurs d'onde du spectre électromagnétique (440 nm, 675 nm, 870 nm et 1020 nm). L'exposant d'Angström est calculé dans l'intervalle de longueur d'onde comprise entre 440 μm et 870 μm , couvrant la quasi-totalité de la bande du rayonnement atmosphérique. Ce coefficient permet de déduire sur toutes les longueurs d'onde de l'intervalle, l'épaisseur optique des aérosols. Le Tableau 4.1 présente les valeurs mensuelles moyennes des épaisseurs optiques pour les quatre longueurs d'onde ainsi que celles de l'exposant d'Angström.

	AOT_1020	AOT_870	AOT_675	AOT_440	870-440Angstr
JAN	0,37	0,40	0,45	0,52	0,41
FEB	0,51	0,55	0,59	0,66	0,37
MAR	0,73	0,77	0,81	0,85	0,20
APR	0,52	0,55	0,58	0,64	0,25
MAY	0,50	0,53	0,55	0,58	0,20
JUN	0,49	0,52	0,55	0,59	0,26
JUL	0,31	0,35	0,37	0,44	0,47
AUG	0,35	0,38	0,40	0,46	0,39
SEP	0,28	0,30	0,33	0,39	0,48
OCT	0,38	0,41	0,45	0,52	0,40
NOV	0,27	0,29	0,33	0,39	0,49
DEC	0,22	0,25	0,28	0,35	0,59

Tableau 4.1 : Saisonnalité des épaisseurs optiques et de l'exposant d'angström

3.1.1.2. L'albédo de simple diffusion (SSA)

L'albédo de simple diffusion est un paramètre clé dans l'évaluation de l'impact radiatif d'une population d'aérosols dans la mesure où elle décrit parfaitement le caractère diffusant relativement au caractère absorbant de l'aérosol. De ce caractère, dépend en partie l'effet de réchauffement ou de refroidissement dans la couche atmosphérique, au sommet de l'atmosphère et en surface, entraîné par la présence de l'aérosol. La saisonnalité des valeurs utilisées dans le code de calcul est présentée dans le Tableau 4.2. Ces valeurs montrent globalement un caractère diffusant prépondérant (voir chapitre 3).

	SSA441-T	SSA673-T	SSA873-T	SSA1022-T
JAN	0,86	0,91	0,92	0,92
FEB	0,89	0,94	0,95	0,95
MAR	0,90	0,96	0,96	0,97
APR	0,90	0,95	0,95	0,95
MAY	0,91	0,95	0,95	0,95
JUN	0,90	0,96	0,96	0,96
JUL	0,89	0,92	0,92	0,92
AUG	0,93	0,95	0,96	0,96
SEP	0,90	0,93	0,94	0,94
OCT	0,91	0,95	0,95	0,95
NOV	0,89	0,93	0,94	0,94
DEC	0,86	0,90	0,90	0,91

Tableau 4.2 : Valeurs saisonnières de l'albédo de simple diffusion

Il faut noter aussi qu'à l'albédo de simple diffusion de l'aérosol s'ajoute, en entrée du code l'albédo de surface. Cette grandeur encore appelée facteur de réflexion exprime la fraction du rayonnement réfléchi par la surface terrestre. Dans notre calcul elle est estimée à partir du capteur de MODIS qui donne la dépendance spectrale de l'albédo de surface à sept bandes de longueurs d'ondes (Saha et al., 2008). Elle est de l'ordre de 90 à 95% pour la neige fraîche, de 30 à 50% pour les sables du désert, de 5 à 30% pour la terre et de 10 à 20% pour les forêts.

3.1.13 .Le facteur d'asymétrie

Le calcul du forçage radiatif intègre nécessairement les valeurs du facteur d'asymétrie dans la mesure où cette grandeur donne une indication de la fraction du rayonnement électromagnétique diffusée en direction de la surface terrestre ou rétrodiffusée vers l'espace. Les valeurs mensuelles

calculées pour quatre longueurs d'onde qui ont servi d'entrée au code de calcul sont montrées dans le tableau 4.3.

	ASYM441-T	ASYM673-T	ASYM873-T	ASYM1022-T
JAN	0,76	0,73	0,74	0,74
FEB	0,77	0,74	0,74	0,75
MAR	0,78	0,75	0,75	0,75
APR	0,76	0,73	0,73	0,74
MAY	0,74	0,72	0,72	0,73
JUN	0,75	0,72	0,72	0,73
JUL	0,73	0,70	0,70	0,70
AUG	0,73	0,70	0,70	0,70
SEP	0,75	0,72	0,71	0,72
OCT	0,75	0,73	0,73	0,73
NOV	0,75	0,72	0,73	0,74
DEC	0,74	0,71	0,72	0,73

Tableau 4.3 : Valeurs mensuelles totales du facteur d'asymétrie utilisées en entrée du code GAME

3.1.2. Les profils verticaux de température et d'humidité à Ouagadougou

3.1.2.1. Principe du radiosondage

Le radiosondage permet aux météorologistes de mesurer des grandeurs thermodynamiques sur l'épaisseur de l'atmosphère qui les intéresse, c'est-à-dire dans la troposphère et parfois, la stratosphère. Pour ce faire, ils lâchent quotidiennement des « ballons-sondes » dans l'atmosphère. Le dispositif est constitué d'un gros ballon gonflé avec un gaz plus léger que l'air (l'hélium), auquel est attelée une radiosonde. Le ballon est gonflé de manière à s'élever à une vitesse constante et connue dans l'atmosphère. La radiosonde contient les instruments de mesures de pression, température et humidité et envoie vers la station d'observation les données mesurées. La vitesse et la direction du vent se déduisent par calcul grâce au positionnement par GPS du ballon au cours de son ascension. Après environ 2h à 2h30 d'ascension, entre 20 et 30 kilomètres d'altitude, ils « éclatent » et retombent à quelques dizaines de kilomètres de leur point départ.

3.1.2.2. Profil vertical de température

Les profils verticaux de température obtenus au-dessus de Ouagadougou présente une configuration assez stable à toutes les saisons et globalement conforme au profil d'une atmosphère standard tropical. Un échantillonnage de profils de température tracés à partir de mesures de radiosondage de l'année 2006 est présenté Figure 4.2. Ces profils sont représentatifs des différentes saisons climatiques (sèche, humide...).

Le choix de l'année 2006 est justifié par le fait que sur toute la période des mesures photométriques effectuées à Ouagadougou et qui constituent la base de la caractérisation optique, cette année est la plus complète au point de vue de la régularité des mesures et donc de la disponibilité des données.

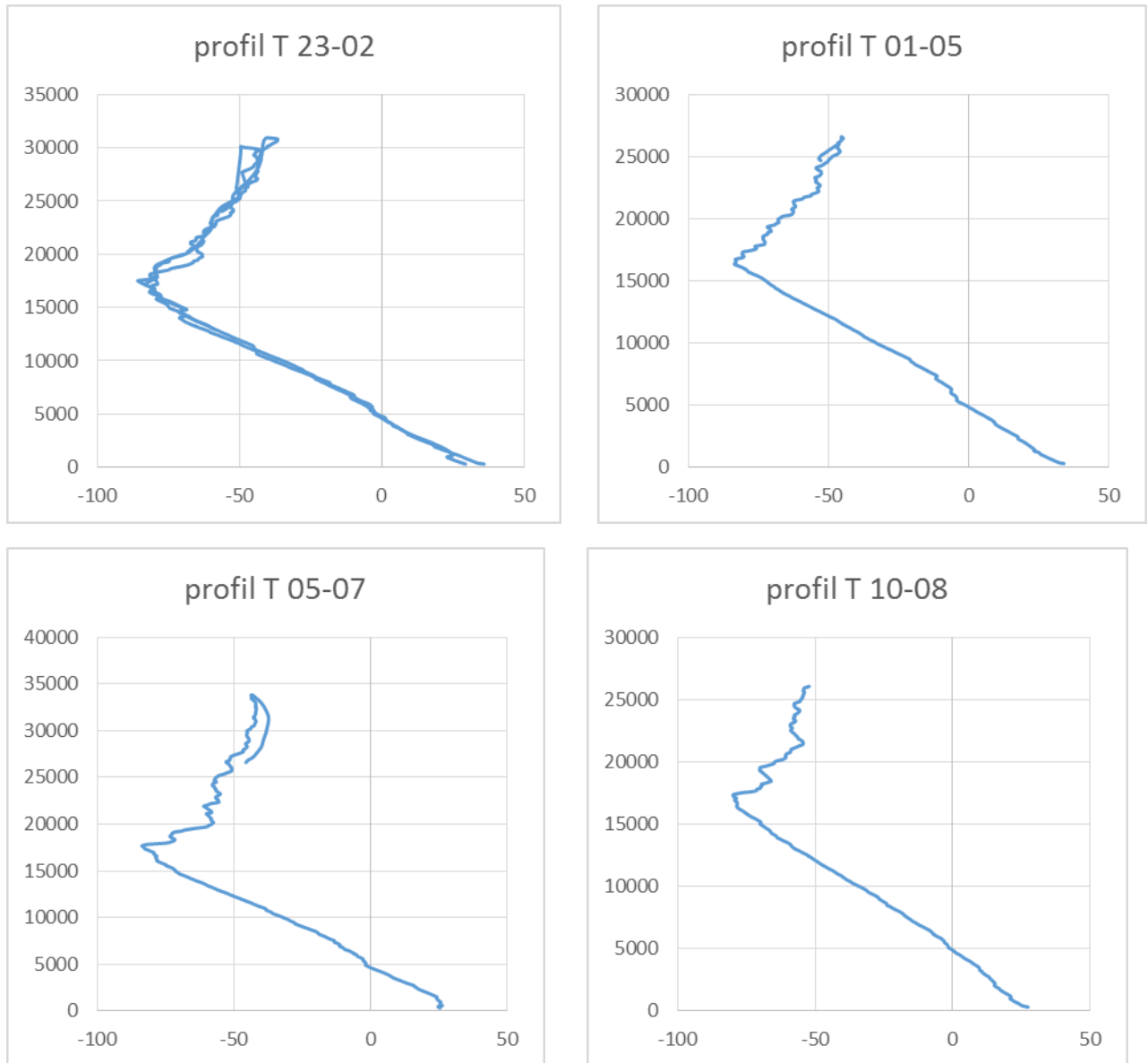


Figure 4. 2 : Illustration du profil vertical de température en saison sèche et en saison humide à Ouagadougou

Le profil vertical de température présente une première couche presque linéaire allant de la surface à environ 17000 mètres, à la différence d'une atmosphère standard où la première couche d'inversion thermique se situe autour de 10 km d'altitude. Ce profil montre dans cette couche un gradient de température constant avec une température allant de l'ambiante (environ 30°C) à la surface (310 mètre d'altitude) à environ -80°C aux altitudes de 1700 mètres. Le calcul de la pente de cette droite nous indique une décroissance de la température avec l'altitude, avec des variations

pouvant aller d'environ 6°C à plus de 7°C par km. La moyenne de 6°C/km dans le cas d'une atmosphère standard semble décrire convenablement le profil vertical de température à Ouagadougou bien qu'il faille noter quelques différences selon les saisons dues à la présence plus ou moins grande de vapeurs d'eau, de nuages etc.

La première couche est la plus intéressante pour nous car c'est à ce niveau que se concentre la quasi-totalité des aérosols atmosphériques, sujet de notre étude. Les couches supérieures présentent très peu d'intérêt dans le cadre de notre travail.

3.1.2.3. Profil vertical d'humidité

Les mesures de radiosondages présentent à Ouagadougou un profil très variable d'un jour à l'autre tant et si bien qu'il est difficile de dégager une tendance générale.

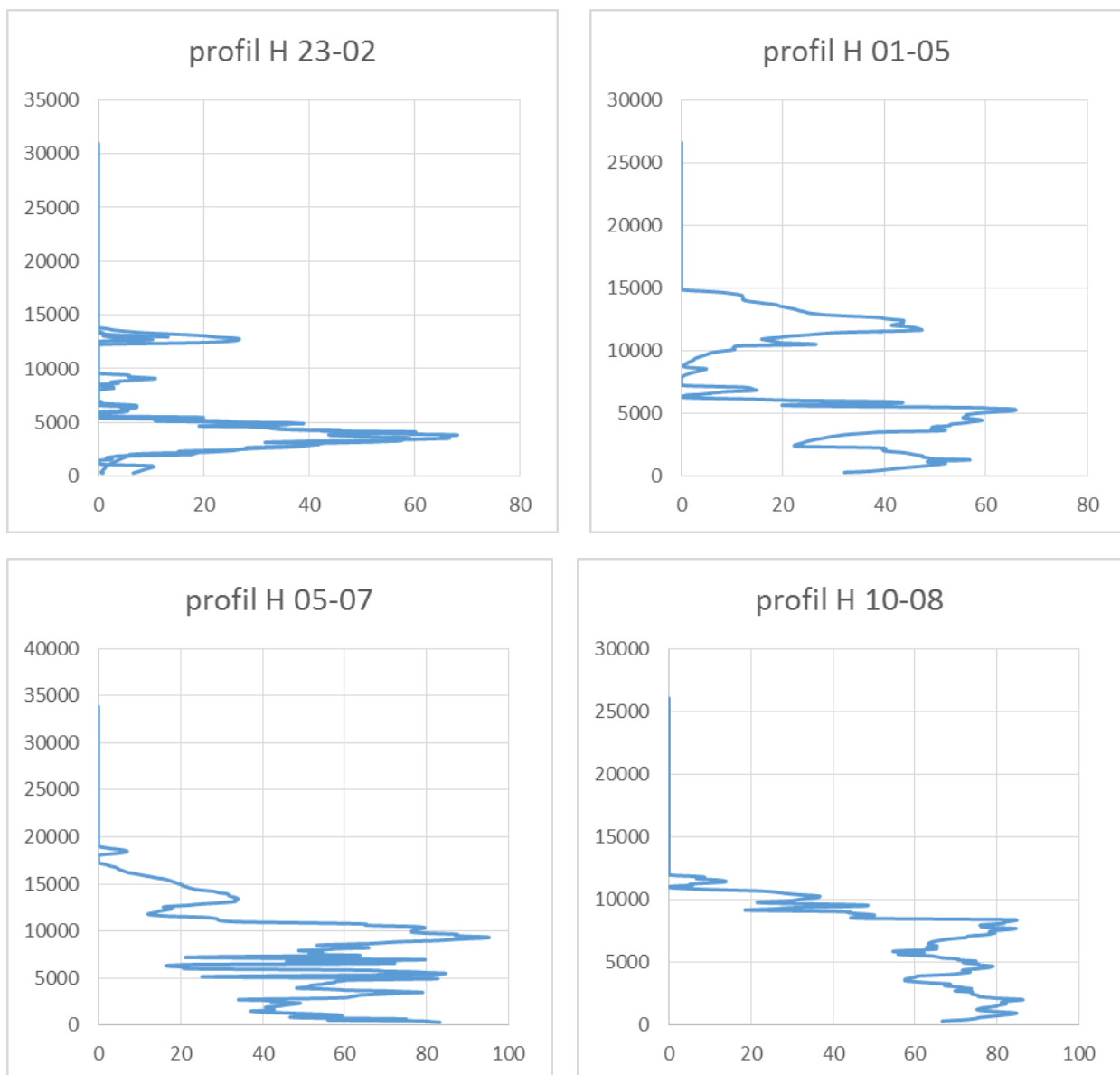


Figure 4. 3 : Illustration du profil vertical d'humidité en saison sèche et en saison humide à Ouagadougou

La figure 4.3 montre une atmosphère totalement sèche dans la partie supérieure (au-delà de 15 km). Dans la partie inférieure, on assiste à plusieurs séries successives de variations croissantes et décroissantes de l'humidité relative. On note des valeurs moyennes à la surface de l'ordre de 30 à 40% en période sèche et de 70 à 80% en pleine saison des pluies.

Il est important de rappeler que l'humidité relative modifie de façon relativement importante les propriétés optiques des aérosols. En effet, les variations de ces propriétés sont très importantes à partir d'une humidité de l'ordre de 80% avec une tendance qui apparaît autour de 60% et qui se marque nettement à partir de 80%. En tenant compte de l'ordre de grandeur des valeurs que montrent les différents profils que nous avons analysés, nous avons retenu dans la couche où sont présents les aérosols des valeurs moyennes de 40% en période sèche et de 70% en saison hivernale.

3.1.2.4. Evolution journalière de la température ambiante

L'évolution journalière de la température est utile dans l'estimation heure par heure des propriétés optiques et des profils verticaux qui servent de paramètres d'entrée du code GAME, afin d'évaluer le forçage radiatif horaire dans la durée qui s'écoule entre le lever et le coucher du soleil. Le profil journalier de la température dépend de la saison et de la situation géographique du lieu considéré. A Ouagadougou, la température ambiante présente dans la journée l'allure d'une parabole dont le minimum se situe en moyenne selon la saison entre 20 et 25°C entre 4h et 5h le matin et le maximum aux environs de 12h-13h entre les valeurs de 30 et 35°C (quelques fois supérieures en Avril-Mai).

3.2. Simulation du forçage radiatif

3.2.1. Impact radiatif mensuel

	BOA_IMPACT	ATM_IMPACT	TOA_IMPACT	ΔT_{1st_layer}
Janvier	-34,3	31,7	-2,5	1,7
Février	-30,9	27,2	-3,6	1,5
Mars	-41,0	34,7	-6,2	1,8
Avril	-35,8	31,3	-4,5	1,7
Mai	-33,6	27,5	-6,0	1,5
Juin	-32,9	26,1	-6,7	1,4
Juillet	-28,6	25,4	-3,2	1,4
Août	-21,6	15,3	-6,3	0,8
Septembre	-24,6	20,5	-4,1	1,2
Octobre	-27,0	20,2	-6,8	1,1
Novembre	-23,4	18,7	-4,6	1,0
Décembre	-24,9	22,3	-2,5	1,3

Tableau 4.4 : Simulation de l'impact radiatif à la surface, dans la couche atmosphérique, au sommet de l'atmosphère et le taux d'échauffement de la première couche.

La simulation montre globalement un effet de refroidissement au sommet de l'atmosphère dû à la rétrodiffusion dans l'espace du rayonnement solaire ainsi qu'à la surface de la terre résultant de l'atténuation du rayonnement à la traversée de la couche d'aérosols et un réchauffement dans la colonne atmosphérique qui s'explique par l'absorption du rayonnement par les polluants anthropiques. Ces effets sont montrés par des valeurs négatives du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère qui s'étendent de -6.77 W/m^2 à -2.56 W/m^2 et à la surface (de -41.00 W/m^2 à -21.68 W/m^2), ainsi que des valeurs positives du forçage dans l'atmosphère. Cette situation traduit une diminution du flux net reçu au sol et au sommet, et une augmentation du flux de l'atmosphère.

Conformément à ce qu'on pourrait s'attendre suite à l'analyse des propriétés optiques en liaison avec la dynamique du climat, le forçage radiatif à la surface est plus important au mois de Mars-Avril au moment où le calcul donne les plus basses valeurs entre les mois de Août-Septembre et Novembre-Décembre. En rappel, en dans la conclusion du chapitre précédent nous avons identifié des similarités optiques entre ces deux périodes de l'année.

Au sommet de l'atmosphère, les résultats sont plus sujet aux incertitudes des hypothèses adoptées (en particulier la non prise en compte des effets régionaux). Ils sont donc à manier avec précautions. Toutefois sans rentrer dans les détails, on remarque que les simulations indiquent les plus faibles impacts dans la période Décembre-Janvier-Février et les plus élevés dans la période Mars-Avril-Juin ainsi qu'en Octobre. La dynamique du climat local ne permet pas de justifier cette distribution des valeurs. On voit à travers ces valeurs l'effet à la dynamique de grande échelle et à l'impact combiné de la succession saisonnière au Nord (Hiver, été...) et au sud (saison chaude, pluvieuse ...).

Les écarts entre les valeurs des impacts au sommet de l'atmosphère et à la surface induisent logiquement un impact important de la part des aérosols dans la couche atmosphérique (Figure 4.4).

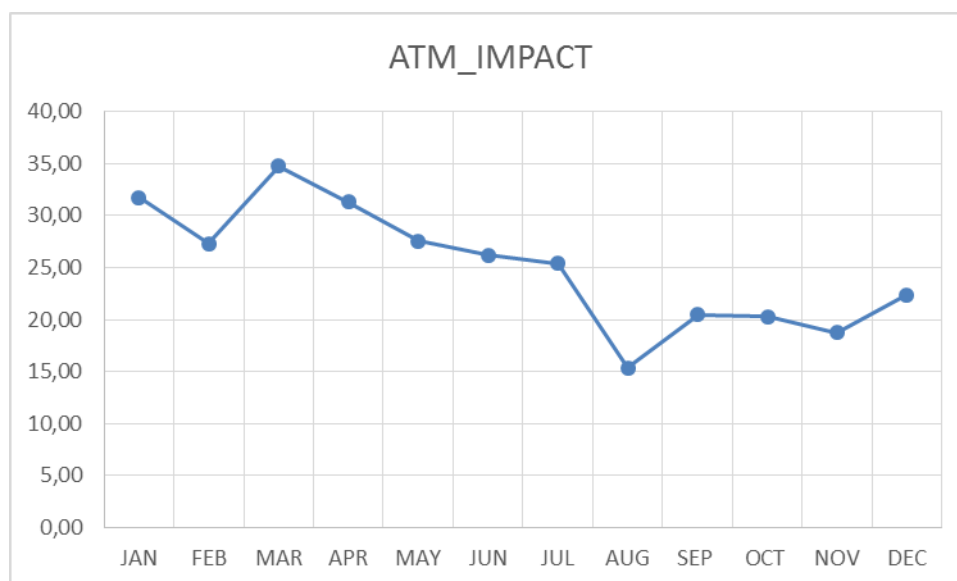


Figure 4. 4 : Simulation de l'impact radiatif dans la couche atmosphérique

Les simulations montrent clairement un impact maximal au mois de Mars-Avril, période où les valeurs obtenues sont supérieures à 30 W/m^2 (34.74 W/m^2 en Mars et 31.30 W/m^2 en Avril) et un impact minimal au mois d’Août estimé à 15.38 W/m^2 . C’est à ce mois que la suspension des particules est la moins importante en raison de l’importance des pluies responsables du lessivage des poussières minérales. Les valeurs précédentes rendent compte de l’importance des aérosols de pollution et de leur contribution qui constitue l’essentiel du forçage calculé en Août, mais aussi de l’apport des poussières d’origine locale et saharien. C’est cet impact qui se manifeste par un écart pouvant atteindre près de 20 W/m^2 de différence avec la valeur obtenue en Août. Comme le montre la Figure 4.5, l’impact atmosphérique décroît de Mars jusqu’au minimum en Août avant de connaître une croissance de Septembre jusqu’en Février. C’est à cette période que s’arrête la saison des pluies dont la fin est marquée par l’installation progressive des vents d’harmattan.

L’impact atmosphérique peut être traduit par une variation de la température. La simulation indique un réchauffement de la première couche de l’atmosphère (il s’agit de la couche en contact avec la terre) dont la variation de la température est relativement importante et va de 0.83°C en Août à environ 1.8°C en Mars comme le montre la figure 4.4.

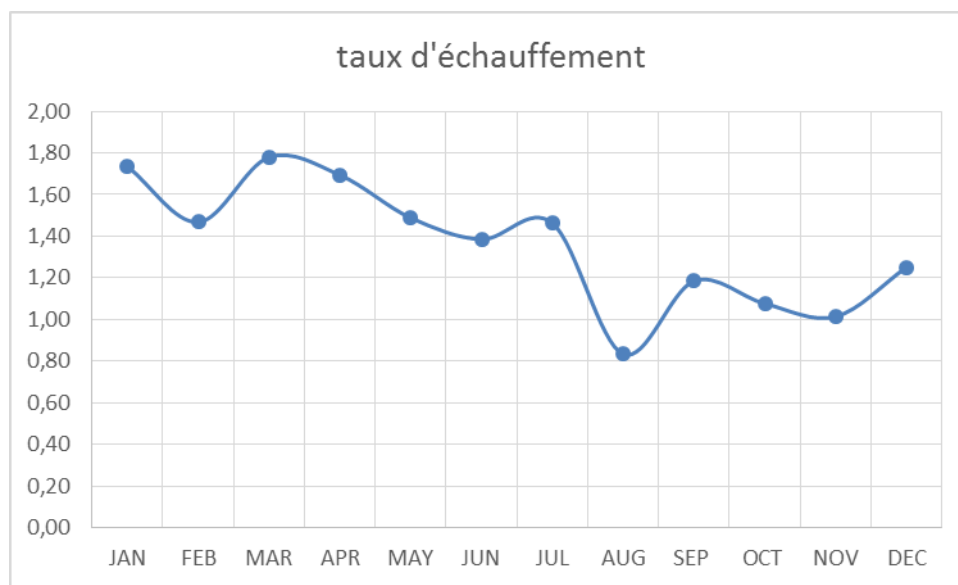
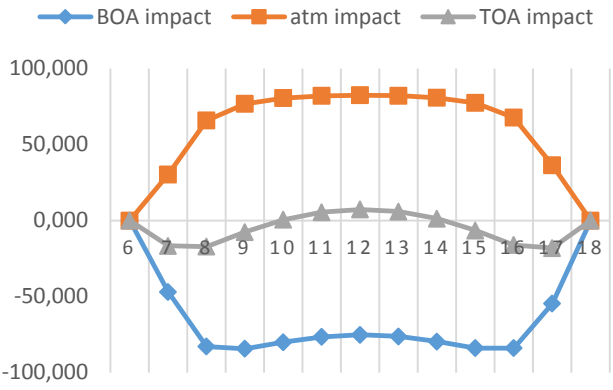


Figure 4. 5 : Evolution du taux d'échauffement mensuel moyen

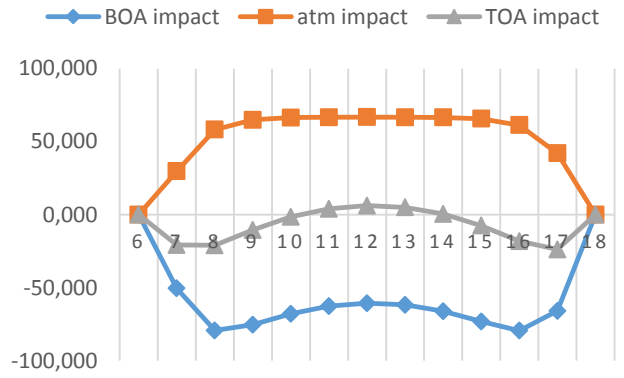
3.2.3. Evolution journalière de l'impact radiatif

Nous effectuons dans ce paragraphe une estimation heure par heure de l’impact radiatif au sommet de l’atmosphère, à la surface terrestre ainsi que dans la couche atmosphérique pour chaque mois de l’année. Cela permet de comprendre l’évolution de l’impact des aérosols entre le lever et le coucher du soleil. Les résultats des calculs sont présentés dans les Figures 4.6.

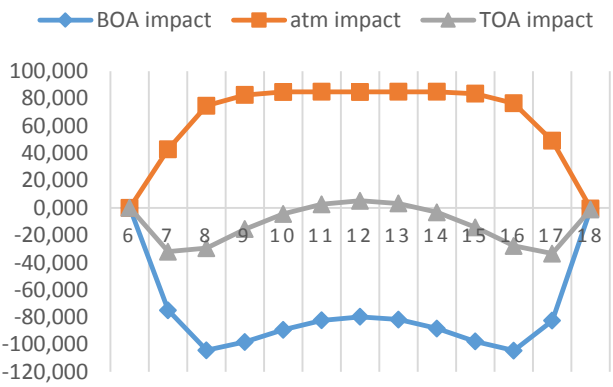
JANVIER



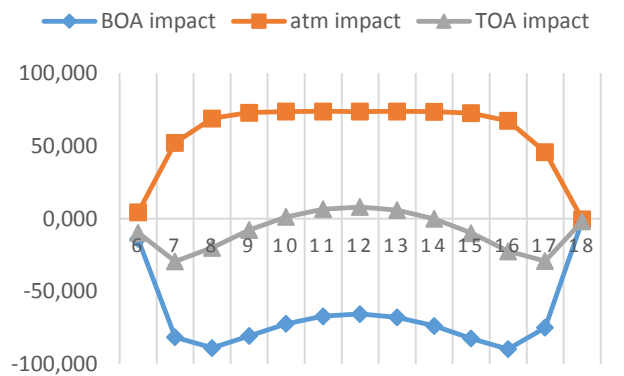
FÉVRIER



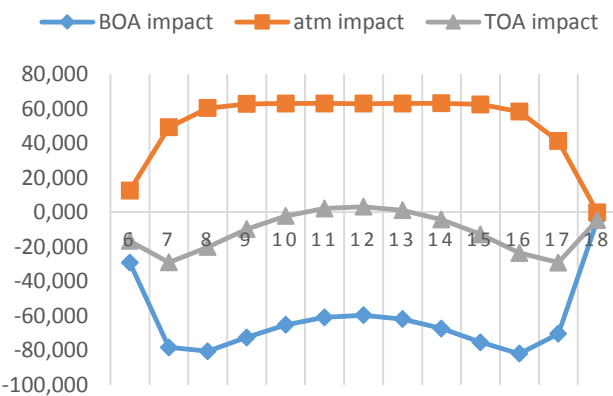
MARS



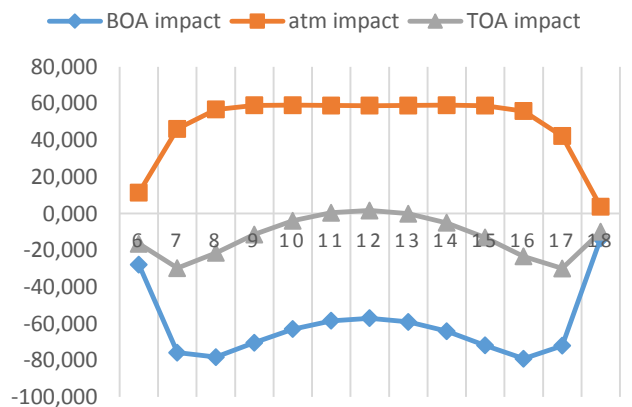
AVRIL



MAI



JUIN



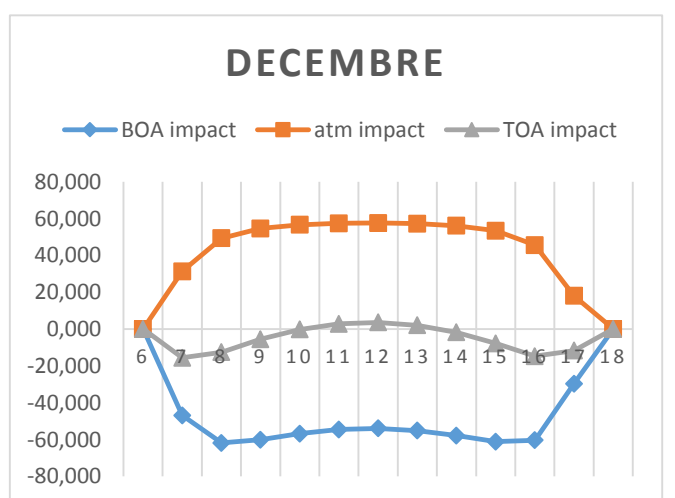
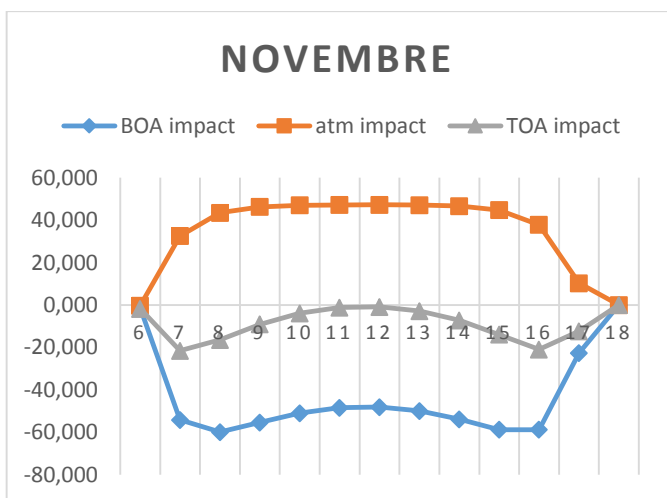
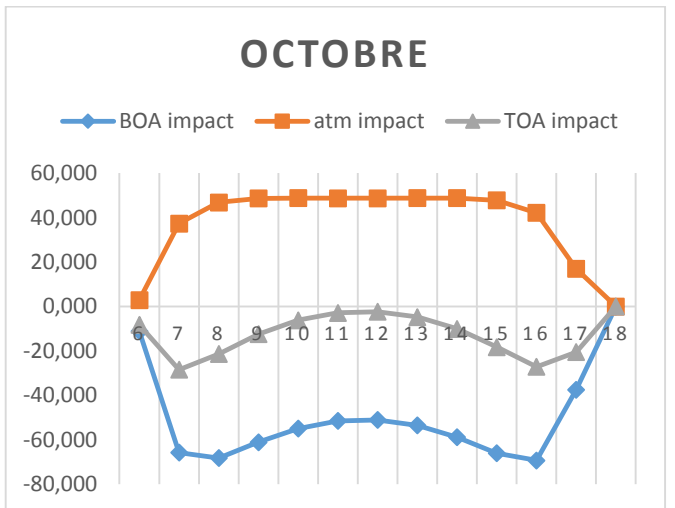
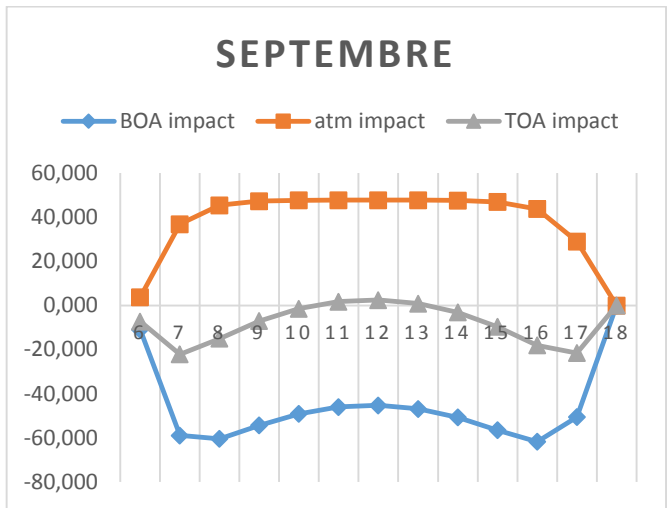
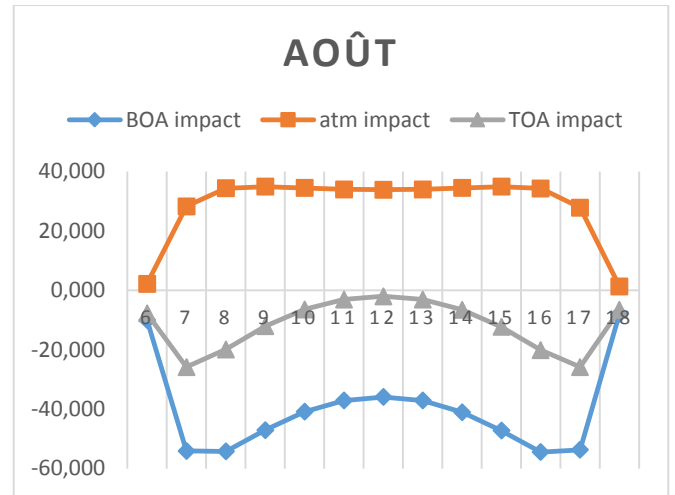
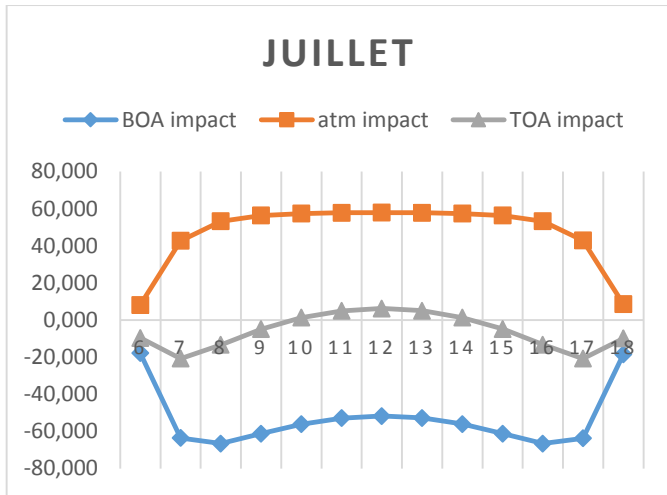


Figure 4. 6 : Evolution diurne de l'impact radiatif au sommet de l'atmosphère, dans l'atmosphère et en surface, moyennée par mois

3.2.3.1. Impact au sommet de l'atmosphère

Les résultats montrent un forçage radiatif négatif au sommet de l'atmosphère du lever au coucher du soleil aux mois d'Août, d'Octobre et Novembre. Cela traduit pendant ce temps un refroidissement au sommet de l'atmosphère sur toute la journée. Aux autres mois de l'année, le calcul montre un impact radiatif qui alterne entre des valeurs négatives et positives. Ces valeurs traduisent un refroidissement au sommet de l'atmosphère le matin, du lever du soleil jusqu'aux environs de 10 heures, un réchauffement entre 11h et 14 heures en moyenne, puis à nouveau un refroidissement à partir de 15h jusqu'au coucher du soleil.

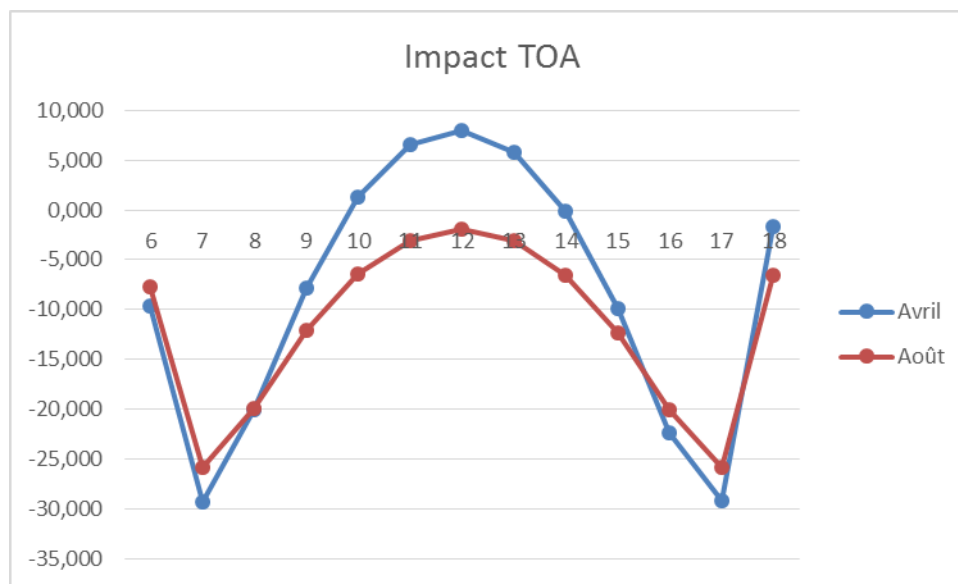


Figure 4.7 : Evolution diurne de l'impact radiatif au sommet de l'atmosphère : exemple des mois de mars et Août

Sur l'ensemble des valeurs obtenues, le refroidissement est maximal le matin vers 7h et le soir vers 17h tandis que le réchauffement maximal (ou refroidissement minimal selon la période) est enregistré à 12 heures (Figure 4.7). Une analyse comparative, mois par mois montre que le refroidissement est le plus important au mois d'Août (mois humide et caractérisé par une faible suspension de particules d'aérosols) et Octobre. Cependant, le réchauffement prend des proportions plus importantes de Décembre à Juillet avec des valeurs maximales calculées au mois d'Avril (période des pics d'émissions d'aérosols atmosphérique). Cette situation corrobore l'effet de réchauffement au sommet de l'atmosphère entraînée par la couche d'aérosols

3.2.3.2. Impact au sol

Comme on pouvait s'y attendre au regard de la caractérisation effectuée au chapitre 3, l'impact radiatif à la surface est globalement négatif, quelque soit la période de l'année. Ce qui montre bien que la présence des aérosols à Ouagadougou, comme dans toute la zone sahélienne Ouest Africaine entraîne une diminution du flux radiatif net à la surface. La variabilité journalière montre que cet

l'impact est plus important le matin vers 8h et l'après-midi autour de 16h et 17h. On peut émettre l'hypothèse de l'effet de l'activité humaine et des pics d'émission qu'elle entraîne le matin et le soir, mais aussi à l'effet de la dynamique des masses d'air et à la turbulence créée par le réchauffement de la surface au lever du soleil et par l'amorce du refroidissement dans la soirée. Le forçage radiatif connaît une légère baisse à midi, lorsque le flux solaire est le plus important dans la journée. Il varie peu en milieu de journée entre 11h et 13h.

Contrairement aux résultats obtenus au sommet de l'atmosphère, c'est au mois de Mars que les valeurs maximales du refroidissement sont obtenues (Figure 4.8). Ces valeurs deviennent minimales en Août. Ce qui montre bien que la présence des particules de poussières, maximales en Mars et minimales en Août accentue le refroidissement en surface.

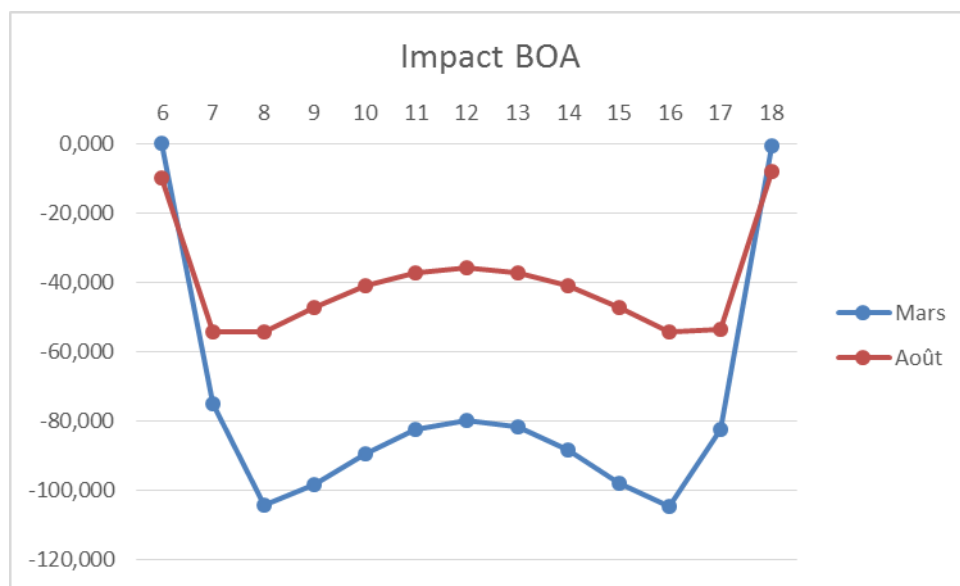


Figure 4. 8 : Evolution diurne de l'impact radiatif en surface : Exemple des mois de Mars et Août

3.2.3.3. Impact dans la couche atmosphérique

Dans l'atmosphère l'effet des aérosols se traduit par un forçage positif, soit un réchauffement dû à la présence des aérosols de pollution qui sont essentiellement absorbants. A l'échelle journalière, ce réchauffement varie de façon croissante du lever du soleil jusqu'à 10h environ. A partir de cet instant le forçage reste quasi-constant jusque dans l'après-midi entre 14 et 15h avant de connaître à nouveau une décroissance jusqu'au coucher du soleil. Cela est justifié par l'importance du forçage à la surface et la variabilité journalière du refroidissement au sommet de l'atmosphère qui passe du maximum le matin et le soir au minimum (voire réchauffement) en milieu de journée.

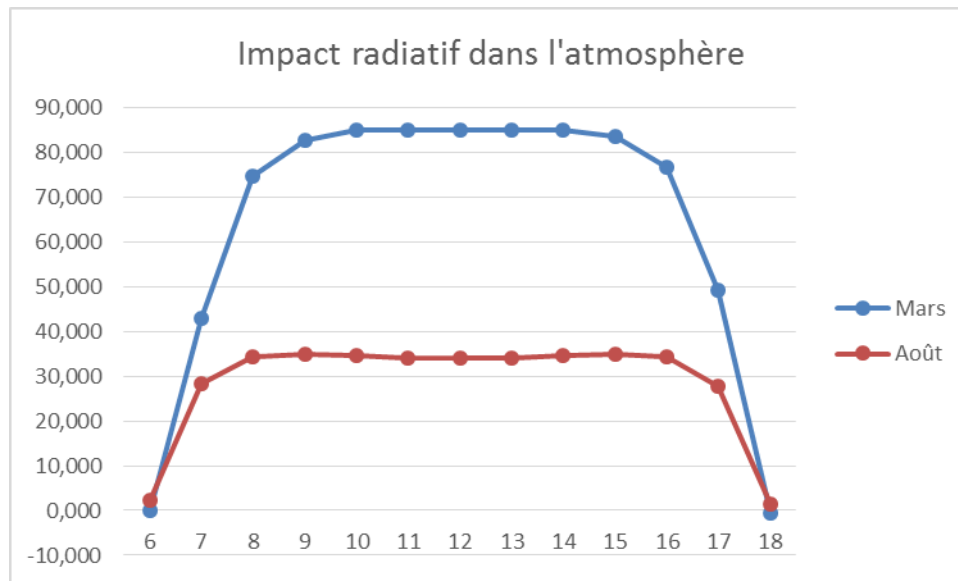


Figure 4. 9 : Evolution diurne de l'impact radiatif dans la couche atmosphérique : exemples des mois de Mars et Août

Les valeurs journalières maximales du réchauffement de l'atmosphère passent de 85 W/m^2 en moyenne en Mars à 34 W/m^2 au mois d'Août (Figure 4.9). Cette variation est en étroite liaison avec la climatologie des masses d'air et des épaisseurs optiques que nous avons étudiées montrant la succession cyclique des soulèvements de poussières. Elle rappelle aussi la suspension permanente des polluants anthropiques déduite de l'analyse des propriétés optiques et confirmée par les mesures chimiques.

3.2.3.4. Le taux d'échauffement journalier

Le taux d'échauffement présente la même allure de variation que l'impact radiatif dans l'atmosphère. La courbe décrivant ce taux en fonction de l'heure a l'allure d'une parabole présentant des valeurs minimales au lever et au coucher du soleil et une valeur maximale aux environ de 12 heures (Figure 4.10). Les plus importants taux d'échauffement de la journée sont constatés entre 10 heures et 14 heures.

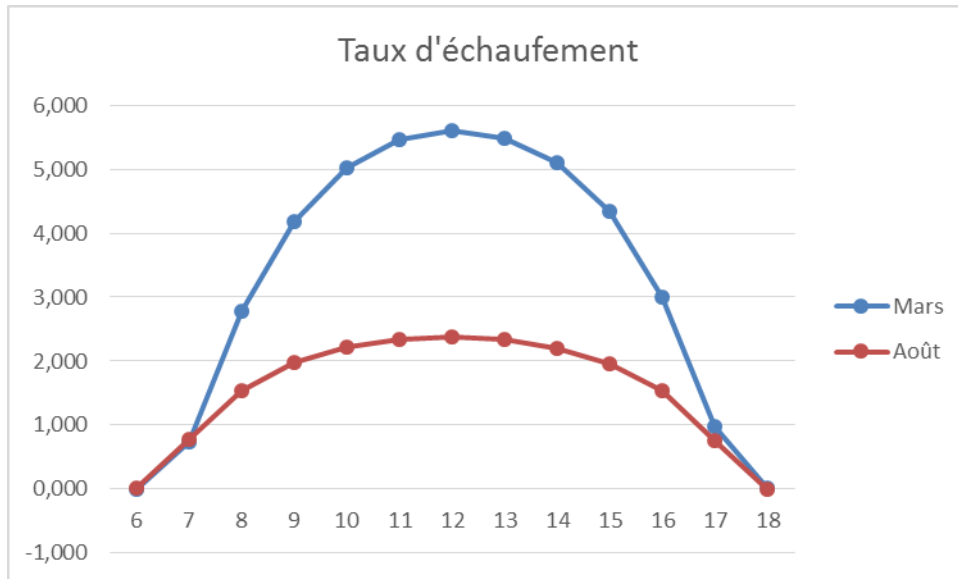


Figure 4. 10 : Evolution diurne du taux d'échauffement dans la première couche : exemple des mois de Mars et Août

Comme le montre la figure, le taux d'échauffement se situe autour de 2.4°C en moyenne à 12 heures au mois d'Août et peut prendre des valeurs plus importantes à la même heure en Mars, atteignant 5.60°C.

3.2.4. L'efficacité radiative atmosphérique

3.2.4.1. Résultats

L'efficacité radiative est une propriété intrinsèque de l'aérosol au point de vue radiatif. Elle se définit comme le forçage radiatif pour une épaisseur optique à 550nm ramenée à 1. Cette grandeur est caractéristique de la capacité radiative de la population d'aérosols d'un endroit donné et peut être utilisée comme élément de comparaison entre plusieurs sites. Elle permet de relier l'impact radiatif aux propriétés microphysiques et chimiques. Des valeurs voisines de l'efficacité radiative indiquent que l'on se trouve en présence d'un type d'aérosols aux propriétés optiquement équivalentes.

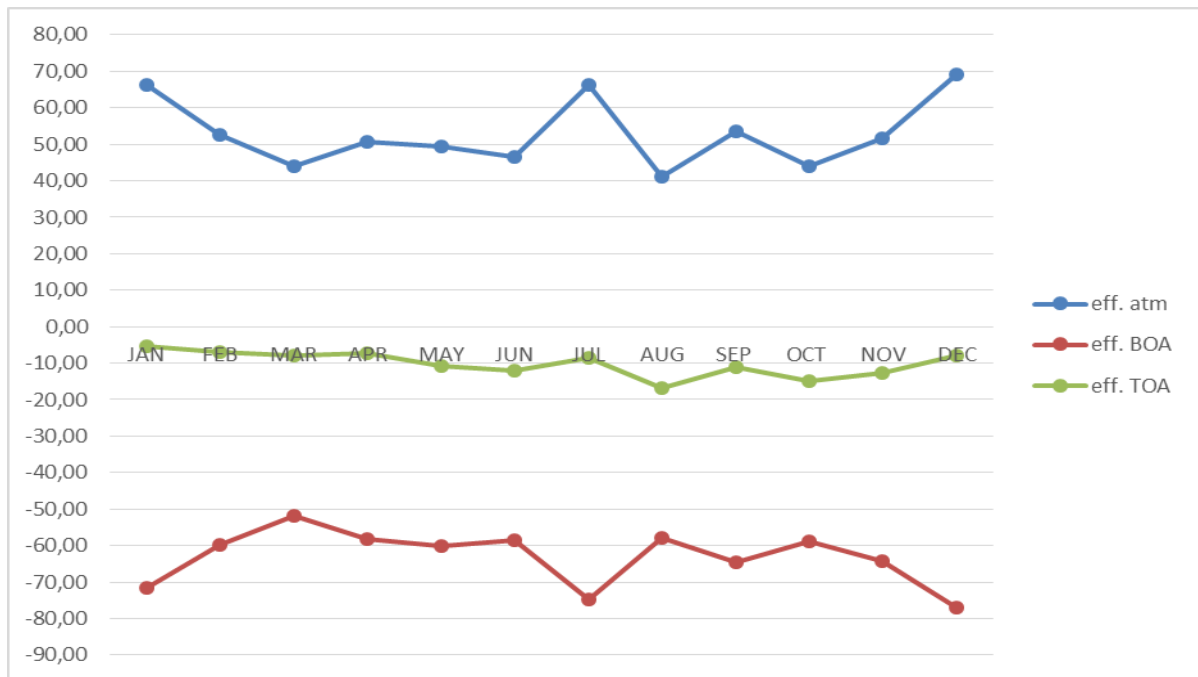


Figure 4. 11 : Efficacité radiative au sommet, dans la couche de l'atmosphère et à la surface moyennée par mois

L'analyse des courbes dans la Figure 4.11 montre que la population d'aérosols dans l'atmosphère au-dessus de la ville de Ouagadougou peut être divisée en deux principaux types.

- Un premier type d'aérosols caractéristique de la période Février-Mars-Avril-Mai-Juin et de la période Septembre-Octobre-Novembre. C'est ce que montrent les faibles variations que l'on observe de l'efficacité radiative au sommet de l'atmosphère et à la surface. L'étude climatologique montre que ces périodes correspondent à la présence relativement élevée des poussières minérales.
- Un second type montré par des valeurs maximales du refroidissement à la surface et du réchauffement dans la couche d'atmosphère. Ces observations sont effectuées dans la saison pluvieuse (vue ici en Juillet), et dans les mois de Décembre-Janvier. On pense encore soit au lessivage des poussières soit à la poussée plus ou moins importante des émissions de polluants. Cela a été constaté dans l'étude des propriétés optiques et microphysiques.

Débarassé du contenu en aérosol, l'efficacité radiative donne une bonne indication du comportement intrinsèque de l'aérosol. Ainsi, on peut noter, par exemple Figure 4.12, une très bonne corrélation entre l'efficacité radiative atmosphérique et l'albédo de simple diffusion. On s'attend à ce que cette efficacité soit une fonction décroissante du SSA puisque les faibles valeurs du SSA signifient une importance relative plus grande des aérosols absorbants et donc un réchauffement plus important. Inversement, une valeur élevée du SSA (proche de 1) traduit une prépondérance de particules diffusantes et donc un réchauffement. C'est exactement ce que montre la figure 4.12:

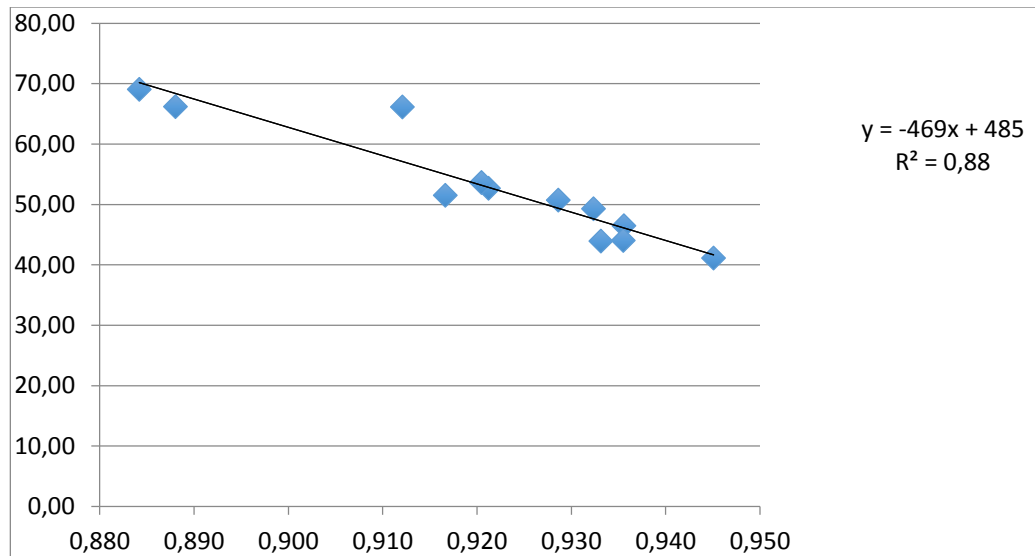


Figure 4. 12 : Représentation du forçage radiatif dans l'atmosphère en fonction de l'albédo de simple diffusion

Nous obtenons une courbe de tendance qui est linéaire et représentée par la droite d'équation $y = -485*(1-0.967*SSA)$ avec un coefficient de corrélation $R^2=0.88$, ce qui traduit une bonne fiabilité des résultats (88%). L'étape suivante sera de comprendre et d'analyser cette pente au regard des propriétés optiques et chimiques des aérosols.

Si on répète cette même opération avec l'efficacité radiative en surface, nous obtenons la Figure 4.13

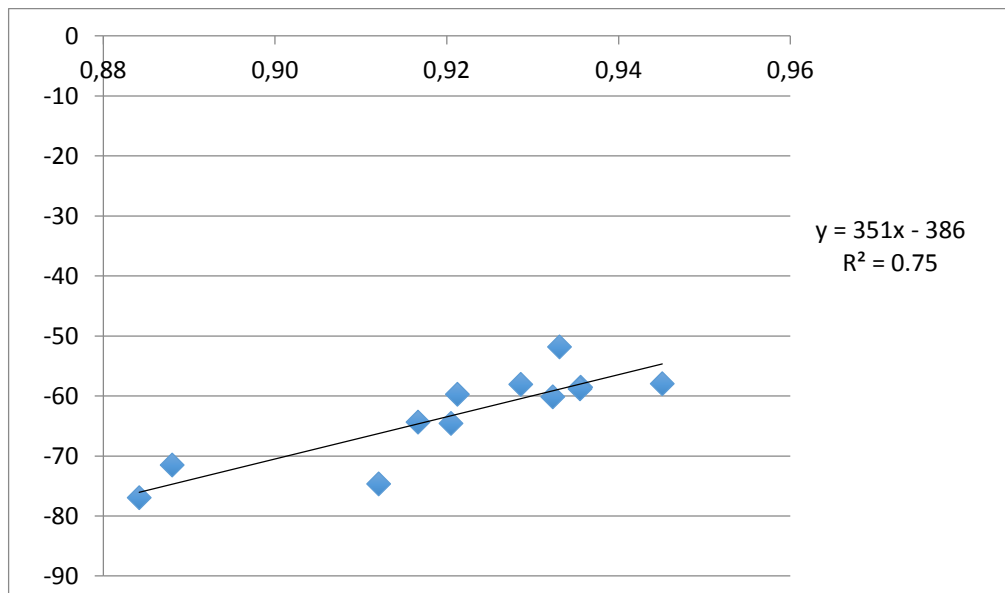


Figure 4. 13: Représentation de l'efficacité radiative en surface en fonction de l'albédo de simple diffusion ω_0 à 550 nm

On observe sur la Figure 4.13 une corrélation un peu moins marquée mais tout aussi significative, les flux arrivants en surface étant très dépendant, au premier ordre, des propriétés de l'atmosphère.

Cette fois, l'équation est $y=386*(0.908*\omega - 1)$. Là aussi, il sera intéressant de corrélérer cette pente avec les propriétés optiques et chimiques moyennes des aérosols.

3.2.4.2. Comparaison avec les inversions AERONET

Nous utilisons l'efficacité radiative plutôt que le forçage radiatif pour effectuer la comparaison avec les résultats des inversions du réseau AERONET, car comme nous l'avons souligné cette grandeur révèle les propriétés intrinsèques de l'aérosol typique d'un site donné.

Nous effectuons ici cette comparaison en représentant l'efficacité radiative horaire en surface, au sein de l'atmosphère et au sommet de l'atmosphère calculée en fonction de celle inversée par AERONET (les données AERONET ont été moyennées heure par heure et ensuite moyennées mois par mois). Les figure 4.14 et 4.15 représentent cette comparaison.

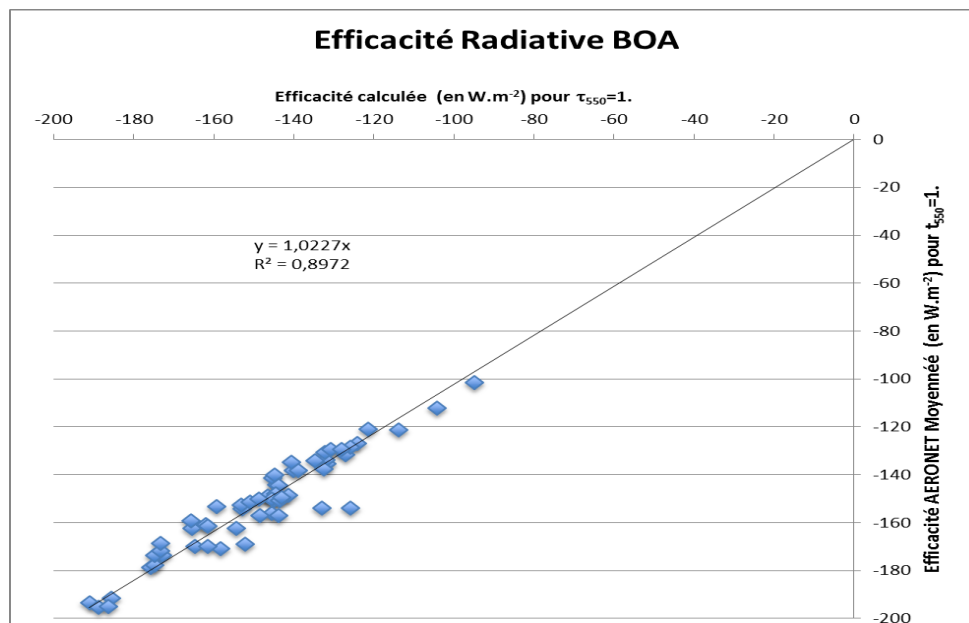


Figure 4. 14 : Représentation de l'efficacité radiative en surface simulée en fonction de l'efficacité radiative AERONET moyennée

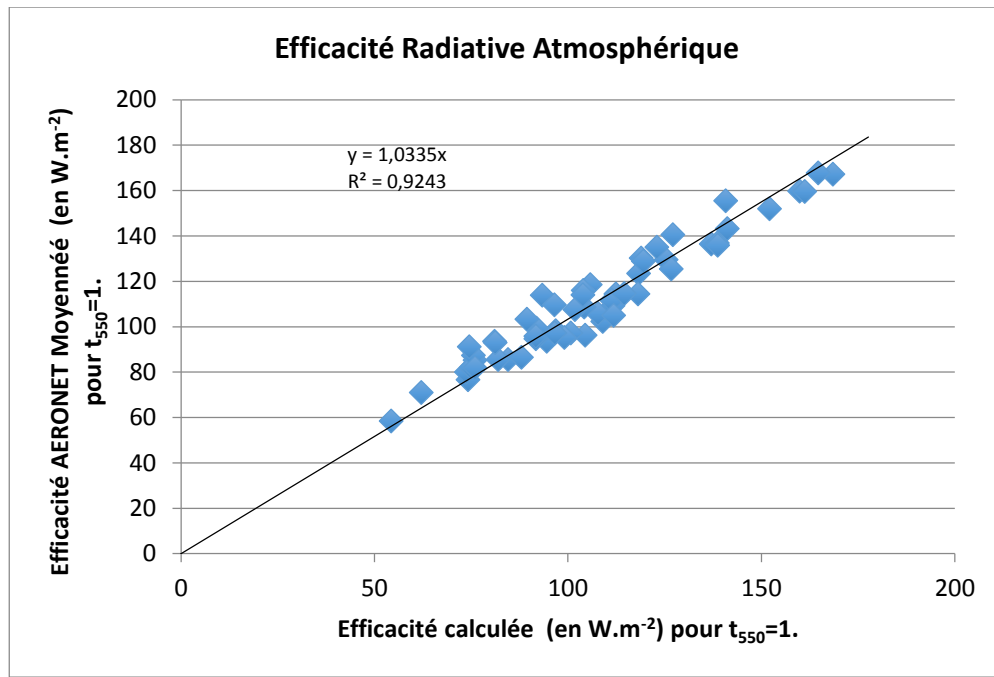


Figure 4. 15 : Représentation de l'efficacité radiative atmosphérique simulée en fonction de l'efficacité radiative AERONET moyennée

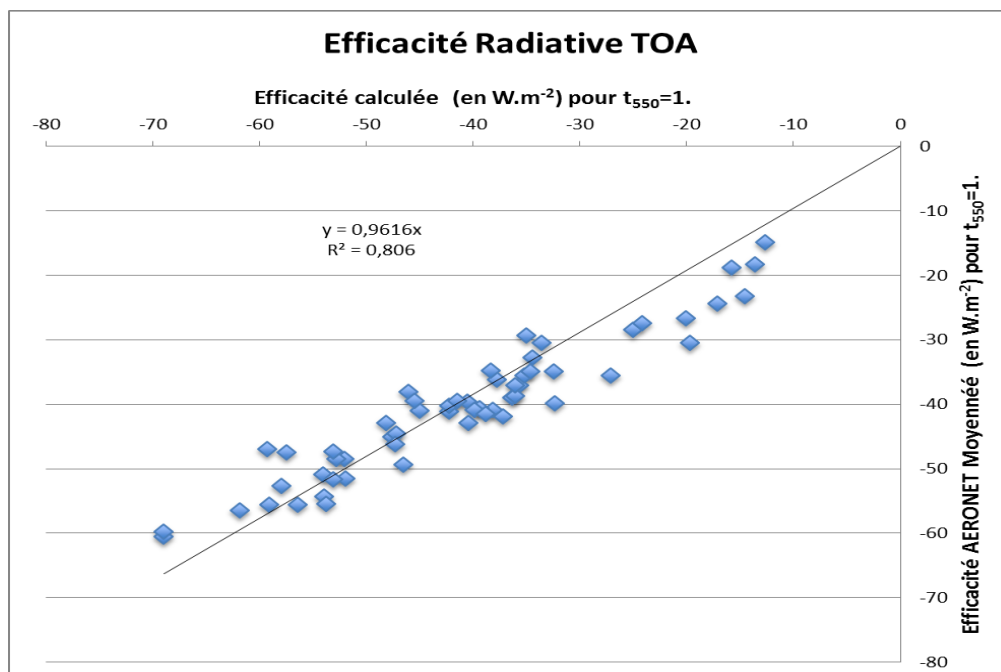


Figure 4. 16 : Représentation de l'efficacité radiative au sommet de l'atmosphère simulée en fonction de l'efficacité radiative AERONET moyennée

Les Figures 4.14, 4.15 et 4.16 montrent bien que les résultats des calculs que nous avons réalisés sont en bon accord avec les résultats d'inversion de AERONET. Cet accord se traduit en surface, dans l'atmosphère et au sommet de l'atmosphère par des courbes de tendances linéaires dont les

équations respectives sont $y=1.03x$, $y=1.04x$ et $y=0.96x$. Il faut noter cette proximité des droites obtenues avec celle d'équation $y=x$ traduisant presque l'égalité. Les coefficients de corrélation très satisfaisants confirment bien la conformité de nos résultats avec ceux obtenus des inversions AERONET. Ces coefficients sont de l'ordre de 90% à la surface terrestre, 92% pour l'atmosphère et de 81% au sommet de l'atmosphère.

3.2.4.3. Comparaison avec les valeurs trouvées dans la littérature

Le forçage radiatif dû aux aérosols est pauvrement caractérisée dans les modèles climatiques (*Saha et al.*, 2008). En particulier, le calcul d'impact radiatif dans la région Ouest Africaine, spécifiquement à l'échelle d'une zone urbaine, est très mal documenté dans la littérature. De nombreuses études effectuées donnent en général une indication moyenne de l'impact radiatif dans la région toute entière ce qui ne permet pas de distinguer la contribution particulière d'un ou plusieurs sites urbains. Certaines études effectuées à l'échelle d'une zone urbaine ont été réalisées mais à des endroits géographiquement éloignés et climatiquement différents de notre site d'étude. On peut citer certaines études telles que ESCOMPTE (*Roger et al.*, 2006 ; *Mallet et al.*, 2006) conduite dans la ville de Marseille, MINOS dans l'île de Crète en Grèce... Quelques fois ces études s'intéressent à l'effet d'un type particulier d'aérosol et non à l'ensemble du panache d'aérosols.

En Afrique de l'Ouest des travaux de simulation de l'impact radiatif des poussières minérales ainsi que leur effet sur la variabilité des précipitations durant la période de mousson a été effectuée (*Zhao et al.*, 2011). Cette simulation faite du couplage de modèle météorologique et du modèle aérosol/chimie (WRF-Chem) a donné des résultats résumés dans la Figure 4.17 pour les courtes (SW) et grandes (LW) longueurs d'onde ainsi que pour tout le spectre au sommet de l'atmosphère, à la surface et à l'intérieur de la couche atmosphérique.

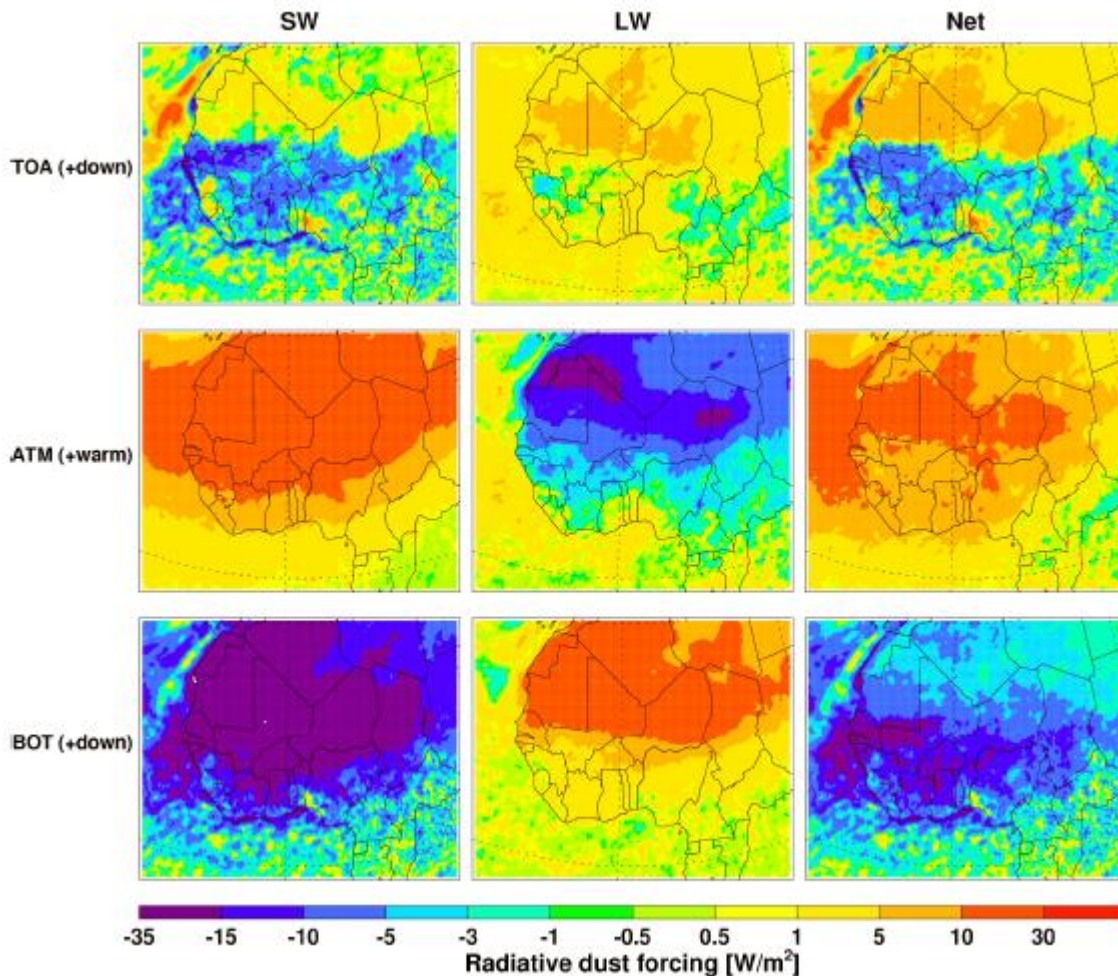


Figure 4. 17 : Simulations WRF-Chem du forçage radiatif des poussières en Afrique pour les courtes longueurs d'onde (SW), les grandes longueurs d'onde (LW) et pour l'ensemble courtes + grandes (Net), au sommet de l'atmosphère (TOA), dans l'atmosphère (ATM) et à la surface (BOA)

La Figure 4.17 montre clairement que dans la région Afrique de l'Ouest au sud du Sahara, l'impact direct des aérosols se traduit par un refroidissement au sommet de l'atmosphère et à la surface terrestre, puis un réchauffement dans la couche d'atmosphère pour les courtes longueurs d'onde et pour tout le spectre. Pour les grandes longueurs d'onde c'est l'effet inverse qui est observé. La simulation indique pour les courtes longueurs d'onde, des valeurs du forçage radiatif comprises entre -3 W/m^2 et -10 W/m^2 au sommet de l'atmosphère. Dans la couche atmosphérique, le réchauffement se traduit par un forçage radiatif positif compris entre 10 W/m^2 et 30 W/m^2 . A la surface terrestre, on voit que la région couverte par notre étude présente un forçage radiatif compris entre -15 W/m^2 et -30 W/m^2 . Ces valeurs montrent un très bon accord avec les résultats de notre simulation qui a donné pour la même bande spectrale, les valeurs moyennes mensuelles du forçage radiatif très voisines. Nos calculs sur tous les mois de l'année ont donné des valeurs comprises entre -2.5 et -6.77 W/m^2 au sommet de l'atmosphère, entre -21 et -41 W/m^2 à la surface et entre 15.38 et 34.74 W/m^2 dans la couche atmosphérique. Les valeurs du forçage au sommet de l'atmosphère que présente notre simulation sont conformes à la valeur moyenne globale de l'effet direct des aérosols

en absence de nuages, obtenu des observations satellitaires et estimée à $-5.5 \pm 0.2 \text{ W/m}^2$ au-dessus des océans et $4.9 \pm 0.7 \text{ W/m}^2$ au-dessus des terres. (Yu et al., 2006 ; Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007). De même, en utilisant une méthode d'estimation basée sur des observations CERES et MODIS, Hye-Ryun Oh et al., 2013 évalue la valeur moyenne de l'impact direct global des aérosols au sommet de l'atmosphère à $-3.1 \pm 1.0 \text{ W/m}^2$ dans des conditions de ciels nuageux contre $7.3 \pm 1.6 \text{ W/m}^2$ en situation de ciels clairs.

Les résultats est également en bon accord avec ceux d'une simulation des effets radiatifs des poussières effectuée en Afrique dans le cadre du programme AMMA, à la suite d'une campagne de mesure-avion SOP au-dessus du Benin et du Niger les 13 et 14 juin 2006. Cette simulation qui a utilisé le modèle de calcul radiatif STREAMER a estimé ces effets radiatifs par un taux d'échauffement dont le maximum est compris entre les valeurs journalières de 1.5 K/jour 3 K/jour (Lemaître et al. 2009) pendant que notre calcul estime cette grandeur entre 0.83 °C et 1.78°C. Dans le cadre du même programme, différentes simulations d'impact radiatif direct des aérosols dans la période Décembre 2005- Février 2006 ont été effectuées lors de la campagne DABEX. Elles ont donné pour l'ensemble courte et grande longueur d'onde, dans la bande sahéenne, les résultats présentés dans les tableaux 4.5 et 4.6 respectivement pour le forçage radiatif et l'efficacité radiative (Mallavelle et al. 2011).

	Sahel : (5°N; 13°N) (10°W; 20°E)		
	SRF	ATM	TOA
REF	-28,27	24,4	-3,87
DUSTex	-5,58	2,61	-2,97
BCOCex	-23,04	21,99	-1,06

	Sahel : (5°N; 13°N) (10°W; 20°E)		
	SRF	ATM	TOA
REF	-60,99	52,64	-8,346
DUSTex	-45,2	21,11	-2409
BCOCex	-70,99	67,73	-3,26

Tableau 4.5 : Forçage radiatif au-dessus du Sahel (W/m²)

Tableau 4.6 : Efficacité radiative au sahel (W/m²)

La simulation REF prend en compte l'ensemble des aérosols, la simulation DUSTex concerne seulement les poussières minérales et la simulation BCOCex, les aérosols carbonés (Extrait Mallavelle et al., 2011)

D'autres calculs de transferts radiatifs comme celles réalisées par Mallet et al., (2008), des valeurs de forçage radiatif direct à la surface (au sommet de l'atmosphère) de $-57.9 \text{ W/m}^2/\text{AOT}_{550\text{nm}}$ ($-17.5 \text{ W/m}^2/\text{AOT}_{550\text{nm}}$) à Djougou dans la période du 17 au 24 Janvier 2006 ont été rapportées.

L'ensemble des valeurs de forçage radiatif effectué selon différentes approches dans la région montre bien que l'ordre de grandeur des impacts radiatifs que nous avons trouvé est appréciable même s'il faut noter que le contexte, la période ou la méthodologie utilisée est à l'origine de quelques différences que nous avons pu constater.

Une dernière comparaison peut être faite à partir de l'efficacité radiative. En effet, dans une étude en cours réalisée par J.C. Roger, on peut comparer la droite normalisée de l'efficacité radiative avec l'albédo de simple diffusion ω_0 . Toute proportion gardée des différences géographiques et climatiques des lieux, il est intéressant de noter les similitudes des droites normalisées (Tableau 4.7). Ce n'est pas une validation mais une comparaison qui montre la cohérence de nos résultats et qui nécessite un approfondissement.

Sites	Droite normalisée pour l'atmosphère	Droite normalisée pour la surface
Ouagadougou	$1 - 0.967 * \omega_0$	$0.908 * \omega_0 - 1$
Pékin	$1 - 0.978 * \omega_0$	$0.904 * \omega_0 - 1$
Mexico	$1 - 0.982 * \omega_0$	$0.890 * \omega_0 - 1$
Le Caire	$1 - 0.986 * \omega_0$	$0.882 * \omega_0 - 1$
Paris-Créteil	$1 - 0.984 * \omega_0$	$0.872 * \omega_0 - 1$

Tableau 4.7 : Droite normalisée de l'efficacité radiative (atmosphérique et en surface) en fonction de l'albédo de diffusion simple à 550 nm (les données utilisées sont celles du réseau AERONET).

Conclusion

A l'aide de données issues de l'étude climatologique du chapitre précédent, des données de mesures par radiosondages, des données de modèles climatiques et d'observations satellitaires, nous avons évalué par le code de transfert radiatif GAME, l'impact radiatif de l'ensemble de la population d'aérosols à Ouagadougou. Sur toutes les périodes et saisons de l'année, le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère, à la surface et dans la couche atmosphérique a été évalué. Les valeurs issues de notre simulation se sont avérées très satisfaisants au regard de l'analyse des résultats obtenus par d'autres techniques (observation satellitaires, différents modèles de calculs, campagnes de mesures aéroportés, approche synergiques diverses...)

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Ce travail est, dans un premier temps une véritable investigation et d'analyse de données. C'est une opération complexe de caractérisation optique et microphysique de la population totale d'aérosols à l'échelle locale de la ville de Ouagadougou. Pour cela plusieurs séries de données ont été analysées une par une, chacune d'elles apportant une information particulière sur le panache d'aérosols. Les conclusions tirées ont été ensuite mises en commun puis analysées avant d'obtenir des caractéristiques générales. En plus de cela, nous avons montré qu'il était possible de relier les propriétés physiques et chimiques des aérosols à la variabilité saisonnière spécifique à l'Afrique de l'Ouest. En effet, l'émission cyclique des poussières minérales modifie de façon substantielle, les propriétés optiques de l'atmosphère à Ouagadougou qui en outre est constamment sous l'effet des d'une suspension de polluants anthropiques que l'on pourrait attribuer au transport et singulièrement à l'importance des engins à deux roues dans cette capitale et aux usages domestiques. La climatologie des propriétés optiques à Ouagadougou nous a permis d'identifier optiquement deux principales saisons : La première saison se situe dans la période Février –Mars-Avril-Mai et correspond aux émissions de poussières les plus importantes. La deuxième saison va de Juillet à Janvier, et correspond aux faibles émissions d'aérosols minéraux. La première période est caractérisée par des valeurs mensuelles moyennes d'épaisseurs optiques relativement élevées (supérieures à 0.5 à 675nm) avec ds pics en Mars (plus de 0.8 à 675nm). Dans cette période, les faibles valeurs moyennes de l'exposant d'Angström qui sont de l'ordre de 0.2 ainsi que des valeurs élevées de l'albédo de simple diffusion (supérieur à 0.9) met en évidence le poids optique des poussières. La seconde période se distingue de la première par une faible valeur relative de l'épaisseur optique dont les moyennes mensuelles à 675 nm sont de l'ordre de 0.3. L'atténuation de la suspension de poussières dans cette période met en évidence une poussée plus grande des aérosols de combustion. C'est ce que montre la fréquence dans cette période des valeurs plus grandes (supérieur à 1) de l'exposant d'Angström avec des moyennes mensuelles de l'ordre de 0.5 et des plus faibles valeurs de l'albédo de simple diffusion observées (quelques fois inférieures à 0.8). Ces observations ont été corroborées par des analyses chimiques effectuées sur des échantillons du mode grossier et du mode fin, prélevés par filtration manuelle.

Dans ce travail, nous avons entrepris le calcul du forçage radiatif saisonnier, journalier et horaire à l'aide des propriétés optiques et microphysiques étudiées. La simulation effectuée à l'aide du code GAME montre globalement un refroidissement au sommet de l'atmosphère et en surface, et un réchauffement dans la couche atmosphérique. On observe clairement que les valeurs extrêmes du forçage sont observées au mois de Mars (correspondants aux pics d'émissions de poussières) et au mois d'Août (correspondant à la saison humide avec moins d'émissions de poussières). Le réchauffement dans l'atmosphère va de 15.3W/m² en Août à 34.7 W/m² en Mars. A la surface terrestre les résultats indiquent que le refroidissement va de -21.6 W/m² en Août à -41.0 W/m² en Mars. Le taux d'échauffement résultant, de la première couche atmosphérique présente la même variabilité saisonnière avec en moyenne 1.8°C en Mars et 0.83°C en Août. Au plan journalier, le réchauffement de la couche atteint son maximum et garde une valeur quasi-constante entre 9h et 15h environ. A la surface, le refroidissement est maximal à 8h et à 16h en moyenne, tandis qu'au sommet de l'atmosphère, le refroidissement est minimal (quelque fois il s'agit d'un réchauffement)

autour de 12h. Dans l'ensemble, les valeurs que nous avons obtenus se sont révélés être en bon accord avec d'autres valeurs trouvées dans la littérature.

Les perspectives qu'offrent un tel travail sont diversifiées et présentent des intérêts certains.

- Premièrement, ce genre d'étude pourrait être étendu à l'échelle des villes d'un pays, voire d'une région pour non seulement ressortir l'importance du forçage en fonction de la taille de l'agglomération, mais pouvoir établir une sorte de cartographie qui peut être intégrée dans des modèles climatiques régionaux ou globaux. J'envisage ainsi de mettre en place d'autres études sur les principales grandes villes de l'Afrique de l'Ouest.
- Cette étude pourrait aussi être réalisée par une approche synergique physico-chimique en effectuant en simultanée des mesures optiques, microphysiques et chimiques. Cette opération permettrait une caractérisation plus complète mais aussi de lier la donnée optique à la mesure chimique pour une zone géographique donnée. Pour cela, nous sommes à la recherche de financements afin de développer une station permanente de mesures des propriétés microphysiques et chimiques à Ouagadougou (et si cela est possible, de l'exporter aussi à d'autres grandes villes).
- D'un point de vue socio-économique, l'étude du couplage refroidissement nocturne/réchauffement diurne pourrait être un préalable à la mise en place et au fonctionnement optimal des systèmes passifs de chauffage ou de refroidissement. C'est un projet qui me tient à cœur depuis longtemps et qui est à l'initiative de mon projet de thèse initial. L'idée est de définir les zones de refroidissement radiatif nocturne afin d'y développer des systèmes pérennes de refroidissement et de climatisation. Ce qui nécessitera aussi de développer une technologie adéquate.

BIBLIOGRAPHIE

- Ackerman, A. S., O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E. J. Welton, 2000, Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288 (5468), 1042 – 1047.
- Albrecht B.A., 1989, Aerosols, clouds microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230
- Alfaro, S. C., S. Lafon, J. L. Rajot, P. Formenti, A. Gaudichet, and M. Maillé, 2004, Iron oxides and light absorption by pure desert dust : An experimental study, *J. Geophys. Res.*, 109, 1984 - 2012
- Anderson, B.E., W.B. Grant, G.L. Gregory, E.V. Browell, J.E. Collins, G.W. Sachse, D.R. Bagwell, C.H. Hudgins, D.R. Blake, and N.J. Blake, 1996, Aerosols from biomass burning over the tropical South Atlantic Region: Distribution and impacts. *J. Geophys. Res.*, 101, 24 117-24 138.
- Ansmann, A. et al. 2003, Long-range transport of Sahara dust to northern Europe : The 11-16 October 2001 outbreak observed with EARLINET, *J. Geophys. Res.* 108 (D24)4783, doi : 10.1029/2003JD003757
- Assamoi, E. M. and Lioussé, C., 2010, A new inventory for two-wheel vehicle emissions in West Africa for 2002, *Atmospheric Environment*, Vol. 44, pp. 3985- 3996. doi:10.1016/j.atmosenv.-2010.06.048.
- Assamoi, E., 2011, Emissions anthropiques d'aérosols carbonés en Afrique en 2005 et en 2030 : élaboration d'inventaires et évaluation, *Ph D. thesis, Université Toulouse III-Paul Sabatier, France.*
- Balkanski, Y., M. Schulz, T. Claquin, and S. Guibert, 2007, Reevaluation of mineral aerosol radiative forcings suggests a better agreement with satellite and AERONET data, *Atmosph. Chem. And Phys.* 7 (1), 81 - 95
- Barnard, J. C., R. Volkamer, and E. I. Kassianov, 2008, Estimation of the mass absorption cross section of the organic carbon component of aerosols in Mexico city metropolitan area, *Atmosph. Chem. And Phys.*, 8 (22), 6665 – 6679.
- Baumann, K. and Stohl, A., 1997, Validation of a long-range trajectory model using gas balloon tracks from the Gordon Bennett Cup 95. *Journal of Applied Meteorology* 36, 711-720.
- Ben-Ami, Y., I. Koren, Y. Rudich, P. Artaxo, S. T. Martin, and M. O. Andreae, 2010, Transport of north african dust from the bodélé depression to the amazon basin : a case study. *Atmos. Chem. Phys.*, 10 (16), 7533–7544.
- Berner, A., S. Sidla, Z. Galambos, and R. Hitzenberg, 1996, Modal character of atmospheric black carbon size distributions, *J. Geophys. Res.*, 101, 19559-19565.
- Blackadar, A. K., 1957 : Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal

inversions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 1–10.

Bond, T. C., and R. W. Bergstrom, 2006, Light absorption by carbonaceous particles : An investigative review, *Aerosol Science and Technology*, 40 (1),

Bou Karam, D., 2008, Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest, *Ph.D. thesis, Université Paris 6*.

Bou Karam D., C. Flamant, P. Knippertz, O. Reitebuch, M. Chong, J. Pelon and A. Dabas, 2008, Dust emissions over the sahel asociated with the West African monsoon inter-tropical Discontinuity region : A representative case study. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 134, 621-634

Boucher, O., and T.L. Anderson, 1995, General circulation model assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry, *J. Geophys. Res.*, 100, 26,117 – 26,134.

Boucher, Olivier, 2012, Aérosols atmosphériques : Propriétés et impacts climatiques, *collection « ingénierie et développement durable »*, XIV, 248 p.

Burpee, R.W., 1972, Origin and structure of easterly waves in lower troposphere of North Africa, *J. Atmos. Sci*, 29, 77-90

Byers, H. R., 1974, General Meteorology, 4th Edn. *McGraw- Hill, New York, U.S.A.*

Cabezudo, B., Recio, M., Sanchez-Laulhe, J. M., Trigo, M., Toro, F. J. and Polvorinos, F., 1997, Atmospheric transportation of marihuana pollen from North Africa to the southwest of Europe. *Atmospheric Environment* 20, 3323- 3328.

Cachier, H., M.-H. Pertuisot, R. Sarda-Esteve, A.-J. Garane, A. Diallo, 2009, Atmospheric particulate pollution in Ouagadougou (Burkina Faso) and health potential impacts, *Asian Aerosol Conference, Bangkok 2009*.

Calabri, G. and W.M. Cisela, 1992. Global wildland fire statistics, *FO Misc/92/4, FAO, Rome, 48 pp*.

Carlson, T. N., 1969, Synoptic histories of three African easterly waves during the summers of 1968 and 1969, *Mon. Wea. Rev.*, 97, 256–276.

Carlson, T. N., 1996a, Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic, *Mon. Wea. Rev.*, 97, 716 – 726.

Caquineau, S., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Legrand, 2002, Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical atlantic ocean in relation to source region, *J. Geophys. Res.*, 107, 12pp,

Chen, T. C., 1980, On the energy exchange between the divergent and rotating components of atmospheric

flow over the tropics and subtropics at 200mb during two northern summer. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 895 – 912.

- Chiapello, I., Bergametti, G., Chatenet, B., Bousquet, P., Dulac, F. and Santos Soares, E., 1997, Origins of African dust transported over the northeastern tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 102, 13, 701-13,709.
- Chiapello, I., J.M. Prospero, J. Herman, and C. Hsu, 1999, Detection of mineral dust over the North Atlantic ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS, *J. Geophys. Res.*, 104, 9277-9291
- Coakley, J. A., R. D. Cess, and F. B. Yurevich, 1983, The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget : A parameterization for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 40 (1), 116 – 138
- Cook K. H., 1999, Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation, *J. Climate*, 12, 1165-1184
- Cooke, W. F., C. Liousse, H. Cachier, and J. Feichter, 1999, Construction of a '1x1' fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model, *J. Geophys. Res.*, 104, (D18), 162.
- Crumevolle, S., 2008, Impact des systèmes convectifs sur les propriétés hygroscopiques des aérosols : Analyse de deux cas d'étude durant la campagne AMMA, *Ph.D. thesis, Université Toulouse III, Paul Sabatier*.
- Crumevolle, S., P. Tulet, L. Garcia-carreras, L. Gomes, C. Flamant, D. J. Parker, A. Matsuki, A. Schwarrzenboeck, and P. Formenti, 2010, Transport of dust particles from the Bodele region to the monsoon layer, Amma case study of the 9 – 14 June 2006 period, *Atmos. Chem. And Phys.*,
- Cuesta, J., C. Lavaysse, C. Flamant, M. Mimouni, and P. Knippertz, 2010, Northward bursts of the west African monsoon leading to rainfall over the Hoggar massif, Algeria, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 174 – 189, doi : 10.1002/qj.439.
- D'Abreton, P. C. and Tyson, P. D., 1996, Three-dimensional kinematic trajectory modelling of water vapour transport over Southern Africa. *Water SA* 22, 297-306.
- D'Almeida, G.A., 1986, A model for Saharan dust transport, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 903-916
- D'Almeida, G.A., 1987, On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *J. Geophys. Res* 92(D3), 3017-3026
- D'Almeida, G. A., P. Koepke, and E. P. Shettle, 1991, Atmospheric Global Climatology and Radiative Characteristics, *A. Deepack Pub*
- D'Argouges, O., 2009, Mise en place d'une mesure rapide de la composition chimique de l'aérosol en zone

urbaine : étude en mégapoles, *Ph D. thesis, Université de Paris VII – Denis Diderot.*

- Dinar, E., A. A. Riziq, C. Spindler, C. Erlick, G. Kiss, and Y. Rudich, 2008, The complex refractive index of atmospheric and model humic-like substances (HULIS) retrieved by a cavity ring down aerosol spectrometer (CRD-AS), *Faraday discussions*, 137, 279 -295.
- Draxler R., 1998, An overview of the HYSPLIT modeling system for trajectory and dispersion applications, www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html
- Draxler, R. R., 1996a, Boundary layer isentropic and kinematic trajectories during the August 1993 North Atlantic Regional Experiment Intensive. *Journal of Geophysical Research* 101, 29,255-29,268.
- Dubovik, O. and M. D. King, 2000, “A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements”, *J. Geophys. Res.*, 105, 20,673-20,69.
- Dubovik, O., A. Smirnov, B.N. Holben, M.D. King, Y. J. Kaufman, T.F. Eck and I. Slutsker, 2000 Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 9791-9806.
- Dubovik, O., B. N. Holben, T. Lapyonok, A. Sinyuk, M. I. Mishchenko, P. Yang and I. Slutsker, 2002a, Non- spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids, *Geophys. Res. Lett.*, doi : 10, 10.1029/2001GL014506, 2002a.
- Dubovik, O., B. N. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker, 2002b, Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations”, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590-608.
- Dubovik, O., 2004 “Optimization of Numerical Inversion in Photopolarimetric Remote Sensing”, in *Photopolarimetry in Remote Sensing* (G. Videen, Y. Yatskiv and M. Mishchenko, Eds.), *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands*, 65-106.
- Dubuisson, P., Buriez, J.C., Fouquart, Y., 1996. High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media: application to the satellite simulation. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 55, 103–126.
- Dubuisson, P., Dessailly, D., Vesperini, M., Frouin, R., 2004. Water vapor retrieval over ocean using near-infrared radiometry. *Journal of Geophysical Research* 109, D19106. doi:10.1029/2004JD004516.
- Dulac, F., D. Tanré, G. Bergametti, P. Buat-Ménard, M. Desbois, and D. Sutton, 1992a, Assessment of the African airborne dust mass over the western Mediterranean sea using Meteosat data, *J. Geophys. Res.*, 97, 2489-2506.

- Dulac, F., G. Bergametti, R. Losno, E. Remoudaki, L. Gomes, U. Ezat, and P. Buat-Ménard, 1992b, Dry Deposition of mineral aerosol particles in the atmosphere: significance of the large size fraction, I, *Precipitation Scavenging and Atmosphere-Surface exchange*, vol. 2, edited by S.E. Schwartz and W.G.N. Slinn, pp. 841-854, Hemisphere, Bristol, Pa.
- Duce, R.A., 1995, Sources, distribution and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, in *Aerosol Forcing of Climate*, R.J. Charlson, J. Heintzenberg (Eds.), Wiley, New York, 43-72
- Dutton, J. A., 1986, *The Ceaseless wind. An Introduction to the theory of Atmospheric Motion*. Dover, New York.
- Englstaedter, S., I. Tegen and R. Washington , 2006, North African dust emissions and transport, *Earth-Sci. Rev.*, 79, 73-100
- Englstaedter, S., and R. Washington, 2007, Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust, *J. Geophys. Res._Atmos* 112, D03103, doi : 10.10292006JD007.195
- Flammant, C., J.-P. Chaboureau, D.J.P. Parker, C.M. Taylor, J.-P. Cammas, O. Bock, F. Timouk, and J. Pelon, 2007, Airbone observations of the impact of a convectie system on the planetary boundary Layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 1175-1189.
- Flohn, H., 1964, Investigations on the tropical easterly jet, *Bonner Meteor. Abhandl.*, 4, 1 -69
- Franzen, L. G., M. Hjelmroos, P. Kallberg, E. Brorstrom-Lunden, S. Juntto, and A. L. Savolainen, 1994, The ‘yellow snow’ episode of northern Fennoscandia. March 1991- A case study of long-distance of soil, pollen and stable organic compounds, *Atmos. Environ.*, 28, 3587-3604
- Fuller, K. A., W. C. Malm, and S. M. Kreidenweis, 1999, Effects of mixing on extinction by carbonaceous particles, *J. Geophys. Res.*, 104, (D13), 15941 – 15954.
- Gamo, M., 1996, Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts, *Boundary-layer Meteorol.*, 79, 265-278.
- Gillette, D. A., 1978, A wind tunnel simulation of the erosion of soil : effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil concolidation on dust production, *Atmos. Environ.* 12,1735-1743
- Goloub, P., M. Herman, H. Chepfer, J. Riedi, G. Brogniez, P. Couvert, and G. Séze, 2000 Cloud thermodynamical classification phase classification from the POLDER spaceborne instrument, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, D11, 14747-14759.
- Goudie A. S., and N. J. Middleton, 2001, Saharan dust storms : Nature and consequences, *Earth-Science Reviews*, 56, 1, 179 – 204.

- Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 1997, Radiative forcing and climate response, *Journal of Geophysical Research*, 102 (D6), 6831 – 6864.
- Hastenrath, S., 1998, Climate and circulation of the tropics, D. Reidel Publishing Company, Kluwer, Dordrecht.
- Haywood, J. and O. Boucher, 2000, Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols : A review, *Reviews of Geophysics*, 38, (4), 513 – 543.
- Haywood, J., *et al.*, 2003a, Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE : 1 Solar spectrum. *J. Geophys. Res.* 108 (D 18), 8577, doi : 10.1029/2002JD002687.
- Haywood, J. M., S. R. Osborne, P. N. Francis, A. Keil, P. Formenti, M. O. Andreae, and P. H. Kaye, 2003b, The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000, *J. Geophys. Res.*, 108.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier, 1997, Global distribution of U-V-absorbing aerosols from Nimbus 7 TOMS data, *J. Geophys. Res.* 102 (D14), 16911-16922.
- Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, 1998, Optical properties of aerosols and clouds : The software package OPAC, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79,(5), 831 – 844.
- Hitzenberg, R., and S. Tohno, 2001, Comparison of black carbon (BC) aerosols in two urban areas – concentrations and size distributions, *Atmos. Environ*, 35, 2153-2167, 2001.
- Holben, B., T. Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J. Buis, and A. Setzer, 1998, Aeronet – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote sensing of Environment*, 66, 1-16
- Houze, R. A., and A. K. Betts, 1981, Convection in GATE, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19,541 -576.
- Johnson, B., S. Osborne, J. Haywood, and M. Harrison, 2008, Aircraft measurements of biomass burning aerosol over west Africa during DABEX , *J. Geophys. Res.*, 113.
- Johnson, B., and S. R. Osborne, 2011, Physical and optical properties of mineral dust aerosol measured by aircraft during the gerbils campaign, *Quart. J. of the Roy. Meteor. Soc.*, 137, (658), 1117 – 1130.
- Junker, C. and C. Liousse, 2008, A global emission inventory of carbonaceous aerosol from historic records of fossil fuel and biofuel consumption for the period 1860-1997, *Atmos. Chem. and Phys.*, 8(5), 1195-1207.
- Kandler, K., *et al.*, 2009, Size distribution, mass concentration, chemical and mineralogical composition and derived optical parameters of the boundary layer aerosol at tinou, Morocco, during SAMUM

2006, *Tellus B*, 61(1), 32-50

- Kandler, K., et al., 2011, Electron microscopy of particles collected at Praia, Cape Verde, during the saharan mineral dust experiment : particle chemistry, shape, mixing state and complex refractive index, *Tellus B*, 63 (4), 475-496.
- Kahl, J. D. and Samson, P. J., 1986, Uncertainty in trajectory calculations due to low resolution meteorological data. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25, 1816—1831.
- Kahl, J. D. and Samson, P. J., 1988a, Trajectory sensitivity to rawinsonde data resolution. *Atmospheric Environment* 22, 1291-1299.
- Kahl, J. D. and Samson, P. J., 1988b, Uncertainty in estimating boundary-layer transport during highly convective conditions. *Journal of Applied Meteorology* 27, 1024-1035.
- Kahl, J. D., Harris, J. M., Herbert, G. A. and Olson, M. P., 1989a, Intercomparison of long-range trajectory models applied to arctic haze. *Proceedings of the 17th NATO/CCMS I'M on Air Pollution Model and its Applications*, pp. 175-185, Plenum Press, New York.
- Kahl, J. D. W., 1996, On the prediction of trajectory model error. *Atmospheric Environment* 30, 2945-2957.
- Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, and S. Fan, 2005, Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the atlantic ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12, doi : 10.1029/2003JD004436.
- Kiehl, J. T., T. L. Schneider, P. J. Rasch, M. C. Barth, and J. Wong, 2000, Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulations with the national center for atmospheric research community climate model, version 3, *J. Geophys. Res.*, 105 (D1)
- Klaver, A. et al., 2011, Physico chemical and optical properties of sahelian and sahara mineral dust : in situ measurements during the gerbils campaign, *Quarter. J. of Roy. Meteor. Soc.*, 137, (658), 1193-1210.
- Knippertz P., 2008, Dust emissions in the West African heat through the role of the diurnal cycle of extratropical disturbances, *Meteorol. Z.* vol 17, N°5, 001-0011
- Kocha, C., 2011, Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest : observation et modélisation à échelle convective, *Ph D. thesis, Université Toulouse III, Paul-Sabatier, France.*
- Koren, L., and Y. J. Kaufman, 2004, Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua Satellites, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06122, doi : 10.1029/2003GL019338
- Korgo, B., J.-C. Roger, and J. Bathiebo, 2013, Climatology of air mass trajectories and aerosol optical

thickness over Ouagadougou, *Global J. of Pure and Applied Sc.*, Vol. 19, 169-181.

Krekov, G., 1993, Aerosol effects on climate, *University of Arizona, Tucson*.

Lafon, S., I. N. Sokolik, J. L. Rajot, S. Caquineau, and A. Gaudichet, 2006, Characterization of iron oxides in mineral dust aerosols : Implication light absorption, *J. Geophys. Res.*, 111.

Lacis, A. A., and V. Oinas, 1991, A description of the correlated k-distribution method, *J. Geophys. Res.*, 96, 9027-9064.

Laurent B., 2005, Simulation des émissions d'aérosols désertiques l'échelle continentale : Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, *PhD thesis, Université Paris 12*

Laurent B., B. Heinold, I. Tegen, C. Bouet and G. Cautenet, 2008, Surface wind accuracy for modeling mineral dust emissions: Comparing two regional models in Bodélé case study, *Geophys. Res. doi 10.1029/2007JD009484*

Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002, Rainfall variability in West Africa : A hydrological perspective, *J. Climate*, 15, 187-202.

Lemaître, C., C. Flamant, J. Cuesta, J.-C., Rault, P. Chazette, P. Formenti, and J. Pelon, 2010, Dust aerosol radiative forcing over West Africa : A case study from the AMMA SOP, *Geophys. Res. Abst.*, Vol. 12, EGU200, 1330.

Leon, J-F., Evaluation de l'impact radiatif des aérosols d'origine anthropique à l'échelle régionale grâce à une synergie instrumentale entre télédétection et mesures in-situ, *Thèse de l'Université Paris 7, Paris, 2000*.

Leroux, S., 2009, Dynamique des ondes d'est africaines : origine, propagation et interaction avec leur Environnement, *Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France*

Lioussé, C., J. E. Penner, C. Chuang, J. J. Walton, H. Eddleman, and H. Cachier, H., 1996, A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols, *J. Geophys. Res.*, 101(D14), 432.

Lioussé, C., et al., 2010, Updated African biomass burning emission inventories in the frame of the AMMA-IDAF program, with an evaluation of combustion aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, 10(3), 7347–7382.

Lioussé, C., E. Assamoi, P. Criqui, C. Granier and R. Rosset, 2014, African combustion emission explosive growth from 2005 to 2030, *Environmental Research Letters*. 11 mars 2014.

Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou, and B. Campistron, 2008, Observation of the diurnal cycle in the low troposphere over West Africa, *Mon. Wea. Rev.* 136, 3477-3500.

- Lyamani, H., F. J. Olmo, and L. Alados-Arboledas, 2005, Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by a sun photometer, *Atmospheric Environment* 39 (38), 7276-7284
- Mahowald, N., K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. Harrison, C. Prentice, M. Schutz, and H. Rodhe, 1999, Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate : A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments, *J. Geophys. Res.*, 104, 15895-15916
- Mahowald, N., A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, R. A. Duce, T. D. Jickells, N. Kubilay, J. M. Prospero, and I. Tegen, 2005, Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB4025, doi : 10.1029/2004GB002402.
- Malavelle, F., 2011, Effets direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l'ouest pendant la saison sèche, *Ph D. thesis, Université Toulouse III – Paul Sabatier, France.*
- Malavelle, F., V. Pont, M. Mallet, F. Solmon, B. Johnson, J. Léon, and C. Lioussé, 2011, Simulation of aerosol radiative effects over west Africa during DABEX and AMMA SOP 0, *J. Geophys. Res.*, 116(D8)
- Mallet, M., J. C. Roger, S. Despiou, O. Dubovik, and J. P. Putaud, 2003, Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPE, *Atmospheric Research*, 69(1-2), 73-97.
- Mallet, M. et al, 2008, Aerosol direct radiative forcing over Djougou (northern Benin) during the african monsoon multidisciplinary analysis experiment (special observing period-0), *J. Geophys. Res.* 113.
- Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé, and M. Legrand, 1997a, Modelling the atmospheric dust cycle : 2-simulations of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.* 102, 4387-4404
- Marshall J.H., D.J. Parker, C.M. Grams, C.M. Taylor and J.M Haywood, 2008a, Uplift of saharan dust south of the inter-tropical discontinuity. *J. Geophys. Res.*
- Martin, D., Mithieux, C. and Strauss, B., 1987, On the use of the synoptic vertical wind component in a transport trajectory model. *Atmospheric Environment* 21, 45-52.
- Maryon, R. H. and Heasman, C. C., 1988, The accuracy of plume trajectories forecast using the U.K. meteorological office operational forecasting models and their sensitivity to calculation schemes. *Atmospheric Environment* 22, 259- 272.
- McConnell, C. L., P. Formenti, E. J. Highwood, and M. A. J. Harrison, 2010, Using aircraft measurements to determine the refractive index of saharan dust during the dodo experiments, *Atmos. Chem. And Phys.*, 10(6), 3081-3098.
- Merrill, J. T., Bleck, R. and Avila, L., 1985, Modeling atmospheric transport to the Marshall islands. *Journal of Geo- physical Research* 90, 12,927-12,936.

- Middleton, N.J., A.S. Goudie, 2001, Saharan dust: Sources and trajectories, *transactions of the Institute of British Geographers* 26, 165-181
- Milton, S. F., G. Greed, M. E. Brooks, J. Haywood, B. Johnson, R. P. Allan, A. Slingo, and W. M. F. Grey, 2008, Modeled and observed atmospheric radiation balance during the west African dry season : Role of mineral dust, biomass burning aerosols and surface albedo, *J. Geophys. Res.*, 113
- Mischenko, M.I., L.D. Travis, R.A. Kahn, and R.A. West, 1997: Modeling phase functions for dustlike tropospheric aerosols using a mixture of randomly oriented polydisperse spheroids. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16831-16847, doi:10.1029/96JD02110.
- Müller, T., A. Schladitz, A. Massling, N. Kaaden, K. Kandler, and A. Wiedensohler, 2009, Spectral absorption coefficients and imaginary parts of refractive indices of Saharan dust during SAMUM-1, *Tellus B* , 61(1), 79-95.
- Müller, T., A. Schladitz, K. Kandler, and A. Wiedensohler, 2011, Spectral particle absorption coefficients, single scattering albedos and imaginary parts of refractives indices from ground based in situ measurements at Cape Verde during SAMUM-2, *Tellus B*, 63(4), 573-588.
- Nickling, W. G., and S. A. Wolfe, 1994, The morphology and origin of Nabkhas, region of Mopti, Mali, West Africa, *J. arid Environment*, 28, 13-30
- Oh, Hye-Ryun ; Choi, Yong-Sang ; Ho, Chang-Hoi ; Jeong, Myeong-Jae ; 2013, Estimation of aerosol direct radiative effects for all-sky conditions from CERES and MODIS observations, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Vol. 102, 311-320.
- Osborne, S., and J . Haywood, 2005, Aircraft observations of the microphysical and optical properties of major aerosol species, *Atmospheric Research*, 73(3-4), 173-201.
- Osborne, S. R., B. T. Johnson, J. M. Haywood, A. J. Baran, M. A. Harrison, and C. L. McConnell, 2008, Physical and optical properties of mineral dust during the dust and biomass-burning experiment, *J. Geophys. Res.*, 113.
- Otto, S., M. de Reus, T. Trautmann, A. Thomas, M. Wendisch, and S. Borrmann, 2007, Atmospheric radiative effect of an in situ measured Saharan dust plume and the role of large particles, *Atmos. Chem. And Phys. Disc.*, 7(18), 4887-4903.
- Ovidiu, P., 2003, Teledetection de l'aerosol desertique depuis le sol par radiometrie infrarouge thermique multibande, *Ph D. thesis, Université des Sciences et Technologies de Lille, France*.
- Ozer,P., 2001, Les lithometeores en region sahelienne. *Int.J.Tropical.Ecol.Geogr.* 24, 1–317.
- Pandithurai, G., S. Dipu, K. K. Dani, S. Tiwari, D. S. Bisht, P. C. S. Devara, and R. T. Pinker, 2008, Aerosol

radiative forcing during dust events over New Delhi, India, *J. Geophys. Res.*, 113, 13 pp.

- Paradis, D., J-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, and V. Balaji, African easterly wave and convection. Part I : Linear simulations, *J. Atmos. Sci.*, 52, 1657 – 1679.
- Petzold, A., et al., 2009, Saharan dust absorption and refractive index from aircraft based observations during SAMUM 2006, *Tellus B*, 61(1), 118-130.
- Peyrille, P., 2006, Etude idéalisée de la mousson Ouest Africaine à partir d'un modèle numérique bidimensionnel, Thèse de doctorat, Université de Toulouse III
- Pickering, K. E., Thompson, A. M., McNamara, D. P. and Schoeberl, M. R., 1994, An intercomparison of isentropic trajectories over the South Atlantic. *Monthly weather Review* 122, 864-879.
- Pickering, K. E., Thompson, A. M., McNamara, D. P., Schoeberl, M. R., Fuelberg, H. E., Loring Jr., R. O., Watson, M. V., Fakhruzzaman, K. and Bachmeier, A. S., 1996, A trajectory intercomparison. Effects of different input analyses. *Journal of Geophysical Research* 101, 23,903-23,925.
- Priestley, C. H. B., 1959, Turbulent transfer in the lower atmosphere, *University of Chicago, Press, Chicago*, 130 pp
- Pincus, R. and M. Baker, 1994, Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in marine boundary layers, *Nature*, vol. 372, pp. 250-252
- Pinker, R. T., H. Liu, S. R. Osborne, and C. Akoshile, 2010, Radiative effects of aerosols in sub-sahel Africa : Dust and biomass-burning, *J. Geophys. Res.*, 115.
- Pont, V., M. Mallet, C. Lioussé, L. Gomes, F. Malavelle, F. Solmon, C. Galy, E. Gardrat, and P. Castéra, 2009, Mixing of dust and carbonaceous aerosols : three concepts of chemical scheme from AMMA dry season experiment (SOP0-January 2006) at Djougou (Benin), *in AMMA conference, Ouagadougou (Burkina Faso)*.
- Procopio, A. S., P. Artaxo, Y. J. Kaufman, L. A. Remer, J. S. Schater, and B. N. Holben, 2004, Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate, *Geophysical Research Letter*, 31, 4.
- Propsero, J., E. Bonatti, C. Schubert, and T. Carlson, 1970, Dust in the caribbean atmosphere traced to African dust storm , *Earth and Plan. Sci. Lett.*
- Prospero, J. M., and R. Nees, 1977, Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic : possible relationship o the sahelian drought, *Science*, 196, 1196-1198.
- Prospero, J. M., and T. N. Carlson, 1981, Saharan air outbreaks over the Tropical North- Atlantic, *Pure and Applied Geophysics*, 119 (3), 677-691

- Prospero, J. M., R. A. Glaccum and R. T. Nees, 1981, Atmospheric transport of soil dust from Africa to south of America, *Nature*, 289, 570-572.
- Prospero J. M, P. Ginoux, O. Torres, S.E. Nicholson and T.E Gill, 2002, Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Monitoring Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.* 40, 1002, doi 10.1029/2000RG000095
- Pye, K., 1987, Acolian dust and dust deposit, Academic press, San Diego (USA), 334 pp.
- Qian, Y., W. Wang, L. R. Leung, and D. P. Kaiser, 2007, Variability of solar radiation under cloud-free skies in China : The role of aerosols, *Geophysical Research Letter*, 34 (2).
- Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001, Aerosol, Climate and the Hydrological Cycle, *Science*, 294, 2119-2124.
- Ramanathan, V., M. V. Ramana, G. Roberts, D. Kim, C. Carrigan, C. Chung, and D. Winker, 2007, Warming trends in Asia amplified by brown cloud solar absorption, *Nature*, 448(7153), 575-578.
- Raut, J., and P. Chazette, 2008, Radiative budget in the presence of multi-layered aerosol structures in the framework of AMMA SOP 0, *Atmos. Chem. And Phys.*, 8(22), 6839-6864.
- Roehrig, R., 2010 : Variabilité intra-saisonnière de la mousson africaine Caractérisation et modélisation. *Ph.D. thesis, Université Paris Est, France.*
- Roger, J.-C., M. Mallet, P. Dubuisson, H. Cachier, E. Vermote, O. Dubovik, and S. Despiou, 2006, A synergic approach for estimating the local direct aerosol forcing : Application to an urban zone during the Experience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution et de Transport d'Emission (ESCOMPE) experiment, *J. Geophys. Res.*, 111, D13208, doi : 10.1029/2005JD005986.
- Saha, A., M. Maleet, J.-C. Roger, P. Dubuisson, J. Piazzola, and S. Despiou, 2008, One year measurement of aerosol optical properties over an urban coastal site : Effect on local direct radiative forcing, *Atmos. Res.*, 90, 195-202.
- Sardeshmukh, P. D. and Liebmann, B., 1993, An assessment of low-frequency variability in the tropics as indicated by some proxies of tropical convection. *Journal of Climate* 6, 569-575.
- Schütz, L., R. Jaenicke, and H. Pietrer, 1981, Saharan dust transport over the north Atlantic ocean, in Desert dust : origin, characteristics, and effect on man, T. L. Péwé (Ed.), *Geol. Soc. Am., Boulder*, 87-100.
- Schütz, L. and M. Seibert, 1987, Mineral aerosol and source identification, *Journal of aerosol science*, vol 18, issue 1, February 1987, 1-10

- Scott, N. A., 1974, A direct method of computation of the transmission function of an inhomogeneous gaseous medium-I: Description of the method, *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer*, 14, 691-704.
- Seibert, P., 1997, Inverse dispersion modelling based on trajectory-derived source-receptor relationships. *Proceedings of the 22nd International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and its Applications, Clermont-Ferrand*.
- Shao, Y., and H. Lu, 2000, A simplified expression for threshold friction velocity, *J. Geophys. Res.*, 105, 22437-22443
- Sinyuk, A. O. Dubovik, B.N. Holben, T. F. Eck, F-M. Breon, J. Martonchik, R. Kahn, D. J. Diner, E. F. Vermote, J.-C. Roger, T. Lapyonok, and I. Slutsker, 2007, Simultaneous retrieval of aerosol and surface properties from a combination of AERONET and satellite data, *Remote Sensing of Environment* 107 (2007)90-108.
- Slingo, A., et al., 2006, Observations of the impact of a major saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, *Geophysical Research Letter*, 33.
- Smith, E., 1986, The structure of the arabian heat low, Part II : Bulk tropospheric heat budget and implications, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1084-1102.
- Sportisse, Bruno, 2008, Pollution atmosphérique : Des processus à la modélisation, *collection « Ingénierie et développement durable »*, Springer, 345 p.
- Stohl A., 1998, Computation, accuracy and applications of trajectories - A review and bibliography, *Atmospheric environment*, vol 35 N°6, 947-966
- Stohl, A., 1996a, On the use of trajectories for establishing source-receptor relationships of air pollutants. *Ph.D. Thesis, University of Vienna*.
- Stohl, A., 1996b, Trajectory statistics : A new method to establish source-receptor relationships of air pollutants and its application to the transport of particulate sulfate in Europe. *Atmospheric Environment* 30, 579-587.
- Stohl, A., Wotawa, G., Seibert, P. and Kromp-Kolb, H., 1995, Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories. *Journal of Applied Meteorology* 34, 2149-2165.
- Stunder, B. J. B, 1996, An assessment of the quality of forecast trajectories. *Journal of Applied Meteorology* 35, 1319-1331.
- Sultan, B., S. Janicot, and P. Dobrinski, 2007, Characterisation of the diurnal cycle of the West African monsoon and monsoon onset, *J. Climate*, 20, 4014-4032.

- Swap, R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot and J. Y. Gac, 1992 Sahara dust in the Amazon basin, *Tellus ser. B* 44, 133-149
- Tanaka, T. Y., Y. Kurosaki, M. Chiba, T. Matsumura, T. Nagai, A. Yamazaki, A. Uchiyama, N. Tsunematsu, and K. Kai, 2005, Possible transcontinental dust transport from north Africa and the Middle East to East Asia, *Atmospheric Environment* 39 (21), 3901-3909
- Tanré, D., et al., 2001, Climatology of dust aerosol size distribution and optical properties derived from remotely sensed data in the solar spectrum, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), pp. 18205-18217.
- Tegen I., and I. Fung, 1994, Modeling of mineral dust in the atmosphere : Sources, Transport and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 99 (D11), 22897-22914.
- Tegen I., M. Werner, S. P. Harrison, and K. E. Kohfeld, 2004, Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05105, doi : 10.1029/2003GL019216.
- Thornocroft, C. D., and B. J. Hoskins, 1994, An idealized study of African easterly waves. Part I : A linear view, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120, 953 – 982.
- Thorncroft, C. D., and M. Blackburn, 1999, Maintenance of the African easterly waves, Part I : A linear view, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 763-786.
- Todd, M. C., R. Washington, J. V. Martins, O. Dubovik, G. Lizcano, S. M'Bainayel, and S. Engelstaedter, 2007, Mineral dust emission from the Bodélé Depression, northern Chad, during BoDEX 2005, *J. Geophys. Res.*, 112, D06207, doi : 10.1029/2006JD007170.
- Tyson, P. D., Garstang, M. and Swap, R., 1996, Large-scale recirculation of air over southern Africa. *Journal of Applied Meteorology* 35, 2218-2236.
- Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon, and A. Boone, 2008, The 7 – 13 March 2006 dust storm over West Africa : Generation, transport, and vertical stratification, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C08, doi : 10.1029/2005JD009871
- Tulet, P., K. Crahan-Kaku, M. Leriche, B. Aouizerats, and S. Crumeyrolle, 2010, Mixing of dust aerosols into mesoscale convective system : Generation, filtering, and possible feedback on ice anvils, *Atmospheric Research*, 96, 302-314.
- Twomey, S. A., 1974, Pollution and the planetary albedo, *Atmospheric Environment*, 8, 1251-56
- Twomey, S., 1977, The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *Journal of the Atmospheric Science*, 34, 1149-1152.

- Vukmirovic, Z., M. Unkasevic, L. Lazic, I. Tomic, S. Rajsic, and M. Tasic, 2003, Analysis of the saharan dust regional transport, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 85 (4), 265–273.
- Walmsley, J. L. and Mailhot, J., 1983, On the numerical accuracy of trajectory models for long-range transport of atmospheric pollutants. *Atmos.-Ocean* 21, 14-39.
- Washington, R.W., M.C. Todd, N. Middleton and A.S. Goudie, 2003, Dust storm sources areas determined with the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 93, 297-313
- Weinzierl, B., A. Petzold, M. Esselborn, M. Wirth, K. Rasp, K. Kandler, L. Schatz, P. Koepke, and M. Fiebig, 2009, Airborne measurements of dust layer properties, particle size distribution and mixing state of saharan dust during SAMUM 2006, *Tellus B*, 61(1), 96-117.
- Weinzierl, B., et al., 2011, Microphysical and optical properties of dust and tropical biomass burning aerosol layers in the cape verde region : an overview of the airborne in situ and lidar measurements during SAMUM-2, *Tellus B*, 63(4), 589-618.
- Whitby, K. T., 1978, Physical characteristics of sulfur aerosols, *Atmos. Environ.*, 12, 135–159.
- Wolfgang Schwanghart and Brigitta Schütt, 2008, Meteorological causes of harmattan dust in West Africa, *Geomorphology* 95, 412-428.
- Yoshioka, M., N. Mahowald, A. J. Conley, W. D. Collins, D. W. Fillmore, C. S. Zender, and D. B. Coleman, 2007, Impact of desert dust radiative forcing on sahel precipitations : Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetations changes, and greenhouse gas warming, *J. Climate*, 20, 1445-1467
- Yu, H., Y. J. Kaufman, M. Chin, G. Feingold, L. A. Remer, T. L. Anderson, Y. Balkanski, N. Bellouin, O. Boucher, S. Chhristopher, P. Decola, R. Kahn, D. Koch, N. Loeb, M. S. Schulz, T. Takemura, and M. Zhou, 2006, A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing, *Atmos. Chem. Phys.* 6, 613-666.
- Zender, C. S., R. L. Miller, and I. Tegen, 2004, Quantifying mineral dust mass budgets : Terminology, constraints, and current estimates, *EOS*, 85, 509-512.
- Zhao, C., X. Liu, L. R. Leung, and S. Hagos, 2011, Radiative impact of mineraldust on monsoon precipitation variability over west Africa, *Atmos. Chem. And Phys.*, 11(5), 1879-1893.

