



ANNEE UNIVERSITAIRE
2025-2026
N° D'ORDRE :
184

THÈSE DE DOCTORAT

FORMATION DOCTORALE

AGRICULTURE ET ENVIRONNEMENT TROPICAL

Mention : Géoscience et Environnement

Spécialité : Physique de l'atmosphère

THÈME :

Caractérisation des aérosols en zones urbaines et rurales par la mesure des épaisseurs optiques, des images satellitaires et des mesures in situ en Afrique de l'Ouest : cas de la Côte d'Ivoire

JURY

Président : M. Kouakou Lazare KOUASSI, Professeur Titulaire, Université Jean LOROUGNON GUÉDÉ

Directeur : M. Attoh Marcellin ADON, Maître de Conférences, Université Jean LOROUGNON GUÉDÉ

Rapporteur : M. Adjon Anderson KOUASSI, Maître de Conférences, Université Jean LOROUGNON GUÉDÉ

Examineur : M. Fidèle YOROBA, Maître de Conférences, Université Félix HOUPHOUËT-BOIGNY

Examineur : M. Yao TCHETCHE, Maître de Conférences, Université Nangui ABROGOUA

Prénoms : ADOU FRANCK
Nom : NIAMIEN

Soutenue le 14/03/2026

TABLE DES MATIERE

DEDICACE-----	vii
REMERCIEMENTS -----	viii
LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS -----	xi
LISTE DES TABLEAUX -----	xiii
LISTE DES FIGURES -----	xv
ANNEXES -----	xvi
INTRODUCTION GENERALE -----	1
PARTIE I : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE, MATERIEL ET METHODES -----	6
CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART DES AEROSOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST -----	7
1-1- Caractéristique générale de l'atmosphère -----	7
1-1-1- Composition de l'atmosphère terrestre -----	7
1-1-2- Structure verticale de l'atmosphère -----	8
1-2- Circulation atmosphérique en Afrique de l'ouest -----	9
1-2-1- Flux de mousson -----	9
1-2-2- Flux d'harmattan -----	10
1-3- Généralités sur les aérosols atmosphériques -----	10
1-3-1- Définition des aérosols atmosphériques -----	10
1-3-2- Principaux types d'aérosols atmosphériques -----	11
1-3-3- Aérosols en Afrique de l'ouest -----	14
1-3-3-1- Aérosols de combustion -----	14
1-3-3-2- Aérosols désertiques -----	14
1-3-4- Transport et dépôt des aérosols atmosphériques -----	16
1-3-4-1- Transport des aérosols atmosphériques -----	16
1-3-4-2- Dépôt des aérosols atmosphériques -----	16
1-3-5- Impacts des aérosols -----	17
1-3-5-1- Impacts climatiques -----	17

Table des matières

1-3-5-2- Impacts sanitaires -----	20
1-4- Propriétés physiques des aérosols -----	21
1-4-1- Propriétés microphysiques -----	21
1-4-1-1- Les différents modes de particule-----	21
1-4-1-2- Forme des particules-----	24
1-4-2- Propriétés optiques des aérosols-----	24
1-4-2-1- Diffusion -----	24
1-4-2-2- Absorption -----	25
1-4-2-3- Coefficient d’extinction -----	25
1-4-2-4- Epaisseur optique -----	26
1-4-2-5- Coefficient d’Angström -----	26
1-5- Télédétection des aérosols atmosphériques -----	27
1-5-1- Observation <i>in situ</i> -----	27
1-5-2- Les photomètres solaires -----	28
1-5-3- Données AERONET -----	28
1-5-4- Mesure à partir de la plateforme satellitaire -----	29
Conclusion partielle -----	30
CHAPITRE 2 : MATERIEL ET METHODOLOGIE-----	31
2-1- Cadre d’étude et présentation des zones de mesure -----	32
2-1-1- Cadre d’étude -----	32
2-1-2 Présentation des sites de mesure -----	32
2-2- Matériel et données -----	34
2-2-1- Matériel et données de télédétection satellitaire -----	34
2-2-1-1- Observation MODIS-----	34
2-2-1-2- Observation CALIOP -----	35
2-2-2- Matériel et données de télédétection in situ-----	36
2-2-2-1- Observations de AERONET par photomètre solaire -----	36

Table des matières

2-2-2-2 Observations par photomètre solaire CALITOO	37
2-2-2-3 Observation de surface	40
2-3- Méthodologie	42
2-3-1 Méthode de sélection et d'interpolation d'épaisseur optique	42
2-3-2 Métrique de comparaison de données d'épaisseur optique	44
2-3-3- Analyse comparative des données CALITOO, MODIS et CALIOP.	47
2-3-4- Méthode de discrimination de particules	48
2-3-5- Calcul de hauteur moyenne des particules	49
2-3-6- Méthodes statistiques de calcul de tendances	50
2-3-6-1- Test de Mann-Kendall (MK)	50
2-3-6-2- Pente de Sen (SS)	51
2-2-6-3- Problème d'autocorrélation dans le test de Mann-Kendall	52
2-2-6-4- Choix de la méthode de pré-blanchiment	52
2-2-6-5- Modélisation de la trajectoire des masses d'air	53
Conclusion partielle	54
PARTIE II : RESULTATS ET DISCUSSION	56
CHAPITRE 3 : VALIDATION DES EPAISSEURS OPTIQUES DES AEROSOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST	57
3-1- Validation des données CALITOO	58
3-1-1- Variation journalière des épaisseurs optiques CALITOO	58
3-1-2- Comparaison des paramètres physiques des aérosols	59
3-2- Evolution journalière des AOD MODIS et CALIOP	60
3-3- Répartition des mesures journalières d'AOD par capteur de mesure	63
3-4- CALITOO et MODIS	66
3-4-1- CALITOO et MODIS _{DBT}	66
3-4-2- CALITOO et MODIS _{DB}	69
3-4-3- CALITOO et CALIOP	72

Table des matières

3-5- Analyse des moyennes et évolutions annuelles des AOD-----	74
3-5-1- Analyse des moyennes des AOD-----	74
3-5-2- Evolution annuelle des AOD -----	75
Conclusion partielle -----	76
CHAPITRE 4 : CARACTERISATION DES PROPRIETES MICROPHYSIQUES DES AEROSOLS EN COTE D’IVOIRE-----	78
4-1- Variation journalière des épaisseurs optiques et du coefficient d’Angström -----	78
4-1-1- Variation journalière du coefficient d’Angström -----	78
4-1-2- Analyse statistique des paramètres physiques des aérosols -----	79
4-2- Variations saisonnières des épaisseurs optiques et du coefficient d’Angström (AE) --	80
4-3- Identification et fréquence d’occurrence saisonnière des aérosols-----	83
4-3-1- Étude de cas d’un épisode typique d’aérosols sur le site de Lamto -----	83
4-3-2- Typologie et variabilité saisonnière des aérosols -----	86
4-4- Relation entre AOD et concentrations de surface -----	88
4-4-1- Présentation des données hebdomadaires -----	88
4-4-2- Analyse des valeurs annuelles des matières particulaires (PM) -----	90
4-4-3- Caractérisations saisonnières des AOD et PM -----	91
4-4-4- Étude de cas : épisode de transport de poussières sahariennes du 10 février 2020 --	93
4-4-5- Relation entre le type d’aérosol et les concentrations de surface -----	95
4-5- Sources des particules contribuant à la variation des AOD-----	98
Conclusion partielle -----	103
CHAPITRE 5 : CARACTERISATION DU TRANSPORT ATMOSPHERIQUE DES AEROSOLS EN AFRIQUE DE L’OUEST -----	104
5-1- Variabilité temporelle des épaisseurs optiques d’aérosol -----	104
5-1-1- Zone Sahélienne -----	104
5-1-2- Zone Soudanienne -----	105
5-1-3- Zone Guinéenne -----	106
5-2- Variabilité temporelle du coefficient d’Angström -----	107

Table des matières

5-2-1-Zone Sahélienne -----	107
5-2-2-Zone Soudanienne-----	108
5-2-3- Zone Guinéenne -----	109
5-3- Analyse des paramètres physiques -----	110
5-3-1- Statistiques de la profondeur optique et du coefficient d'Angström -----	110
5-3-2- Analyse des valeurs d'AOD et d'AE en milieu urbain et rural -----	111
5-4- Distribution saisonnière en taille des aérosols à partir des observations photométriques -----	112
5-4-1- Zone Sahélienne -----	112
5-4-2- Zone Soudanienne-----	113
5-4-3- Zone Guinéenne -----	114
5-5- Cycle annuel des paramètres optiques -----	115
5-5-1- Cycle annuel de la profondeur optique des aérosols-----	115
5-5-2- Exposant d'Angström et type d'aérosol CALIOP -----	116
5-5-3- Lien entre l'exposant d'Angström et le ratio AOD (non poussiéreuse/poussière) de CALIOP-----	119
5-6- Caractérisation du transport des particules de poussière et des poussières polluées -	120
5-6-1- Profil d'extinction des poussières et des poussières polluées -----	120
5-6-2 Altitude du transport -----	120
5-6-3- Hauteur d'échelle de poussière saisonnière par bande de latitude-----	122
5-6-4- Mise en évidence du transport de poussière en été sur la zone guinéenne -----	123
5-7- Tendances des épaisseurs optiques des principaux aérosols de CALIOP-----	125
5-7-1- Evolution des valeurs mensuelles d'épaisseurs optiques CALIOP-----	125
5-7-2- Tendances des épaisseurs optiques totales de CALIOP-----	127
5-7-3- Tendances des épaisseurs optiques des aérosols de poussières CALIOP-----	127
5-7-4- Tendances des épaisseurs optiques des aérosols de poussières polluées CALIOP--	128
Conclusion partielle -----	129
CONCLUSION GENERALE-----	130

Table des matières

REFERENCES----- 134
ANNEXES----- 155

Dédicace

DEDICACE

Je dédie cette thèse à l'honneur et au respect de mon père NIAMIEN Mian et ma mère EFOLY Ehui Bla, qui m'ont aidé et soutenu dans les moments difficiles et déployé d'énormes efforts pour l'aboutissement de cette thèse.

A mes frères et sœurs Sandrine NIAMIEN, Michael, Nestor et Hugues Vianney. Leurs paroles pleines de réconfort et d'encouragement, telles que "mon frère, c'est sur toi la famille compte", restent gravées dans ma mémoire.

À l'attention de mes filles, Désirée NIAMIEN et Osange ADOU, ainsi que de mon fils Kiliam Adou NIAMIEN, que je porte particulièrement dans mon cœur et que j'ai affectueusement surnommé « mon second », c'est avec une affection sincère que je dédie cette réalisation à leur honneur, reconnaissant ainsi leur importance dans mon parcours académique.

À mon épouse, Pamela GBI, pour son amour inconditionnel, son soutien constant, sa patience et ses encouragements tout au long de ce travail.

Remerciements

REMERCIEMENTS

Je voudrais exprimer au terme de ce travail ma sincère gratitude au Professeur ADOHI KROU Viviane, Présidente de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG), pour avoir autorisé et facilité la réalisation de cette thèse au sein de cette prestigieuse institution académique. Je lui suis reconnaissant pour cette précieuse opportunité qui m'a été offerte.

J'adresse mes sincères remerciements à l'ensemble des instructeurs et les membres du jury, qui m'ont fait l'honneur de bien vouloir analyser avec attention mon travail : Docteur Modeste KACOU, Maître de Recherche à l'Université Félix Houphouët-Boigny et Professeur Aristide AKPO , Professeur titulaire à l'Université d'ABOMEY-CALAVI pour avoir acceptés d'être instructeurs ; Docteur Adjon Anderson KOUASSI, Maître de Conférences à l'Université Jean Lorougnon Guédé pour avoir accepté d'être rapporteur et participé à ce jury ; Docteur Fidèle YOROBA, Maître de Conférences à l'Université Félix Houphouët-Boigny (UFHB) et Docteur Yao TCHETCHE, Maître de Conférences à l'Université Nangui ABROGOUA pour avoir accepté d'examiner cette thèse; et enfin Professeur Kouakou Lazare KOUASSI, Professeur Titulaire à l'Université Jean Lorougnon Guédé pour m'avoir fait l'honneur d'accepter de présider ce jury.

Je souhaite exprimer ma gratitude envers le Professeur Brou DIBI, Directeur du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement (LSTE) de l'Université Jean Lorougnon Guédé, pour m'avoir accepté à travailler dans ce laboratoire pour mes travaux.

Je remercie sincèrement le Professeur Sabas BARIMA, membre du comité scientifique de l'Université, pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail et pour ses observations pertinentes.

Je souhaite exprimer mes sincères reconnaissances envers toutes les personnes qui, à divers niveaux et à différentes étapes de l'élaboration de ce travail, ont généreusement consacré leur temps et partagé leurs précieux conseils.

C'est d'abord au Professeur Véronique YOBOUE, Présidente de l'Université Nangui ABROGOUA et responsable de l'équipe de recherche «Aérosols et pollution » du Laboratoire des Sciences de la Matière, de l'Environnement et de l'Energie Solaire (LASMES) de l'Université Felix Houphouët Boigny, Côte d'Ivoire, à qui je dois mon intégration au sein de cette équipe ainsi que l'initiative d'avoir approuvé ce thème de recherche, que j'exprime toute ma reconnaissance.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à mon directeur de thèse, Docteur Attoh Marcellin ADON, pour avoir accepté de superviser mes travaux. Son dévouement et son soutien sont d'une valeur inestimable, et je tiens à lui exprimer toute ma profonde gratitude. Je ne le

Remerciements

remercierai jamais assez pour toute l'énergie et le temps qu'il a dépensé pour m'offrir un encadrement de qualité et une méthodologie remarquable depuis mes premiers pas en Master, ainsi que pour avoir soutenu toutes les initiatives de ce travail.

J'exprime ma reconnaissance particulière envers Docteur Jean-François LEON, dont la contribution a été essentielle à la réussite de mes recherches sur le traitement des données satellitaires et des observations in situ. Sa bienveillance, sa patience et sa disponibilité remarquable ont été inestimables, de même que ses conseils avisés qui ont enrichi ma réflexion. Il a généreusement partagé son expertise et son expérience dans le domaine de la recherche et du travail, tout en me confiant une grande autonomie dans l'accomplissement de mes responsabilités. Je tiens également à exprimer ma gratitude pour sa patience infailible à répondre à mes nombreuses questions tout au long de cette recherche et du processus de programmation. Je le remercie également pour ses observations significatives concernant la physique de l'atmosphère et mes résultats de recherche, qui m'ont permis de progresser dans mes investigations.

J'ai eu le privilège de bénéficier de la bourse de mobilité de l'Ambassade de France en Côte d'Ivoire, notamment par le biais de son service de coopération et d'action culturelle (SCAC) ; ce qui m'a permis d'effectuer plusieurs missions à Toulouse, en France. Cette opportunité de mobilité s'est accompagnée du soutien financier du projet Européen H2020 Marie Skłodowska Curie Actions Research and Innovation Staff Exchange Integrated Nitrogen Studies in Africa (H2020-MSCA-RISE INSA, GA 871944).

Ce travail n'aurait pu aboutir sans la disponibilité et l'accueil chaleureux dont m'ont témoigné tous les membres du Laboratoire d'Aérodynamique de Toulouse, dirigé par Sylvain COQUILLAT. Je leur exprime ma sincère gratitude.

Je tiens à adresser mes sincères remerciements au personnel de la station d'écologie de Lamto pour leur soutien technique et leur disponibilité durant toute la période de collecte des données. J'exprime ma profonde gratitude à Monsieur Yao Honoré, Proviseur du Lycée Alassane Ouattara d'Anyama pour son encouragement et son soutien tout au long de cette expérience. Son accompagnement a renforcé ma détermination et m'a incité à donner le meilleur de moi-même.

Mes remerciements vont également à mon aîné, Docteur Clément KOUASSI, Maître de conférences à l'Université Jean Lorougnon Guédé pour son soutien inconditionnel et ses encouragements constants. Je vous suis reconnaissant d'être pour moi le modèle à suivre.

C'est également l'occasion pour moi d'exprimer ma gratitude envers Docteur Siélé SILUE, Docteur Julien BAHINO, Docteur Sékou KEITA, Docteur Maurice ZOUZOUA, Docteur

Remerciements

N'Datchoh Eveline TOURE, Docteur Money OSSOHOU, Docteur Madina DOUMBIA, Docteur Sylvain N'douffou GNAMIEN et Docteur Adama BAKAYOKO. À chacun de vous, je souhaite exprimer ma profonde gratitude pour votre disponibilité et surtout pour avoir toujours su stimuler en moi cette progression vers la réussite.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers tous les doctorants avec qui j'ai collaboré durant ces trois années de recherche. En particulier, je souhaite adresser mes remerciements à Eric YAO et Arsène OCHOU, avec qui j'ai eu le plaisir de partager le même bureau au cours de mes deux dernières années de thèse. Leur présence a contribué à rendre cette expérience enrichissante et agréable. Je voudrais également rendre hommage à Fatou GUEHI, dont les visites impromptues dans notre bureau étaient toujours accompagnées d'une dose généreuse d'humour et de complicité. Leur soutien et leur camaraderie ont grandement enrichi mon parcours académique. Merci à vous et bon courage pour la suite.

Un grand merci à tous les membres de l'équipe Aérosols et pollution du LASMES, notre force réside dans notre unité, restons soudé.

Je tiens à remercier du plus profond de mon cœur, mes confrères doctorants Stephane Womblégnon GUIA et Ibrahima Mohamed COULIBALY pour leur apport dans la confection de ce document ainsi que pour leur soutien dans les démarches administratives.

Je suis redevable à mes amis et collègues enseignants des lycées moderne 1 de Bondoukou et Alassane Ouattara d'Anyama en particulier Mahamandou KAMAGATE et Betrah ZAGOL, mon ami Dexter SONAN pour leurs précieux conseils et encouragements durant cette thèse, ainsi que pour leur soutien moral et matériel constant. Leur confiance inébranlable dans mes choix quotidiens a été une source d'inspiration et de motivation.

LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS

AE : Angstrom Exponent

AERONET: AErosol RObotic NETwork

AEW : African Easterly Waves

AM : Air Mass

AMMA : Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine

AOD : Aerosol Optical Depth

BC : Black Carbon

CALIOP: Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization

CALIPSO: Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations

CIMEL : Câblages Industriels en Matériels Electroniques

CIO : Confluence Intertropicale Océanique

CL : limites de confiance

CN0 : Compte Numérique zéro

CNRS : Centre National de Recherche Scientifique

DACCIWA : Dynamics - Aerosols - Chemistry - Clouds Interactions in West Africa

DB : Blue Deep algorithm

DBT : Combined Blue Deep and Dark Target algorithms

DEBITS : Deposition of Biogeochemically Important Trace Species

DT : Dark Target algorithm

EE : Erreur Attendue (de l'anglais Expected Error)

FIT : Front Intertropical

GAW : Global Atmospheric Watch

GDAS : Global Data Assimilation System

GES : Gaz à Effet de Serre

GIEC : Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat (IPCC en anglais)

HYSPLIT : HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory

IGAC : International Global Atmospheric Chemistry

IIR : Radiomètre Imageur Infrarouge (en français RII)

INDAAF : International Network to study Deposition and Atmospheric composition in Africa

LASMES : Laboratoire des Sciences de la Matière, de l'Environnement et de l'énergie Solaire

LSTE : Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement

PASMU : Pollution de l'Air et Santé dans les Milieux Urbains de Côte d'Ivoire

Liste des sigles et abréviations

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change (GIEC en français)

LIDAR : LIght Detection And Ranging

LOA : Laboratoire d'Optique Atmosphérique

MAE : Mean Absolute Error

MAO : Mousson Ouest Africaine

MK : Mann-Kendall

MODIS : Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer

MPDI : Multidisciplinary Digital Publishing Institute

NASA : National Aeronautics and Space Administration

OC : Organic Carbon

OCO : Orbiting Carbon Observatory

OCp : Carbone Organique primaire

OMM : Organisation Météorologique Mondiale

PARASOL : Polarization and Anisotropy of Reflectance for Atmospheric Sciences

PHOTONS : PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire

PM : Particle matter (particules de matière)

POLCA : POLLution des Capitales Africaines

RMSE : Root Mean Square Error

SCAC : Service de Coopération et d'Action Culturelle

SD: Standard Deviation

SSA : Single Scattering Albedo

TENUM : TELémesure et transmission radio NUMérique

TEOM : Tapered Element Oscillating Microbalance

TOMS : Total Ozone Mapping Spectrometer

UFHB : Université Félix Houphouët-Boigny

UJLoG : Université Jean Lorougnon Guédé

WS : Water Soluble

ZCIT : Zone de Convergence Intertropicale

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Flux d'émission de particules d'aérosols en masse (Mt an ⁻¹) -----	13
Tableau II : Situation géographique, période d'observation, nombre de jours d'observation pendant la période et ombrotype correspondant aux sites d'AERONET -----	37
Tableau III : Résumé de la période d'observation, nombre de mesures la profondeur optique des aérosols et l'exposant d'Angström. -----	40
Tableau IV : Présentation des classes d'aérosols et de la fréquence de prélèvement par site	40
Tableau V : Caractéristiques spatiales et longueurs d'onde des différents capteurs -----	47
Tableau VI : Typologie des aérosols et critères de discrimination -----	48
Tableau VII : Valeurs des différentes métriques de comparaisons des mesures des deux instruments -----	60
Tableau VIII : Proportion (%) des données en rapport avec l'erreur attendue (EE) de MODIS _{DBT} -----	66
Tableau IX : Métriques de comparaisons et le nombre N de correspondance MODIS _{DBT} ---	67
Tableau X : Proportion (%) des données en rapport avec l'erreur attendue (EE) de MODIS _{DB} -----	70
Tableau XI : Métriques de comparaisons et le nombre N de correspondance MODIS _{DB} ----	71
Tableau XII : Métriques de comparaisons et le nombre N de correspondance CALIOP ----	73
Tableau XIII : Moyenne AOD (CALITOO, MODIS _{DBT} , MODIS _{DB} et CALIOP) -----	75
Tableau XIV : Résumé des médianes, moyennes annuelles et écart types pour la profondeur optique des aérosols et l'exposant d'Angström.-----	80
Tableau XV : Résumé des moyennes saisonnières pour la profondeur optique des aérosols (AOD) et l'exposant d'Angström. -----	83
Tableau XVI : Répartition du nombre de valeur hebdomadaire par site de mesure -----	88
Tableau XVII : Présentation des moyennes et des écarts types des concentrations de PM ₁₀	91
Tableau XVIII : Présentation des moyennes et des écarts types des concentrations de PM _{2.5} -----	91
Tableau XIX : Variations saisonnières des concentrations de PM ₁₀ , PM _{2.5} , et de l'AOD des sites de Korhogo, Lamto, et Abidjan.-----	92
Tableau XX : Moyennes et écarts types de l'AERONET AOD et AE et pourcentage de jours de poussière et de pollution.-----	111
Tableau XXI : Test de Mann-Kendall sur l'AOD totale de CALIOP -----	127
Tableau XXII : Test de tendance sur l'AOD totale de CALIOP -----	127

Liste des tableaux

Tableau XXIII : Test de tendance sur l'AOD des poussières de CALIOP ----- 128

Tableau XXIV : Test de tendance sur l'AOD des poussières polluées de CALIOP----- 129

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Variations de température et de pression des différentes couches atmosphériques-	8
Figure 2 : La circulation atmosphérique en Afrique de l’Ouest. -----	10
Figure 3 : Images au microscope électronique à balayage (pas à la même échelle) montrant la grande variété de formes d’aérosols.-----	11
Figure 4 : Principales sources de poussières en Afrique du Nord -----	15
Figure 5 : Impact radiatif des principaux gaz à effet de serre et aérosols-----	18
Figure 6 : Schématisation de l’effet direct des aérosols-----	18
Figure 7 : Schématisation de l’effet semi-direct des aérosols -----	19
Figure 8 : Schématisation de l’effet indirect des aérosols -----	20
Figure 9 : Les particules d'aérosols dans l'appareil respiratoire humain, déterminées par leur taille respective. -----	21
Figure 10 : Illustration de la formation du mode d’accumulation -----	22
Figure 11 : Représentation d’une distribution trimodale typique d’aérosols en fonction de leur diamètre. -----	23
Figure 12 : Les régimes de diffusion Rayleigh et la diffusion Mie-----	25
Figure 13 : Longueur d'onde du rayonnement électromagnétique-----	25
Figure 14 : Carte globale des stations du réseau mondial AERONET-----	29
Figure 15 : Constellation de satellites de l'Aqua-train-----	30
Figure 16 : Localisation des stations AERONET et boîtes géographiques utilisées dans l'étude Sud-Ouest Africaine -----	33
Figure 17 : Carte des sites en Côte d’Ivoire-----	34
Figure 18 : Photomètre portable CALITOO et ses caractéristiques techniques -----	39
Figure 19 : Instrument de collecte de PM à l’Université Péléforo Gon Coulibaly de Korhogo. -----	41
Figure 20 : Instrument de collecte de PM à Lamto -----	42
Figure 21 : Instrument de collecte de PM à l’Université Félix Houphouët-Boigny (Cocody). -----	42
Figure 22 : Variations journalières de l’épaisseur optique des aérosols. -----	59
Figure 23 : Régression linéaire entre les épaisseurs optiques journalières de CALITOO et AERONET à 465, 540 et 619 nm -----	60
Figure 24 : Evolution journalière des mesures d’AOD par le capteur MODIS _{DBT} -----	61
Figure 25 : Evolution journalière des mesures d’AOD par le capteur MODIS _{DB} -----	62

Liste des figures

Figure 26 : Evolution journalière des mesures d'AOD par le capteur CALIOP-----	63
Figure 27 : Histogrammes des valeurs journalières d'AOD-----	64
Figure 28 : Histogrammes comparatifs des niveaux AOD-----	65
Figure 29 : Régression linéaire entre AOD in situ et satellitaire MODIS _{DBT} -----	69
Figure 30 : Régression linéaire entre AOD in situ et satellitaire MODIS _{DB} -----	72
Figure 31 : Régression linéaire entre AOD in situ et satellitaire CALIOP -----	74
Figure 32 : Cycles annuels des AOD -----	76
Figure 33 : Variations journalières du coefficient d'Angström -----	79
Figure 34 : Cycles annuels des épaisseurs optiques et du coefficient Angstrom sur le transect Nord-Centre-Sud. -----	81
Figure 35 : Diagramme de dispersion journalière de l'AOD en fonction de AE sur les différents sites -----	83
Figure 36 : Mise en évidence de présence de poussière le 28 décembre 2018 à Lamto mesure d'inversion (a,b) et profil vertical (c) -----	85
Figure 37 : Identification et occurrence saisonnière des aérosols-----	87
Figure 38 : Contribution saisonnière des types de particules à l'AOD -----	88
Figure 39 : Evolution hebdomadaire des PM _{2.5} , PM ₁₀ et AOD -----	90
Figure 40 : Retro-trajectoires à Korhogo (a), Lamto (b),Abidjan (c) et le profil vertical CALIOP (d) le 10 février 2020 -----	94
Figure 41 : Evolution hebdomadaire du type d'aérosol par rapport aux PM _{2.5} et PM ₁₀ -----	96
Figure 42 : Régressions linéaires entre les logarithmes des concentrations hebdomadaires de PM _{2.5} et celles de PM ₁₀ pour les villes de Korhogo et Abidjan. -----	97
Figure 43 : Régressions linéaires entre les logarithmes des concentrations hebdomadaires de PM _{2.5} et celles de PM ₁₀ pour les groupes A et B -----	98
Figure 44 : Retro-trajectoires les 29 décembre 2020 et 29 janvier 2021 à Korhogo (a), Lamto (b) et Abidjan (c)-----	100
Figure 45 : Retro-trajectoires du 8 juillet des années 2019 et 2021 Korhogo (a), Lamto (b) et Abidjan (c)-----	102
Figure 46 : Variations journalières de l'épaisseur optique des aérosols des stations photométriques de la zone Sahélienne-----	105
Figure 47 : Variations journalières de l'épaisseur optique des aérosols des stations photométriques de la zone Soudanienne -----	106
Figure 48 : Variations journalières de l'épaisseur optique des aérosols des stations photométriques de la zone Guinéenne-----	107

Liste des figures

Figure 49 : Variations journalières du coefficient d'Angström des stations photométriques de la zone Sahélienne. -----	108
Figure 50 : Variations journalières du coefficient d'Angström des stations photométriques de la zone Soudanienne-----	109
Figure 51 : Variations journalières du coefficient d'Angström des stations photométriques de la zone de guinéenne. -----	110
Figure 52 : Distribution saisonnière en volume des aérosols de la zone Sahélienne-----	113
Figure 53 : Distribution saisonnière en taille des aérosols de la zone soudanienne-----	114
Figure 54 : Distribution saisonnière en taille des aérosols de la zone Guinéenne-----	115
Figure 55 : Cycle annuel moyen mensuel de la profondeur optique des aérosols-----	116
Figure 56 : Cycle annuel moyen mensuel (gauche) de l'exposant d'Angström sur les sites et la contribution relative du type d'aérosol CALIOP (droite) à l'AOD CALIOP -----	118
Figure 57 : Graphique de régression de l'exposant d'Angström moyen mensuel d'AERONET en fonction du rapport entre l'AOD CALIOP sans poussière et l'AOD CALIOP avec poussière. -----	119
Figure 58 : Profils d'extinction saisonniers moyens CALIOP à 532 nm-----	120
Figure 59 : Diagramme en boîte du cycle annuel mensuel de la hauteur d'extinction moyenne Hm dérivée de CALIOP -----	122
Figure 60 : Evolution de la hauteur d'échelle de poussière saisonnière par bande de latitude -----	123
Figure 61 : Mise en évidence du transport des poussières vers la zone Guinéenne -----	124
Figure 62 : Evolution des valeurs mensuelles d'AOD -----	126

ANNEXES

Annexes 1 : Liste des publications

Annexes 2 : Variability of Aerosol Optical Depth and Altitude for Key Aerosol Types over Southern West Africa via CALIPSO/CALIOP Observations

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

Les aérosols atmosphériques sont des fines particules en suspension dans l'atmosphère. Ces particules sont très hétérogènes et peuvent être classées selon leur taille, leur lieu de séjour dans l'atmosphère ainsi que leur source de production. La présence des aérosols dans l'atmosphère peut être considérée comme une perturbation du système terre/océan/atmosphère avec un impact significatif sur le bilan radiatif de la Terre et donc sur le changement climatique (Charlson *et al.*, 1992 ; Haywood & Boucher, 2000 ; Yu *et al.*, 2006). Leurs concentrations dans la troposphère dépendent fortement de la situation géographique et des conditions météorologiques et environnementales (Seinfeld & Pandis, 2016), avec des effets considérables sur la qualité de l'air et la santé publique (Burnett *et al.*, 2014 ; Dockery & Pope, 1994).

L'Afrique de l'ouest est adjacente à la fois au désert du Sahara au nord et à la savane africaine qui est une source majeure des émissions des feux de biomasse dans le monde (Ogunjobi *et al.*, 2008). C'est une région fortement affectée par des émissions variées d'aérosols, incluant les poussières désertiques, les feux de savane. A cela, il faut ajouter les importantes quantités de poussière, de fumée et de pollution localement générées par les feux domestiques, le trafic routier, les incendies de décharge, les industries et les centrales thermiques, avec une contribution notable à l'échelle de l'Afrique (Keita *et al.*, 2021) . Il est ainsi prévu une augmentation des émissions totales d'aérosols (naturelles et anthropiques) en raison de l'urbanisation. Cela entraînerait un triplement des émissions anthropiques en Afrique de l'ouest subsaharienne, si aucune mesure de réduction n'est mise en place (Lioussé *et al.*, 2014).

Dans son ensemble, L'Afrique de l'ouest est continuellement exposée, tout au long de l'année, à l'influence de la circulation générale des masses d'air, régie par deux principales masses d'air de direction et de caractéristique opposés qui constituent des voies majeures d'advection des aérosols sur cette région. Ces aérosols peuvent influencer de manière significative le climat, la qualité de l'air, et la santé publique, tout en perturbant les cycles hydrologiques et énergétiques. Ce qui traduit le caractère particulier de cette région à la caractérisation des propriétés des aérosols.

L'étude de la chimie atmosphérique en Afrique de l'Ouest s'appuie sur des réseaux de recherche structurants visant à pallier le manque de données sur la région. Parmi ces initiatives, le projet INDAAF (International Network to study Deposition and Atmospheric chemistry in Africa) est dédié au suivi à long terme la composition chimique de l'atmosphère et les flux de dépôts en Afrique depuis 1995. Dans le cadre du programme POLCA (POLlution des Capitales Africaines), des études expérimentales sur les pollutions gazeuse et particulaire ont aussi été menées dans certaines capitales africaines telles que Bamako, Dakar et Abidjan. Quant au programme européen DACCIWA (Dynamics - Aerosols - Chemistry - Clouds Interactions in

West Africa), il s'est intéressé aux liens entre météorologie, climat et pollution de l'air au Sud de l'Afrique de l'Ouest (de la Côte d'Ivoire au Nigéria). A la suite de ces programmes, le projet PASMU (Pollution de l'Air et Santé dans les Milieux Urbains de Côte d'Ivoire) s'est concentré sur la caractérisation de la pollution urbaine (Abidjan et Korhogo) et son incidence sur la santé des populations. Plusieurs travaux ont été réalisés dans le cadre de ces programmes aussi bien en milieu rural qu'en milieu urbain (Adon *et al.*, 2010, 2016; Bahino *et al.*, 2018; Dombia *et al.*, 2012; Ossohou *et al.*, 2019, 2023; Silué *et al.*, 2021). A titre d'illustration, les travaux d'Adon *et al.* (2010, 2016) ont documenté la variabilité saisonnière des concentrations atmosphériques des gaz en milieu rural (INDAAF) et caractérisé la pollution gazeuse en milieu urbain (Dakar et Bamako, POLCA).

De nombreux travaux antérieurs ont porté également sur l'étude des aérosols en Afrique de l'Ouest, tant à l'aide d'observations satellitaires que de mesures au sol. Les travaux de Léon *et al.* (2021) ont exploité les produits AOD (Aerosol Optical Depth) dérivés des capteurs satellitaires MODIS (MODerate-Resolution Imaging Spectroradiometer) en combinaison avec des photomètres solaires pour caractériser la variabilité saisonnière des aérosols et leur relation avec les concentrations de particules dans les zones urbaines de l'Afrique de l'Ouest. Les campagnes de mesure détaillées, notamment au sein du projet AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine), ont également fourni des profils verticaux des aérosols désertiques et des fumées de feux de biomasse, soulignant la complexité des structures verticales d'aérosols dans la région (Kim *et al.*, 2009). Dans le cadre du programme PASMU, les travaux récents de caractérisation chimique des particules urbaines en Côte d'Ivoire ont mis en évidence la variabilité des sources et compositions des PM dans les contextes urbains contrastés d'Abidjan et Korhogo (Gnamien *et al.*, 2023).

Cependant, ces différentes études restent limitées par une couverture spatiale restreinte, un nombre limité de validations locales des données satellitaires, et une absence d'analyses pleinement intégrées combinant épaisseur optique, concentrations de particules et rétro-trajectoires des masses d'air. De plus, malgré l'importance du front de l'Harmattan qui est la zone de cisaillement entre les flux de mousson et d'Harmattan dans le transport régional des aérosols, sa variabilité saisonnière et latitudinale est encore relativement peu documentée dans la littérature spécifique à l'Afrique de l'ouest.

Cette thèse intitulée « **Caractérisation des aérosols en zones urbaines et rurales par la mesure des épaisseurs optiques, des images satellitaires et des mesures *in situ* en Afrique de l'Ouest : cas de la Côte d'Ivoire** », qui bénéficie du soutien matériel des projets INDAAF (International Network to study Deposition and Atmospheric composition in Africa) et PASMU

Introduction générale

(Pollution de l'Air et Santé dans les Milieux Urbains de Côte d'Ivoire), s'inscrit dans le cadre de ces différents projets. Elle contribue principalement aux objectifs de ces projets, à savoir la caractérisation de la pollution atmosphérique urbaine et son incidence sur la santé des populations à Abidjan et à Korhogo (projet PASMU), ainsi pour le projet INDAAF, la surveillance de la composition chimique de l'atmosphère dans les zones rurales. Ce travail adopte une structure similaire aux travaux d'Adon *et al.* (2010 ; 2016), axés sur les environnements ruraux des sites INDAAF et les milieux urbains, en passant de la caractérisation chimique des gaz à l'analyse microphysique et spatiale des aérosols par télédétection. En intégrant explicitement la comparaison des zones urbaines et rurales, elle teste les hypothèses suivantes : l'influence majeure du transport saharien, la sous-estimation possible des AOD satellitaires et la variabilité saisonnière des hauteurs de transport. L'objectif général de cette thèse est la caractérisation des propriétés microphysiques et de l'altitude de transport des aérosols en Afrique de l'ouest.

De façon spécifique il s'agit de :

- Valider les épaisseurs optiques des aérosols en Afrique de l'ouest dans différents contextes urbains et ruraux.
- Évaluer l'évolution spatio-temporelle des épaisseurs optiques d'aérosols en mettant en évidence les différences entre les zones urbaines et rurales.
- Caractériser la variabilité saisonnière de l'intrusion des couches de poussière au-dessus de l'Afrique de l'ouest méridionale.

Ce travail s'organise en deux parties principales :

La première partie « Synthèse bibliographique et méthodologie » regroupe les chapitres 1 et 2. Cette partie explore la structure et la composition de l'atmosphère en Afrique de l'ouest, ainsi que les caractéristiques des principaux systèmes de circulation atmosphérique tels que la mousson et l'harmattan au chapitre 1. Les notions fondamentales sur les aérosols atmosphériques en Afrique de l'Ouest sont aussi abordées. Au chapitre 2, le matériel, les zones d'étude ainsi que les instruments de collecte des données sont décrits.

La deuxième partie « Résultats et discussion » comporte les chapitres 3, 4 et 5.

Elle aborde la validation des épaisseurs optiques des aérosols en Afrique de l'ouest, en comparant les mesures satellitaires des capteurs MODIS et CALIOP (Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) avec les données in situ de CALITOO au chapitre 3. Au chapitre 4, elle se concentre sur la caractérisation des propriétés microphysiques des aérosols en Côte d'Ivoire, réalisée par une analyse combinée des données du photomètre manuel CALITOO et des concentrations de surface. Ensuite, elle traite de la variabilité de la profondeur optique et

Introduction générale

de l'altitude pour les principaux types d'aérosols au-dessus de l'Afrique de l'Ouest méridionale, à partir des observations de CALIOP au chapitre 5.

**PARTIE I : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE,
MATERIEL ET METHODES**

CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART DES AEROSOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST

La présence des aérosols dans l'atmosphère peut être appréhendée comme une perturbation du système terrestre, comprenant l'interaction entre la terre, l'océan et l'atmosphère, engendrant des conséquences climatiques qui s'expriment à travers des mécanismes directs, semi-directs ou indirects (Forster *et al.*, 2007). Une appréciation exhaustive des propriétés physiques et optiques des aérosols, ainsi que de leurs modalités de dispersion, s'avère indispensable pour la gestion de la qualité de l'air et l'évaluation des impacts potentiels sur le climat (Kaufman *et al.*, 2002 ; Kleidman *et al.*, 2005). Ce chapitre offre une synthèse des caractéristiques physico-chimiques fondamentales des aérosols atmosphériques, en abordant leurs origines et sources, tout en examinant les paramètres largement adoptés pour détailler leurs propriétés physico-chimiques. Cependant, il est important de noter que ce bilan des connaissances sur l'aérosol ne doit pas être interprété comme une description exhaustive de toutes les propriétés des aérosols.

Les aérosols, émanant de diverses sources naturelles et anthropiques, se dispersent à diverses altitudes dans l'atmosphère. Leur distribution est soumise à l'influence des mouvements des masses d'air, une dynamique prédominante dans les régions tropicales africaines. Sous l'effet des conditions atmosphériques variables, certaines de ces particules subissent des transformations et sont transportées loin de leurs points d'émission d'origine. Cette section examinera le phénomène de transport de ces polluants atmosphériques à l'échelle de l'Afrique tropicale, en fournissant une synthèse concise de la dynamique des masses d'air caractéristique de cette région.

1-1- Caractéristique générale de l'atmosphère

1-1-1- Composition de l'atmosphère terrestre

L'atmosphère représente la couche d'air la plus mince qui entoure la Terre. Cette enveloppe gazeuse, essentielle à la vie sur notre planète, assure plusieurs fonctions cruciales. Elle protège la vie en absorbant le rayonnement solaire ultraviolet, contribue au réchauffement de la surface terrestre grâce à la rétention de la chaleur (effet de serre), et atténue les variations de température entre le jour et la nuit. L'atmosphère terrestre actuelle se compose de différents groupes de gaz, caractérisés par des concentrations variables. Parmi eux, certains présentent des concentrations relativement stables, tandis que d'autres affichent des variations significatives. La composition des gaz dans l'atmosphère varie en fonction de l'altitude. Le diazote (N₂) est le constituant le plus abondant, suivi du dioxygène (O₂). Le reste de l'atmosphère est composé d'un mélange de

gaz divers, notamment de l'Argon (Ar), du dioxyde de carbone (CO₂), de l'Hélium (He), du méthane (CH₄) et du dihydrogène (H₂).

1-1-2- Structure verticale de l'atmosphère

La configuration physique de l'atmosphère fait référence au profil vertical de la température. Ce profil vertical est subdivisé en quatre couches atmosphériques distinctes, à savoir la troposphère, la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère, également connue sous le nom d'ionosphère. Les frontières supérieures de ces couches atmosphériques sont définies respectivement par la tropopause, la stratopause, la mésopause et la thermopause. La troposphère, première strate de l'atmosphère, s'étend de la surface terrestre jusqu'à la tropopause. Bien que sa hauteur soit une fraction relativement modeste de l'ensemble de l'atmosphère, elle renferme 80 % de sa masse totale et presque la totalité de la vapeur d'eau et des aérosols (Seinfeld & Pandis, 2016). La tropopause sépare la troposphère, où se produisent les phénomènes météorologiques (nuages, précipitations, convection, vents), de la stratosphère. Cette dernière s'étend de 12 à 50 km d'altitude, avec une limite inférieure variable selon la latitude, et voit les températures augmenter avec l'altitude, jusqu'à la stratopause. La mésosphère, située entre 50 et 80 km, se caractérise par une baisse des températures et est délimitée par la stratopause et la mésopause. Au-delà, la thermosphère, de 90 à 1000 km, présente une température croissante avec l'altitude, une pression quasi nulle, et s'étend jusqu'à la thermopause (250-500 km).

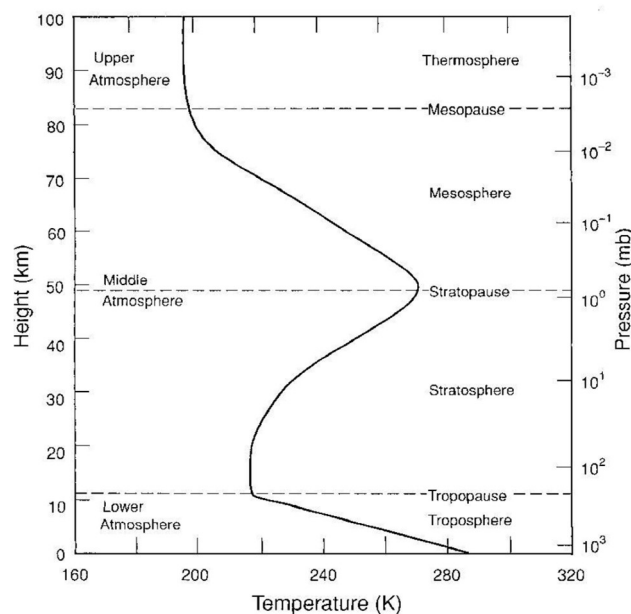


Figure 1 : Variations de température et de pression des différentes couches atmosphériques

Source : Liou (2002)

1-2- Circulation atmosphérique en Afrique de l'ouest

Dans son ensemble, l'Afrique de l'ouest est continuellement exposée, tout au long de l'année, à l'influence de la circulation générale des masses d'air, régie par deux flux principaux d'air présentant des directions et des caractéristiques distinctes. Ces deux vastes masses d'air, formées sous l'influence de deux systèmes anticycloniques permanents, sont succinctement décrites ci-dessous.

1-2-1- Flux de mousson

À l'origine des alizés du sud-est, ceux-ci s'imprègnent abondamment d'humidité au-dessus de l'océan avant de traverser l'équateur et d'être alors déviés vers le sud-ouest. Une fois parvenus aux côtes africaines, ils engendrent le flux de mousson ou alizé austral qui se déploie dans les basses couches atmosphériques. Ce phénomène découle du gradient thermique entre les deux hémisphères, orienté du sud vers le nord à partir de la période mars-avril-mai, en raison de la migration septentrionale du forçage radiatif et de la diminution des températures de surface (SSTs) dans l'Atlantique équatorial, favorisant le refroidissement des eaux du golfe de Guinée et formant ainsi une langue d'eau froide. L'intensité et le contenu énergétique du flux de mousson jouent un rôle crucial dans le positionnement de la convection nuageuse sur le continent africain, étant donné qu'il représente le principal vecteur de transport de l'humidité depuis l'océan vers les terres. La mousson, un phénomène atmosphérique caractérisé par un vent persistant dans les basses couches atmosphériques et d'origine maritime, exerce une influence prédominante sur les bilans d'eau et d'énergie à l'échelle régionale. La circulation associée à la mousson joue un rôle crucial dans la régulation des cycles de précipitations à différentes échelles temporelles, y compris saisonnière, intra-saisonnière et diurne. La nuit, le flux de mousson se distingue particulièrement en raison de l'absence de mélange turbulent, comme souligné par Blackadar (1957). L'intensité de ce phénomène culmine généralement au cours des premières heures du matin, avec des vitesses de vent pouvant atteindre jusqu'à 20 m/s à une altitude avoisinant les 500 mètres (Lothon *et al.*, 2008).

Durant la saison décembre-février, le bilan énergétique terrestre pousse le flux de la mousson vers son extrême sud, au-dessus du golfe de Guinée, généralement entre 3°N et 5°N. En revanche, pendant les périodes mars-mai et juin-août, les alizés du sud subissent une modification nette de leur direction lors de leur passage à l'équateur, favorisant ainsi l'arrivée de la mousson ouest-africaine sur le continent. Cette intrusion est maximale généralement au mois d'août. Cependant, la propagation du flux de la mousson vers le nord est limitée par la

présence d'un autre vent des basses couches atmosphériques, l'harmattan, qui prend son origine dans les régions désertiques du Sahara.

1-2-2- Flux d'harmattan

L'harmattan, également connu sous le nom d'Alizé boréal, est un flux d'air continental provenant des régions sahariennes du nord-est, chaud et sec en provenance du Sahara, qui souffle toute l'année sur l'Afrique du nord depuis le secteur nord-est. Ce phénomène est associé à une circulation cyclonique au niveau du Sahara à partir du printemps et représente en réalité les alizés de l'hémisphère nord d'origine continentale. Ce vent est actif tout au long de l'année, mais son impact est particulièrement accentué dans cette région pendant la saison sèche, qui s'étend de novembre à mars. Il représente une forme intense des alizés du nord-est, dont la durée et l'intensité peuvent exercer une influence significative sur le régime des précipitations. Lorsqu'il entre en contact avec le flux de mousson, ce vent s'élève et crée une couche sèche dans la moyenne troposphère au-dessus du Sahel.

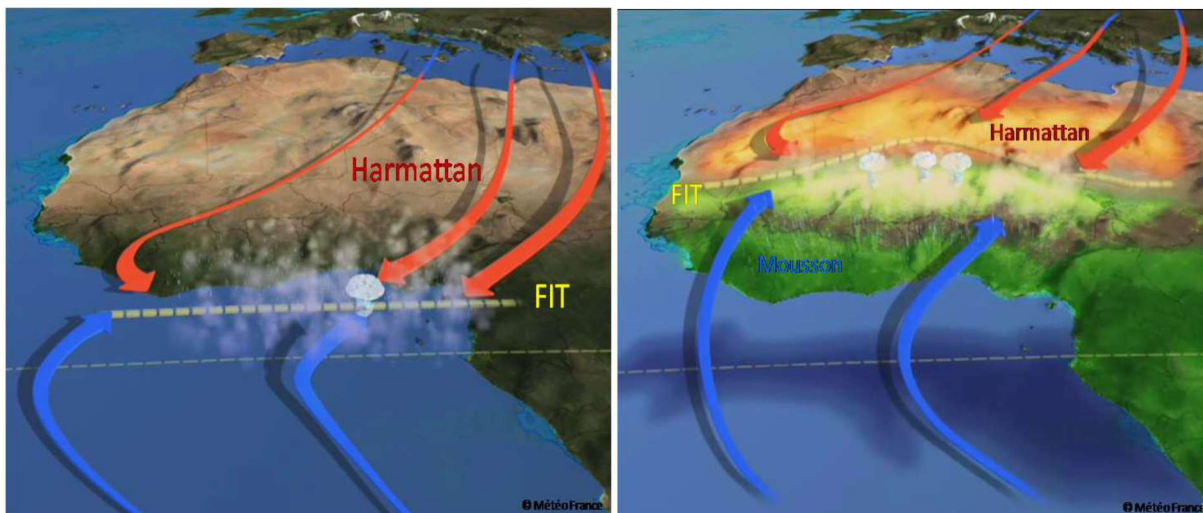


Figure 2 : La circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest.

Source : Bou Karam (2008)

1-3- Généralités sur les aérosols atmosphériques

1-3-1- Définition des aérosols atmosphériques

Les aérosols atmosphériques se réfèrent à des particules fines en phase solide ou liquide qui se trouvent en suspension dans l'atmosphère, présentant une vitesse limite de chute négligeable (Renoux & Boulaud, 1998). Bien que généralement imperceptibles à l'observation directe en raison de leur taille microscopique, les aérosols sont omniprésents dans l'atmosphère, tant dans la couche troposphérique, s'étendant de la surface terrestre à une altitude d'environ dix kilomètres, que dans la stratosphère, atteignant jusqu'à environ cinquante kilomètres

d'altitude.(Hinds & Zhu, 2022). Ils se distinguent de la phase condensée de l'eau atmosphérique, telle que les cristaux de glace, les grêlons , les flocons de neige, les gouttes de nuage ou de pluie (Pruppacher & Klett, 2010). Les particules constitutives des nuages sont typiquement de dimensions plus importantes que celles des aérosols, et sont principalement composées de gouttelettes d'eau et de cristaux de glace (Boucher, 2015).

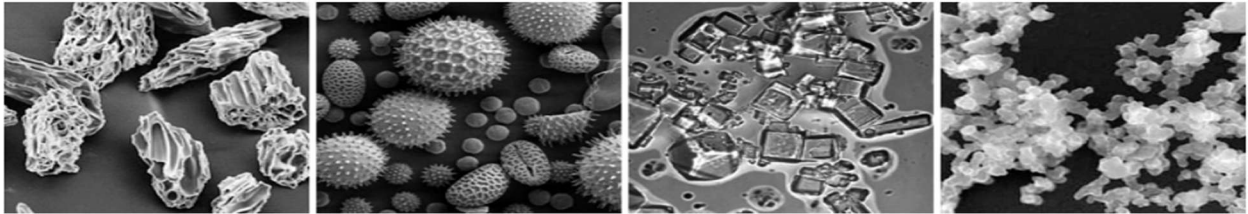


Figure 3 : Images au microscope électronique à balayage (pas à la même échelle) montrant la grande variété de formes d'aérosols.

De gauche à droite : cendres volcaniques, pollen, sel marin et suie.

Source : <https://earthobservatory.nasa.gov/features/Aerosols/page1.php>

1-3-2- Principaux types d'aérosols atmosphériques

Les aérosols atmosphériques peuvent être classés en différents groupes selon divers critères, tels que leurs origines ou sources, leur taille, leur composition chimique ou encore leurs processus de formation.

- Classification selon leurs sources

Les aérosols peuvent aussi être classés en fonction de leurs sources. On distingue les sources naturelles et les sources anthropiques. Parmi les sources naturelles, on trouve les émissions par l'océan, les sols, la végétation, les feux, ou encore les volcans. Les sources anthropiques sont largement dominées par la combustion de combustibles fossiles (tourbe, charbon et pétrole), de biocarburants (agrocultures, bois, déchets d'animaux) ou de feux de végétation provoqués par l'homme. Les activités industrielles, le transport, le chauffage, voire les émissions domestiques dues à la cuisson des aliments dans les pays en voie de développement sont des sources importantes d'aérosols. Certaines activités industrielles et agricoles génèrent aussi des aérosols primaires appelés poussières.

- Classification selon leur mode de composition chimique

La caractérisation de la composition chimique de l'aérosol s'articule autour d'une distinction entre les composés organiques et inorganiques (ou minéraux), tout en prenant en considération les propriétés physico-chimiques inhérentes à ces composés. La composition chimique des aérosols atmosphériques présente généralement une grande variabilité. En effet, plusieurs constituants peuvent être mélangés au sein d'une même particule. Les particules anthropiques

fines se composent principalement de sulfate, de nitrate, d'ammonium et de composés carbonés tels que la suie ou le carbone organique. Quant aux poussières minérales, elles sont principalement composées d'oxydes et de carbonates. Les aérosols marins se composent principalement de particules de sel marin résultant des interactions entre les eaux des océans et des mers, agitées par les mouvements marins et soulevées par les vents (Resch & Afeti, 1992). Ces particules, de taille généralement microscopique, proviennent de l'éclatement de bulles d'un diamètre de l'ordre du millimètre, libérant ainsi du dioxyde de carbone et de nombreux éléments tels que le sodium, le chlore et le soufre. Ces particules de sel, restant intactes, contribuent à la formation de brumes. Les aérosols carbonés se composent essentiellement de deux types de carbone : le carbone suie, également connu sous le nom de "Black Carbon" ou "BC", et le carbone organique, désigné par "Organic Carbon" ou "OC". Ces particules résultent de processus de combustion, notamment issus des feux de biomasse, du fonctionnement des véhicules et des engins de transport, ainsi que des activités industrielles. Les particules solubles autres que les composés organiques, désignées sous le nom de "Water soluble" ou "WS", se composent d'une variété d'ions, notamment les chlorures, les nitrates, les sulfates, le lithium, l'ammonium, le sodium, le magnésium et le calcium (Liousse *et al.*, 1996).

- Classification selon leur taille

La discrimination peut être effectuée en fonction de leur taille, variant de quelques nanomètres à une centaine de microns, ainsi que de leur emplacement dans l'atmosphère, que ce soit dans la stratosphère ou la troposphère. La distribution en taille des particules d'aérosols permet de quantifier le nombre de particules en fonction de leur rayon. Cette distribution se caractérise généralement par la présence d'un ou plusieurs maxima, également appelés modes. Cette thématique sera approfondie dans la section 1-4-1-.

- Classification selon leur mode de formation

Les aérosols peuvent être classés en deux catégories principales en fonction de leur mode de formation. Les aérosols primaires désignent les particules directement émises dans l'atmosphère sous forme particulaire. Cela inclut, par exemple, les aérosols générés par des processus d'arrachement, tels que la friction du vent sur l'océan ou les surfaces terrestres, ceux produits par une combustion incomplète et les émissions issues de l'activité humaine, notamment la combustion de combustibles fossiles et de biomasse. Ils possèdent généralement une taille supérieure à un micron (μm). Les sources anthropiques, telles que le transport maritime, aérien et automobile, le chauffage et les activités industrielles, jouent un rôle prépondérant dans les émissions d'aérosols primaires (Boucher, 2011; Hinds & Zhu, 2022;

Tomasi & Lupi, 2017). En revanche, les aérosols secondaires se forment à partir de composés gazeux qui, après avoir subi diverses transformations chimiques dans l'atmosphère, se condensent pour former des particules. Ces composés gazeux précurseurs jouent un rôle clé dans la formation des aérosols secondaires. Ainsi, la distinction entre origine primaire et secondaire constitue une première approche pour catégoriser les aérosols atmosphériques (Boucher, 2012). À l'échelle mondiale, diverses évaluations des émissions de particules ont été entreprises, tenant compte de leur origine (anthropique ou naturelle) ainsi que de leur mode de formation (primaire ou secondaire). Une information capitale issue de ces estimations réside dans l'ampleur disproportionnée entre les émissions naturelles et les émissions anthropiques, la masse totale de particules d'origine naturelle mise en suspension est nettement supérieure à celle des particules anthropiques, comme le montre les émissions globales répertoriées dans le tableau I. D'après Delmas *et al.* (2005), les sources naturelles représenteraient environ 90% des émissions totales en masse des aérosols et les émissions anthropiques (10%). Cette disparité découle principalement de la production des sels marins et des poussières minérales.

Tableau I : Flux d'émission de particules d'aérosols en masse (Mt an⁻¹)

Origine de la source	Sources	Flux (Mt an ⁻¹)	
		Estimation moyenne	Estimations min. et max.
NATURELLES (90%)	PRIMAIRES		
	Aérosols minéraux	2000	1000-3000
	Sels de mer	3000	1000-10000
	Cendres volcaniques	33	4-10000
	Carbone organique >1µm (débris, cires vasculaires...)	56	26-90
	SECONDAIRES		
	Sulfates biogéniques	90	80-150
	Sulfate volcaniques	21	9-50
	Carbone organique (oxydation des COV biogéniques)	16	8-40
	Nitrates	4	2-8
	TOTAL	5220	2130-23340
ANTHOPIQUES (10%)	PRIMAIRES		
	Carbone organique (0-2µm)		
	Feux de végétation	54	45-80
	Combustion fuel fossile	28	10-30
	Carbone élémentaire (0-2µm)		
	Feux de végétation	5,7	5-9
	Combustion fuel fossile	6,6	6-8
	Poussières industrielles	100	40-130
	SECONDAIRES		
	Sulfates	120	70-380
Nitrates	14	10-20	
Carbone organique (oxydation des COV anthropiques)	1	0,5-2	
	TOTAL	330	250-660

Source : Delmas *et al.* (2005)

1-3-3- Aérosols en Afrique de l'ouest

En Afrique de l'ouest, les émissions d'aérosols proviennent principalement de deux sources majeures, comme souligné par Korgo (2014). Ces sources comprennent principalement les aérosols de combustion provenant des incendies de biomasse, des biocarburants et des combustibles fossiles, ainsi que les aérosols désertiques émis par les régions désertiques du Sahara et du Sahel.

1-3-3-1- Aérosols de combustion

L'émission des aérosols de combustion découle des réactions de combustion incomplètes. Contrairement à une combustion (oxydation) parfaite qui convertit le carbone en dioxyde de carbone, la plupart des processus de combustion sont incomplets, entraînant l'émission de composés gazeux autres que le CO₂, notamment le monoxyde de carbone (CO), ainsi que la libération de particules contenant une proportion significative de matières carbonées, telles que la suie carbonée et le carbone organique primaire (OCp). De plus, les polluants gazeux tels que les composés organiques volatils (COV) peuvent engendrer la formation de particules organiques dites secondaires (SOA) par des processus photochimiques. À partir des cartes de pollution établies en 2005, une étude menée par des chercheurs a révélé que la plupart des modèles climatiques, en particulier ceux utilisés par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), sous-estiment les émissions de polluants provenant d'Afrique. Selon ces conclusions, ces émissions pourraient représenter entre 20 et 55 % des émissions globales anthropiques de polluants gazeux ou particulaires d'ici à 2030 (Lioussse *et al.*, 2014). Les sources principales d'émission d'aérosols de combustion en Afrique comprennent les éléments suivants :

- Les feux de biomasse, qui englobent principalement les incendies de végétation liés aux pratiques culturelles, à l'élevage, à l'agriculture et à la déforestation.
- Les biocarburants, qui résultent de la combustion de matières telles que le charbon de bois, le bois, les résidus agricoles et les déchets animaux à des fins domestiques ou industrielles.
- Les combustibles fossiles, provenant de l'utilisation d'énergies fossiles telles que l'essence, le diesel, le fioul, etc., dans divers secteurs d'activité, notamment le trafic routier, les industries et les utilisations domestiques.

1-3-3-2- Aérosols désertiques

Les poussières désertiques proviennent principalement des régions arides et semi-arides, qui couvrent plus de 30 % de la superficie totale des continents (Schütz, 1980). En Afrique de

1-3-4- Transport et dépôt des aérosols atmosphériques

Les aérosols suivent un cycle composé de trois phases principales, au cours desquelles ils interagissent avec leur environnement : l'émission depuis leurs sources de production, le transport dans l'atmosphère, et leur dépôt.

1-3-4-1- Transport des aérosols atmosphériques

La compréhension de la distribution verticale et horizontale des aérosols revêt une importance cruciale, car elle influe sur leur impact radiatif, notamment sur le temps de vie des nuages (Charlson *et al.*, 1992). Parmi les divers facteurs climatologiques et météorologiques, tels que le vent et la topographie locale, la stabilité de l'atmosphère joue un rôle prépondérant dans cette distribution (Kacenenbogen, 2008). En Afrique de l'ouest, différentes configurations ont été observées, notamment pour les aérosols désertiques, où ceux récemment soulevés demeurent près de la surface près des zones sources, souvent en dessous de 2 km d'altitude (Kocha, 2011 ; Osborne & Haywood, 2005) jusqu'à une altitude de 4 à 6 km (Niamien *et al.*, 2024) et s'étendre sur des distances considérables, parfois de l'ordre de milliers de kilomètres.

Durant la saison sèche, les aérosols terrigènes résultant principalement de l'action mécanique exercée par le vent sur les surfaces continentales sont observés dans la couche atmosphérique de surface sur une faible épaisseur (de l'ordre de 500 à 1 000 m), alors que les aérosols de feu de biomasse sont transportés dans des couches plus élevées (jusqu'à 5 000 m) (Cavalieri *et al.*, 2010 ; Haywood *et al.*, 2008). Les aérosols émis depuis le Sahel et le désert saharien suivent généralement trois directions préférentielles de transport, l'une d'entre elles étant le transport transatlantique. Ce transport vers l'Atlantique est principalement influencé par le flux d'harmattan en Afrique de l'ouest, où les aérosols sont transportés vers le sud. Selon d'Almeida (1986), environ 60 % des aérosols sahariens sont transportés vers le golfe de Guinée. D'autres études ont montré que ces particules peuvent atteindre le sud de l'Amérique (Ben-Ami *et al.*, 2010 ; Carlson & Prospero, 1972 ; Kaufman *et al.*, 2005 ; Prospero *et al.*, 1981 ; Swap *et al.*, 1992).

Ces particules peuvent traverser des grandes distances sur les surfaces terrestres mais aussi sur les surfaces marines pour atteindre d'autres régions, comme l'Europe et l'Amérique pour les particules qui proviennent du Sahara Africain.

1-3-4-2- Dépôt des aérosols atmosphériques

La durée de vie des aérosols atmosphériques est extrêmement variable, dépendant de leurs caractéristiques physico-chimiques ainsi que de la zone où ils sont générés. Le dépôt des

particules d'aérosols en suspension dans l'air se produit principalement de deux manières : le dépôt sec et le dépôt humide. Le dépôt sec est généralement réalisé par l'effet de gravité, l'impaction sur les reliefs, ainsi que la diffusion des plus petites particules sous l'action d'un gradient de concentration établi entre le sommet de l'atmosphère et le sol. Ce processus peut s'accomplir en quelques heures seulement pour les deux premiers mécanismes. En revanche, la diffusion peut prendre plusieurs semaines. Les dépôts humides consistent en un dépôt des particules sous l'effet des précipitations (rainout) ou par incorporation des particules dans les nuages (washout) qui tombent ensuite lorsque les gouttes ont atteint une taille critique. Le dépôt humide représente le principal mode de dépôt pour les particules les plus fines.

1-3-5- Impacts des aérosols

1-3-5-1- Impacts climatiques

Les aérosols qui peuplent l'atmosphère interagissent intrinsèquement avec le flux solaire incident. Ces interactions, dictées par les caractéristiques microphysiques et optiques des aérosols, exercent une influence sur le rayonnement solaire et terrestre lors de sa traversée dans l'atmosphère, induisant ainsi un forçage radiatif, positif entraînant un réchauffement ou négatif provoquant un refroidissement. Selon la définition établie par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, ou IPCC pour l'anglais Intergovernmental panel on climate change) en 2007, le forçage radiatif se réfère à la variation nette d'énergie (différence entre l'énergie descendante et montante), exprimée en $W \cdot m^{-2}$, observée au niveau de la tropopause. Malgré les avancées dans notre compréhension du forçage exercé par les aérosols, celle-ci demeure partielle, comme souligné par Forster *et al.* (2007). Cette incomplétude entrave actuellement la capacité à formuler des conclusions définitives sur l'impact précis des aérosols. Néanmoins, l'impact des aérosols sur le climat, tel que décrit dans le rapport de 2007 du GIEC sur le changement climatique, est potentiellement significatif, se manifestant à travers trois principaux effets : les effets directs, semi-directs et indirects. La figure 5 présentée illustre de manière significative l'impact substantiel du forçage radiatif induit par les gaz à effet de serre et d'autres agents polluants atmosphériques. Nonobstant leurs effets dont l'amplitude suscite des préoccupations, la température terrestre demeure, à ce jour, maintenue à des niveaux permettant la pérennité de la vie humaine. Cette situation témoigne de l'importance du rôle des aérosols minéraux dans le maintien de l'équilibre thermique de notre planète.

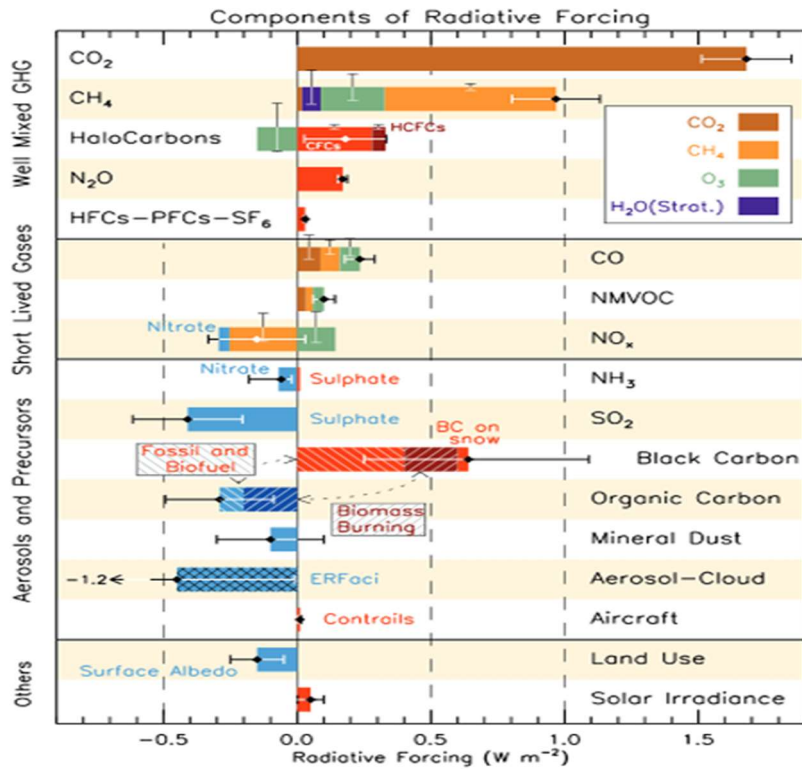


Figure 5 : Impact radiatif des principaux gaz à effet de serre et aérosols

Source : IPCC (2014)

Effet direct : les aérosols exercent un effet de réchauffement sur l'atmosphère en absorbant une fraction du rayonnement solaire. Parallèlement, leur capacité à diffuser une partie du rayonnement solaire incident engendre un effet de refroidissement localisé dans les régions où leur concentration est significative. De plus, lorsqu'ils se déposent sur la surface terrestre, les aérosols ont la capacité de modifier l'albédo de cette dernière, ce qui influence le bilan radiatif global de la Terre.

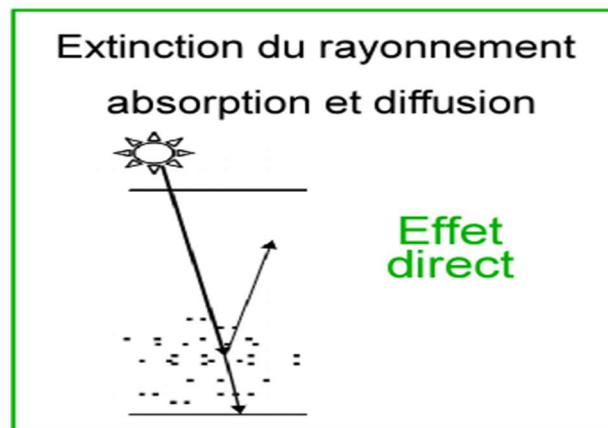


Figure 6 : Schématisation de l'effet direct des aérosols

Source : IPCC (2001)

Effet semi-direct : les aérosols participent à la modification des propriétés des nuages en augmentant la concentration de gouttelettes et en réduisant leur taille, ce qui fige le contenu en eau liquide des nuages (IPCC, 2001). Ce qui peut entraîner une diminution de la couverture nuageuse, impactant ainsi la distribution spatiotemporelle des précipitations. De plus, ils peuvent altérer l'albédo des nuages en modifiant leur composition chimique et leur taille, modifiant la quantité de rayonnement solaire réfléchi et influençant ainsi le bilan radiatif global de la Terre. Ces altérations dans les propriétés des nuages induites par les aérosols peuvent également perturber la circulation atmosphérique à grande échelle, affectant les régimes de précipitations et les événements météorologiques.

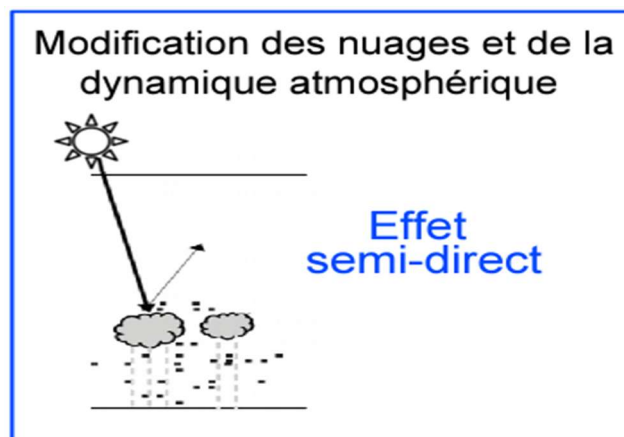


Figure 7 : Schématisation de l'effet semi-direct des aérosols

Source : IPCC (2001)

Effet indirect : les aérosols peuvent jouer le rôle de noyaux de condensation, favorisant ainsi la formation de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace au sein des nuages. Cette action influence le développement des nuages, car la réduction de la taille des gouttelettes diminue l'efficacité des précipitations (Rosenfeld *et al.*, 2002), ce qui tend à augmenter le contenu en eau liquide, la durée de vie des nuages et à modifier leurs propriétés de précipitation (Albrecht, 1989). Les aérosols ont la capacité de modifier la réflectivité des nuages en altérant leur composition chimique et leur taille, ce qui influe sur la quantité de rayonnement solaire réfléchi par les nuages. Par ailleurs, ils peuvent perturber la formation des précipitations en altérant les processus de condensation et de coalescence des gouttelettes d'eau dans les nuages, ce qui peut entraîner des variations dans la distribution spatiotemporelle des précipitations.

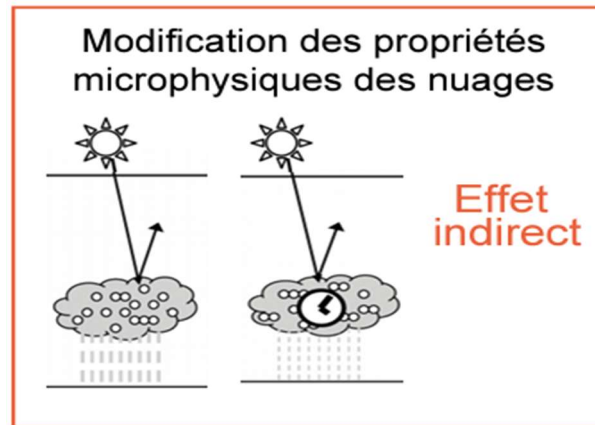


Figure 8 : Schématisation de l'effet indirect des aérosols

Source : IPCC (2001)

1-3-5-2- Impacts sanitaires

Les aérosols, de par leur composition chimique, exercent une influence sur la qualité de l'air, impactant ainsi notre environnement vital et contribuant à la prévalence spatiale et temporelle de certaines maladies. Les effets sur la santé sont principalement associés aux petites particules en mode fin ou mode d'accumulation. L'inhalation de ces particules d'aérosol peut entraîner d'importants problèmes respiratoires, des crises cardiaques, comme mentionné par Maynard & Maynard (2002), et peut malheureusement aboutir à des décès. En revanche, les particules de plus grande taille, principalement d'origine naturelle et dont le diamètre dépasse 10 μm , sont généralement bloquées au niveau du nez, ayant ainsi un impact moindre sur la santé. L'étude menée par Lelieveld *et al.* (2020) estime qu'en moyenne, à l'échelle mondiale, chaque personne perd environ trois années de vie en raison de la pollution de l'air, provenant directement de sources anthropiques.

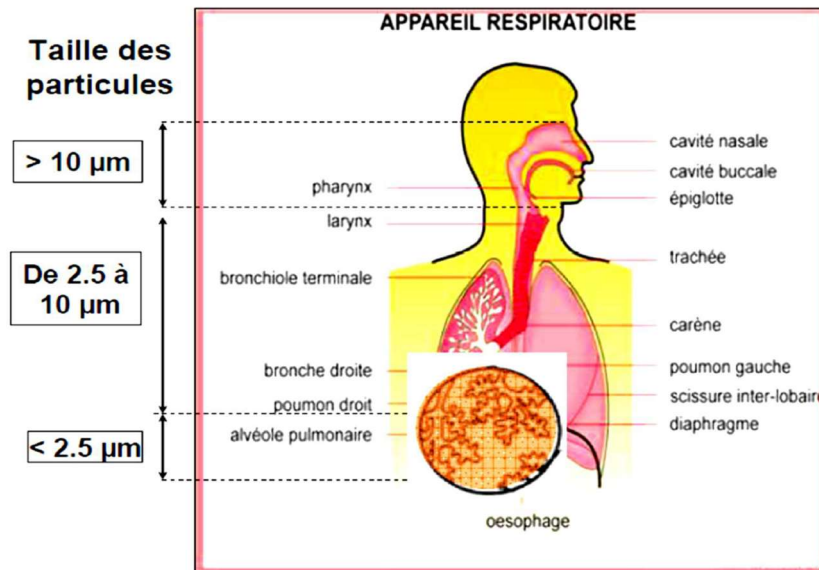


Figure 9 : Les particules d'aérosols dans l'appareil respiratoire humain, déterminées par leur taille respective.

Source : Liu (2011)

1-4- Propriétés physiques des aérosols

1-4-1- Propriétés microphysiques

Les aérosols sont définis par leur distribution en taille des particules (granulométrie). Ces propriétés microphysiques seront décrites dans les sections suivantes. L'examen des divers types d'aérosols nous a révélé l'ampleur du spectre dimensionnel qu'ils englobent, s'étendant de quelques nanomètres à plusieurs dizaines de micromètres.

1-4-1-1- Les différents modes de particule

La variabilité des sources, ainsi que les divers mécanismes physico-chimiques de formation des aérosols, induisent une grande diversité dans les tailles et les morphologies des aérosols. Par conséquent, le rayon des aérosols est distribué sur plusieurs ordres de grandeur. La classification des aérosols atmosphériques en trois grands groupes (Whitby *et al.*, 1978), appelés modes, est fondée sur leur taille, en fonction du rayon des particules (supposées sphériques). Chaque mode est caractérisé par un rayon moyen. On distingue ainsi les particules d'Aitken, également connues sous le nom de particules de nucléation, les particules d'accumulation et les particules grossières.

Le mode nucléation (PM₁ et PM_{0.1}): les particules relevant du mode de nucléation, également désignées sous le terme de particules d'Aitken, présentent un rayon variant de 0.01 µm à 0.1 µm. Elles sont principalement constituées de particules générées lors des processus de conversion gaz-particules issus de la combustion des combustibles fossiles. Elles incluent des

composés tels que les particules de suie, le plomb issu du trafic, le carbone élémentaire et une grande proportion de sels d'ammonium. Leur activité optique étant limitée, ces particules de nucléation sont fréquemment négligées dans les calculs des impacts radiatifs. Notons que, bien qu'elles prédominent en nombre au sein d'une distribution d'aérosols, leur contribution massique demeure relativement modeste.

Le mode d'accumulation ($PM_{2.5}$) : il se compose de particules dont le rayon varie entre 0.1 et 1 μm . Prédominantes dans l'atmosphère, ces particules ont une durée de séjour prolongée et interagissent de manière significative avec les rayonnements solaire et terrestre. Ces particules se répartissent entre sources primaires et secondaires, qui se forment par des processus de condensation hétérogène et par la coagulation des particules du mode de nucléation. Elles se composent des particules carbonées issues de la condensation de vapeurs très chaudes générées par la combustion de matières fossiles (charbon, fioul, diesel) ou de biomasse (bois). Au sein du mode d'accumulation, l'impact radiatif des particules devient plus significatif, et elles peuvent agir en tant que noyaux de condensation. Les $PM_{2.5}$ englobent les PM_1 et $PM_{0.1}$.

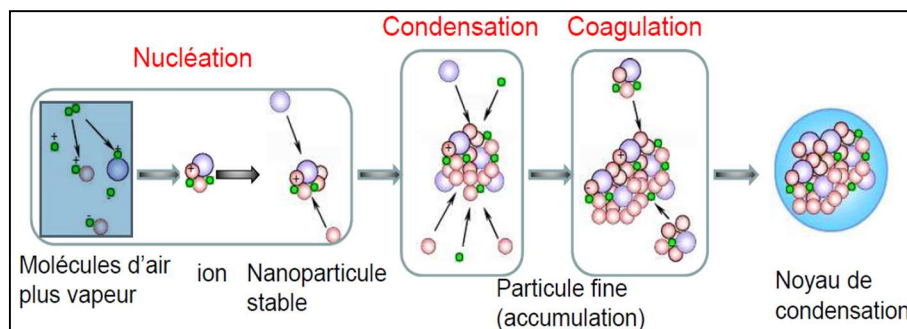


Figure 10 : Illustration de la formation du mode d'accumulation

Source : Adapté de Whitby *et al.* (1978)

Le mode grossier (PM_{10}) : il englobe une diversité de particules, caractérisées par un rayon dépassant 1 μm . Principalement constituées d'aérosols primaires adoptant des formes variées, les particules du mode grossier sont moins abondantes que celles des modes précédents. Leur présence dans l'atmosphère est temporaire, étant davantage influencée par leur proximité avec les sources d'émission. Ces particules ont tendance à se déposer au sol sous l'effet de leur poids (dépôt sec) ou pendant des précipitations (lessivage ou dépôt humide). Bien que dominant en termes de masse au sein de la population d'aérosols, le mode grossier présente une durée de vie plus limitée. Les PM_{10} comptabilisent les $PM_{2.5}$, PM_1 et $PM_{0.1}$.

Lorsqu'on observe la granulométrie près d'une source d'aérosols, elle présente généralement un seul mode, ce qui est qualifié de monomodal. Cependant, à mesure que le temps de résidence dans l'atmosphère augmente ou lorsque plusieurs sources d'aérosols distinctes sont présentes à

proximité, la granulométrie devient multimodale. Cette multimodalité peut prendre différentes formes, telles que bimodale ou tri-modale, avec par exemple deux modes grossiers. En général, la granulométrie d'une population de particules est initialement une donnée discrète, étant donné que les granulomètres mesurent le nombre de particules pour une gamme restreinte de diamètres. La loi statistique utilisée pour modéliser la distribution des tailles de particules est la loi log-normale. Cette loi s'avère être un choix pertinent pour représenter efficacement une population de particules couvrant une vaste gamme de tailles dans divers types d'aérosols. En effet, des études ont démontré que cette fonction s'ajuste de manière satisfaisante, selon la méthode des moindres carrés, à de nombreuses situations naturelles (Hinds, 1982). La variation du nombre de particules n en fonction du logarithme népérien du rayon r s'exprime alors de la manière suivante :

$$n(r) = \frac{dN}{dr} = \frac{n_0}{\sigma_0 \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln r_0)^2}{2\sigma_0^2}\right] \quad (1)$$

Où $n(r)$ représente le nombre de particules dont le rayon est compris entre r et $r + dr$, dr est la variation du rayon ; r_0 est le rayon modal ; σ_0 est l'écart-type (c'est-à-dire la largeur de la distribution) et n_0 est le nombre de particules présentes dans le mode considéré.

En considérant une distribution en volume plutôt qu'en nombre, l'équation précédente se transforme en :

$$\frac{dV}{d \ln r} = \frac{V_0}{\sigma_1 \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln r_1)^2}{2\sigma_1^2}\right] \quad (2)$$

Où r_1 et σ_1 représentent respectivement les rayons et les écart-types de la distribution en volume, et V_0 est la concentration totale en volume des particules. Les rayons modal r_0 et celui de la distribution en volume r_1 sont liés par la relation suivante :

$$r_1 = r_0 \exp(3\sigma_0^2) \quad (3)$$

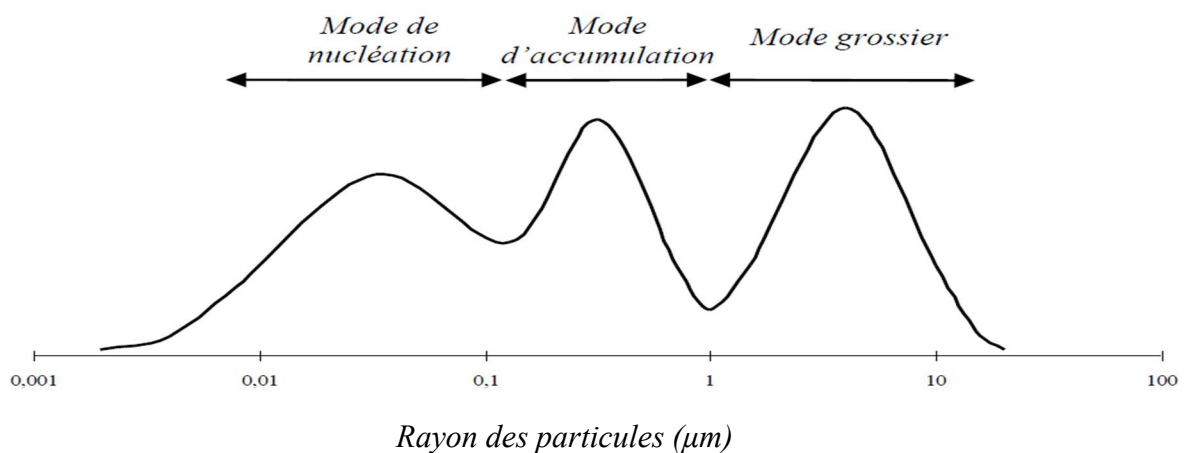


Figure 11 : Représentation d'une distribution trimodale typique d'aérosols en fonction de leur diamètre.

1-4-1-2- Forme des particules

La forme des particules peut être extrêmement diverse. Les aérosols aqueux adoptent généralement une forme sphérique (par exemple, les sulfates, les nitrates), tandis que les particules solides, telles que les poussières ou la suie, peuvent présenter des formes plus complexes (Martins *et al.*, 1996). Plusieurs algorithmes d'inversion utilisant des mesures au sol, tels que ceux élaborés par Nakajima *et al.* (1996) et Dubovik & King (2000), ainsi que des techniques de mesure spatiale comme celles de Tanré *et al.* (2003) et Thieuleux *et al.* (2005), reposent sur l'utilisation de la théorie de Mie en postulant des particules sphériques et homogènes. Toutefois, cette hypothèse peut s'avérer peu réaliste, notamment dans le cas des particules provenant de la poussière désertique ou de la suie. Par conséquent, il est impératif de tenir compte de la non-sphéricité des particules lors de la modélisation des propriétés optiques des aérosols désertiques, en faisant appel à des ellipsoïdes de révolution.

1-4-2- Propriétés optiques des aérosols

Les propriétés optiques des aérosols font référence à la capacité des particules d'aérosols à interagir avec la lumière. Lorsqu'un rayon lumineux rencontre une particule d'aérosol, la lumière est déviée dans de multiples directions, phénomène connu sous le nom de diffusion. Une fraction du rayonnement est également dissipée sous forme de chaleur, constituant l'absorption. La combinaison de l'absorption et de la diffusion est dénommée extinction.

1-4-2-1- Diffusion

La diffusion peut être définie de manière simplifiée comme le changement de direction des photons du rayonnement incident provoqué par la particule. En fonction de la taille des particules et de la longueur d'onde (λ) du rayonnement incident, la diffusion de la lumière peut être divisée en trois régimes distincts :

- Régime de Rayleigh : Il se produit lorsque la particule est petite par rapport à la longueur d'onde λ . Ce phénomène sélectif ne se manifeste que pour les longueurs d'onde les plus courtes du spectre, telles que le violet et le bleu.
- Régime de Mie : Il se produit lorsque la particule a approximativement la même taille que λ . Moins sélectif que le régime de Rayleigh, il se manifeste généralement dans les basses couches de l'atmosphère.
- Régime géométrique : Il se produit lorsque la particule est très grande par rapport à λ . C'est une diffusion non sélective dont l'interaction peut être quantifiée par l'optique géométrique.

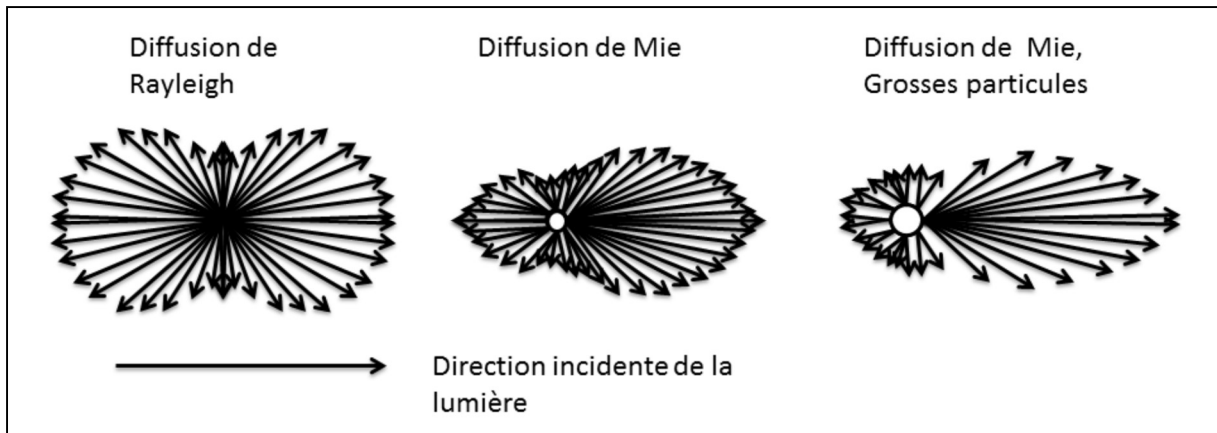


Figure 12 : Les régimes de diffusion Rayleigh et la diffusion Mie

Source : https://dev-lesia.obspm.fr/webjaxe/sites/site-sesp/pages_flux-et-spectre/ray-mie.html

1-4-2-2- Absorption

L'absorption représente la fin de vie d'un photon et se manifeste par la transformation du rayonnement incident en d'autres formes d'énergie, telles que la chaleur ou des réactions chimiques. Ce processus est le résultat d'une modification des états d'énergie de la matière composant les aérosols. Généralement, le phénomène d'absorption n'est que rarement prépondérant par rapport à celui de diffusion, à moins que des compositions chimiques particulières ne soient présentes. Par exemple, les poussières désertiques démontrent une forte absorption dans l'infrarouge solaire ou tellurique, tandis que le carbone suie présente une absorption significative sur une grande partie du spectre du visible.

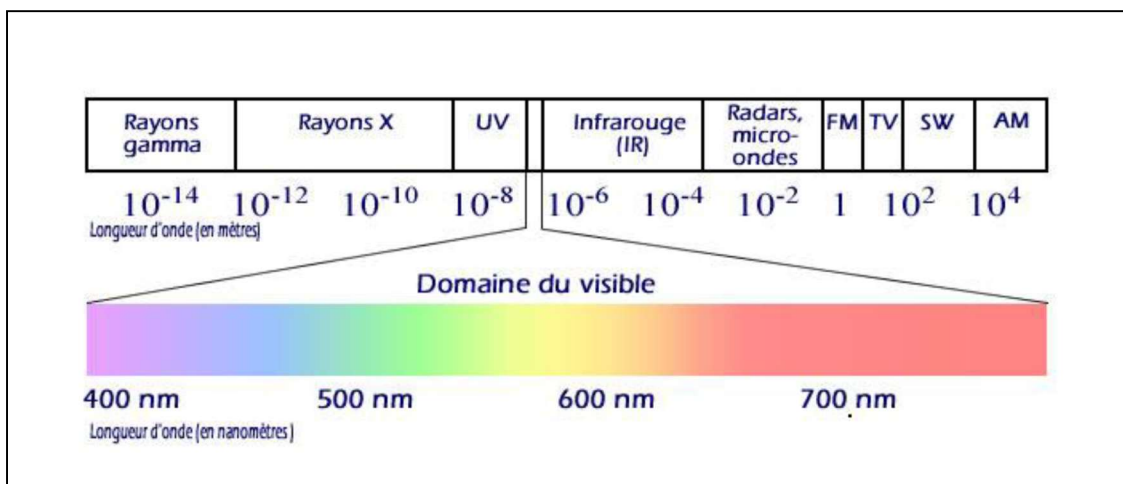


Figure 13 : Longueur d'onde du rayonnement électromagnétique

Source : <https://energyresearch.ucf.edu/resources/sm3/SM3-6-ElectromagneticSpectrum.pdf>

1-4-2-3- Coefficient d'extinction

Le coefficient d'extinction C_{ext} est une mesure de la diminution relative de l'énergie à la traversée du milieu considéré. Il est défini par la diffusion et l'absorption des aérosols,

représentant la somme des coefficients d'absorption C_{abs} et de diffusion C_{diff} . La diffusion et l'absorption présentent une dépendance spectrale qui est réglementée par la taille des particules, leur forme, ainsi que l'indice de réfraction des particules. Ce coefficient dépend de la longueur d'onde λ du rayonnement. La relation exprimant le coefficient d'extinction C_{ext} est la suivante :

$$C_{ext} = C_{abs} + C_{diff} \quad (4)$$

Les coefficients C_i , utilisés pour caractériser la diffusion, l'absorption et l'extinction des particules, sont exprimés en unités de m^{-1} .

1-4-2-4- Epaisseur optique

L'épaisseur optique des aérosols, notée τ , représente une grandeur sans unité qui caractérise la transparence de l'atmosphère lors de la traversée du rayonnement solaire. En anglais, elle est traduite par "Aerosol Optical Depth" (AOD). Cette mesure est un indicateur crucial de la quantité d'aérosols présente dans la colonne atmosphérique (Kaskaoutis & Kambezidis, 2008), jouant ainsi un rôle majeur dans l'étude des propriétés optiques des aérosols et de leurs impacts radiatifs sur le climat. Une valeur élevée de l'AOD, égale ou supérieure à un, témoigne d'un ciel fortement chargé en aérosols, indiquant par conséquent une faible transparence. À l'inverse, une faible épaisseur optique signale un ciel plus dégagé. En Afrique de l'Ouest, il n'est pas inhabituel d'observer des épaisseurs optiques pouvant même atteindre des valeurs supérieures à 4 lors d'intenses tempêtes de sable, comme mentionné dans les travaux de Milton *et al.* (2008) et Pinker *et al.* (2010).

L'épaisseur optique des aérosols contient des informations précieuses sur l'efficacité d'extinction de la quantité d'aérosols présente dans la colonne atmosphérique, à une longueur d'onde λ spécifiée. Cette grandeur est calculée selon la formule suivante :

$$\tau(\lambda) = \int_{z_1}^{z_2} C_{ext}(z, \lambda) dz \quad (5)$$

Dans cette équation, λ représente la longueur d'onde du rayonnement, exprimé en nanomètre (nm). Les termes z_1 et z_2 correspondent aux altitudes minimale et maximale délimitant la colonne atmosphérique considérée, exprimées en mètres (m).

1-4-2-5- Coefficient d'Ångström

Le coefficient d'Ångström (α ou AE), déterminé en fonction de la dépendance spectrale de l'épaisseur optique aérosol, constitue un indicateur significatif de la taille des particules et de leurs variations (Kaskaoutis & Kambezidis, 2008). Un coefficient d'Ångström autour de 2 suggère une distribution de taille d'aérosols principalement composée de particules du mode

accumulation. En revanche, dans le cas d'une distribution dominée par des particules du mode grossier, α tend à se rapprocher de zéro (Dubovik *et al.*, 2002). Cependant, il convient de noter qu'une population de grosses particules, voire géantes, distribuées selon un seul mode peut présenter un coefficient d'Ångström légèrement négatif. L'expression du coefficient d'Ångström α ou AE est dérivée de la formule d'Ångström (1964) :

$$AE = - \frac{\ln\left(\frac{\tau(\lambda_1)}{\tau(\lambda_2)}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \quad (6)$$

où λ_1 et λ_2 représentent les longueurs d'onde considérés.

1-5- Télédétection des aérosols atmosphériques

La télédétection, également connue sous le terme anglais "remote sensing", englobe un ensemble de techniques visant à étudier à distance des objets ou des phénomènes. Elle consiste en l'utilisation de connaissances et de techniques permettant de déterminer les caractéristiques physiques et biologiques des objets par le biais de mesures effectuées à distance, sans contact matériel direct. Une définition plus précise et opérationnelle stipule que la télédétection englobe l'ensemble des méthodes permettant d'acquérir des images afin d'obtenir des informations sur la surface terrestre, y compris l'atmosphère et les océans, sans nécessiter de contact direct avec ceux-ci. Ce processus inclut la capture et l'enregistrement de l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, ainsi que le traitement et l'analyse des données résultantes en vue de leur application ultérieure. En ce qui concerne les aérosols, cette méthode implique la mesure d'un signal électromagnétique ayant interagi avec les particules. À ce jour, la télédétection se décline en deux principales approches : la télédétection passive et la télédétection active. La télédétection passive implique la capture du rayonnement électromagnétique interagissant avec les particules, provenant de sources naturelles telles que le soleil ou la terre. En revanche, la télédétection active se réfère à la mesure du rayonnement électromagnétique interagissant avec les particules, mais émis par un capteur ou une source artificielle contrôlée, comme le lidar ou le radar. Dans cette section, nous examinerons les instruments de télédétection utilisés dans le cadre de cette thèse.

1-5-1- Observation *in situ*

La compréhension des propriétés physico-chimiques des aérosols, en corrélation avec leurs origines et leurs trajectoires atmosphériques, revêt une importance capitale pour de multiples applications, notamment la surveillance de la qualité de l'air, les prévisions météorologiques, ainsi que l'analyse des tendances climatiques (Rice *et al.*, 2018). En raison de la complexité des

processus atmosphériques sous-jacents à la variation de ces caractéristiques et des défis expérimentaux associés à leur quantification, notre compréhension des interactions entre les aérosols, le rayonnement et les nuages demeure lacunaire. Les données d'observation in-situ recueillies au cours des campagnes de mesure constituent désormais le socle empirique indispensable à la compréhension de ces processus et à l'optimisation de leur intégration dans les modèles numériques.

1-5-2- Les photomètres solaires

Les photomètres, instruments de télédétection passive, réalisent des mesures directes du rayonnement solaire et de la luminance du ciel à différentes longueurs d'onde depuis le sol. Les mesures photométriques offrent une estimation rigoureuse des caractéristiques radiatives et microphysiques des particules. Toutefois, ces données sont agrégées le long de la colonne atmosphérique, en utilisant la lumière solaire comme source radiative, idéalement sous un ciel dégagé. L'épaisseur optique en aérosol sur la colonne atmosphérique, calculée à partir des mesures du rayonnement solaire direct, représente l'extinction totale corrigée de divers facteurs, dont l'épaisseur optique des molécules, de l'ozone et de la diffusion Rayleigh. Pour les photomètres automatiques CIMEL (Câblages Industriels en Matériels Electroniques), une inversion des mesures solaires directes et de ciel diffusé est effectuée grâce à l'algorithme développé par (Dubovik & King, 2000), permettant ainsi l'accès aux propriétés microphysiques et optiques des aérosols. Une analyse plus approfondie des observations photométriques sera présentée dans le chapitre 2 de ce manuscrit.

1-5-3- Données AERONET

L'avantage de la banque de données AERONET est qu'elle dispose d'une interface graphique qui permet le traitement et la manipulation des données sur une échelle journalière, mensuelle et annuelle. L'accès à cette banque de données est libre. Actuellement, le réseau mondial AERONET comprend plus de 400 stations réparties à travers le globe, dont 160 sont des installations permanentes. Diverses études ont eu recours à des instruments de mesure au sol pour caractériser les aérosols dans différentes zones géographiques, notamment les photomètres solaires (Chaâbane *et al.*, 2006 ; Che *et al.*, 2008 ; Niamien *et al.*, 2024). Ces stations fournissent des données essentielles pour mesurer l'épaisseur optique des aérosols à différentes longueurs d'onde, ainsi que la distribution en taille des particules dans divers régimes. Sur cette figure, on trouve toutes les stations installées dans le monde répartie sur une carte géographique.

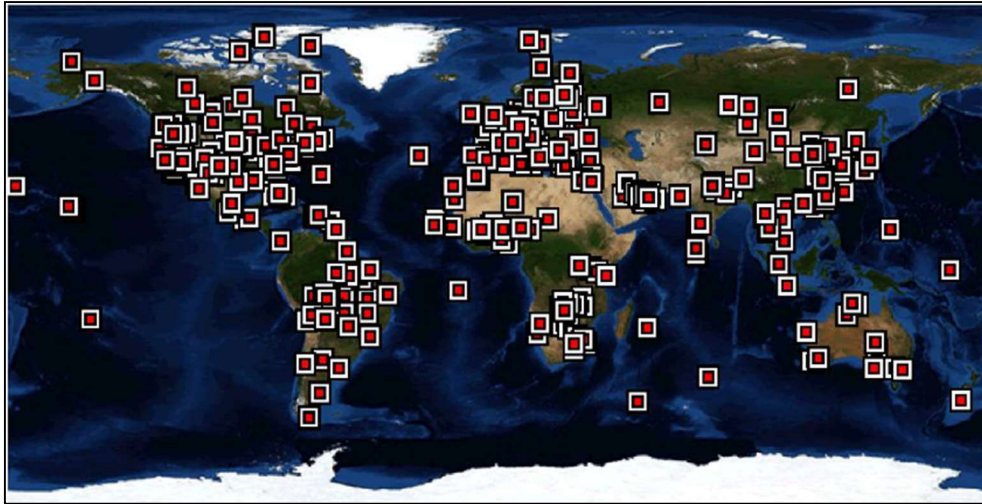


Figure 14 : Carte globale des stations du réseau mondial AERONET

Source : <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

1-5-4- Mesure à partir de la plateforme satellitaire

À ce jour, des incertitudes subsistent quant à la distribution spatiale et à l'évolution temporelle des principales catégories d'aérosols. La télédétection spatiale présente un potentiel considérable pour atténuer ces incertitudes en permettant la détection et la caractérisation de ces particules en suspension depuis l'espace. L'observation par satellite est rendue possible par l'application d'algorithmes de restitution, lesquels estiment les propriétés des aérosols par le biais d'une inversion mathématique d'un modèle de transfert radiatif. Les avancées technologiques récentes dans le domaine des observations satellitaires ont ouvert de nouvelles perspectives dans l'étude de la variabilité spatiale et temporelle des émissions. Actuellement, un ensemble composé de sept satellites météorologiques fait partie intégrante de la constellation de satellites de l'Aqua-train (voir Figure 15), comprenant notamment les satellites CLOUDSAT, PARASOL, AURA, OCO, AQUA, GLORY et CALIPSO. Ce réseau de satellites fournit aux différents organismes techniques à travers le monde une quantité importante de données sur l'état de l'atmosphère et son contenu.

Parmi ces satellites, CALIPSO se distingue par ses capacités uniques d'observation et de collecte de données. Dans le cadre de notre étude, nous nous concentrerons particulièrement sur les données satellitaires issues de CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations)/CALIOP (Cloud and Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization).

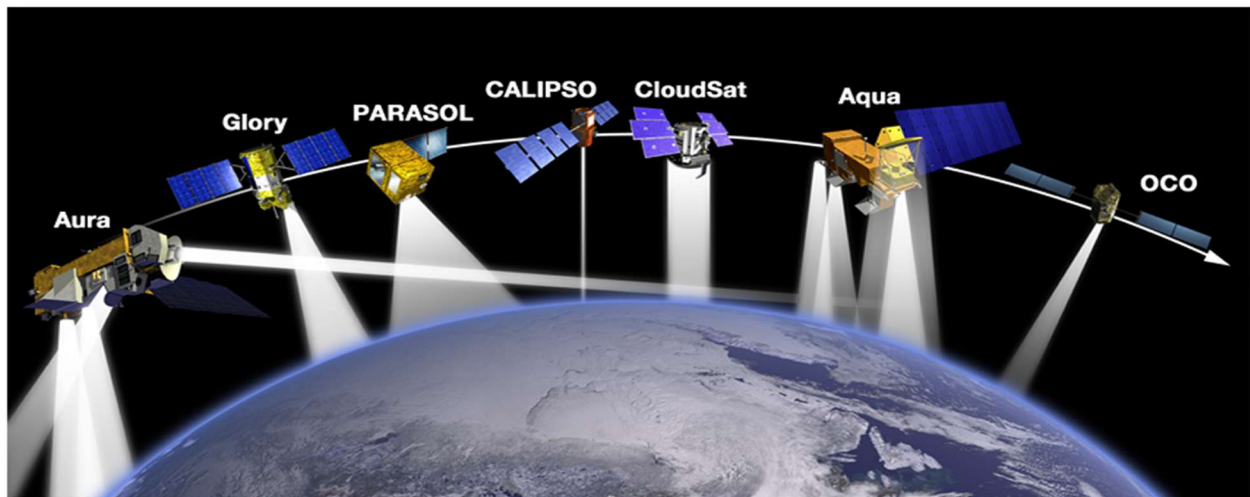


Figure 15 : Constellation de satellites de l'Aqua-train

Source : <https://science.nasa.gov/earth-science/a-train-satellite-constellation/>

Conclusion partielle

La circulation générale des masses d'air atmosphériques en Afrique de l'ouest est complexe et semble être fortement influencée par divers facteurs géographiques, climatiques et saisonniers. Les vents dominants, tels que les alizés et les moussons, ainsi que certains jets africains et d'autres phénomènes locaux, comme les tempêtes de poussière, semblent jouer un rôle important dans la distribution des aérosols et des polluants à travers la région. Ces éléments suggèrent que la compréhension de la dynamique atmosphérique est un facteur clé pour évaluer les répercussions environnementales, sanitaires et socio-économiques des activités humaines et pour orienter l'élaboration de politiques visant à préserver la qualité de l'air.

Les aérosols atmosphériques sont généralement classés selon des modes distincts et des critères de composition physico-chimique. La littérature indique que leur variabilité spatiale et temporelle constitue une source d'incertitude importante dans les modèles climatiques. De même, la composition chimique et la persistance des aérosols semblent dépendre fortement de leurs sources. Les études existantes suggèrent que ces particules peuvent influencer le climat et l'environnement par des effets directs, indirects et semi-directs, et que la compréhension complète de ces impacts reste encore limitée. Ces observations mettent en évidence la nécessité de poursuivre les recherches afin de développer une base de connaissances plus exhaustive sur la climatologie des aérosols et leurs implications pour l'Afrique de l'ouest.

CHAPITRE 2 : MATERIEL ET METHODOLOGIE

L'investigation menée dans le cadre de cette thèse s'est principalement concentrée sur deux régions distinctes, à savoir l'Afrique de l'ouest de manière générale et plus spécifiquement la Côte d'Ivoire. Cette section vise à présenter succinctement les caractéristiques géographiques de chacune de ces zones ainsi que les différents instruments de mesure utilisés. Ces instruments se déclinent en plusieurs catégories, notamment les stations au sol et les plateformes satellitaires. Bien que des incertitudes puissent être associées aux instruments et aux méthodes de mesure, chacun d'eux présente des avantages et des inconvénients en termes d'échantillonnage spatial et temporel. Les données qu'ils fournissent revêtent une importance capitale, car elles reflètent la réalité atmosphérique et sont donc essentielles pour la recherche entreprise. Ce chapitre se concentre sur le traitement des données nécessaires à la caractérisation des aérosols dans les régions de l'Afrique de l'ouest, en particulier la Zone Afrique de l'ouest et la Zone de la Côte d'Ivoire. Les aérosols, constitués de particules en suspension dans l'atmosphère, jouent un rôle crucial dans la modulation du rayonnement solaire et dans les processus climatiques régionaux et mondiaux. Afin de mieux comprendre leur climatologie, nous nous appuyons sur les données fournies par trois instruments de mesure clés : AERONET, MODIS et CALIOP. L'exposant d'Angström (AE), un paramètre déterminant, est utilisé pour évaluer la composition des aérosols en termes de taille et d'origine. Les variations de l'AE, mesurées à différentes longueurs d'onde, révèlent des informations essentielles sur la distribution des tailles de particules, permettant ainsi de distinguer les aérosols fins des particules grossières. En parallèle, les données CALIOP fournissent des profils d'extinction et des estimations de l'épaisseur optique, enrichissant notre compréhension des propriétés des aérosols dans ces régions. Ce chapitre vise également à valider les mesures effectuées sur le terrain en comparant les données obtenues par les photomètres CALITOO et CIMEL, ces derniers étant des instruments de référence internationale du réseau AERONET. Cette comparaison, accompagnée d'une évaluation des erreurs entre les deux instruments, nous permettra d'assurer la fiabilité des données recueillies. Enfin, nous entreprenons une analyse détaillée des types de particules présentes, en nous appuyant sur des critères tels que le coefficient d'Angström et l'épaisseur optique. Cette démarche nous permettra de classer les aérosols observés, allant des poussières désertiques aux émissions de feux de biomasse, en passant par la pollution urbaine, offrant ainsi un aperçu complet de la composition des aérosols dans ces régions.

2-1- Cadre d'étude et présentation des zones de mesure

2-1-1- Cadre d'étude

Le projet INDAAF (International Network to study Deposition and Atmospheric composition in Africa) est un réseau contributeur officiel du programme Global Atmospheric Watch de l'Organisation Météorologique Mondiale (GAW/OMM) et une composante du projet international Deposition of Biogeochemically Important Trace Species (DEBITS), labellisé par le programme international de chimie atmosphérique (IGAC). INDAAF est un réseau de mesure unique dédié au suivi à long terme de la composition chimique de l'atmosphère et des flux de dépôts atmosphériques en Afrique. L'un des objectifs de ce réseau est de déterminer les concentrations en gaz ainsi que les concentrations et la composition chimiques des aérosols, et de documenter leur évolution temporelle et spatiale.

Le projet PASMU (Pollution de l'Air et Santé dans les Milieux Urbains de Côte d'Ivoire) mené de 2018 à 2022 par un consortium pluridisciplinaire, a permis de réaliser des études approfondies sur la pollution particulaire et gazeuse dans les villes africaines. Dans le cadre de sa mise en œuvre, ce projet a permis d'installer un réseau d'observations à moyen terme (mesures de pluie, gaz et particules) et à court terme (mesures de particules), ainsi que de mener des enquêtes sanitaires et épidémiologiques pour étudier l'impact sanitaire des particules. L'un des objectifs de ce projet est d'effectuer la caractérisation physico-chimique de la pollution de l'air à Abidjan et Korhogo et de l'acidité des pluies dans ces villes.

2-1-2 Présentation des sites de mesure

Le climat de l'Afrique du sud-ouest est marqué par un gradient de précipitations du sud au nord, ce qui conduit à des écosystèmes contrastés (Figure 16). Dans le cadre de l'étude de la variabilité de l'altitude du transport des aérosols, nous avons divisé le domaine en 3 zones régionales distinctes entre les longitudes 7°W et 13° E : Guinéenne (4° à 8° N, case inférieure de la Figure 16), Soudanienne (8° à 12° N, case centrale) et Sahélienne (12° à 16° N, case supérieure). L'ombrotype de la zone guinéenne est principalement "subhumide" avec des écosystèmes forestiers dans la partie orientale classés comme "humides". Deux zones "sèches" correspondant à un mélange de forêt sèche et de savane peuvent être identifiées dans la zone Guinéenne : le V-Baoulé (Peltre, 1977) à l'ouest et la trouée du Dahomey (Dupont & Weinelt, 1996) à l'est, cette dernière descendant jusqu'à la côte. La zone soudanienne est principalement composée d'un écosystème de savane et d'une forêt sèche (ombrotype "sec" et "subhumide"). La zone sahéenne correspond aux ombrotypes semi-aride et aride. La dépression du Bodélé

(Figure 16), située au Nord-Est du domaine, est une source importante de poussières. La zone de dépression de Bodele est une source majeure de poussière, active tout au long de l'année, avec un pic en mai et un minimum en août (Todd *et al.*, 2007 ; Washington *et al.*, 2003).

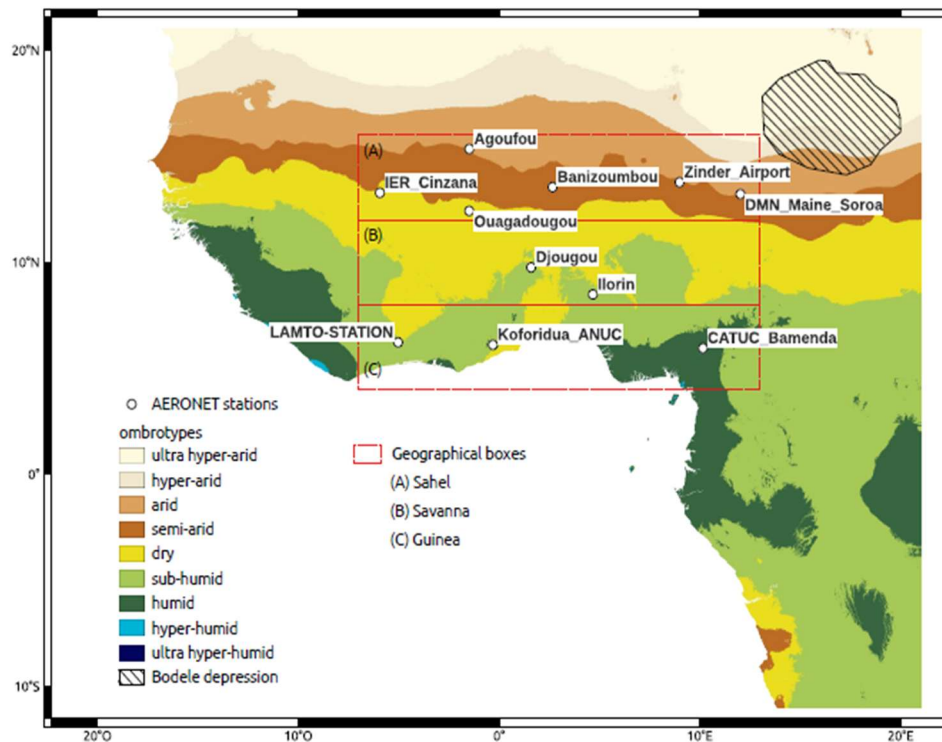


Figure 16 : Localisation des stations AERONET et boîtes géographiques utilisées dans l'étude Sud-Ouest Africaine

Source : Sayre *et al.* (2013)

Dans le cadre de la caractérisation des aérosols en Côte d'Ivoire, trois sites dont deux urbains et un rural ont été utilisés traduisant le transect Nord-Centre-Sud.

La ville de Korhogo (9°,26 N; 5°,37 W) est située au nord de la Côte d'Ivoire à 635 km de la capitale économique (Abidjan). Elle fait partie du système climatique tropical de type soudanais (chaud et sec) dont le rythme des saisons est influencé par le déplacement du front intertropical (FIT). Le climat est caractérisé par deux saisons alternées : la longue saison sèche de novembre à avril et la saison des pluies de mai à octobre. Le régime pluviométrique est unimodal et les précipitations moyennes enregistrées sont de l'ordre de 1187 ± 179 mm (Kassamba-Diaby *et al.*, 2023). La station géophysique de Lamto (6°,22 N; 5°,02 W) est une réserve d'environ 2500 hectares. La station est située à 160 km au nord d'Abidjan précisément à la pointe du 'V baoulé'. Lamto bénéficie d'un climat de transition entre le climat équatorial et le climat tropical prédésertique. Le climat de Lamto se divise en quatre saisons. Le climat comprend une grande saison sèche de décembre à mars et une grande saison des pluies d'avril à juillet. Une petite

saison sèche se produit en août et septembre, suivie d'une petite saison des pluies d'octobre à novembre. La zone de Lamto est aussi caractérisée par des précipitations moyennes de 1229 ± 165 mm (Kassamba-Diaby *et al.*, 2023). La ville d'Abidjan ($5^{\circ},21$ N; $3^{\circ},59$ W) est la capitale économique de la Côte d'Ivoire et est située dans le Sud du pays au bord du golfe de Guinée. Le climat à Abidjan est de type équatorial, caractérisé par un régime bimodal avec deux saisons de pluies et deux saisons sèches dans le cycle annuel. La grande saison sèche s'étend de décembre à mars, suivie de la grande saison des pluies d'avril à juillet. La petite saison sèche a lieu en août et septembre, tandis que la petite saison des pluies s'étend d'octobre à novembre. Les précipitations sont abondantes et peuvent atteindre jusqu'à 1522 ± 518 mm (Kassamba-Diaby *et al.*, 2023).

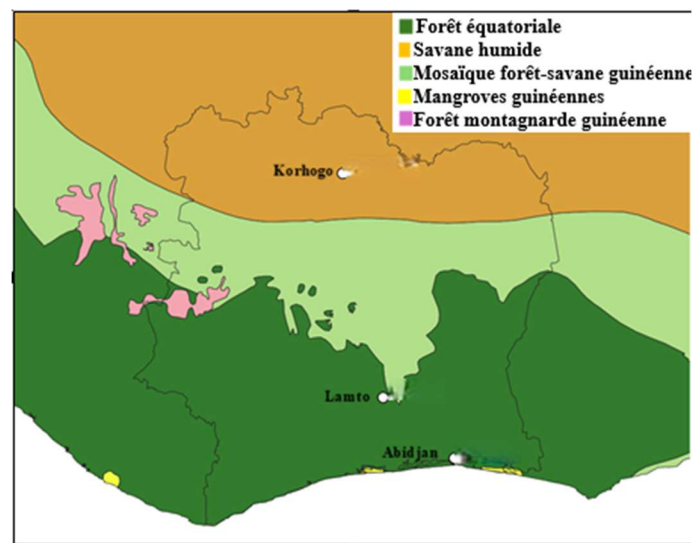


Figure 17 : Carte des sites en Côte d'Ivoire

Source : Kassamba-Diaby (2023)

2-2- Matériel et données

2-2-1- Matériel et données de télédétection satellitaire

2-2-1-1- Observation MODIS

Le spectroradiomètre imageur à résolution moyenne (MODIS) est un capteur lancé avec succès en 2002. Il possède 36 bandes spectrales allant de $0,415 \mu\text{m}$ à $14,5 \mu\text{m}$, avec une résolution spatiale modérément élevée (250 m, 500 m et 1000 m selon la bande) et une large couverture (~ 2330 km). Récemment, les produits aérosols de la Collection 6.1 (C6.1) de MODIS ont été introduits, remplaçant les produits de la Collection 6 (C6) précédente, qui comprenaient non seulement le produit standard de récupération des aérosols à 10 km (Remer *et al.*, 2005), mais aussi des produits globaux à 3 km (Munchak *et al.*, 2013 ; Remer *et al.*, 2013). Les données

actuelles de MODIS sur les aérosols, appelées données de niveau 3, sont fournies par le système de traitement à une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ ($\sim 110 \times 110 \text{ km}^2$), avec une moyenne temporelle allant d'un jour à huit jours, puis à un mois. Les produits aérosols MODIS sont obtenus à l'aide de deux algorithmes distincts, les algorithmes Dark Target (DT) et Deep Blue (DB). Les principes généraux des produits C6.1 sont analogues à ceux de C6, notamment en ce qui concerne les algorithmes DT (Deep Blue) et DB (Dark Target). La version C6.1 a introduit des changements significatifs visant à améliorer la qualité des données des produits aérosols DT au-dessus de la terre. Ces modifications incluent l'élimination des récupérations de pixels côtiers de qualité inférieure et des ajustements dans les hypothèses de réflectance de surface pour les zones urbaines où le pourcentage urbain (UP) dépasse 20 % (Gupta *et al.*, 2016). L'algorithme Deep Blue exploite les radiations captées par les canaux bleus des satellites, à des longueurs d'onde où la réflectance de surface est minimale. Cette méthode permet de mieux distinguer la présence de poussières atmosphériques, améliorant ainsi le contraste spectral (Hsu *et al.*, 2004). Opérationnel depuis avril 2007 sur l'instrument MODIS de la plate-forme Aqua, l'algorithme Deep Blue a été décrit en détail par Hsu *et al.* (2004).

Il convient de noter que l'algorithme DB ne génère pas de produit AOD au-dessus de l'océan à partir des données des capteurs MODIS. Les évaluations de la validation du produit AOD par DB ont révélé des incertitudes spécifiques : $\pm (0,05 + 20\%)$ sur terre (Sayer *et al.*, 2019). En comparaison, pour le produit DT Collection 6.1 avec une résolution de 10 km^2 AOD à 550 nm, les incertitudes sur terre sont estimées à $\pm (0,05 + 15\%)$ (Levy *et al.*, 2013 ; Sayer *et al.*, 2015 ; Wei *et al.*, 2019).

2-2-1-2- Observation CALIOP

Le satellite CALIPSO de la NASA/CNES a été lancé en avril 2006. Le lidar CALIOP du satellite CALIPSO enregistre les profils de rétrodiffusion atténués de l'atmosphère à 532 et 1064 nm avec une résolution spatiale de 333 m le long de la trajectoire (Winker *et al.*, 2009), de jour comme de nuit. À la surface de la Terre, l'empreinte de CALIOP a un diamètre d'environ 70 m. La dépolarisation du faisceau laser de retour est mesurée à 532 nm. L'orbite de CALIPSO est synchronisée avec le soleil pendant 99 minutes et sa trajectoire au sol est répétée tous les 16 jours. Le capteur CALIOP peut observer en continu les aérosols atmosphériques à l'échelle mondiale et extraire leurs signatures optiques (Huang *et al.*, 2015) en fournissant des caractéristiques de distribution verticale des aérosols à haute résolution afin de déterminer efficacement les types d'aérosols (Huang *et al.*, 2018 ; Niu *et al.*, 2019). L'algorithme d'identification des types d'aérosols CALIOP utilise la rétrodiffusion atténuée intégrée et le

rapport de dépolarisation volumique mesurés par le lidar, le type de surface et l'altitude de la couche de diffusion (Omar *et al.*, 2009). Dans cette étude, nous avons utilisé 17 années (2007-2022) de la version standard (4) du profil d'extinction des aérosols de niveau 2 de CALIPSO (05kmAPro) avec une résolution horizontale uniforme de 5 km. Les données CALIOP sur les aérosols ont été largement utilisées pour évaluer les simulations de modèles d'aérosols pour plusieurs types d'aérosols (Koffi *et al.*, 2016 ; Yu *et al.*, 2010) et pour étudier la distribution spatio-temporelle et le transport de plusieurs grands types d'aérosols, tels que les aérosols de poussière et de fumée (Léon *et al.*, 2020 ; Mona *et al.*, 2012). Nous avons utilisé les profils CALIOP niveau 1B (CAL_LID_L1-Standard-V4-51), incluant la rétrodiffusion atténuée totale à 532 nm (composante parallèle + perpendiculaire), la rétrodiffusion atténuée perpendiculaire à 532 nm et la rétrodiffusion atténuée totale à 1064 nm, pour caractériser les signatures verticales des aérosols. Les principales mises à jour de l'algorithme de sous-typage des aérosols de CALIPSO ont été définies dans la version la plus récente. Ses 4 produits de données comprennent la typologie d'aérosols suivante : aérosols marins (ci-après appelés `clean_marine`), poussières (`dust`), poussières marines (`dusty_marine`), poussières polluées (`polluted_dust`), continentaux (`clean_continental`), continentaux pollués/fumées (`polluted_continental`) et panaches de fumée élevés (`elevated_smoke`) (Kim *et al.*, 2018). Le nouveau type d'aérosol marin poussiéreux est introduit pour identifier les mélanges de poussières et d'aérosols marins dans la couche limite marine qui ont été classés à tort comme poussières polluées au-dessus des océans. Le sous-type `elevated_smoke` remplace l'aérosol de fumée pour traduire les couches identifiées comme des fumées élevées au-dessus de la couche limite planétaire. Le type continent pollué/fumée de la V4 modifie les types continent pollué et fumée en raison de la similitude de leurs propriétés optiques mesurées par CALIOP (dépolariation et rapport de couleur).

2-2-2- Matériel et données de télédétection in situ

2-2-2-1- Observations de AERONET par photomètre solaire

AERONET (AErosol RObotic NETwork) est un réseau de photomètres solaires au sol dédié à l'observation des aérosols atmosphériques (Holben *et al.*, 1998). AERONET fournit des bases de données à long terme, continues et facilement accessibles au public sur les propriétés optiques, microphysiques et radiatives des aérosols pour la recherche scientifique. L'instrument et le protocole de mesure sont décrits par Eck *et al.* (2019). Le photomètre solaire Cimel CE-318 suit le Soleil grâce à un robot à deux axes qui peut se déplacer dans les plans zénithal et azimutal avec une précision de 0,05°. La transmission atmosphérique directe de l'irradiation

solaire est mesurée à 8 longueurs d'onde entre 340 et 1020 nm avec un champ de vision de 1,2°. L'extinction solaire est utilisée pour calculer la profondeur optique spectrale des aérosols (AOD). Notre analyse utilise le niveau 2 de la version 3 du produit quotidien de la profondeur optique spectrale (Giles *et al.*, 2019). L'incertitude est estimée à environ 0,01-0,02. Le photomètre solaire mesure également la radiance du ciel aux angles d'élévation solaire pour plusieurs angles d'azimut (balayages almucantaires) à 4 longueurs d'onde (440, 670, 870 et 1020 nm). Les observations des balayages almucantaires sont utilisées pour récupérer les distributions de taille de volume optiquement équivalentes intégrées aux colonnes, les indices de réfraction des aérosols et les paramètres supplémentaires des aérosols tels que l'albédo de diffusion unique et le paramètre d'asymétrie selon l'algorithme proposé par Dubovik & King (2000) et Dubovik *et al.* (2006).

Nous avons sélectionné 11 stations (tableau II) qui fonctionnent ou ont fonctionné dans l'approche sectorielle : 6 stations dans la zone sahélienne, 2 stations dans la zone de la soudanienne et 3 dans la zone guinéenne.

Tableau II : Situation géographique, période d'observation, nombre de jours d'observation pendant la période et ombrotype correspondant aux sites d'AERONET

Milieu	Stations	Localisation	Période	N	Ombrotype
Urbain	CATUC Bamenda	(5,9°N ; 10,2°E)	Dec 2016 - Jan 2022	796	Humide
	Ilorin	(8,5°N ; 4,7°E)	Avr 1998 – Mar 2021	3892	Sub-humide
	Koforidua ANUC	(6,1°N ; 0,3W)	Déc 2015 – Jan 2022	1353	Sub-humide
	Ouagadougou	(12,4°N,1,5°W)	Nov 1994 – Sept 2007	1724	Sec
Rural	Djougou	(9,8°N ; 1,6°E)	Fév 2004 - Mai 2007	652	Sub-humide
	IER Cinzana	(13,3°N ; 5,9°W)	Jun 2004 – Oct 2021	4474	Sec
	Agoufou	(15,3°N ; 1,5°W)	Oct 2002 - Avr 2011	2000	Aride
	Banizoumbou	(13,5°N ; 2,7°E)	Oct 1995 - Avr 2022	6478	Semi-aride
	LAMTO-STATION	(6,2°N ; 5,0°W)	Nov 1997 – Nov 2021	1306	Sub-humide
	DMN Maine Soroa	(13,2°N ; 12,0°E)	Nov 2005 - Juil 2010	1011	Aride
	Zinder Airport	(13,8°N ; 9,0°E)	Mai 2009 – Avr 2022	2873	Semi-aride

2-2-2-2 Observations par photomètre solaire CALITOO

Le photomètre solaire CALITOO est un instrument léger fabriqué par TENUM (<http://www.calitoo.fr>). Les photomètres solaires portables sont une instrumentation scientifique bien connue pour mesurer la transmission atmosphérique (Porter *et al.*, 2001 ; Volz, 1974). Les longueurs d'onde de fonctionnement CALITOO sont de 465, 540 et 619 nm. Le photomètre CALITOO évalue l'intensité du rayonnement solaire aux trois longueurs d'onde qui parvient à son objectif et présente en sortie l'épaisseur optique des aérosols (AOD) dans la colonne atmosphérique. Aucun contrôle supplémentaire sur la courbure AOD (Kaskaoutis & Kambezidis, 2008; Sharma *et al.*, 2014) ne peut être appliqué. Cependant la cohérence spectrale

entre les AOD (observées à 540 nm et calculées à l'aide de l'exposant d'Ångström) est vérifiée. La profondeur optique atmosphérique est ensuite récupérée selon la loi de Beer-Lambert, connaissant la constante d'étalonnage de chaque instrument et la masse d'air relative. L'AOD est ensuite récupéré après soustraction de la profondeur optique de Rayleigh et du gaz traceur. Ces longueurs d'onde sont sensibles aux petites et grosses particules. A cela il faut ajouter la faible absorption des aérosols dans le spectre du visible si on considère les pertes d'énergie du rayonnement solaire. La mesure consiste à enregistrer le maximum d'épaisseur optique en aérosols. L'appareil dispose d'un capteur photovoltaïque qui produit une tension électrique proportionnelle au maximum de l'éclairement solaire qui passe à travers ses collimateurs. Les mesures photométriques concernant nos différentes zones de mesures sont issues d'une moyenne de cinq mesures par jour sur l'ensemble des sites pendant des intervalles de temps n'excédant pas 5 min entre 11h et 15h. Elles ont été effectuées lorsque le soleil n'était pas obscurci par des nuages. La présence de cirrus sub-visibles ou de nuages fragmentés dans le champ de vision induit une variation parasite de la transmission atmosphérique (Smirnov *et al.*, 2000) qui peut être facilement détectée en regardant l'écart type de la série de mesures AOD. Les photomètres solaires CALITOO ont été calibrés avant leur déploiement sur les différents sites en utilisant la méthode des parcelles de Langley (Schmid & Wehrli, 1995 ; Soufflet *et al.*, 1992). L'incertitude totale en AOD est estimée à $\pm 0,02$ pour toutes les longueurs d'onde de l'instrument CALITOO.

Le calcul des épaisseurs optiques, représentées par l'Épaisseur Optique des Aérosols (AOD), s'appuie sur l'application de la Loi de Beer-Lambert à l'environnement atmosphérique.

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot \exp[-m(\tau_a + \tau_g + \tau_{\text{NO}_2} + \tau_w + \tau_{\text{O}_3} + \tau_R)] \quad (7)$$

I_0 : intensité de la lumière solaire hors atmosphère.

I : lumière reçue au sol.

λ : est la longueur d'onde de la lumière.

τ_a : coefficient de transparence des aérosols.

τ_g : coefficient de transparence des gaz (CO_2 et O_2).

τ_{NO_2} : coefficient de transparence du dioxyde d'azote (pollution).

τ_w : coefficient de transparence de la vapeur d'eau.

τ_{O_3} : coefficient de transparence de l'ozone.

τ_R : coefficient de la diffusion Rayleigh.

m : coefficient de la masse d'air traversée par la lumière (chemin optique) $m=1/\sin(\theta)$ avec θ l'angle de la position du Soleil avec l'horizon

Dans le cadre des études sur les mesures d'aérosols, une simplification de l'équation s'avère nécessaire, en considérant que l'épaisseur optique atmosphérique totale résulte principalement de l'atténuation de la lumière due à différents constituants, notamment la diffusion par les molécules d'air (Rayleigh), l'absorption par l'ozone (O_3) et la contribution des aérosols. Cette analyse permet de distinguer deux composantes distinctes contribuant à cette épaisseur, à savoir une contribution dite "naturelle", associée aux phénomènes moléculaires, et une contribution "contaminante", englobant les aérosols ainsi que d'autres sources potentielles. La séparation des contributions attribuables à l'ozone (et éventuellement à d'autres gaz absorbants dans des conditions spécifiques) et aux aérosols peut être réalisée a posteriori, soit en se basant sur des données climatologiques et des valeurs moyennes d'ozone, lesquelles peuvent varier en fonction de la latitude, soit en utilisant des mesures directes de la colonne d'air, incluant les données temporelles et géographiques de collecte. Des instruments embarqués sur des satellites, tels que le Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS), sont en mesure de fournir ce type de données, facilitant ainsi la distinction et l'analyse des contributions respectives à l'épaisseur optique atmosphérique.

L'équation antérieure se transforme en:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda).exp[-m(\tau_a + \tau_{O_3} + \tau_R)] \quad (8)$$



Figure 18 : Photomètre portable CALITOO et ses caractéristiques techniques

Les données fournies révèlent des différences significatives dans les périodes d'observation et le nombre d'observations entre les villes de Korhogo, Lamto et Abidjan. Korhogo a été observée sur la période d'octobre 2018 à août 2021 et compte 491 observations. Lamto a été observée sur la période de décembre 2018 à juin 2021, soit une durée d'environ 30 mois, avec un total de 560 observations. Enfin, Abidjan a été observée d'avril 2018 à février 2021, avec seulement 211

observations. Ces différences dans les périodes d'observation peuvent être attribuées aux conditions météorologiques locales et la disponibilité en ressource humaine sur chaque site. Ces disparités soulignent l'importance de considérer la variabilité temporelle et spatiale des données lors de l'analyse des caractéristiques environnementales et atmosphériques des différents sites.

Tableau III : Résumé de la période d'observation, nombre de mesures la profondeur optique des aérosols et l'exposant d'Angström.

Milieu	Site	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Période	Nombre de mesures
Urbain	Korhogo	9.26	5.37	Oct 2018-Août 2021	491
	Abidjan	5.21	3.59	Avr 2018-Fév 2021	211
Rural	Lamto	6.22	5.02	Dec 2018-Jui 2021	560

2-2-2-3 Observation de surface

Les échantillons d'aérosols PM₁₀ et PM_{2.5} sont collectés sur des filtres en quartz. Ces filtres, de marque Whatman, nécessitent une préparation préalable avant utilisation. Chaque filtre en quartz est brûlé pendant 48 heures à 400 °C dans un four pour éliminer ses impuretés, puis pesé sur une balance submicronique (SARTORIUS) et placé dans une boîte de Pétri à usage unique, référencée en fonction du site d'exposition. Ces filtres permettent de déterminer les concentrations massiques, le contenu en carbone ainsi que la capacité oxydante des aérosols. Les aérosols ont été collectés sur les sites d'Abidjan et Korhogo dans le cadre du projet PASMU à une échelle hebdomadaire (Gnamien *et al.*, 2021), tandis que pour le site de Lamto, l'échantillonnage s'effectue quotidiennement. Les PM₁₀ obtenues à Lamto sont mesurées par des TEOM (Tapered Element oscillating Microbalance 1400A) équipés d'une tête PM₁₀. L'élément principal de cet instrument est la microbalance où est placé un filtre de collection (Marticorena *et al.*, 2010). Pour les échantillonnages effectués dans les sites urbains d'Abidjan et de Korhogo, ceux-ci ont été réalisés respectivement à l'Université Félix Houphouët-Boigny (Cocody) et à l'Université Péléforo Gon Coulibaly de Korhogo. Dans ce système, les aérosols atmosphériques sont aspirés par une pompe à débit fixe et recueillis sur des filtres. Pour les mesures hebdomadaires, une ligne de mesure fonctionne pendant 15 minutes par heure (soit 6 heures par jour) grâce à un programmeur électrique, afin d'éviter la surchauffe des pompes.

Tableau IV : Présentation des classes d'aérosols et de la fréquence de prélèvement par site

Sites	Classe d'aérosol	Fréquence de prélèvement
Korhogo	PM _{2.5}	hebdomadaire
	PM ₁₀	hebdomadaire
Lamto	PM ₁₀	journalière
Abidjan	PM _{2.5}	hebdomadaire
	PM ₁₀	hebdomadaire

Le site de prélèvement de l'Université Péléforo Gon Coulibaly à Korhogo est le site de référence pour cette ville. Situé à l'entrée de Korhogo, à proximité d'une des principales voies de circulation. Il permet ainsi de suivre tant la pollution primaire que celle résultant des sources secondaires. L'instrument est installé au sein de l'Université Péléforo Gon Coulibaly, à une distance appropriée des bâtiments, sur une tour qui place les têtes de prélèvement à une hauteur de 3 mètres du sol.



Figure 19 : Instrument de collecte de PM à l'Université Péléforo Gon Coulibaly de Korhogo.

Source : Gnamien *et al.* (2021)

L'instrument de collecte des aérosols atmosphériques utilisé dans le cadre du programme INDAAF est une adaptation du système commercial Minipartisol de Thermo Scientific, un échantillonneur d'air à débit contrôlé et bas volume. Le laboratoire d'Aérodologie a développé cet instrument pour répondre à un cahier des charges spécifique et prendre en considération les conditions environnementales des sites étudiés dans le cadre du programme INDAAF. La figure 20 présente le collecteur INDAAF du site de Lamto ainsi que ses différentes composantes. Dans ce collecteur, les aérosols sont discriminés selon leur taille grâce à leurs propriétés aérodynamiques, à l'aide de deux séparateurs de type Rupperecht and Patashnick (R et P) pour les PM_{2.5} (particules atmosphériques de diamètre inférieur à 2.5 μm) et les PM₁₀ (particules atmosphériques de diamètre inférieur à 10 μm).



Figure 20 : Instrument de collecte de PM à Lamto

Source : Gnamien *et al.* (2021)

Le site de prélèvement d'Abidjan, situé précisément au sein de l'Université Félix Houphouët-Boigny (UFHB), est le principal site de mesure du projet PASMU et constitue un point d'observation de la pollution. L'instrument est installé sur le toit du Bâtiment de la Représentation de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) en Côte d'Ivoire, à une hauteur de 12 mètres du sol. La figure 21 présente une vue des installations de ce site, où l'on peut voir une armoire de collecte de particules PM (de type INDAAF) comprenant deux lignes de mesure : PM_{10} sur filtre en quartz et $PM_{2,5}$ sur filtre en téflon pour le contenu minéral.



Figure 21 : Instrument de collecte de PM à l'Université Félix Houphouët-Boigny (Cocody).

Source : Gnamien *et al.* (2021)

2-3- Méthodologie

2-3-1 Méthode de sélection et d'interpolation d'épaisseur optique

Les données considérées représentent les paramètres optiques des aérosols tels que l'épaisseur optique des aérosols fournis à 465, 540 et 619 nm pour CALITOO, 440 et 675 nm pour CIMEL

et les coefficients d'Angström à 465 et 619 nm ($\alpha_{465-619}$) pour CALITOO. Les données recueillies à partir du logiciel CALITOO sont parfois entachées de lacunes qu'il convient de corriger pour un meilleur usage. Plusieurs méthodes de correction des données issues du photomètre peuvent être effectuées. Le tracé des courbes des données brutes a permis de constater des incohérences dans les données enregistrées. Cela a conduit à l'élimination des valeurs trop élevées ou trop faibles. L'approche de l'élimination des valeurs aberrantes dans ce travail a été de ne garder que les maximums bruts correspondant à la bonne visée du soleil parmi les mesures de la journée. Suite à ces tris, une comparaison est effectuée entre les amplitudes et la moyenne arithmétique de la journée. Nous avons aussi utilisé un seuil de 0,2 sur l'écart type pour supprimer les observations contaminées par les nuages (Djossou *et al.*, 2018) car la présence de cirrus sub-visibles ou de nuages fragmentés dans le champ de vision induit une variation parasite de la transmission atmosphérique (Smirnov *et al.*, 2000).

Les données des sites du réseau mondial de mesure sont disponibles sur le site web du réseau (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). Elles sont du niveau 2,0 (données de qualité assurée, c'est à dire que, données automatiquement traitées en éliminant les cas des nuages, puis manuellement inspectées) de la Version 2 de l'algorithme "Direct Sun Algorithm" et de son inversion.

Pour mieux comparer les épaisseurs optiques fournis par le photomètre solaire CALITOO et le photomètre automatique CIMEL, il est indispensable de déterminer les épaisseurs optiques que fourniraient le photomètre automatique aux différentes longueurs d'onde 465, 540 et 619 nm utilisées par le photomètre CALITOO pour les épaisseurs optiques. Les épaisseurs optiques fournies par CIMEL à 440, 500 et 675 nm ont été interpolées pour avoir les valeurs d'épaisseur optique à 465, 540 et 619 nm en utilisant les coefficients d'Angström $\alpha_{440-870}$ de CIMEL.

La mesure de l'atténuation du rayonnement solaire par l'atmosphère emprunte une technique d'observation simple : la visée directe du soleil. L'expression analytique s'écrit :

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot \exp(-m_{\text{air}} \cdot \tau_{\text{tot}}^{\text{ext}}(\lambda)) \quad (9)$$

L'intensité $I_0(\lambda)$ représente la mesure du rayonnement solaire hors atmosphère, $I(\lambda)$ celle du rayonnement atténué par les composantes atmosphériques et m_{air} est la masse d'air. $\tau_{\text{tot}}^{\text{ext}}(\lambda)$ est l'épaisseur optique totale composée de deux termes, l'un dû à la diffusion moléculaire $\tau_{\text{ray}}^{\text{dif}}(\lambda)$ et l'autre, à la diffusion et l'absorption par les aérosols $\tau_{\text{aér}}^{\text{ext}}(\lambda)$. Dans ces conditions, l'épaisseur optique est donnée par :

$$\tau_{\text{aér}}^{\text{ext}}(\lambda) = \frac{1}{m_{\text{air}}} \cdot \ln\left(\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)}\right) - \tau_{\text{ray}}^{\text{dif}}(\lambda) \quad (10)$$

Les mesures photométriques sont utilisées pour déterminer le coefficient d'Angström α (Angström, 1929) à partir des données de l'épaisseur optique des aérosols. Le coefficient

d'Angström α est un indicateur de la taille des particules atmosphériques. Des études ont montré plusieurs applications utiles des mesures de ce paramètre pour caractériser les propriétés radiatives des aérosols (Nakajima & Higurashi, 1998), il est déterminé à partir de la relation :

$$\alpha = - \ln\left(\frac{\tau_{a\acute{e}r}^{ext}(\lambda_1, m)}{\tau_{a\acute{e}r}^{ext}(\lambda_2, m)}\right) / \ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right) \quad (11)$$

Cette relation est aussi la relation liant l'épaisseur optique $\tau_{a\acute{e}r}^{ext}(\lambda)$, la longueur d'onde λ et le coefficient d'Angström α . A partir de la mesure de α obtenue à partir de CIMEL, on peut évaluer aisément à partir de 2 longueurs d'onde, la mesure de l'épaisseur optique de la manière suivante :

$$\frac{\tau_{a\acute{e}r}^{ext}(\lambda_2, m)}{\tau_{a\acute{e}r}^{ext}(\lambda_1, m)} = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^{-\alpha} \quad (12)$$

Où λ_1 et λ_2 sont deux longueurs d'onde différentes mais suffisamment proches pour que l'approximation soit valable.

2-3-2 Métrique de comparaison de données d'épaisseur optique

La comparaison des données d'épaisseur optique obtenues par le photomètre CALITOO et celles du photomètre automatique CIMEL du réseau AERONET qui est un instrument de référence internationale, vise à la validation des mesures de CALITOO sur les différents sites. Les valeurs des épaisseurs optiques utilisées sur la période 2018-2021 à Lamto, sont issues de 329 jours de mesures journalières communes aux deux instruments et ont été choisies à un intervalle de temps de 30 minutes. Nous avons déterminé les épaisseurs optiques ainsi que le paramètre AE que fourniraient le photomètre automatique CIMEL du réseau AERONET aux différentes longueurs d'onde du photomètre CALITOO. Les erreurs entre les valeurs des profondeurs optiques des deux instruments ont été évaluées à l'aide de plusieurs indices d'évaluation, notamment l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur absolue moyenne (Mean Absolute Error, MAE) et le biais. La formule de chaque indice d'évaluation est la suivante :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (AOD_{CALITOO} - AOD_{AERONET})^2} \quad (13)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |AOD_{CALITOO} - AOD_{AERONET}| \quad (14)$$

$$Biais = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\overline{AOD}_{CALITOO} - AOD_{AERONET}) \quad (15)$$

Où $AOD_{CALITOO}$ et $AOD_{AERONET}$ représentent la profondeur optique d'aérosol des photomètre CALITOO et AERONET utilisé et $\overline{AOD}_{CALITOO}$ la moyenne de l'AOD de CALITOO. La valeur du nombre de mesure n correspondant est de 329.

En ce qui concerne la validation des données satellitaires par les mesures *in situ*, il est essentiel d'ajuster les valeurs AOD de chaque capteur à une longueur d'onde commune. Pour cela, la longueur d'onde de l'AOD de CALITOO a été convertie en longueur d'onde MODIS et CALIPSO. Cette conversion a été réalisée à l'aide de la méthode suivante: une interpolation linéaire basée sur les coefficients de conversion spectrale spécifiques à chaque capteur à l'aide de la méthode présentée comme suit :

$$\text{AOD}_a = \text{AOD}_b \left(\frac{a}{b}\right)^{-\alpha} \quad (16)$$

où $a = 532 \text{ nm}, 550 \text{ nm}$, pour CALIPSO, MODIS et $b = 540 \text{ nm}$ pour CALITOO et α (465-619 nm) exposant d'Angstrom (Alam *et al.*, 2011, 2014 ; Liu *et al.*, 2008 ; Prasad & Singh, 2007). Les longueurs d'onde utilisées pour la conversion correspondent aux longueurs d'onde situées au centre du domaine visible et au zénith du spectre solaire, où l'impact radiatif est le plus significatif (Bibi *et al.*, 2017).

Pour évaluer la précision de l'AOD dérivée des données satellitaires ainsi des données *in situ*, diverses métriques statistiques ont été considérées. L'analyse de régression linéaire entre les mesures *in situ* de l'AOD d'une part, et les mesures satellitaires de l'AOD d'autre part, en utilisant :

$$\text{AOD}_{\text{CALITOO}} = m \times \text{AOD}_{\text{AERONET}} + c \quad (17)$$

$$\text{AOD}_{\text{Satellite}} = n \times \text{AOD}_{\text{CALITOO}} + d \quad (18)$$

où m et n représente la pente, c et d sont les intercepts et $\text{AOD}_{\text{CALITOO}}$, $\text{AOD}_{\text{AERONET}}$ et $\text{AOD}_{\text{Satellite}}$ représentent respectivement les AOD des capteurs CALITOO, AERONET et satellitaire. L'équation de régression linéaire fournit donc des informations sur les facteurs qui affectent la corrélation (Misra *et al.*, 2012). S'il existait une corrélation parfaite entre les mesures de l'AOD, la valeur de c et d serait de 0 et celle de m et n de 1 (Tripathi *et al.*, 2005). Le coefficient de régression (R) indique la corrélation entre les mesures de l'AOD (Hyer *et al.*, 2011). Pour la validation des satellites, les paramètres (m , n , c , d et r) représentent un signal informatif sur les caractéristiques spatiales locales du paramètre aérosol (AOD) à une localisation spécifique et à un moment donné (Ichoku *et al.*, 2002). La pente (m ou n) de la régression linéaire indique le degré de précision du modèle d'aérosol estimé sur une région particulière par rapport au type d'aérosol local, et l'erreur causée par la réflectance de la surface sera indiquée par l'ordonnée à l'origine (Hyer *et al.*, 2011 ; Tripathi *et al.*, 2005). Les intercepts importants sont dus à des erreurs importantes dans la réflectance de la surface et à la réflexion de la surface du sol, l'algorithme de récupération est biaisé en faveur des faibles valeurs de l'AOD, ce qui est indiqué par des intercepts non nuls qui peuvent être associés à une hypothèse inappropriée ou à une

erreur d'étalonnage (Chu *et al.*, 2002 ; Tripathi *et al.*, 2005). Contrairement aux situations réelles, lorsque la pente de l'algorithme de récupération est différente de l'unité, cela peut indiquer des irrégularités entre les propriétés optiques et les propriétés microphysiques de l'aérosol utilisées dans l'algorithme de récupération (Zhao *et al.*, 2002).

Outre la régression linéaire, nous avons également calculé l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'erreur absolue moyenne (MAE) entre les observations satellitaires et celles d'AERONET. L'erreur quadratique moyenne est définie comme la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre les valeurs prédites par le modèle et les valeurs observées. Le RMSE est défini comme suit :

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\text{AOD}_{\text{Satellite}} - \text{AOD}_{\text{CALITOO}})^2} \quad (19)$$

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\text{AOD}_{\text{Satellite}} - \text{AOD}_{\text{CALITOO}}| \quad (20)$$

$$\text{Biais} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\overline{\text{AOD}}_{\text{Satellite}} - \text{AOD}_{\text{CALITOO}}) \quad (21)$$

où n est le nombre d'observations. La surestimation ou la sous-estimation des extractions peut être quantifiée en calculant la racine du biais moyen (RMB), qui est définie comme suit :

$$\text{RMB} = \frac{\overline{\text{AOD}}_{\text{Satellite}}}{\text{AOD}_{\text{CALITOO}}} \quad (22)$$

Si $\text{RMB} < 1$, il s'agit d'une sous-estimation, et si $\text{RMB} > 1$, il s'agit d'une surestimation.

La précision des algorithmes utilisés dans cette étude, en particulier les algorithmes MODIS, peut être évaluée en utilisant la mesure de l'erreur attendue (EE), qui est déterminée en tant qu'enveloppes de confiance pour chaque algorithme de récupération sur la terre et est utilisée en particulier pour évaluer la qualité du produit AOD de Deep Blue Collection 5 (C005). L'erreur attendue (EE) a été définie (Levy *et al.*, 2010 ; Remer *et al.*, 2008) comme suit :

$$\text{EE} = \pm (0,05 + 0,15 \times \text{AOD}_{\text{CALITOO}}) \quad (23)$$

L'incertitude absolue (0,05) est liée aux erreurs d'estimation de la réflectance de surface (le "bruit" du sol). L'incertitude relative (0,15) reflète les erreurs liées aux hypothèses sur les propriétés microphysiques des aérosols (modèles d'absorption et de diffusion).

Pour des correspondances de bonne qualité, l'AOD récupérée par MODIS devrait se situer dans la limite de l'erreur attendue (EEB), c'est-à-dire :

$$\text{AOD}_{\text{CALITOO}} - |\text{EE}| \leq \text{AOD}_{\text{Satellite}} \leq \text{AOD}_{\text{CALITOO}} + |\text{EE}| \quad (24)$$

où $|\text{EE}|$ est la valeur absolue de l'erreur attendue définie précédemment.

2-3-3- Analyse comparative des données CALITOO, MODIS et CALIOP.

La comparaison de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) dérivée des observations satellitaires avec les mesures effectuées au sol constitue une étape essentielle et un outil crucial pour valider les observations satellitaires de l'AOD. Une telle comparaison permet d'identifier les vulnérabilités et les incertitudes associées aux estimations satellitaires, tout en contribuant au développement d'algorithmes améliorés (Cheng *et al.*, 2006). Dans cette étude, les données des capteurs satellitaires CALIPSO et MODIS ont été confrontées aux mesures au sol fournies par l'instrument CALITOO, pour trois sites en Côte d'Ivoire (Korhogo, Lamto et Abidjan) sur la période 2018-2021. Les résolutions spatiales ainsi que les longueurs d'onde des différents capteurs présentés dans le tableau V, montre qu'il n'existe pas de bande régulière entre les capteurs satellitaires et CALITOO.

Tableau V : Caractéristiques spatiales et longueurs d'onde des différents capteurs

Capteurs	Résolution spatiale	Longueur d'onde (nm)
CALIOP	1°×1°	532 and 1064
MODIS	1°×1°	470, 550 and 660
CALITOO	-	465, 540 et 619

Afin de faciliter la comparaison des observations coïncidentes, les données MODIS ont été extraites sur une grille de 1°×1° centrée sur chaque site de mesure, en utilisant les valeurs géographiques de latitude et de longitude associées à chaque site. Bien que les observations de MODIS Terra soient réalisées le matin et celles de MODIS Aqua l'après-midi, toutes sont comparées aux moyennes calculées sur l'ensemble de la journée.

L'intégration des données satellitaires et in situ permet ainsi d'obtenir une meilleure compréhension de la distribution et des impacts des aérosols à l'échelle régionale et globale.

Dans le domaine de la télédétection satellitaire des aérosols, le nombre de paramètres mesurables est limité et les inversions souffrent d'un certain nombre d'incertitudes reconnues, liées par exemple au masquage des nuages, aux modèles d'aérosols choisis ou aux propriétés optiques de la surface (King *et al.*, 1999, Li *et al.*, 2009), et sont généralement limitées en raison des contraintes orbitales polaires. Le capteur CALIOP fonctionne avec un cycle de répétition de 16 jours (Winker *et al.*, 2009), ce qui réduit le nombre de correspondances de mesures avec CALITOO. Cette faible fréquence de correspondance limite la quantité de données disponibles pour une analyse de régression robuste et peut introduire des biais dans les interprétations issues des régressions linéaires. Par conséquent, les analyses de régression entre CALITOO et CALIOP pourraient ne pas être représentatives des relations réelles entre ces deux instruments, et les conclusions tirées de telles analyses pourraient être erronées ou non fiables. Pour obtenir

des comparaisons d'AOD plus précises et statistiquement significatives, il est essentiel de garantir une colocalisation temporelle rigoureuse des mesures ainsi qu'un échantillon de données suffisamment large pour assurer la représentativité des résultats. Dans cette phase de validation, les régressions linéaires entre les capteurs CALITOO et CALIOP ont été examinées à partir d'une grille d'extraction de $2^\circ \times 2^\circ$ pour les données CALIOP en raison des différences significatives dans leurs fréquences de collecte des données (CALOP et CALITOO).

2-3-4- Méthode de discrimination de particules

Plusieurs approches de détermination du mode de particule ont été utilisées dans la littérature. Ogunjobi *et al.* (2008) et Diarra & Ba (2014) sur la base des mesures de distribution en taille des types d'aérosols sur des sites photométriques du réseau AERONET en Afrique de l'Ouest ont considéré la domination des particules du mode grossier (poussière désertique) pour le rayon des particules $r > 0,5 \mu\text{m}$ et le coefficient d'Angström (AE), $AE_{440-870} < 0,5$ avec des valeurs correspondantes de l'épaisseur optique, et celle des particules du mode d'accumulation (pollution et feux de biomasse) pour $r < 0,5 \mu\text{m}$ et $AE_{440-870} > 0,5$ avec aussi des épaisseurs optiques correspondantes. Pour cette étude, nous avons utilisé la détection de taille du photomètre CALITOO (<http://www.calitoo.fr>). L'ensemble des données correspondant aux valeurs des coefficients d'Angstrom a été analysé, en considérant que pour $AE \leq 0,5$; l'aérosol était dominé par le grossier, $AE \geq 1$ l'aérosol est constitué majoritairement de fine particule et pour $0,5 < AE < 1$ on a le mode intermédiaire qui tient compte d'un mélange de fine et de grosse particule.

Pour le type de particule associé à chaque épaisseur optique, nous avons utilisé le principe de classification utilisé pour la discrimination des particules du logiciel CALITOO qui s'établit suivant le tableau VI.

Tableau VI : Typologie des aérosols et critères de discrimination

Type de particule	AE	AOD	Description / Origine
Feux de biomasse et pollution urbaine	$AE \geq 1$	$AOD \geq 0,3$	Particules fines dominantes (fumées/combustion)
Mélange de particules	$0,7 \leq AE \leq 1$	$AOD \geq 0,3$	Influence combinée des modes fins et grossiers
Poussières désertiques	$AE \leq 0,45$	$AOD \geq 0,3$	Particules grossières (poussière minérale)
Type propre	$AE \leq 0,30$	$AOD \geq 0,15$	Atmosphère peu chargée
Embruns océaniques	$AE \leq 0,45$	$0,05 \leq AOD \leq 0,15$	Sels de mer
Autres	-	-	Origines non définies

Nous avons dans la suite de cette étude utilisé l'AOD 540 nm de CALITOO car étant dans le moyen visible donc sensible aux fines et grosses particules. L'exposant d'Angström (AE) exprime la contribution relative des aérosols grossiers à l'épaisseur optique par rapport aux aérosols fins, avec des valeurs variantes entre environ 0 pour les particules de poussière grossières pures et 2 pour les particules principalement fines (Léon *et al.*, 2009). L'AE est dérivé de l'AOD mesurée à deux longueurs d'onde différentes λ_1 et λ_2 par Holben *et al.* (2001) suggèrent que les AE inférieurs à 0,4 indiquent que les aérosols sont dominés par des particules grossières, tandis que des valeurs plus élevées indiquent une contribution d'aérosols principalement fins et submicroniques. La variation de l'AE en fonction de la longueur d'onde peut fournir des informations supplémentaires sur la distribution des tailles d'aérosols pour des valeurs intermédiaires de l'AE (Schuster *et al.*, 2006). Pour l'instrument CE 318, nous avons utilisé une seule valeur d'AE calculée entre $\lambda_1 = 440$ nm et $\lambda_2 = 870$ nm. Les changements concomitants de l'AOD et de l'AE sont souvent utilisés pour identifier le type d'aérosol en relation avec la source d'émission (c'est-à-dire la poussière ou les sous-produits de la combustion de la biomasse) (Kaskaoutis *et al.*, 2007 ; Léon *et al.*, 2021 ; Verma *et al.*, 2015). Les jours de poussière sont identifiés comme ayant un AOD élevé et un AE faible, tandis que les événements de combustion de la biomasse ou les jours pollués sont identifiés comme ayant un AOD élevé et un AE élevé.

Les seuils dépendent de la localisation et du nombre d'observations disponibles et sont définis statistiquement. Toutefois, les statistiques peuvent être faussées par le nombre d'ensemble de données disponibles pour chaque station. Pour compenser ce biais statistique, nous avons sélectionné au hasard un nombre égal de jours pour chaque station, répartis uniformément sur l'année (environ 600 jours au total), et nous avons calculé les moyennes et les écarts-types de l'AOD et de l'AE. Il convient de noter que les moyennes AOD sont présentées sous forme de moyennes géométriques car la distribution statistique de l'AOD n'est pas une distribution normale. Sur la base du sous-échantillonnage de toutes les stations, les jours ayant un $AE \geq 1,12$ sont classés comme jours pollués et les jours ayant un $AE \leq 0,3$ sont classés comme jours poussiéreux. Ces seuils correspondent à la moyenne $(AE) \pm 1 \times SD$ du sous-échantillon. Pour éviter un biais dû à une faible AOD, nous ne considérons que les jours ayant $AOD \geq 0,11$; correspondant à la moyenne $(AOD) \pm 1 \times SD$ du sous-échantillon.

2-3-5- Calcul de hauteur moyenne des particules

Les données CALIOP ont été agrégées sur les boîtes géographiques présentées ci-dessus et par la bande de latitude de 1° entre 7° W et 13° E. Les profils d'extinction à 532 nm ont été extraits

en fonction du type d'aérosol le long de chaque orbite afin de calculer les moyennes journalières (orbite jour et orbite nuit) pour chaque type d'aérosol. Les moyennes mensuelles des AOD et des profils d'extinction ont été calculées lorsqu'au moins 10 observations quotidiennes par mois étaient disponibles. Une hauteur d'extinction moyenne H_m (Koffi *et al.*, 2016) a été estimée à partir des profils d'extinction mensuels moyens pour chaque type d'aérosol.

$$H_m = \frac{\sum_{i=1}^n z_i b_{\text{ext}}}{\sum_{i=1}^n b_{\text{ext}}} \quad (25)$$

b_{ext} est le coefficient d'extinction du niveau i et z_i son altitude. H_m est un paramètre alternatif à la hauteur de l'échelle (Hayasaka *et al.*, 1998; 2007), bien que les deux mesures présentent des comportements similaires.

2-3-6- Méthodes statistiques de calcul de tendances

Dans notre étude, le test non paramétrique de Mann-Kendall (MK) est utilisé pour détecter une tendance monotone statistiquement significative dans les séries temporelles de composés azotés dans les gaz, aérosols et contenus chimiques des pluies. Il est couplé à la méthode non paramétrique de Sen (SS) pour estimer la pente de la tendance. Le test de Mann-Kendall associé à la pente de Sen est une méthode non paramétrique très largement utilisée pour l'analyse des tendances. Le test MK détermine la validité de l'hypothèse nulle H_0 d'absence d'une tendance monotone continue par rapport à l'hypothèse alternative H_1 d'existence de tendance.

2-3-6-1- Test de Mann-Kendall (MK)

Ce test statistique fut proposé d'abord par Mann (1945), puis étendu par Kendall (1975). La statistique de Mann-Kendall pour une série x est calculée par la relation suivante :

Soient x_1, x_2, \dots, x_n une série de données où x_j est la donnée correspondante au temps t_j

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_j - x_i) \quad (26)$$

et

$$\text{sign}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & \text{si } (x_j - x_i) > 0 \\ 0 & \text{si } (x_j - x_i) = 0 \\ -1 & \text{si } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (27)$$

Avec :

n : la longueur de la série temporelle

x_i et x_j : les moyennes respectives des années i et j avec $j > i$

S : la direction et l'ampleur de la tendance. Si S est positif, cela signifie que les valeurs ont tendance à être de plus en plus élevées dans la série chronologique. Une valeur négative de la

statistique S tend à montrer que les valeurs du jeu de données sont de plus en plus faibles. La statistique S sous hypothèse nulle a une distribution approximativement normale.

En supposant que les données sont indépendantes et identiquement distribuées, la moyenne $E(S)$ et la variance $VAR(S)$ de S sont respectivement données par les relations Kendall (1975) suivantes :

$$E(S) = 0 \quad (28)$$

et

$$VAR(S) = \sigma^2 = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5)] \quad (29)$$

Avec n , g et t_p représentant respectivement le nombre de données de la série, le nombre de groupes liés et le nombre de données dans le groupe d'ordre p .

Dans le cas où il n'y a pas de groupes liés dans la série temporelle, la variance se réduit à :

$$VAR(S) = \sigma^2 = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5)] \quad (30)$$

Si l'échantillon contient dix données ou plus, la loi de la statistique de test Z à partir de S et $VAR(S)$ ci-dessous sera approchée par une gaussienne centrée réduite.

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{VAR(S)}}, & \text{si } S > 0 \\ 0, & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{VAR(S)}}, & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (31)$$

Pour déterminer s'il faut ou non rejeter l'hypothèse nulle H_0 (absence de tendance), le test statistique Z est évalué. Ainsi, la valeur positive (respectivement négative) de Z indique une tendance à la hausse (respectivement à la baisse) statistiquement significative.

L'hypothèse nulle H_0 (absence de tendance) est rejetée lorsque le degré de signification ou la valeur propre (*p-value*) est inférieur à 5 %. Lorsque H_1 est acceptée, la pente de la tendance (appelée pente de Kendall Theil ou pente de Sen) est estimée par la méthode de Sen (1968) où la pente est la médiane de toutes les pentes calculées entre chaque paire de points.

2-3-6-2- Pente de Sen (SS)

Un autre test couramment couplé au test de MK est la pente de Theil-Sen ou pente de Sen (Sen, 1968). La pente de Sen (SS) est la statistique sommaire utilisée pour décrire l'ampleur et la direction des tendances dans les séries temporelles. Elle est calculée comme la médiane de toutes les pentes possibles par paire entre tous les points de données dans une série chronologique. Par rapport à la régression linéaire, SS est plus robuste aux valeurs aberrantes ou aux valeurs extrêmes car leur influence est minimisée. SS s'exprime dans l'unité de la série temporelle comme suit (Helsel & Hirsch, 1993):

$$SS = \text{médiane} \frac{(y_j - y_i)}{(x_j - x_i)} \quad (32)$$

Avec $1 < i < j < n$:

Y : la concentration

X : le temps

i, j et n : les numéros d'ordre

2-2-6-3- Problème d'autocorrélation dans le test de Mann-Kendall

Le test MK détermine la validité de l'hypothèse nulle H_0 d'absence de tendance par rapport à l'hypothèse alternative H_1 d'existence d'une tendance continue monotone. Bien qu'aucune hypothèse ne soit nécessaire sur la distribution des données (c'est-à-dire la définition d'un test non paramétrique), le test MK exige que les données soient indépendantes en série, à savoir l'absence d'autocorrélation dans la série temporelle.

Les tests statistiques sont sujets à deux types d'erreurs. La première est un rejet erroné de l'hypothèse nulle H_0 , appelée *erreur de type 1*. Cette erreur est liée à une significativité statistique trop élevée conduisant à des cas faussement positifs. La seconde est une acceptation erronée de l'hypothèse nulle H_0 , appelée *erreur de type 2*. Cette erreur peut être comprise comme une puissance du test trop faible conduisant à des cas faussement négatifs.

Il a été démontré que l'autocorrélation positive dans les séries temporelles augmente considérablement le nombre d'erreurs de type 1, tandis que les procédures de préblanchiment augmentent le nombre d'erreurs de type 2. Une autocorrélation de décalage 1 (ak_1) plus importante conduit à un pourcentage plus élevé d'erreurs de type 1 et à un biais plus important dans la pente de Sen.

Une solution courante pour se débarrasser du problème d'autocorrélation dans le test MK consiste à agréger les séries temporelles afin de diminuer ak_1 . Bien que l'utilisation d'une granularité temporelle grossière diminue efficacement l'autocorrélation, la suppression de l'autocorrélation n'est pas garantie, même dans les agrégations mensuelles ou annuelles. De plus, l'agrégation diminue considérablement le nombre d'observations N et peut potentiellement affecter les erreurs du test MK, les biais de pente et les limites de confiance (CL).

2-2-6-4- Choix de la méthode de pré-blanchiment

Nous avons considéré la méthode **3PW** qui combine trois méthodes de pré-blanchiment suivant les prescriptions de Collaud *et al.* (2020). 3PW utilise PW et TFPW-Y pour déterminer la significativité statistique du test de Mann-Kendall et VCTFPW pour estimer la pente de Sen. 3PW combine les avantages de ces méthodes de pré-blanchiment, à savoir :

- l'erreur de type 1 faible pour PW,
- la puissance de test élevée pour TFPW-Y, et
- l'estimation de la pente non biaisée pour VCTFPW.

Avec

PW : méthode de pré-blanchiment simple (Kulkarni & von Storch, 1995). La méthode PW supprime simplement l'autocorrélation lag-1 des données d'origine. Un lag-1 signifie que chaque valeur de la série est comparée à la valeur immédiatement précédente. Par exemple, dans une série de données mensuelles, le lag-1 compare les données de chaque mois avec celles du mois précédent. Cette méthode PW entraîne une faible quantité d'erreurs de type 1, mais l'existence de tendances réelles, positives ou négatives, peut conduire à une sur-/sous-estimation de α_1 , ce qui réduit la puissance du test.

TFPW-Y : méthode de pré-blanchiment sans tendance (Yue *et al.*, 2002). TFPW-Y supprime l'autocorrélation sur les données sans tendance. TFPW-Y se compose de l'estimation de la pente de Sen β sur les données originales. La suppression de la tendance pour obtenir une série chronologique dé-tendance et de l'autocorrélation lag-1 pour générer une série chronologique pré-blanchie dé-tendance. Elle permet de rajouter la tendance pour générer la série chronologique traitée à évaluer. TFPW-Y restaure la puissance du test, bien qu'au prix d'une augmentation du nombre d'erreurs de type 1.

VCTFPW : méthode de pré-blanchiment sans tendance corrigée de la variance (Wang *et al.*, 2015). VCTFPW vise à corriger TFPW-Y à la fois pour la variance élevée des estimateurs de pente et pour la pente diminuée causée par le pré-blanchiment. VCTFPW se compose de la variance des données originales restaurées sur les données TFPW. VCTFPW conduit à des estimateurs de pente plus précis, préserve dans une certaine mesure la puissance du test mais atténue uniquement les erreurs de type 1.

2-2-6-5- Modélisation de la trajectoire des masses d'air

Le modèle HYSPLIT : HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory (Draxler & Rolph, 2003) a été largement utilisé dans de nombreuses études. Les rétro trajectoires retracent le trajet d'un colis d'air pollué dans le temps et sont utilisées depuis longtemps pour suivre l'historique et le trajet des colis d'air arrivant à un endroit donné. Dans le but de prendre en compte tous les facteurs influençant les émissions d'aérosols, nous avons recours aux retro-trajectoires issues du modèle HYSPLIT exécutable sur le site <https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php> utilisant des fichiers de données météorologiques de terrain GDAS (Global Data Assimilation System). Bien que la plupart des aérosols se trouvent

dans la couche limite, les aérosols peuvent être transportés à des altitudes plus élevées (Niamien *et al.*, 2024). Pour cette raison, nous avons utilisé une approche similaire à celle utilisée dans Toledano *et al.* (2009) et calculé les trajectoires à 500, 1500 et 3000 m au-dessus du niveau de la mer par rapport aux différents sites. Notre étude se concentre aussi sur la relation entre les sources potentielles d'émission et le type d'aérosols aux échelles locale, méso et/ou synoptique, pour cela nous avons choisi d'utiliser la rétro-trajectoire quotidienne à 1200 UTC (près du midi solaire) en conjonction avec la valeur moyenne horaire des mesures des données du photomètre solaire sur les différents sites. Pour des considérations similaires, nous avons choisi d'analyser des trajectoires limitées de 5 à 10 jours en arrière dans le temps.

Conclusion partielle

Les observations atmosphériques, cruciales pour comprendre la dynamique des aérosols et leurs impacts sur la qualité de l'air, font largement appel à une diversité d'instruments et de méthodes. Les photomètres solaires, tels que le CALITOO, émergent comme des outils essentiels, offrant une évaluation précise de l'intensité du rayonnement solaire à différentes longueurs d'onde et fournissant des mesures significatives de l'épaisseur optique des aérosols. Ces mesures, bien que susceptibles d'être affectées par des facteurs environnementaux tels que la présence de nuages, sont rigoureusement calibrées et présentent une incertitude minimale, permettant ainsi des analyses fiables de la qualité de l'air. Parallèlement, les observations de concentrations de particules fines et grossières, effectuées à l'aide de dispositifs tels que les TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance) et les moniteurs Aeroqual, offrent des informations cruciales sur la pollution atmosphérique à l'échelle locale. La modélisation de la trajectoire des masses d'air, par le biais de modèles comme HYSPLIT, complète ces observations en permettant de retracer l'origine et la dispersion des polluants atmosphériques. De plus, les données fournies par des instruments tels qu'AERONET et CALIOP permettent une analyse approfondie de la distribution spatiale et temporelle des aérosols, tout en permettant de distinguer les différents types d'aérosols et leurs sources potentielles. En intégrant ces diverses approches observationnelles et de modélisation, il devient possible de mieux appréhender la complexité des interactions entre les différentes composantes atmosphériques et d'éclairer les décisions en matière de gestion de la qualité de l'air et de protection de l'environnement.

En conclusion, l'analyse méthodologique menée dans cette étude sur les caractéristiques des aérosols dans les régions de l'Afrique de l'Ouest, en se basant sur les données fournies par AERONET, MODIS et CALIOP, a permis d'approfondir notre compréhension des propriétés optiques de ces particules atmosphériques. L'utilisation de l'exposant d'Angström comme

indicateur de la distribution des tailles d'aérosols a été essentielle pour caractériser les sources d'émission, notamment les événements de poussière et de combustion de la biomasse. De plus, la comparaison entre les données des photomètres CALITOO et CIMEL permet de démontrer la fiabilité des mesures de terrain, renforçant ainsi la validité des observations recueillies. En utilisant des seuils statistiques spécifiques, nous pouvons discriminer différents types de particules aéroportées, allant des poussières désertiques aux émissions de feux de biomasse, offrant ainsi une vision détaillée de la diversité des aérosols présents dans la région. Le test de Mann-Kendall est essentiel pour détecter la présence de tendances monotones dans une série temporelle sans faire d'hypothèses sur la distribution des données. Il est particulièrement utile dans les études environnementales pour analyser les changements à long terme. Sa robustesse face aux valeurs aberrantes en fait un outil fiable pour évaluer les tendances. Ces résultats méthodologiques sont cruciaux pour évaluer l'impact des aérosols sur le climat régional et mondial et pour guider le développement de stratégies de gestion de la qualité de l'air dans ces zones géographiques sensibles

PARTIE II : RESULTATS ET DISCUSSION

CHAPITRE 3 : VALIDATION DES EPAISSEURS OPTIQUES DES AEROSOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST

Les données in situ, recueillies à l'aide de divers instruments de mesure, fournissent des informations précises et localisées sur les caractéristiques des aérosols. Ces données sont essentielles pour une analyse détaillée à petite échelle, bien que présentant des limitations en termes de couverture spatiotemporelle. Cependant, les données in situ présentent une variabilité spatiotemporelle importante et ne sont pas suffisantes pour représenter les caractéristiques des aérosols à grande échelle et à long terme. Depuis les années 1990, la télédétection des aérosols par satellite constitue un moyen efficace pour surmonter ces lacunes des mesures de surface. En effet, les satellites offrent une couverture globale et continue, permettant de suivre les variations des aérosols sur de vastes zones géographiques et sur de longues périodes. Les données satellitaires, telles que celles fournies par les capteurs MODIS et CALIOP, apportent des informations précieuses sur la distribution, la composition et les propriétés optiques des aérosols.

Néanmoins, pour garantir la fiabilité de ces données satellitaires, il est crucial de les valider avec des observations in situ. La validation des données satellitaires consiste à comparer les mesures obtenues par satellite avec celles recueillies directement sur le terrain ou à partir d'instruments aéroportés. Cette comparaison permet de détecter et de corriger les éventuelles erreurs systématiques des instruments satellitaires, d'évaluer la précision des algorithmes de récupération des aérosols et d'améliorer la qualité des produits finaux. Dans ce contexte, plusieurs réseaux de mesures in situ, tels qu'AERONET et INDAAF, ainsi que les observations du photomètre CALITOO jouent un rôle essentiel dans la validation des données satellitaires. Ces réseaux fournissent des mesures de référence précises et fiables, indispensables pour valider et calibrer les produits satellitaires. La première partie de cette étude consiste à comparer les données issues des photomètres solaires CALITOO déployés sur les différents sites de mesure à celles fournies par le photomètre automatique CIMEL du réseau AERONET, considéré comme la référence pour les mesures au sol de l'épaisseur optique des aérosols (AOD), sur la période d'étude. Cette comparaison entre CALITOO et le réseau de référence AERONET sur le site de Lamto a pour objectif d'évaluer la capacité de CALITOO à détecter la climatologie des aérosols en se référant aux mesures de précision d'AERONET, afin de promouvoir son utilisation sur des sites où le réseau AERONET est absent, contribuant ainsi à une meilleure couverture des données d'aérosols et à l'étude de leur impact climatique. La

deuxième partie consistera à valider les estimations satellitaires de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) en les comparant aux mesures effectuées avec les instruments CALITOO.

3-1- Validation des données CALITOO

3-1-1- Variation journalière des épaisseurs optiques CALITOO

Les variations des valeurs quotidiennes de l'épaisseur optique (Figure 22) pour les trois sites photométriques sont illustrées individuellement, couvrant l'intégralité de la période allant de 2018 à 2021. Pour le site de Korhogo, la majorité des valeurs d'épaisseur optique se situent généralement entre 0 et 1,0 avec des occurrences de valeurs plus élevées ($\geq 0,5$) et un pic maximal atteignant environ 3,2 survenant au cours de la période s'étendant de mars 2019. Le mois de mars correspondant à une période d'intensification de la dépression de Bodélé, constitue une phase favorable au transport de fortes charges d'aérosols désertiques vers l'Afrique de l'ouest, ce qui pourrait expliquer la valeur élevée observée. En ce qui concerne le site de Lamto, une nette augmentation des valeurs d'épaisseur optique est observée par rapport au site de Korhogo. Cela suggère que les concentrations d'aérosols dans l'atmosphère au-dessus de Lamto sont supérieures à celles de Korhogo. La plupart des valeurs d'épaisseur optique se situent dans la plage de 0,0 à 1,2 tout au long de la période d'étude. La valeur maximale d'environ 2,2 est enregistrée au cours du mois de janvier 2020. Pour ce site, une augmentation de l'épaisseur optique des aérosols est fréquemment observée pendant la période de décembre à février (DJF), tandis qu'une diminution est constatée à la mi-avril. À Abidjan, le cycle quotidien des épaisseurs optiques d'aérosol présente des similitudes avec celui du site de Lamto, bien que les valeurs soient plus basses. Les valeurs quotidiennes de l'épaisseur optique des aérosols à Abidjan se situent entre 0,0 et 0,9, avec des valeurs notablement plus élevées observées généralement au cours du premier trimestre de l'année. Sur l'ensemble des sites photométriques inclus dans cette étude, l'épaisseur optique des aérosols manifeste d'importantes variations quotidiennes, présentant des évolutions significatives d'une année à l'autre.

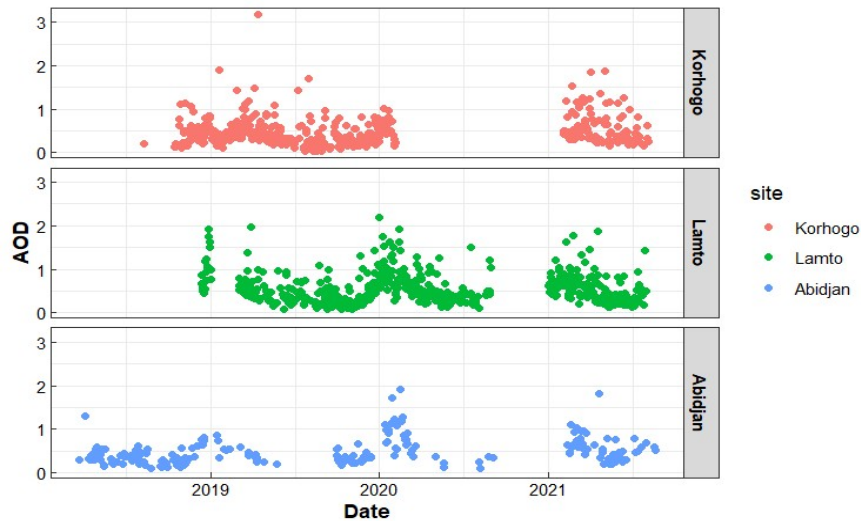


Figure 22 : Variations journalières de l'épaisseur optique des aérosols.

3-1-2- Comparaison des paramètres physiques des aérosols

Les nuages de points illustrés sur la figure 23 montrent que, pour le site de Lamto, les corrélations entre les valeurs d'épaisseur optique des aérosols aux trois longueurs d'onde mesurées par CALITOO et AERONET sont très similaires, avec des coefficients élevés ($R = 0,96$; $p \approx 0$). Les droites rouges en pointillés représentent la première bissectrice, tandis que les droites noires correspondent aux droites de régression linéaire. Nous avons un excellent accord entre les données AERONET et de CALITOO pour les différentes longueurs d'onde. Le résultat obtenu est semblable à celui de Léon *et al.*, (2021) entre les deux instruments pour 31 observations à Lamto. Une telle similitude, observée sur un échantillon relativement limité de 31 observations et sur une période proche, traduit la réduction des effets liés à la variabilité spatio-temporelle des aérosols à Lamto.

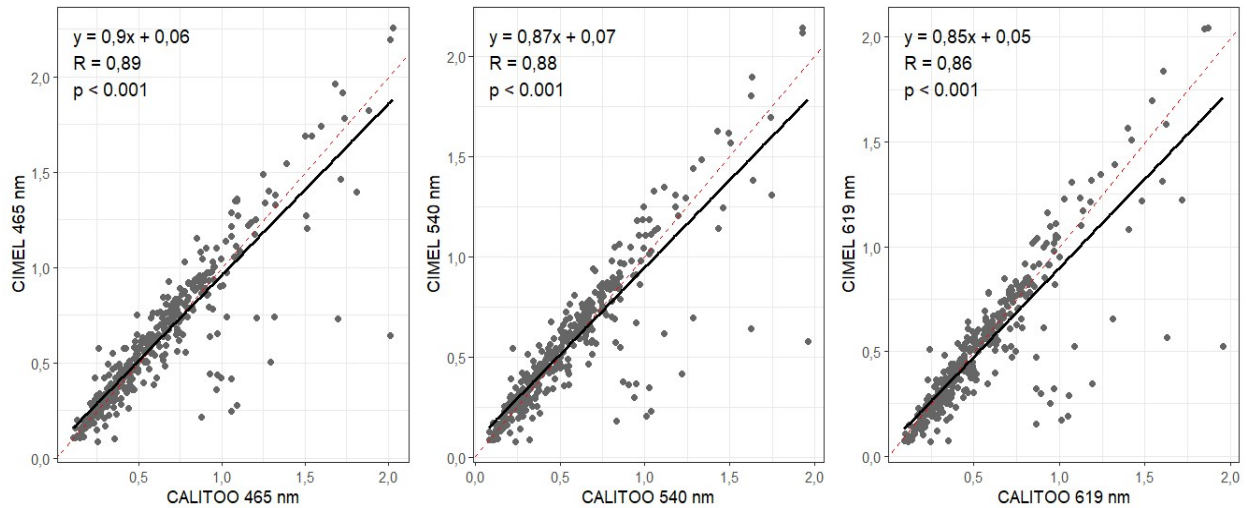


Figure 23 : Régression linéaire entre les épaisseurs optiques journalières de CALITOO et AERONET à 465, 540 et 619 nm

Les différentes valeurs des métriques RSME, fiabilité et le biais sont faibles. Les MAE des mesures journalières des deux instruments sont sensiblement identiques (Tableau VII) et les biais calculés sont inférieurs au biais des deux instruments de mesure qui est de 0,022. Le tableau VII présente les différentes valeurs des métriques. Les différentes pentes des régressions linéaires des différentes AOD se rapprochent de 1 et les coefficients offset de 0. Toutes ces valeurs révèlent une très bonne précision des mesures de CALITOO lorsque la plage horaire des mesures entre CIMEL et CALITOO est réduite. Pour la suite de l'étude, l'AOD 540 nm sera utilisée car se trouvant dans le visible moyen et étant plus sensible aux fines et aux grosses particules.

Tableau VII : Valeurs des différentes métriques de comparaisons des mesures des deux instruments

Site	AOD	Moyenne CALITOO	Moyenne AERONET	MAE CALITOO	MAE AERONET	Biais	RMSE	Fiabilité
Lamto	465	0,748	0,766	0,340	0,346	-0,018	0,002	0,003
	540	0,672	0,698	0,326	0,331	-0,025	0,002	0,004
	619	0,640	0,641	0,308	0,318	0,002	0,002	0,004

3-2- Evolution journalière des AOD MODIS et CALIOP

La figure 24 présente l'évolution journalière des AOD par site pour l'instrument MODIS utilisant l'algorithme Blue Deep et Dark Target combiné (DBT). Les résultats montrent que les distributions des valeurs d'AOD sont beaucoup plus marquées par les saisonnalités, avec des valeurs minimales en saisons humides et des valeurs importantes en saisons sèches. À Korhogo, l'évolution des valeurs journalières d'AOD mesurées par MODIS_{DBT} varie entre la valeur minimale de 0,0 et la valeur maximale de 2,7. Dans cette ville les fortes valeurs journalières

Résultats et discussion

mesurées par le capteur MODIS sont beaucoup plus observées en février et au début du mois de mars, tandis que les faibles valeurs sont enregistrées en juillet. La moyenne pour ce site de mesure est de $0,30 \pm 0,28$. A l'instar du site de Korhogo, à Lamto les mesures journalières de MODIS_{DBT} montrent des valeurs d'AOD de 0,0 à 2,7. Ce site enregistre une moyenne supérieure à celle de Korhogo avec une valeur de $0,42 \pm 0,29$. A la différence du site de Korhogo, les maxima journaliers d'AOD à Lamto sont observés pendant la saison sèche précisément en décembre et janvier, tandis que les minima sont beaucoup situés en saison humide et en début septembre voire octobre. À Abidjan, l'évolution des valeurs journalières d'AOD mesurées par MODIS_{DBT} présentent une grande dispersion de 0,1 à 3,4 avec une valeur moyenne de $0,52 \pm 0,32$ supérieure à celles des deux précédents sites. Une similarité est observée entre le site d'Abidjan et de Lamto en ce qui concerne les plages temporelles des minima et maxima. Les fortes valeurs journalières d'AOD sont généralement situées en saison sèche (DJF) et les faibles valeurs en saison humide et/ou au cours de la période septembre-novembre. Dans l'ensemble, les évolutions des niveaux d'AOD sur les différents sites traduisent une variabilité journalière des aérosols, avec des valeurs maximales et minimales différentes pour chaque site et instrument, tout en montrant des maximums notables dans les valeurs d'AOD.

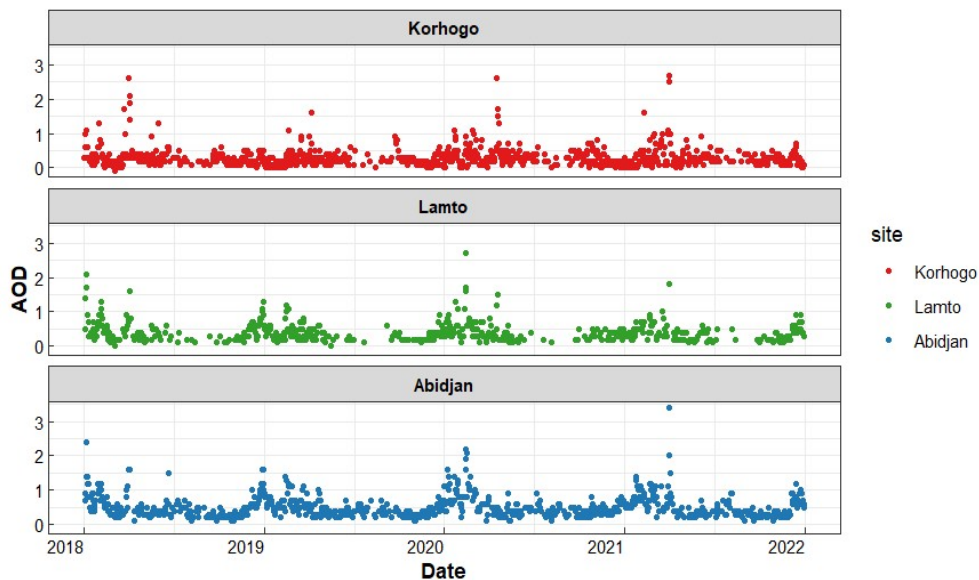


Figure 24 : Evolution journalière des mesures d'AOD par le capteur MODIS_{DBT}

La figure 25 présente les concentrations quotidiennes de la profondeur optique des aérosols mesurées à Korhogo, à l'aide de l'instrument MODIS en utilisant l'algorithme Blue Deep (DB).

Résultats et discussion

A l'instar des observations de MODIS_{DBT}, les résultats montrent que les distributions des valeurs d'AOD sont beaucoup plus marquées par les saisonnalités, avec des valeurs minimales en saisons humides et des valeurs importantes en saisons sèches. À Korhogo, l'évolution des valeurs journalières d'AOD mesurées par MODIS_{DB} varie entre la valeur minimale de 0,1 et la valeur maximale de 3,2. La moyenne pour ce site de mesure est de $0,47 \pm 0,30$. A Lamto les mesures journalières de MODIS_{DB} montrent des valeurs d'AOD de 0,0 à 2,6. Ce site enregistre une moyenne supérieure à celle de Korhogo avec une valeur de $0,58 \pm 0,21$. Cette augmentation, par rapport au site de Korhogo, suggère une influence plus marquée des sources naturelles et saisonnières d'aérosols, notamment la poussière désertique et la combustion de biomasse en saison sèche. La plus faible variabilité (écart-type plus réduit que Korhogo) indique une relative stabilité des conditions aérosols sur ce site. Les maxima journaliers d'AOD pour ce site sont observés pendant la saison sèche, période durant laquelle les incursions de poussières sahariennes et les émissions liées aux feux de végétation sont plus fréquentes. A l'instar du site de Korhogo, l'évolution des valeurs journalières d'AOD mesurées par MODIS_{DB} à Abidjan varient de 0,10 à 3,2. La valeur moyenne des observations MODIS_{DB} de $0,84 \pm 0,54$. Cette charge en aérosols reflète l'influence combinée des émissions anthropiques intenses (trafic routier, industrie, activités portuaires) et des apports naturels (poussières et embruns marins).

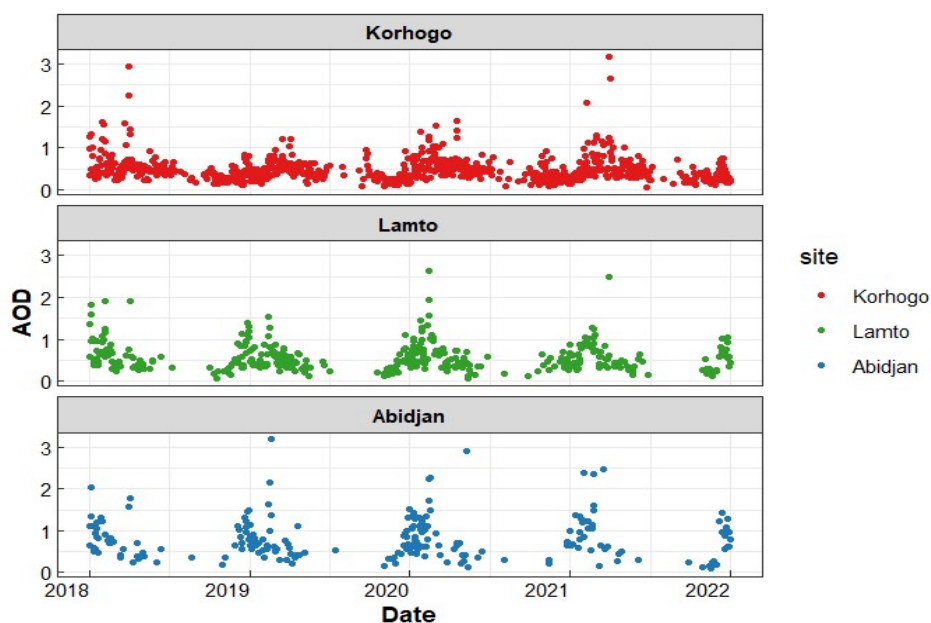


Figure 25 : Evolution journalière des mesures d'AOD par le capteur MODIS_{DB}

La figure 26 présente les évolutions journalières des AOD par site pour le capteur CALIOP. De même que celui du capteur MODIS, les résultats montrent que les distributions des valeurs d'AOD suivent une distribution saisonnière par site de mesure. À Korhogo, l'évolution des

Résultats et discussion

valeurs journalières d'AOD mesurées par CALIOP présente des valeurs d'AOD de 0,0 à 1,8 avec une moyenne de $0,45 \pm 0,30$. À Lamto, les mesures journalières de CALIOP indiquent des valeurs d'AOD de 0,0 à 1,6. Pour ce site la moyenne est de $0,54 \pm 0,35$. Cette moyenne est bien plus élevée que le site de Korhogo. À Abidjan, l'évolution des valeurs journalières d'AOD mesurées par CALIOP montrent une évolution des valeurs journalières d'AOD de 0,0 à 1,8. Bien que les maxima restent comparables à ceux des autres sites, les niveaux observés reflètent la forte influence des émissions anthropiques (trafic routier, activités industrielles et feux domestiques) ainsi que du transport régional de poussières. En revanche, à Korhogo et Lamto, les pics sont davantage associés aux aérosols issus de la combustion de biomasse et aux particules terrigènes. Dans l'ensemble, le capteur CALIOP présente des valeurs maximales inférieures à celles de MODIS avec éventuellement des écarts entre les maximas et minimas moins larges que ceux de MODIS.

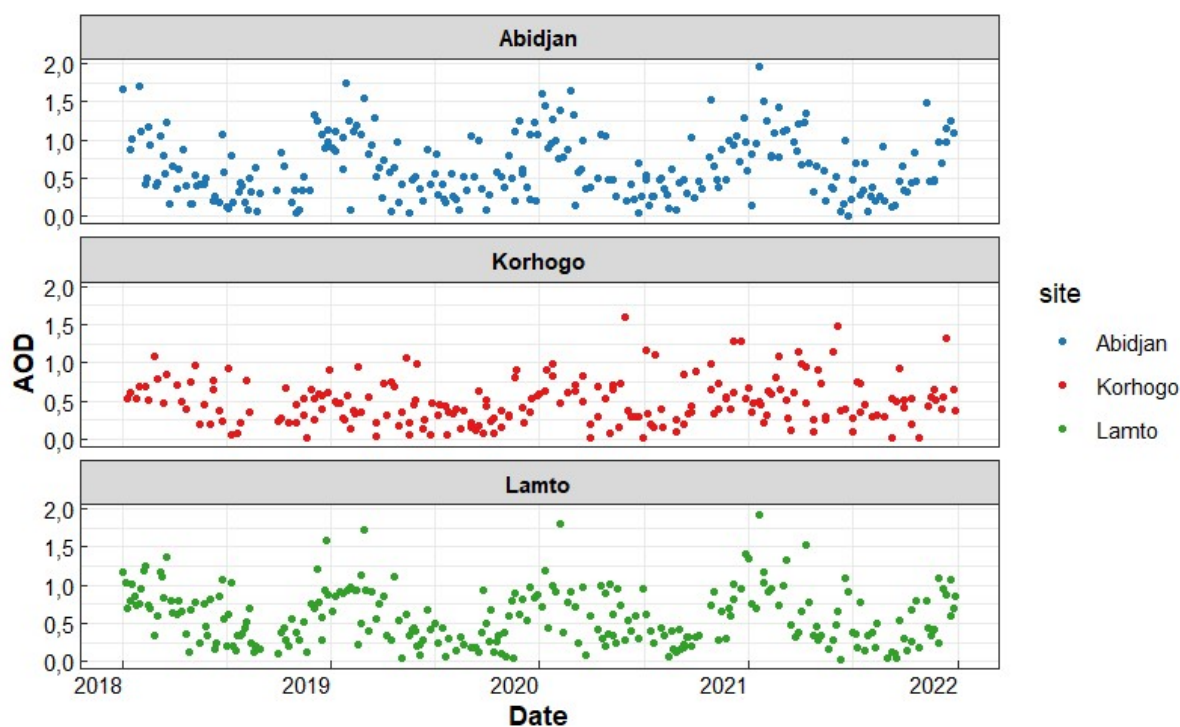


Figure 26 : Evolution journalière des mesures d'AOD par le capteur CALIOP

3-3- Répartition des mesures journalières d'AOD par capteur de mesure

La figure 27 montre la distribution des valeurs journalières de l'AOD mesurées sur les trois sites : Korhogo, Lamto et Abidjan. Les différentes valeurs des AOD ont été arrondi à la dizaine près, avec des valeurs d'AOD variant de 0 à 3. Les instruments utilisés pour ces mesures comprennent CALITOO, MODIS_{DBT}, MODIS_{DB} et CALIOP. À Korhogo, une quantité importante de données AOD est disponible, avec une couverture particulièrement élevée des

Résultats et discussion

instruments MODIS et CALITOO, notamment pour les valeurs d'AOD comprises entre 0 et 1. Les distributions les plus étalées et les fréquences les plus élevées, sont notamment observées pour les produits MODIS, avec des pics importants dans les classes d'AOD intermédiaires entre 0,2 et 0,6. Cela suggère une forte variabilité et des épisodes fréquents d'enrichissement en aérosols, probablement liés aux poussières sahariennes et aux activités locales. Lamto présente également une diversité notable de valeurs d'AOD, avec des contributions importantes de CALITOO et MODIS_{DBT}. Lamto montre des distributions légèrement moins dispersées des valeurs d'AOD. Cela traduit un environnement plus stable, influencé par des sources naturelles (biomasse, particules terrigènes) avec moins d'extrêmes. En revanche, les données d'Abidjan sont limitées et présentent un faible nombre de détections. Les fréquences observées sont faibles en raison de la présence fréquente de nuages sur ce site, mais la distribution est plus étalée vers des valeurs intermédiaires. Les instruments montrent des sensibilités différentes selon les valeurs d'AOD : MODIS fournit une couverture plus complète pour les faibles et moyennes valeurs d'AOD, tandis que les observations de CALITOO et CALIOP, bien que moins fréquentes présentent des valeurs d'AOD élevées.

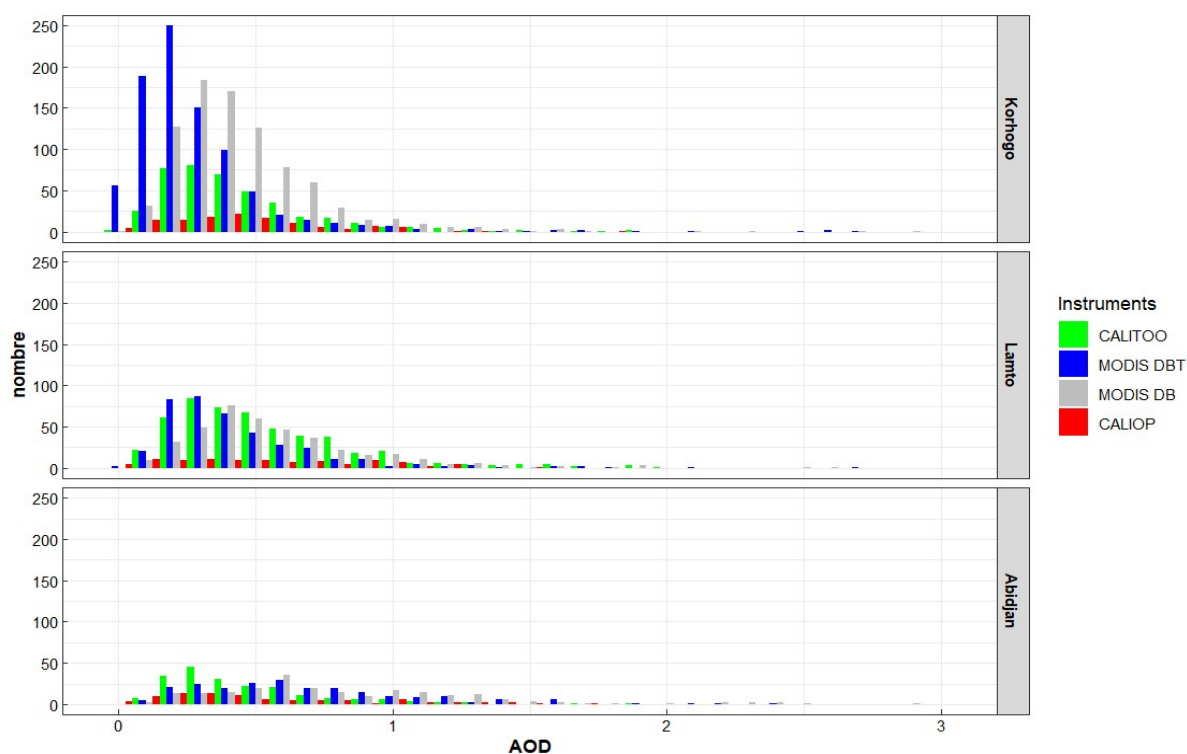


Figure 27 : Histogrammes des valeurs journalières d'AOD

La figure 28 présente les histogrammes comparatifs des niveaux AOD par instrument de mesure et site de mesure. Les différents niveaux d'AOD mesurés par les capteurs sont classés selon les indications suivantes : faible (<0,5), moyen (0,5-1), élevé (1-1,5) et très élevé (>1,5).

Résultats et discussion

Les mesures d'épaisseur optique des aérosols (AOD) recueillies à partir de divers instruments sur les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan révèlent des tendances distinctes en fonction des intervalles de valeurs d'AOD (<0,5, 0,5-1, 1-1,5 et >1,5). À Korhogo, les instruments MODIS_{DBT} et CALITOO prédominent, avec des observations principalement concentrées dans l'intervalle <0,5, atteignant respectivement 91,1 % et 74,5 % des mesures totales. Ces résultats suggèrent une prédominance d'aérosols de faible densité dans cette région. Bien que CALIOP et MODIS_{DB} montrent des distributions similaires, avec une forte concentration dans l'intervalle <0,5, MODIS_{DBT} enregistre moins de valeurs d'AOD élevées (>1,5). Les tendances observées à Lamto sont similaires, avec MODIS_{DBT} et CALITOO enregistrant des valeurs dominantes dans l'intervalle <0,5 (respectivement 76,3 % et 60,9 %). Cependant, les instruments à Lamto offrent une couverture plus diversifiée des autres intervalles, en particulier pour l'intervalle 0,5-1, avec des pourcentages respectifs de 34,6 % pour MODIS_{DB} et de 36 % pour CALIOP. Enfin, à Abidjan, les mesures d'AOD sont plus dispersées. Les différences entre instruments sont plus marquées : MODIS_{DB} et MODIS_{DBT} capturent mieux les valeurs élevées, tandis que CALIOP et CALITOO montrent davantage de faibles valeurs, ce qui peut être lié à la couverture nuageuse ou à la sensibilité des capteurs. Les instruments MODIS_{DB} et MODIS_{DBT} enregistrent une proportion plus importante de valeurs dans l'intervalle 0,5-1 (respectivement 43,4 % et 41,6 %), tandis que CALITOO continue de dominer dans l'intervalle <0,5, avec 69,5 % des mesures. Abidjan se distingue par une proportion relativement plus élevée de valeurs dans l'intervalle >1,5, bien que cette catégorie demeure minoritaire par rapport aux autres intervalles.

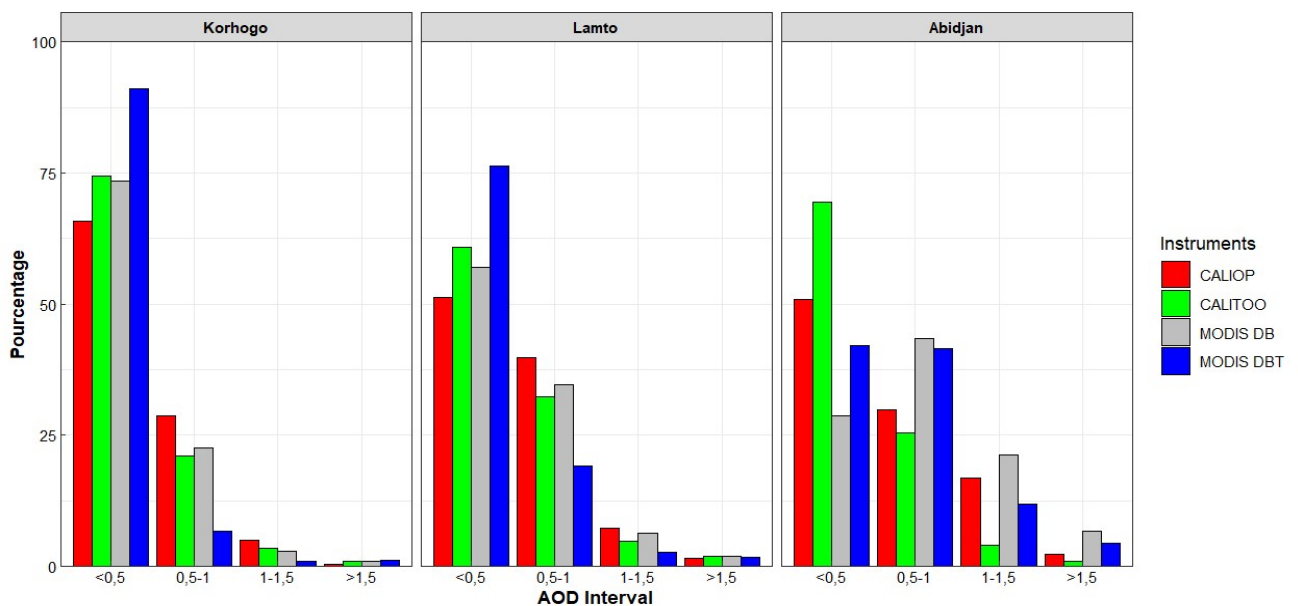


Figure 28 : Histogrammes comparatifs des niveaux AOD

3-4- CALITOO et MODIS

3-4-1- CALITOO et MODIS_{DBT}

Le tableau VIII présente une analyse des erreurs attendues (EE) pour les mesures de MODIS_{DBT} comparées aux mesures de CALITOO pour les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan. Pour chaque site, les pourcentages de mesures MODIS se trouvant dans les limites d'erreur attendue (EE), en dessous (< EE), et au-dessus (> EE) sont donnés. À Korhogo, 29 % des mesures de MODIS_{DBT} se trouvent dans les limites d'erreur attendue, tandis que 68 % des mesures sont inférieures à cette limite, et seulement 3 % sont supérieures. Cela indique que la majorité des mesures de MODIS_{DBT} à Korhogo sous-estiment les valeurs attendues par rapport à CALITOO. À Lamto, bien que la majorité des mesures restent en dessous des attentes, il y a une proportion notable de mesures qui se trouvent dans les limites d'erreur attendue. Nous notons 40 % des mesures de MODIS_{DBT} se situent dans les limites d'erreur attendue, 56 % sont inférieures, et 4 % sont supérieures. À Abidjan, 65 % des mesures de MODIS_{DBT} sont dans les limites d'erreur attendue, 22 % sont inférieures, et 13 % sont supérieures. Contrairement à Korhogo et Lamto, Abidjan montre une meilleure concordance des mesures MODIS_{DBT} avec les valeurs attendues, bien que 13 % des mesures dépassent les limites supérieures d'erreur attendue. Les travaux de Léon *et al.* (2020) ont montrés que les sites de Cotonou et d'Abidjan ne sont pas biaisés et présentent une fraction de données tombant dans l'EE MODIS_{DBT} supérieure à 60%. Ce résultat est traduit dans cette étude pour le site d'Abidjan avec 65 % des mesures de MODIS_{DBT} se situant dans les limites d'erreur attendue. Tous les deux autres sites (Korhogo et Lamto) sont biaisés, ce qui se traduit par une fraction assez faible de données tombant dans l'erreur attendue de MODIS_{DBT}.

Tableau VIII : Proportion (%) des données en rapport avec l'erreur attendue (EE) de MODIS_{DBT}

Sites	=EE	<EE	>EE
Korhogo	29	68	3
Lamto	40	56	4
Abidjan	65	22	13

Les résultats présentés pour les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan offrent une analyse détaillée des performances comparatives entre les mesures de profondeur optique des aérosols (AOD) des capteurs CALITOO et MODIS_{DBT}. Le tableau IX présente les métriques de comparaisons entre les AOD in situ CALITOO et du capteur satellitaire MODIS. Les métriques sont

Résultats et discussion

composées du coefficient de corrélation linéaire (R), le biais moyen relatif (RME), l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'erreur absolu moyen (MAE).

Le biais moyen relatif de 0,59 pour Korhogo indique que les mesures MODIS_{DBT} sous-estiment systématiquement les valeurs CALITOO, probablement en raison de différences algorithmiques ou de conditions locales de réflectance de surface. L'erreur absolue moyenne (MAE) de 0,21 et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) de 0,29 révèlent une divergence moyenne de 0,21 et une variabilité importante des erreurs, respectivement. Il est également pertinent de noter que les mesures MODIS sont prises à une échelle spatiale de 1 degré par 1 degré, ce qui pourrait contribuer à la sous-estimation observée, étant donné que cette échelle plus large peut diluer les variations locales fines capturées par les capteurs au sol. À Abidjan, le biais moyen relatif de 0,92 indique une légère sous-estimation des valeurs MODIS_{DBT} par rapport à celles du capteur CALITOO, accompagnée d'une erreur absolue moyenne (MAE) de 0,11 et d'un RMSE de 0,16. Ces résultats concluent à une précision élevée et une bonne concordance entre les deux capteurs. Les travaux de (Léon *et al.*, 2021) ont montré que les plus faibles valeurs de RMSE sont enregistrées pour les mesures effectuées avec le capteur CALITOO sur les sites côtiers. Pour Lamto, le biais moyen relatif de 0,78 montre que les mesures MODIS_{DBT} sous-estiment les valeurs de CALITOO. L'erreur absolue moyenne (MAE) de 0,19 et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) de 0,25 indiquent que les prédictions de MODIS_{DBT} sont généralement proches des mesures de CALITOO, avec une dispersion modérée autour de la tendance centrale. Les valeurs de RMB de 0,59, 0,72 et 0,92, respectivement pour les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan (Tableau IX), révèlent une sous-estimation des valeurs d'AOD obtenues par MODIS sur l'ensemble des sites.

Tableau IX : Métriques de comparaisons et le nombre N de correspondance MODIS_{DBT}

Sites	R	MAE	RMSE	RMB	N
Korhogo	0,64	0,21	0,29	0,59	372
Lamto	0,87	0,19	0,25	0,72	382
Abidjan	0,86	0,11	0,16	0,92	151

Les valeurs d'AOD à 550 nm, colocalisées et obtenues à partir de MODIS Terra et Aqua, ont été validées par rapport aux données de CALITOO AOD à 550 nm respectivement pour les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan, comme illustré à la figure 29. L'approche par régression a permis d'analyser la corrélation entre MODIS_{DBT} et CALITOO à 550 nm sur les trois sites d'étude. La figure 29 présente dans l'ensemble un bon compromis (dans les limites des niveaux d'incertitude) entre les données MODIS_{DBT} et CALITOO sur les différents sites. À Korhogo, le

Résultats et discussion

coefficient de corrélation de 0,64 indique une corrélation modérée entre les mesures AOD de CALITOO et MODIS_{DBT}. L'équation de régression montre une pente positive de 0,54, signifiant une augmentation moyenne de 0,54 unité des valeurs CALITOO pour chaque unité d'augmentation des valeurs MODIS_{DBT}. En général, une pente différente de l'unité suggère que l'algorithme d'inversion des aérosols de MODIS présente des biais systématiques, résultant des hypothèses du modèle d'aérosol, de l'étalonnage de l'instrument, du choix des pixels et des incertitudes liées aux propriétés des aérosols, en particulier lorsque l'AOD est élevée (Bibi *et al.*, 2015; Adesina *et al.*, 2017 ; ; Boiyo *et al.*, 2017). Par conséquent, toutes les pentes inférieures à 1 observées sur les différents sites indiquent une déviation par rapport à l'état idéal ($m = 1$). Une telle déviation, bien que triviale, suggère une sous-estimation des AOD par l'algorithme MODIS_{DBT}. À Abidjan, le coefficient de corrélation de 0,86 révèle une forte relation linéaire entre MODIS_{DBT} et CALITOO, confirmée par l'équation de régression dont les paramètres de régression linéaire, tels que la pente et l'ordonnée à l'origine, obtenus à partir de la validation, sont d'une importance capitale (Levy *et al.*, 2010). À Lamto, les résultats montrent une corrélation robuste avec un coefficient de corrélation de 0,87 entre les données MODIS_{DBT} et CALITOO. Parallèlement, les pentes observées de 0,57, 0,70 et 0,83 respectivement pour les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan présentent un écart notable par rapport à l'état idéal ($m = 1$), ce qui suggère une sous-estimation systématique des AOD par MODIS_{DBT} de 43 %, 30 % et 27 % respectivement dans ces zones. Cela met en évidence l'incapacité de l'instrument MODIS à reproduire avec précision les valeurs d'AOD particulièrement élevées observées dans ces sites. Cette sous-estimation est principalement attribuée aux hypothèses du modèle d'aérosol (0-20%), à l'étalonnage des instruments (2-5%), au choix des pixels (0-10%) et aux incertitudes concernant les propriétés des aérosols, notamment lorsque l'AOD est élevée. Cette différence peut également résulter des mesures ponctuelles de CALITOO par rapport à la moyenne des grilles de $1^\circ \times 1^\circ$ utilisées pour les récupérations MODIS que nous jugeons suffisamment précis pour représenter fidèlement l'emplacement. Toutefois Aldabash *et al.* (2020) ont mené des travaux de validation en Turquie en utilisant la version 2 de la collection 6.1 avec une résolution élevée de $10 \times 10 \text{ km}^2$. Ces recherches ont révélé des pentes inférieures à l'unité.

Dans des conditions de forte turbidité, les valeurs d'AOD récupérées par MODIS sont inférieures à celles mesurées par le photomètre solaire (Kang *et al.*, 2016), probablement en raison d'erreurs dans les hypothèses du modèle d'aérosol ou d'une surestimation de l'albédo de diffusion unique (He *et al.*, 2010 ; Prasad & Singh, 2007). Compte tenu des différences d'étalonnage entre Terra et Aqua MODIS (Xiong *et al.*, 2007), il est prévisible d'observer des

Résultats et discussion

variations importantes de pente et d'ordonnée à l'origine lors de l'utilisation du même algorithme de récupération des aérosols. Cela s'explique par une dégradation différenciée du diffuseur solaire et du miroir de balayage dans le domaine visible, ainsi que par des effets de conversion électronique et des fuites thermiques dans les bandes infrarouges à ondes courtes (Xiong *et al.*, 2007). La première (réflectance dans le visible) influencerait les propriétés des aérosols, tandis que la seconde (réflectance dans l'infrarouge à ondes courtes ou proche infrarouge) affecterait l'estimation de la réflectance de surface dans le processus de récupération des AOD par MODIS.

Il convient de noter que l'écart de l'ordonnée à l'origine par rapport à zéro peut être attribué aux incertitudes associées aux hypothèses relatives à la réflectance de la surface, en particulier lorsque l'AOD est faible (Chu *et al.*, 2002 ; Levy *et al.*, 2010 ; Remer *et al.*, 2005). Les valeurs positives d'interception observées sur l'ensemble des sites indiquent une légère surestimation de la réflectance de surface par l'algorithme MODIS avec une moyenne de 0,02.

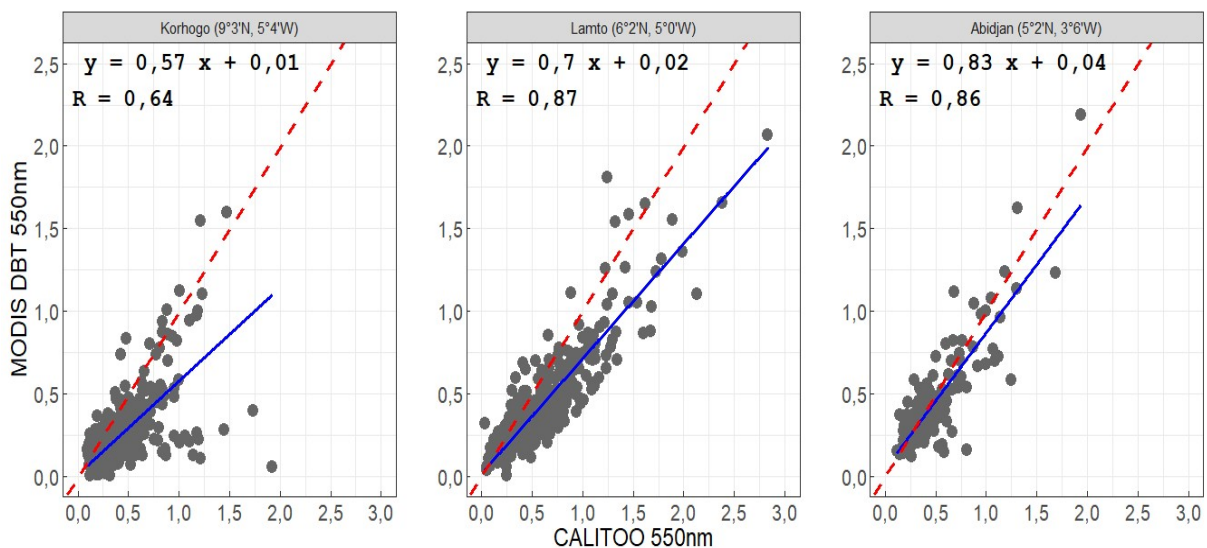


Figure 29 : Régression linéaire entre AOD in situ et satellitaire MODIS_{DBT}

3-4-2- CALITOO et MODIS_{DB}

Le tableau X présente une analyse des erreurs attendues (EE) pour les mesures issues de MODIS_{DB}, comparées aux données de CALITOO pour les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan. Globalement, on observe une amélioration du niveau des mesures, qui s'inscrivent davantage dans les limites d'erreur attendues. À Korhogo, 60 % des mesures issues de MODIS_{DB} se situent dans les limites de l'erreur attendue, tandis que 16 % des mesures sont inférieures à cette limite et 24 % la dépassent. Ce résultat indique que les récupérations effectuées par l'algorithme Blue Deep (DB) ne présentent pas de biais pour ce site par rapport à celui de Blue Deep et Black

Résultats et discussion

Target combiné (DBT). Les sites de Lamto et d'Abidjan présentent en moyenne des niveaux modérés d'erreurs attendues. Il convient cependant de noter que l'algorithme montre une qualité de récupération des AOD distincte entre le site de Lamto et celui d'Abidjan. Les pourcentages de mesures situées en dessous de la plage d'erreur attendue sont respectivement de 23 % pour Lamto et de 22 % pour Abidjan, tandis que les pourcentages de mesures dépassant cette plage sont de 22 % et 25 %. Le pourcentage de mesures d'AOD se situant dans l'erreur attendue indique également que l'algorithme MODIS_{DB} surpasse systématiquement MODIS_{DBT} sur l'ensemble des sites, à l'exception notable du site d'Abidjan.

Tableau X : Proportion (%) des données en rapport avec l'erreur attendue (EE) de MODIS_{DB}

Sites	=EE	<EE	>EE
Korhogo	60	16	24
Lamto	55	23	22
Abidjan	53	22	25

Le tableau XI présente les valeurs de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et de l'erreur absolue moyenne (MAE) calculées pour les observations satellitaires sur les différents sites d'étude. Les valeurs les plus faibles de RMSE et de MAE sont respectivement de 0,25 pour les observations MODIS_{DB} au-dessus de Lamto et de 0,19 dans la région sud. En revanche, la valeur de RMSE la plus élevée, atteignant 0,35, a été observée pour les observations au-dessus d'Abidjan, tandis que la MAE maximale de 0,21 a été relevée pour MODIS_{DB} au-dessus de Korhogo. Dans les travaux de Ogunjobi & Awoleye (2019) portant sur la région sahélienne, les plus faibles valeurs de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et de l'erreur absolue moyenne (MAE) pour MODIS_{DB}, soit respectivement 0,03 et 0,15, ont été observées à Agoufou. En revanche, les valeurs les plus élevées, de 0,10 pour la RMSE et de 0,25 pour la MAE, ont été relevées à Ilorin. La performance de MODIS_{DB} à Korhogo est modérée, ni optimale comme en zone sahélienne sèche (Agoufou), ni fortement dégradée par rapport au site d'Abidjan. Les valeurs de MAE et de RMSE pour le site de Korhogo sont comparables, voire légèrement supérieures, à celles observées à Ilorin. Le fait que Korhogo se situe dans une zone climatique proche de celle d'Ilorin (zone soudanienne) permet d'interpréter ces résultats comme s'inscrivant dans un gradient de performance de l'algorithme Deep Blue (DB). Ce gradient se traduit par une meilleure performance en zone sahélienne, où la surface est plus homogène et où les aérosols, dominés par les poussières minérales, favorisent une meilleure restitution de l'AOD, puis par une dégradation progressive des performances de l'algorithme vers des zones plus humides et végétalisées. Les valeurs de RMB de 0,59, 0,72 et 1,08, respectivement pour les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan (Tableau XI), mettent en évidence une sous-estimation

Résultats et discussion

des valeurs d'AOD obtenues par MODIS DB pour les sites de Lamto et Korhogo, ainsi qu'une surestimation pour le site d'Abidjan. Les travaux de Ogunjobi & Awoleye (2019) ont révélé que les valeurs de RMB indiquent une surestimation des valeurs d'AOD pour les extractions standard de MODIS sur l'ensemble des sites, tandis que les extractions MODIS_{DB} montrent une sous-estimation systématique sur ces mêmes sites.

Tableau XI : Métriques de comparaisons et le nombre N de correspondance MODIS_{DB}

Sites	R	MAE	RMSE	RMB	N
Korhogo	0,64	0,21	0,29	0,59	372
Lamto	0,87	0,19	0,25	0,72	382
Abidjan	0,73	0,19	0,35	1,08	49

L'approche de régression utilisée pour confirmer la corrélation entre les données MODIS_{DB} et CALITOO à 550 nm sur les trois sites d'étude est illustrée dans la figure 30. La figure 30 illustre un excellent compromis entre les données MODIS_{DB} et CALITOO sur l'ensemble des sites étudiés, avec des coefficients de corrélation variant entre 0,73 et 0,82. La figure 30 indique que la meilleure corrélation a été observée pour le site de Lamto ($R = 0,82$), tandis que le site d'Abidjan a présenté la corrélation la plus faible, avec une valeur de R de 0,73. Comme pour le site de Lamto, la corrélation entre MODIS_{DB} et CALITOO s'est révélée particulièrement forte à Korhogo par rapport à MODIS_{DBT} et CALITOO. Ce résultat est attendu, étant donné que le niveau moyen de couverture végétale sur ces deux sites procure une bonne réflectance de surface, ce qui favorise l'efficacité de l'algorithme de récupération du Blue Deep (DB). En revanche, le paysage plus complexe d'Abidjan, caractérisé par une surface relativement moins réfléchissante, a remis en question la performance de l'algorithme de récupération. Les valeurs des intercepts associées aux coefficients de corrélation R respectifs sont de 0,10, 0,13 et 0,05, comme illustré dans la figure 30. Les intercepts des comparaisons entre MODIS_{DB} et CALITOO sont positifs pour tous les sites étudiés, ce qui suggère une légère correction de la réflectance de surface. Par conséquent, les pentes observées de 0,79, 0,75 et 1 pour les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan respectivement, révèlent un écart minimal par rapport à l'état idéal ($m = 1$). Un tel écart, bien que trivial, indique une légère sous-estimation des AOD par l'algorithme MODIS_{DB} de 21 % et 27 % pour Korhogo et Lamto, respectivement, tandis que le site d'Abidjan se situe dans un état idéal.

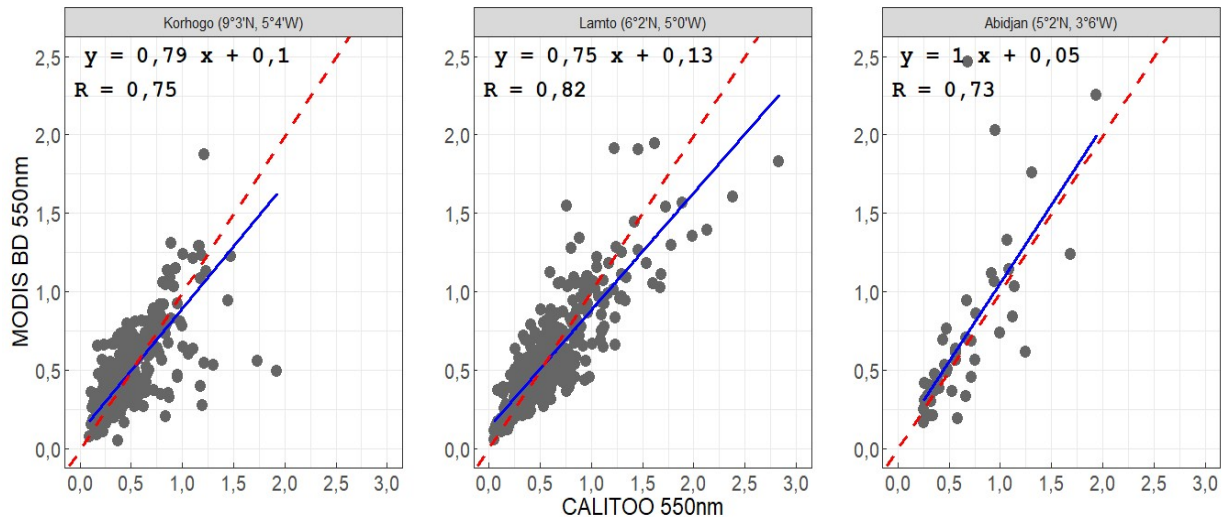


Figure 30 : Régression linéaire entre AOD in situ et satellitaire MODIS_{DB}

3-4-3- CALITOO et CALIOP

L'évaluation des performances des estimations satellitaires de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) par rapport aux mesures au sol révèle des différences notables selon les sites étudiés en Côte d'Ivoire.

À Korhogo, le coefficient de corrélation ($R = 0,62$) indique une corrélation modérée entre les estimations satellitaires et les données de référence. Les erreurs absolues moyenne (MAE) et quadratique moyenne (RMSE) sont respectivement de 0,14 et 0,17, reflétant une précision correcte. Le biais moyen relatif (RMB) de 1,15 indique une légère surestimation des données satellitaires, avec un total de 55 observations analysées. Pour le site de Lamto, les résultats montrent une amélioration notable par rapport à Korhogo, avec un coefficient de corrélation plus élevé ($R = 0,77$), témoignant d'une meilleure correspondance entre les données satellitaires et celles mesurées au sol. Les valeurs de MAE (0,16) et RMSE (0,19) sont légèrement supérieures à celles de Korhogo, mais celles-ci demeurent dans des marges de tolérance statistiquement satisfaisantes. Le RMB de 1,08 montre une faible surestimation des données, et le nombre important d'observations ($N = 120$) renforce la robustesse de ces résultats. À Abidjan, les performances sont les meilleures parmi les trois sites, avec un coefficient de corrélation élevé ($R = 0,83$), signalant une très bonne correspondance entre les estimations satellitaires et les observations au sol. L'augmentation de la valeur de la corrélation élevé de Korhogo à Abidjan, suggère une meilleure reproduction de la variabilité des aérosols dans les environnements plus urbanisés. Les valeurs de MAE (0,17) et RMSE (0,19) sont comparables à celles observées à Lamto, mais légèrement moins précises que celles de Korhogo pour la MAE. Le RMB de 1,07 reflète une surestimation faible et comparable à celle de Lamto. Le

Résultats et discussion

capteur CALIOP, du fait de sa technologie active (lidar), permet de mieux répartir les différentes couches d'aérosols dans l'atmosphère et de s'affranchir des problèmes de réflexion de surface qui affectent les capteurs passifs comme MODIS, offrant ainsi une représentation plus cohérente du gradient nord-sud de l'AOD en Côte d'Ivoire. Pour l'ensemble des sites, la surestimation modérée est plus marquée dans la partie Nord (+15% à Korhogo) qu'au Sud (+7% à Abidjan). Cependant, le faible nombre d'observations à Abidjan et Korhogo dû à la fois au cycle de passage de 16 jours de CALIOP et aux limites des mesures effectuées avec le photomètre CALITOO, restreint quelque peu la représentativité des résultats pour ces différents sites et rend la surestimation non significative par rapport à Lamto.

Tableau XII : Métriques de comparaisons et le nombre N de correspondance CALIOP

Sites	R	MAE	RMSE	RMB	N
Korhogo	0,62	0,14	0,17	1,15	55
Lamto	0,77	0,16	0,19	1,08	120
Abidjan	0,83	0,17	0,19	1,07	29

La figure 31 présente les résultats de la régression entre les valeurs journalières de l'AOD CALIOP et celles dérivées de CALITOO à 532 nm.

Les mesures statistiques correspondantes de la comparaison de chaque site, étant donné que les paramètres sont d'une importance cruciale, sont présentées (Figure 31). Les ordonnées positives à Korhogo et Lamto indiquent une légère surestimation de la réflectance de surface, tandis que l'ordonnée négative et beaucoup plus faible sur Abidjan montrent une meilleure estimation de la réflectance de surface comme le montre la figure 31. Selon Chu *et al.* (2002) les zones végétalisées (forêts à feuilles caduques, forêts à feuilles persistantes, terres cultivées) fournissent les meilleures estimations de la réflectance de surface. Les pentes ($m = 0,73, 0,79, 1,96, 0,15$) s'écartent légèrement de l'état idéal ($m = 1$). Les résultats observés indiquent que l'algorithme CALIOP a sous-estimé les AOD sur les sites de Korhogo et Lamto et surestimé celles d'Abidjan.

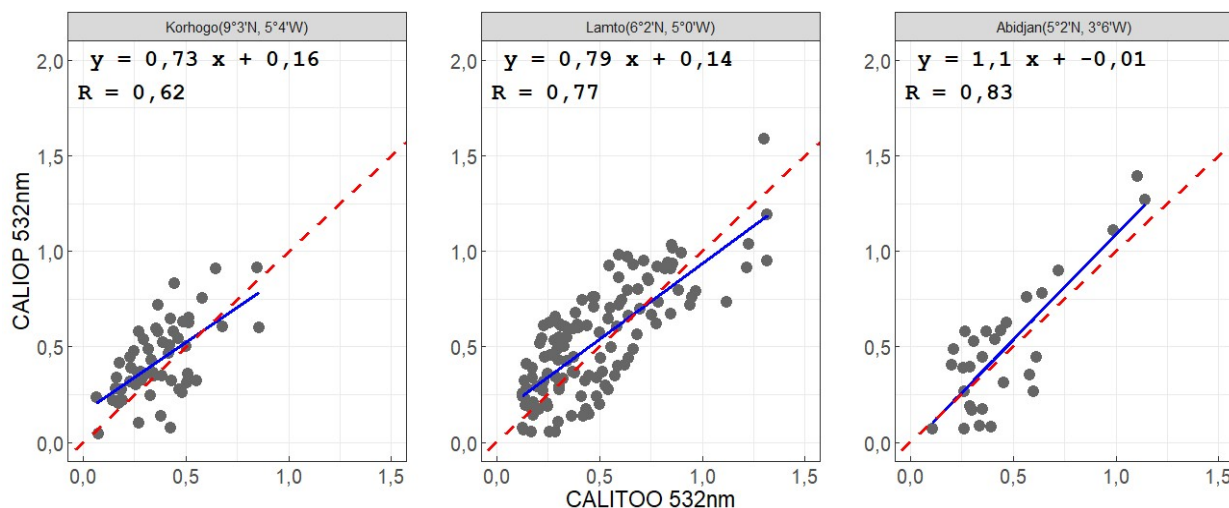


Figure 31 : Régression linéaire entre AOD in situ et satellitaire CALIOP

3-5- Analyse des moyennes et évolutions annuelles des AOD

3-5-1- Analyse des moyennes des AOD

Le Tableau XIII présente les moyennes de la profondeur optique des aérosols (AOD) pour trois sites de mesure en Côte d'Ivoire, à savoir Korhogo, Lamto et Abidjan, avec CALITOO, MODIS_{DBT}, MODIS_{DB} et CALIOP. Les valeurs d'AOD varient selon les sites et les instruments, ce qui reflète les différences dans les méthodologies et les résolutions spatiales des dispositifs utilisés. En général, MODIS_{DB} présente des valeurs élevées avec des écarts-types importants, tandis que MODIS_{DBT} affiche des mesures plus stables mais plus faibles. CALIOP présente des résultats relativement proches, avec des écarts-types similaires dans tous les sites à l'instrument de référence CALITOO. C'est un lidar spatial, ce qui lui permet de mieux s'affranchir des réflexions de surface qui perturbent MODIS.

Les valeurs d'AOD mesurées à Korhogo par les instruments CALITOO ($0,45 \pm 0,31$) et CALIOP ($0,45 \pm 0,30$) sont proches, avec des écarts-types similaires. En comparaison, MODIS_{DB} présente une valeur légèrement supérieure ($0,47 \pm 0,30$), mais l'écart-type reste comparable. En revanche, MODIS_{DBT} enregistre une valeur plus faible ($0,29 \pm 0,13$) accompagnée d'un écart-type plus réduit, suggérant une moindre variabilité des mesures. MODIS_{DBT} sous-estime nettement la charge en aérosols par rapport à CALITOO sur le site Korhogo. À Lamto, l'instrument MODIS_{DB} ($0,58 \pm 0,34$) donne la valeur la plus élevée, avec un écart-type également plus grand, ce qui indique une plus grande variabilité dans les mesures. Les valeurs de CALITOO ($0,54 \pm 0,34$) et CALIOP ($0,53 \pm 0,29$) sont similaires et présentent des écarts-types élevés. MODIS_{DBT} ($0,44 \pm 0,31$), bien que présentant une valeur plus faible, présente un écart-type comparable. Enfin, à Abidjan, MODIS_{DB} ($0,84 \pm 0,51$) enregistre la valeur la plus

élevée, avec un écart-type important, ce qui indique une grande variabilité dans les données. MODIS_{DB} surestime largement la valeur de CALITOO. Cela suggère que l'algorithme "Deep Blue" (DB) de MODIS pourrait avoir des difficultés avec la réflexion de surface complexe de la zone urbaine côtière d'Abidjan. MODIS_{DBT} ($0,68 \pm 0,40$) présente également une valeur relativement élevée, mais avec un écart-type plus faible, tandis que CALITOO ($0,47 \pm 0,29$) et CALIOP ($0,52 \pm 0,40$) montrent des valeurs intermédiaires. Les valeurs de l'écart-type sont très élevées (souvent proches de 50 à 60% de la moyenne). Cela indique une forte saisonnalité notamment le passage de la saison sèche (chargée en poussière/fumée) à la saison des pluies (lessivage de l'atmosphère) crée des valeurs extrêmes qui tirent la moyenne.

Tableau XIII : Moyenne AOD (CALITOO, MODIS_{DBT}, MODIS_{DB} et CALIOP)

Sites	CALITOO	MODIS _{DBT}	MODIS _{DB}	CALIOP
Korhogo	$0,45 \pm 0,31$	$0,29 \pm 0,13$	$0,47 \pm 0,30$	$0,42 \pm 0,19$
Lamto	$0,54 \pm 0,34$	$0,44 \pm 0,31$	$0,58 \pm 0,34$	$0,53 \pm 0,29$
Abidjan	$0,47 \pm 0,29$	$0,68 \pm 0,40$	$0,84 \pm 0,51$	$0,49 \pm 0,34$

3-5-2- Evolution annuelle des AOD

Le cycle annuel des moyennes mensuelles de l'AOD pour trois sites en Côte d'Ivoire (Abidjan, Korhogo, et Lamto), mesurées par les instruments CALIOP, CALITOO, MODIS_{DB}, et MODIS_{DBT} est présenté sur la figure 32. Les tendances saisonnières sont similaires entre les trois sites : des niveaux élevés d'AOD en saison sèche, probablement liés aux flux de poussière saharienne et aux émissions locales, et une forte réduction durant la saison des pluies. Les instruments montrent une bonne cohérence entre eux pour capturer ces variations saisonnières. Les valeurs d'AOD maximales sont globalement enregistrées en début d'année, en particulier en janvier et février, pour tous les sites et instruments. Abidjan, site côtier, présente les niveaux d'AOD les plus élevés, avec un maximum de 1,17 pour CALIOP en janvier et de 1,18 pour MODIS_{DB} en février, ce qui pourrait refléter des contributions d'aérosols additionnelles dues à des activités anthropiques et aux transports de poussière. À Korhogo et Lamto, situés plus à l'intérieur des terres, les valeurs maximales sont légèrement inférieures : 0,68 à Korhogo pour MODIS_{DB} en avril et 0,87 à Lamto pour MODIS_{DB} en février. Les mois correspondant à la saison des pluies (juin à septembre), montrent les valeurs d'AOD les plus basses sur l'ensemble des sites et des instruments. Par exemple, à Abidjan, l'AOD mesurée par CALIOP descend à 0,23 en juin, et pour MODIS_{DBT}, une valeur aussi basse que 0,06 est enregistrée en août à Lamto. Ces baisses sont attribuées aux pluies qui lessivent les aérosols de l'atmosphère. Pour le site de Lamto, les trois capteurs satellitaires ne reproduisent pas le maxima secondaire

observé en août par le capteur au sol CALITOO. Ce résultat est dû aux limites de détection liées à la sensibilité verticale des couches d'aérosols à proximité du sol.

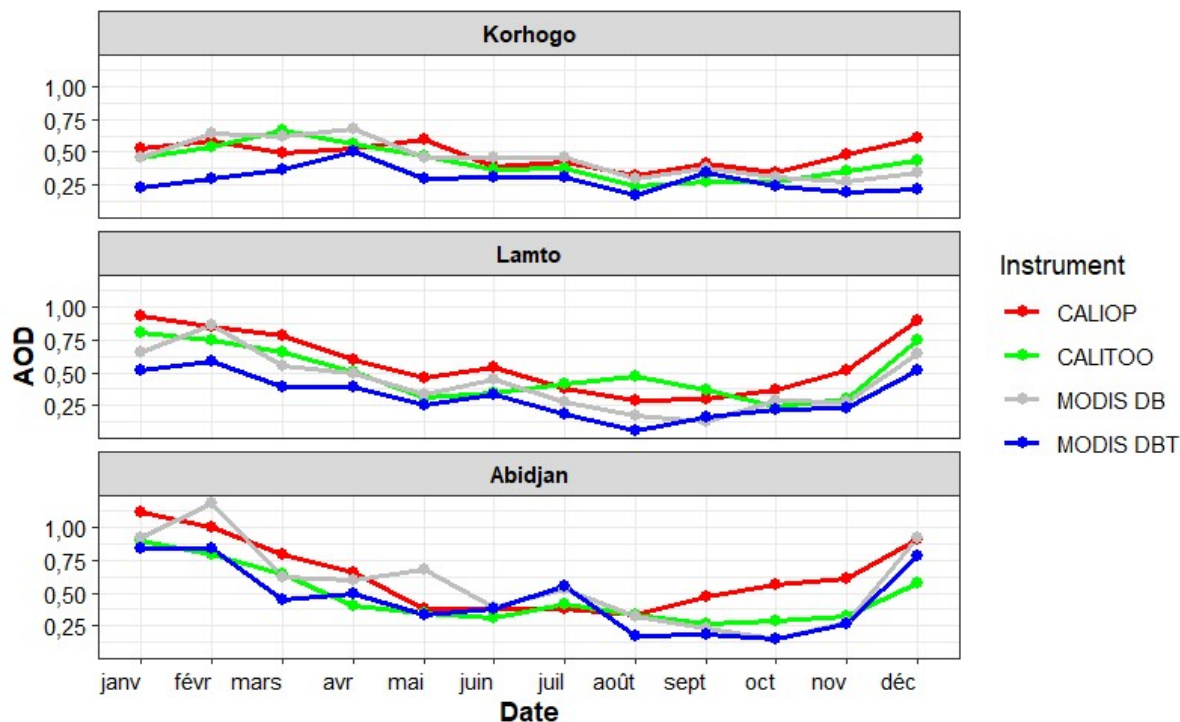


Figure 32 : Cycles annuels des AOD

Conclusion partielle

L'étude de la comparaison entre CALITOO et AERONET révèle une excellente correspondance, avec des métriques faibles (RMSE, biais et MAE), des pentes de régressions linéaires proches de 1 et des coefficients offset proches de 0, attestant de la précision des mesures CALITOO. La comparaison entre les données de profondeur optique des aérosols (AOD) issues des capteurs CALITOO, MODIS_{DBT} et MODIS_{DB} montre des variations significatives selon les sites de Korhogo, Lamto et Abidjan. A Korhogo, MODIS_{DBT} sous-estime les valeurs de CALITOO, avec seulement 29 % des mesures dans les limites d'erreur attendue et un biais moyen relatif (RMB) de 0,59, illustrant une divergence notable. Lamto présente une amélioration avec 40 % des mesures de MODIS_{DBT} respectant les attentes, bien que l'erreur quadratique moyenne (RMSE) reste modérée. Abidjan, quant à lui, affiche une concordance plus élevée, avec 65 % des mesures dans les limites d'erreur attendue, ce qui reflète un bon ajustement des valeurs MODIS par rapport aux données CALITOO.

L'algorithme MODIS_{DB} améliore la précision globale, notamment à Korhogo, où 60 % des mesures respectent l'erreur attendue, tandis qu'à Abidjan, les mesures se révèlent légèrement surestimées avec un RMB de 1,08. La régression linéaire montre des coefficients de corrélation

Résultats et discussion

allant de 0,64 à 0,87 selon les sites, avec une meilleure corrélation observée à Lamto ($R=0,87$), grâce à une couverture végétale favorable pour la réflectance de surface. Les pentes inférieures à 1, observées pour tous les sites sauf Abidjan, confirment une sous-estimation des valeurs AOD par les capteurs MODIS. Ces biais sont influencés par les limitations de l'algorithme MODIS, les hypothèses de modèle d'aérosol et les différences de résolutions spatiales.

Cette étude a aussi évalué les performances des estimations satellitaires de l'épaisseur optique des aérosols CALIOP par rapport aux mesures au sol sur trois sites en Côte d'Ivoire : Korhogo, Lamto et Abidjan. Les résultats montrent une correspondance modérée à Korhogo ($R = 0,62$) avec une légère surestimation ($RMB = 1,15$). Lamto présente de meilleures performances ($R = 0,77$, $RMB = 1,08$), tandis qu'Abidjan affiche la meilleure corrélation ($R = 0,83$) et une surestimation faible ($RMB = 1,07$), bien que le nombre d'observations y soit limité.

Les pentes des régressions révèlent des écarts par rapport à l'idéal, suggérant une sous-estimation à Korhogo et Lamto, et une surestimation à Abidjan tout en soulignant la nécessité de calibrer l'algorithme CALIOP pour mieux refléter les spécificités locales.

CHAPITRE 4 : CARACTERISATION DES PROPRIETES MICROPHYSIQUES DES AEROSOLS EN COTE D'IVOIRE

Ce chapitre est consacré à la caractérisation approfondie des propriétés microphysiques et optiques des aérosols en Côte d'Ivoire, à travers une analyse comparative de trois sites représentatifs de la diversité bioclimatique du pays : les zones urbaines d'Abidjan et de Korhogo, et le site rural de Lamto. L'objectif central est de décrypter la complexité de la charge particulaire en examinant l'évolution spatio-temporelle de l'Épaisseur Optique des Aérosols (AOD), tout en identifiant les signatures microphysiques (taille, nature) qui définissent les types de particules dominants dans chaque zone. Au-delà de la nature physique des aérosols, cette étude explore la relation entre l'AOD et les concentrations de particules en suspension (PM) au niveau du sol, afin de mieux comprendre l'organisation verticale des aérosols. Enfin, l'intégration des rétro-trajectoires des masses d'air permet de corrélérer ces propriétés microphysiques à leurs sources d'émission, qu'elles soient locales ou issues de transports transfrontaliers à longue distance.

4-1- Variation journalière des épaisseurs optiques et du coefficient d'Angström

Les variations quotidiennes de l'épaisseur optique des aérosols mesurées par le capteur CALITOO ont été présentées et analysées dans le chapitre précédent, plus précisément dans la section 3-1. Dans cette section, nous nous abstenons de réitérer cette analyse. Cependant, l'examen du coefficient d'Ångström (AE) sera abordé à partir des représentations graphiques présentées ici.

4-1-1- Variation journalière du coefficient d'Angström

Les variations des valeurs quotidiennes du coefficient d'Angström pour les trois sites photométriques sont présentées individuellement sur la figure 33. Un gradient nord-sud de la nature des aérosols (Figure 33).

Korhogo présente la variabilité la plus spectaculaire. On y observe deux régimes distincts. Les pics d'AE (proches de 2,0 -3,0), très fréquents, notamment en 2019. Cela traduit des épisodes massifs de particules fines, typiques des fumées de feux de savane, des aérosols issus des émissions biogéniques très présents durant la saison sèche. Les d'AE (proches de 0) : Ces points bas correspondent aux incursions de l'harmattan, transportant des poussières désertiques (grosses particules). Pour le site de Lamto, une diminution des valeurs quotidiennes du coefficient d'Angström est observée par rapport au site de Korhogo. Cette observation suggère que les particules d'aérosols présentes dans l'atmosphère au-dessus de Lamto sont de plus

grande taille que celles au-dessus de Korhogo. La majorité des valeurs du coefficient d'Angström se situent dans la plage de 0,0 à 1,2 tout au long de la période d'étude. La valeur maximale (environ 1,8) est enregistrée au cours du mois de janvier 2021 et correspond à des jours où la contribution à la colonne atmosphérique provient de particules très fines émises à l'échelle locale. Le site de Lamto présente une signature de transition, où les influences de la biomasse et du transport désertique se mélangent de manière plus homogène. Abidjan affiche un profil proche de celui de Lamto, avec des valeurs généralement situées sous le seuil de 1,5. Toutefois, à la différence du site de Lamto, la prédominance des aérosols du mode grossier est identifiée comme étant liée aux aérosols marins, aux poussières désertiques ou aux particules urbaines remises en suspension.

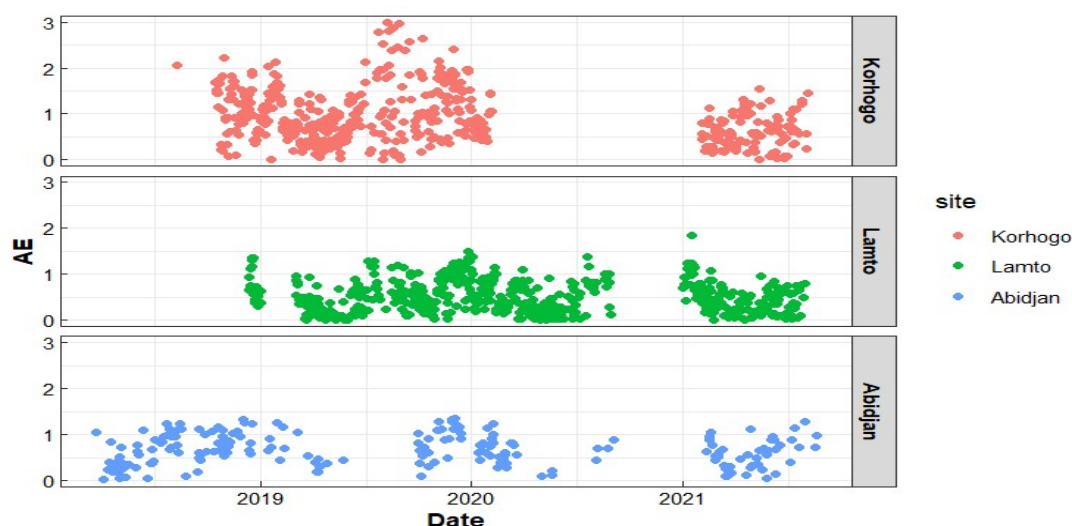


Figure 33 : Variations journalières du coefficient d'Angström

4-1-2- Analyse statistique des paramètres physiques des aérosols

Les observations des aérosols à partir du photomètre manuel CALITOO sont exploitées en l'absence de nuages. La représentativité des données est donc liée à la couverture nuageuse pour chaque site de mesure. Des sites plus nuageux que d'autres pourraient limiter le nombre d'observation exploitables. Les sites de Korhogo au nord et de Lamto au centre, sont moins couverts par les événements nuageux que le site d'Abidjan au sud de la Côte d'Ivoire.

Le résumé de la période d'observation (médiane et quartile, moyenne et écart type) pour la profondeur optique des aérosols et l'exposant d'Angström (AE) pour chaque site est donné dans le tableau XIV. Les médianes des épaisseurs optiques sont sensiblement égales à Korhogo, Lamto et Abidjan avec des moyennes respectives de 0,38 ; 0,47 et 0,40 sur ces sites pour la période d'étude traduisant des charges atmosphériques relativement élevées sur les différents

Résultats et discussion

sites. Pour le coefficient d'Angström, les valeurs médianes varient d'un site à l'autre avec des moyennes du coefficient d'Angström de 0,84 ; 0,51 et 0,66 respectivement à Korhogo, Lamto et Abidjan. Nous avons comparé les statistiques du coefficient d'Angström et des profondeurs optiques d'aérosol avec celles des travaux antérieurs menés par Léon *et al.* (2021). Nos résultats montrent une similarité de l'AOD pour le site de Lamto, tandis qu'une baisse est observée à Abidjan. Quant aux valeurs du coefficient d'Angström une baisse est notée sur les deux sites. Cette différence du coefficient d'Angström d'environ 0.08 traduit un apport probable de particules grossières provenant des émissions terrigènes sur ces deux sites. Les valeurs d'AOD sont globalement plus élevées en milieu rural à Lamto ($0,54 \pm 0,34$) qu'en milieu urbain à Korhogo ($0,45 \pm 0,31$) et Abidjan ($0,47 \pm 0,29$), suggérant une charge en aérosols plus importante. L'AE est plus faible à Lamto ($0,51 \pm 0,34$) par rapport à Abidjan ($0,67 \pm 0,34$), tandis qu'il est plus élevé à Korhogo ($0,95 \pm 0,56$) traduisant une présence accrue de particules fines.

Tableau XIV : Résumé des médianes, moyennes annuelles et écart types pour la profondeur optique des aérosols et l'exposant d'Angström.

	Milieu	Site	Médiane AOD (quartile)	Médiane AE (quartile)	AOD	AE
Cette étude	Urbain	Korhogo	0,38 (0,24 ; 0,55)	0,84 (0,55 ; 1,30)	$0,45 \pm 0,31$	$0,95 \pm 0,56$
		Abidjan	0,40 (0,28 ; 0,58)	0,66 (0,39 ; 0,92)	$0,47 \pm 0,29$	$0,67 \pm 0,34$
	Rural	Lamto	0,47 (0,29 ; 0,69)	0,51 (0,23 ; 0,76)	$0,54 \pm 0,34$	$0,51 \pm 0,34$
Léon <i>et al.</i> (2021)	Urbain	Abidjan	0,55 (0,38 ; 0,75)	0,73(0,44 ; 0,97)	-	-
	Rural	Lamto	0,47 (0,30 ; 0,72)	0,59 (0,35 ; 0,86)	-	-

4-2- Variations saisonnières des épaisseurs optiques et du coefficient d'Angström (AE)

L'analyse du cycle annuel des épaisseurs optiques et du coefficient d'angström présente des évolutions inverses entre les épaisseurs optiques d'aérosols et le coefficient d'Angström. Plus la valeur de l'épaisseur optique est élevée, moins sera celle du coefficient d'Angström et inversement. Les barres verticales sont les écart-types correspondants à chaque moyenne mensuelle. Les variations des moyennes mensuelles des épaisseurs optiques d'aérosols ainsi que des coefficients d'Angstrom mettent en évidence des différences du contenu atmosphérique d'un site à l'autre (Figure 34). Pour l'ensemble des sites, les valeurs maximales sont observées dans les mois de janvier (Lamto et Abidjan) avec des valeurs respectives de 0,80 et 0,90 ou mars à Korhogo avec une valeur de 0,68. Ces mois correspondent à des mois de la saison sèche pour chaque site. Les valeurs minimales sont de 0,25 ; 0,24 et 0,26 respectivement à Korhogo, Lamto et Abidjan. La différence de concentrations plus élevées pendant les saisons sèches par rapport aux saisons humides, est principalement due à la faible pluviométrie observée pendant les saisons sèches, limitant les processus d'élimination des particules par dépôt humide et à

l'augmentation des activités d'émission des polluants atmosphériques. Les cycles annuels des profondeurs optiques d'aérosol et du coefficient d'Angstrom sont beaucoup similaires sur les sites du sud avec des valeurs plus élevées à Abidjan. Cependant, les valeurs du coefficient d'Angstrom sont bien plus élevées dans la partie nord du pays.

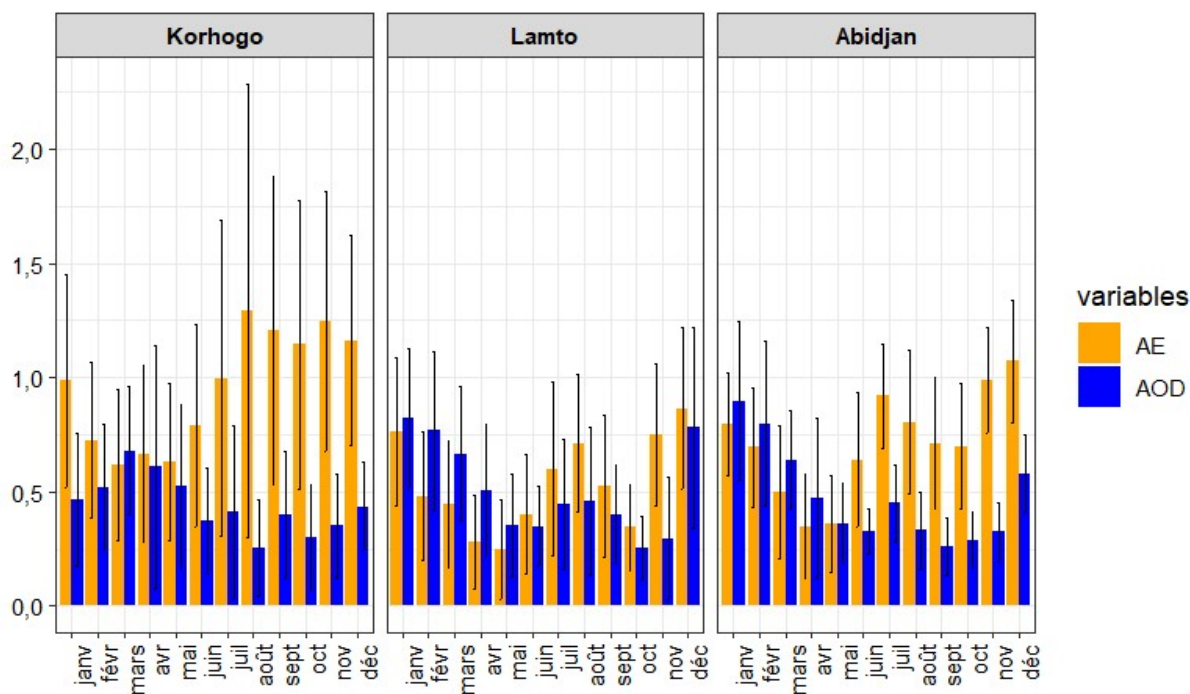


Figure 34 : Cycles annuels des épaisseurs optiques et du coefficient Angstrom sur le transect Nord-Centre-Sud.

Pour des raisons de commodité, nous avons délimité la période de décembre-février comme saison sèche et définir ainsi la saison humide sur la période juin-août pour les différents sites. Le Résumé des moyennes saisonnières pour la profondeur optique des aérosols (AOD) et l'exposant d'Angström est présenté (Tableau XV), offrant un aperçu des variations spatio-temporelles des aérosols atmosphériques.

Pour le site de Korhogo, la saison sèche se caractérise par une épaisseur optique des aérosols (AOD) modérée ($0,48 \pm 0,05$) et un coefficient d'Angström (AE) proche de 1 ($0,97 \pm 0,22$), suggérant une contribution relativement équilibrée entre particules fines et grossières. À Lamto, la saison sèche est associée à une AOD élevée ($0,77 \pm 0,03$) et un AE relativement moyen ($0,70 \pm 0,20$) en comparaison avec Korhogo, traduisant un mélange de particules fines issues des activités agricoles et de particules grossières telles que les poussières minérales transportées par le vent. Enfin, à Abidjan, la saison sèche présente une AOD élevée ($0,76 \pm 0,16$) et un AE ($0,85 \pm 0,20$) d'une valeur intermédiaire par rapport aux deux autres sites, reflétant une combinaison de particules fines et grossières résultant des activités anthropiques et de l'apport des poussières.

Résultats et discussion

Les moyennes saisonnières obtenues à Abidjan sont de même ordre de grandeur que celles obtenues par Djossou *et al.* (2018). Les niveaux moyens d'AOD et AE observés en saison sèche mettent en évidence la variabilité des contenus en aérosols dans la colonne atmosphérique avec des valeurs importantes ($AOD \geq 0,5$) sur nos différents sites pour une atmosphère chargée en considérant l'ensemble des sites. L'impact des sources sur le contenu des aérosols est accentué avec les émissions sahariennes et/ou sahéliennes et aussi les feux de savane en Afrique de l'ouest ainsi que les sources de productions locales d'aérosols. En saison sèche, les sources de combustion sont actives dans la région ouest africaine, avec des particules dont les émissions et les impacts dans la région sont très importants durant la saison sèche (Liousse *et al.*, 2004). Ces particules issues des combustions de biomasse sont alors emportées par les vents du Sud-Ouest et se mélangent aux particules poussiéreuses (Derimian *et al.*, 2008 ; Haywood *et al.*, 2008). L'analyse révèle que les valeurs moyennes d'épaisseur optique des aérosols (AOD) enregistrées durant la saison sèche à Abidjan et Lamto sont comparables. En effet, au cours de la période de décembre à février, ces sites sont exposés à des quantités significatives de particules transportées par l'advection de masses d'air désertiques riches en poussières. Parallèlement, l'intensification des feux de biomasse durant cette saison contribue à l'injection de particules dans l'atmosphère. Ces particules s'ajoutent à celles d'origine anthropique, dont l'accumulation est favorisée par l'absence de précipitations et la prédominance de vents faibles caractérisant cette période.

En saison humide, une quantité moins importante d'aérosol dans la colonne atmosphérique est observée, traduisant une atmosphère relativement claire pour l'ensemble des sites. Cela se justifierait par l'influence de la mousson Ouest Africaine pendant cette période. Il faut préciser que la mise en place de la mousson Ouest Africaine, s'accompagne de nuage à forte extension verticale, responsable des pluies intenses. Ces nuages communément appelés systèmes convectifs, jouent un rôle important dans la composition chimique au-dessus de l'Afrique de l'ouest entraînant la réduction des particules atmosphériques.

En saison humide aussi bien qu'en saison sèche, les moyennes saisonnières du coefficient d'Angström sont bien élevées à Korhogo montrant une contribution significative de la pollution urbaine et des feux de savane aux profondeurs optiques d'aérosol. Pour le site de Lamto, une moyenne du coefficient d'Ångström avoisinant 0,60 en saison humide suggère une contribution ponctuelle à la charge d'aérosols par la poussière advectée et les embruns marins.

Tableau XV : Résumé des moyennes saisonnières pour la profondeur optique des aérosols (AOD) et l'exposant d'Angström.

	Sites	Saison sèche		Saison humide	
		AOD	AE	AOD	AE
Cette étude	Korhogo	0,48 ± 0,05	0,97 ± 0,22	0,33 ± 0,10	1,06 ± 0,42
	Lamto	0,77 ± 0,03	0,70 ± 0,20	0,41 ± 0,07	0,60 ± 0,16
	Abidjan	0,76 ± 0,16	0,85 ± 0,20	0,35 ± 0,06	0,80 ± 0,15
Djossou <i>et al.</i> (2018)	Abidjan	0,70 ± 0,20	0,80 ± 0,20	0,50 ± 0,20	0,70 ± 0,03

4-3- Identification et fréquence d'occurrence saisonnière des aérosols

Les diagrammes de dispersion journalière d'AOD en fonction du coefficient d'Angström (AE) sur les différents sites soulignent l'inexistence d'un seul type d'aérosol propre à un site de mesure (Figure 35). Les particules présentes sur les différents sites sont : le types feux de biomasse et pollution urbaine, les poussières désertiques, les embruns océaniques, le mélange de particule (fine et grosse particule), les aérosols d'origine non identifiée qui peut être traduit par les aérosols qui ont subi différentes modifications (c'est-à-dire du vieillissement et des réactions dans l'atmosphère) et les aérosols continentaux propres (les sels minéraux en suspension ou les particules d'origine biogénique).

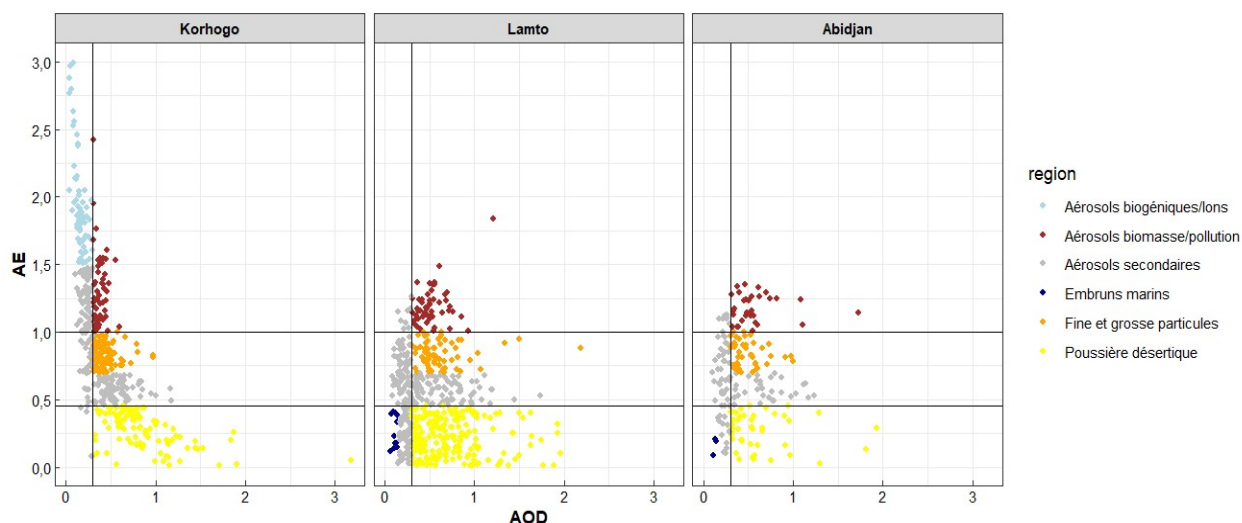


Figure 35 : Diagramme de dispersion journalière de l'AOD en fonction de AE sur les différents sites

4-3-1- Étude de cas d'un épisode typique d'aérosols sur le site de Lamto

Les observations directes et par télédétection ont montré une forte corrélation entre le type d'aérosol et la taille des particules (Kaufman *et al.*, 1994; Nakajima *et al.*, 1989). À l'aide des observations lidar CALIOP et AERONET à Lamto, nous avons cherché à caractériser les

Résultats et discussion

propriétés verticales et optiques des aérosols lors d'une journée type et à évaluer la capacité de CALITOO à distinguer différents types d'aérosols. Le profil vertical des aérosols fourni par CALIOP et les mesures d'inversion obtenues le 28 décembre 2018 sont présentés dans la figure 36. Pour cette journée, CALITOO a enregistré une paire AOD-AE de (1,92 ; 0,32), indiquant la présence d'aérosols de type poussière. Le photomètre automatique CIMEL CE-318 a également mesuré principalement des particules grossières, avec un rayon moyen compris entre 0,1 et 4 μm . L'algorithme de classification CALIOP (Aerosol Subtype Algorithm), intégré aux produits de niveau 2, a attribué à chaque couche d'aérosols détectée l'un des types prédéfinis suivants : marin propre, poussière, continental pollué/fumée, continental propre, poussière polluée, fumée élevée et marin poussiéreux. Les résultats montrent que les aérosols de poussière se trouvaient principalement dans la basse troposphère, à environ 4 km d'altitude, au-dessus du site de Lamto, confirmant la cohérence entre les observations au sol et les observations satellitaires.

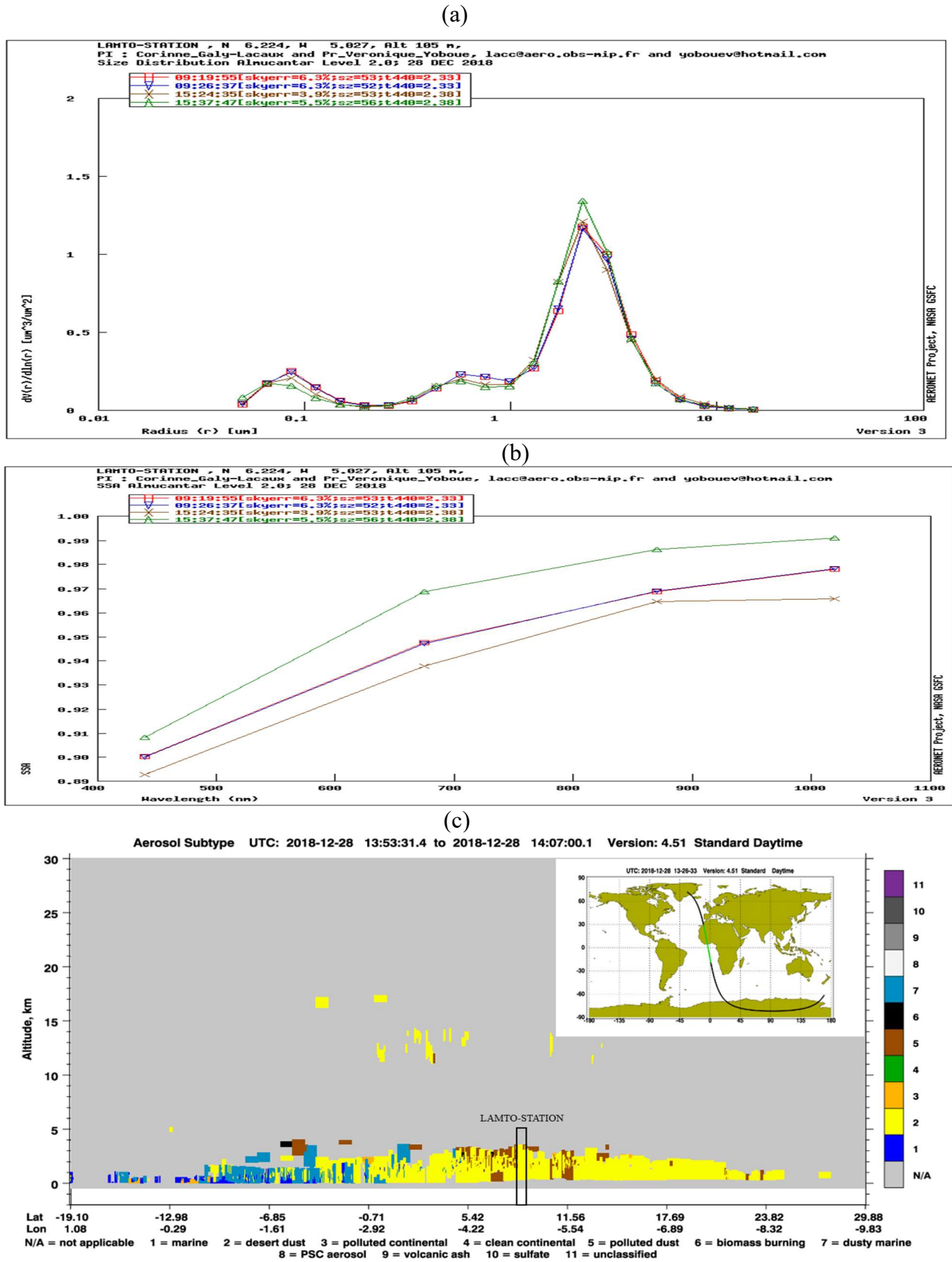


Figure 36 : Mise en évidence de présence de poussière le 28 décembre 2018 à Lamto mesure d'inversion (a,b) et profil vertical (c)

4-3-2- Typologie et variabilité saisonnière des aérosols

Les niveaux d'occurrence des aérosols présentent quelques similarités en fonction des saisons (Figure 37). L'occurrence des feux de biomasse et de la pollution est maximale pendant la saison sèche (DJF) avec un minima (22,4 %) à Korhogo et un maxima (29,8 %) à Abidjan. A Lamto, la saison sèche correspond à la période durant laquelle plus de 80 % de la biomasse est affectée par les feux de savane (Nacro, 2003), expliquant ainsi la forte occurrence observée. La période sèche se caractérise par une forte incidence des feux en Côte d'Ivoire, comme le confirment les travaux de Garba *et al.* (2021). Les maxima observés s'expliquent non seulement par les activités locales de combustion de biomasse en Côte d'Ivoire, mais également par les émissions régionales de feux de savane à grande échelle en Afrique de l'ouest. De plus cette période correspond à une occurrence saisonnière maximale du mélange des fines et grosses particules dont le niveau augmente comme celui des feux de biomasse et de la pollution de Korhogo à Abidjan avec un maxima de 31,9 % et un minima de 20,4 %. Cette hausse s'explique par la forte charge atmosphérique de poussières désertiques transportées par le flux d'Harmattan et des feux de biomasse (Ogunjobi *et al.*, 2008; Tiemoko *et al.*, 2021). La présence des poussières désertique sur l'ensemble des sites est beaucoup plus observée au cours de la période mars-mai par rapport aux autres saisons avec en moyenne une occurrence saisonnière de 46,5 % à Lamto. Cette observation s'explique par le renforcement du flux d'Harmattan, qui favorise le transport à longue distance des poussières sahariennes vers le Sud de la Côte d'Ivoire. La fréquence d'occurrence du type propre (les particules d'origine biogénique) est plus importante au cours des périodes juin-août et en septembre-novembre avec 19,7 et 31,2 % respectivement contre environ 1,0 à 10 % de mars-mai et décembre-février. Les embruns marins présents sur toutes les saisons dans la partie Sud, excepté pendant la période sèche avec des niveaux d'occurrence relativement faibles dans l'ensemble.

La figure 37, présentée dans ce travail, a permis d'analyser plus localement la dynamique des types d'aérosols sur trois sites en Côte d'Ivoire avec CALITOO. Les sites de Lamto et Abidjan ont montré une répartition saisonnière des types d'aérosols. Les poussières désertiques y sont présentes. La pollution et la combustion de biomasse ont aussi été observées. La contribution des aérosols marins sur les sites de Lamto et Abidjan a confirmé les tendances régionales identifiées par CALIOP. Le site de Korhogo, situé plus au nord, a présenté une distribution des aérosols comparable à celle de la zone de savane. Les poussières désertiques et les aérosols issus des feux de biomasse ont été dominant pendant la saison sèche, tandis que les particules fines et d'origine continentale ont été plus fréquentes en saison de transition. Les signatures

Résultats et discussion

saisonniers des types d'aérosols observées à l'échelle régionale (Niamien *et al.*,2024) ont été observées à l'échelle locale.

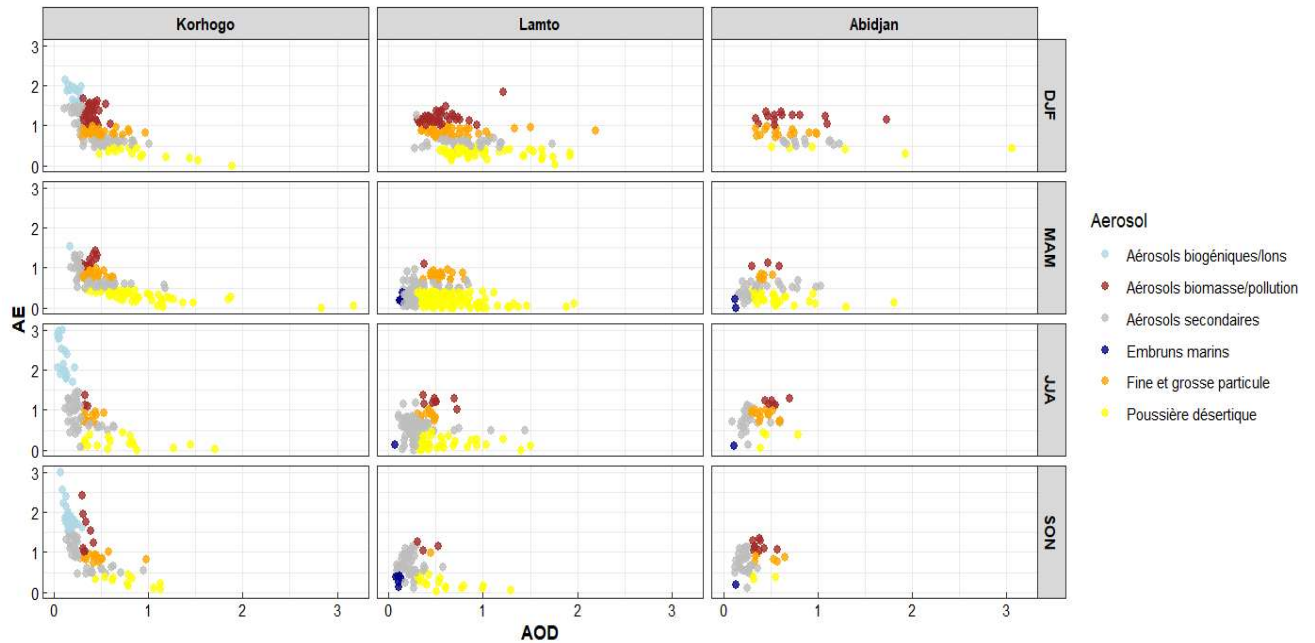


Figure 37 : Identification et occurrence saisonnière des aérosols

La figure 38 présente la contribution saisonnière relative (en pourcentage) des différents types d'aérosols à l'épaisseur optique des aérosols (AOD) pour trois sites en Côte d'Ivoire. Les poussières désertiques (jaune) sont une composante majeure sur les trois sites, particulièrement durant la saison mars-avril-mai en lien avec l'activation de la zone de dépression de Bodélé, très active au cours de cette période. À Korhogo et Lamto, cette contribution dépasse souvent les 50 % en MAM, ce qui s'explique par le transport de poussières sahariennes par l'harmattan vers le sud. À Korhogo et Lamto, on note une part importante de pollution/biomasse en DJF (décembre-janvier-février), période de forte activité des feux de brousse en Afrique de l'ouest. À Lamto, La contribution à l'AOD est modérée pour les aérosols issus de la combustion de biomasse/Pollution (16,8 %). À Abidjan, cette part est plus importante (27,1 %), probablement en raison des activités urbaines, du transport et de la combustion domestique qui s'ajoutent aux feux de brousse saisonniers. Pendant la saison des pluies (juin-novembre), on note une augmentation relative des aérosols biogéniques sur l'ensemble des sites, le rabattement par les pluies élimine plus efficacement les grosses particules de poussière.

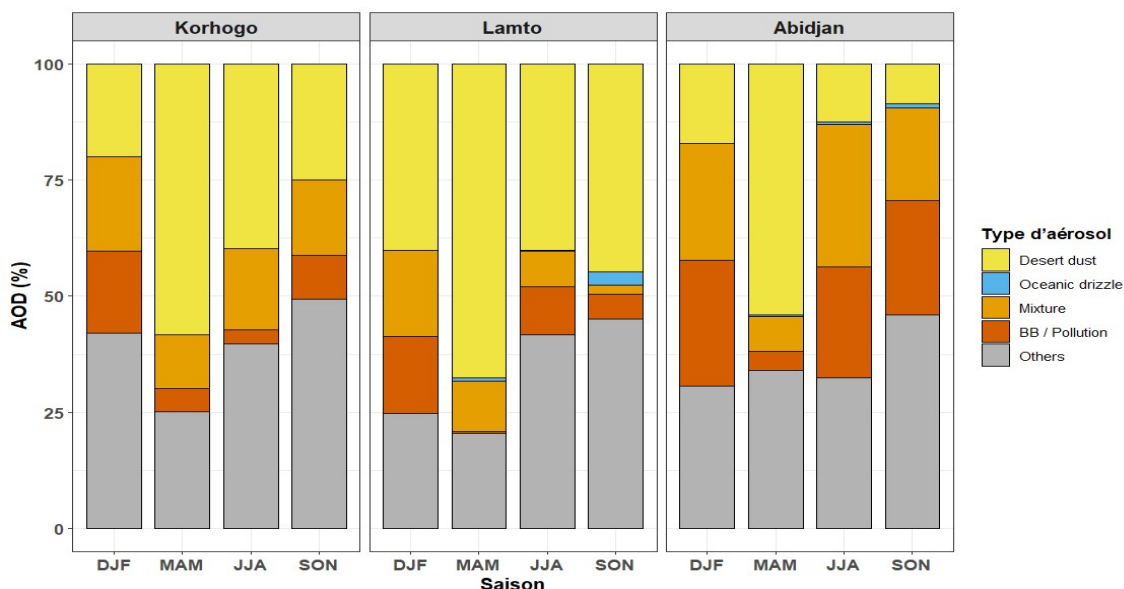


Figure 38 : Contribution saisonnière des types de particules à l'AOD

4-4- Relation entre AOD et concentrations de surface

4-4-1- Présentation des données hebdomadaires

Le tableau XVI présente les résultats hebdomadaires indiquant le nombre de valeurs existantes pour les concentrations de $PM_{2.5}$, PM_{10} , et AOD, ainsi que les valeurs combinées de $PM_{2.5}$ et AOD, et de PM_{10} et AOD pour trois sites : Abidjan, Korhogo, et Lamto. À Abidjan, 87 valeurs hebdomadaires de $PM_{2.5}$ et 62 de PM_{10} sont présentes, avec 187 valeurs pour l'AOD. Parmi celles-ci, 86 valeurs sont associées à $PM_{2.5}$ et 61 à PM_{10} , suggérant une correspondance presque totale entre $PM_{2.5}$ et AOD (86 sur 87) et entre PM_{10} et AOD (61 sur 62). À Korhogo, 80 valeurs hebdomadaires de $PM_{2.5}$ et 67 de PM_{10} sont présentes, avec 182 valeurs pour l'AOD. Parmi celles-ci, 74 valeurs sont associées à $PM_{2.5}$ et 63 à PM_{10} , indiquant une forte relation de données combinées. En revanche, à Lamto, aucune valeur de $PM_{2.5}$ ne sont pas disponibles car elles n'ont pas été validées pour une utilisation dans cette étude. Cependant 193 valeurs de PM_{10} et 172 valeurs d'AOD existent, avec 157 valeurs combinées PM_{10} -AOD. Ces résultats montrent une abondance de données de PM_{10} à Lamto, malgré l'absence de mesures de $PM_{2.5}$. En somme, Abidjan, Lamto et Korhogo présentent une bonne couverture de données combinées PM-AOD.

Tableau XVI : Répartition du nombre de valeur hebdomadaire par site de mesure

Sites	Nombre de valeur hebdomadaire				
	$PM_{2.5}$	PM_{10}	AOD	$PM_{2.5}$ -AOD	PM_{10} -AOD
Korhogo	80	67	182	74	63
Lamto	-	193	172	-	157
Abidjan	87	62	187	86	61

Résultats et discussion

L'AOD est une grandeur sans unité qui mesure l'extinction du rayonnement solaire lors de sa traversée de l'atmosphère. Elle exprime la charge totale en aérosols intégrée sur l'ensemble de la colonne atmosphérique, tandis que les PM mesurent la concentration massique de particules au niveau du sol. Nous nous sommes intéressés à étudier le lien entre la profondeur optique d'aérosol et les PM. Les évolutions hebdomadaires des concentrations de particules fines ($PM_{2.5}$) et de particules plus grosses (PM_{10}), ainsi que l'épaisseur optique des aérosols (AOD), le long d'un transect nord-centre-sud de la Côte d'Ivoire est présenté sur la figure 39. Les variations saisonnières des paramètres étudiés montrent des évolutions similaires à travers tous les sites, avec une convergence plus marquée entre Lamto et Abidjan. A Lamto la dynamique de l'AOD est très largement dominée par les feux de brousse en savane et les épisodes de transport de poussière désertique, tandis qu'Abidjan, elle reflète l'influence constante des aérosols anthropiques urbains (transport, activités industrielles, combustion) s'ajoutant aux sources naturelles. Cette convergence reflète précisément l'influence des matières particulaires sur la charge atmosphérique globale. Les pics et les creux observés pour chaque grandeur sont distribués dans une plage temporelle spécifique. À Korhogo, les pics principaux de PM_{10} observés au début de l'année 2019 ne trouvent pas un équivalent dans les valeurs hebdomadaires d'épaisseur optique des aérosols (AOD), soulignant une disparité entre ces deux indicateurs de mesure atmosphérique.

Les concentrations de $PM_{2.5}$ ont varié de 7 à 127 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ à Abidjan et de 6 à 165 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ à Korhogo. Abidjan a eu des valeurs hebdomadaires de PM_{10} comprises entre 19 et 207 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, tandis que Korhogo a montré une variabilité plus grande, allant de 21 à 666 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Les pics observés sur le site de Korhogo sont majoritairement dus aux tempêtes de poussière désertique saharienne et sahélienne, dont la proximité est plus grande. A Abidjan, les pics illustrent des épisodes intenses de pollution urbaine et de transport à longue distance de fumées et de poussières. Lamto a enregistré des concentrations de PM_{10} comprises entre 9 et 417 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. A Abidjan, l'AOD a varié entre 0,16 et 1,62. À Korhogo, l'AOD a été comprise entre 0,01 et 1,40. À Lamto, l'AOD a présenté des valeurs entre 0,04 et 1,81. Au cours de la période étudiée, la concentration moyenne de PM_{10} est deux fois plus élevée à Korhogo ($132,75 \pm 144,78 \mu\text{g}/\text{m}^3$) qu'à Abidjan ($63,40 \pm 40,47 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Les concentrations moyennes les plus faibles de PM_{10} sont observées au site rural de Lamto ($40,65 \pm 53,01 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Les valeurs ont montré de fortes fluctuations à Korhogo. Elles ont indiqué des périodes de pollution intense. Les apports régionaux, à savoir les poussières désertiques et les feux de savane, ainsi que la re-suspension des particules, plus intense dans la région, ont tous contribué à cette situation et expliqué cette disparité. La

concentration moyenne de $PM_{2,5}$ a été de $29,90 \pm 23,03 \mu\text{g}/\text{m}^3$ à Abidjan et de $47,62 \pm 36,56 \mu\text{g}/\text{m}^3$ à Korhogo.

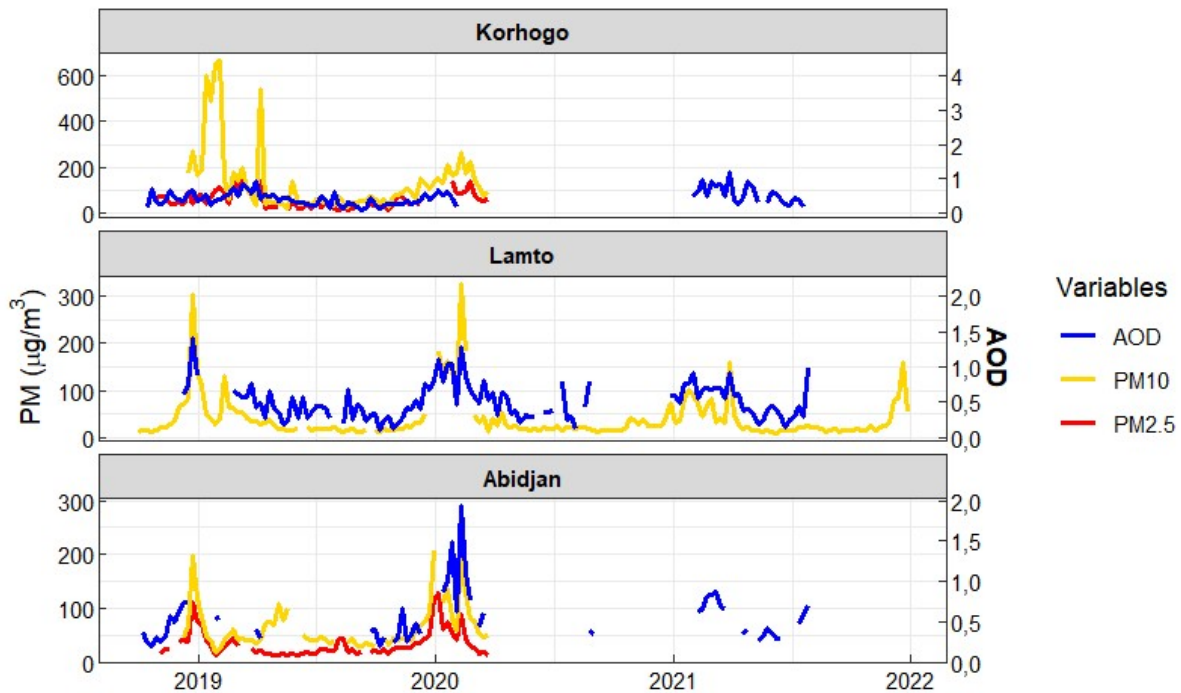


Figure 39 : Evolution hebdomadaire des $PM_{2,5}$, PM_{10} et AOD

4-4-2- Analyse des valeurs annuelles des matières particulaires (PM)

En comparaison avec la valeur seuil de $15 \mu\text{g}/\text{m}^3$ par an recommandée par l'OMS (2021) tous les sites dépassent largement cette limite. Korhogo affiche une concentration moyenne extrêmement élevée de $132,75 \mu\text{g}/\text{m}^3$, plus de huit fois la norme de l'OMS. Pour le site de Korhogo au nord, cette valeur élevée s'explique par sa proximité avec le Sahara et le Sahel, l'exposant massivement aux poussières désertiques transportées par l'harmattan. Abidjan a une concentration moyenne de $63,40 \mu\text{g}/\text{m}^3$, soit plus de quatre fois la recommandation de l'OMS. Malgré son éloignement des principales sources de poussière minérale, le site d'Abidjan présente une moyenne élevée. Cette situation s'explique par l'influence combinée de la pollution urbaine liée à une urbanisation croissante, des embruns marins, ainsi que des aérosols terrigènes transportés à longue distance. Lamto, bien que présentant la concentration moyenne la plus basse des trois sites de $40,65 \mu\text{g}/\text{m}^3$, dépasse toujours la norme de l'OMS d'environ deux fois. Le site de Lamto, situé en zone de savane et à l'écart des grandes agglomérations, présente une influence anthropique réduite. Toutefois, le transport à longue distance de poussières minérales maintient les concentrations au-dessus du seuil de l'OMS.

Tableau XVII : Présentation des moyennes et des écarts types des concentrations de PM₁₀

Site	Moyenne (µg/m ³)	Seuil annuel (OMS)
Korhogo	132,75	15
Lamto	40,65	
Abidjan	63,40	

Au niveau des PM_{2.5}, le tableau XVIII présente les moyennes et les écarts types des concentrations de PM_{2.5} pour deux sites en Côte d'Ivoire : Abidjan et Korhogo. En comparaison avec la valeur seuil de 5 µg/m³ par an recommandée par l'OMS (2021) les deux sites dépassent largement cette limite. Abidjan a une concentration moyenne de 29,90 µg/m³, soit près de six fois la recommandation de l'OMS. Malgré l'éloignement des sources de poussière, le site d'Abidjan a une moyenne élevée en raison de la pollution urbaine (trafic routier, activités industrielles, combustion de biomasse domestique) en plus des fines particules terrigènes. Korhogo affiche une concentration moyenne encore plus élevée de 47,62 µg/m³, presque dix fois la norme de l'OMS. La valeur plus élevée s'explique par la situation géographique du site, beaucoup plus exposé aux masses d'air chargées de fine particules de poussière désertique en provenance du Sahara et du Sahel (phénomène de l'harmattan). A cela s'ajoute les émissions biogéniques et les aérosols issus de la combustion de biomasse en saison sèche. Ces résultats soulignent une pollution atmosphérique élevée dans ces régions de Côte d'Ivoire, bien au-delà des recommandations de l'OMS (2021).

Tableau XVIII : Présentation des moyennes et des écarts types des concentrations de PM_{2.5}

Site	Moyenne (µg/m ³)	Seuil annuel (OMS)
Korhogo	47,62	5
Abidjan	29,90	

4-4-3- Caractérisations saisonnières des AOD et PM

À Korhogo, les rapports PM₁₀/AOD et PM_{2.5}/AOD sont élevés au cours de la période décembre-février (Tableau XIX), avec des valeurs maximales de 1971 µg/m³ et 484 µg/m³ respectivement, et une hauteur des AOD relativement basse de concentration moyenne $0,25 \pm 0,16$. En comparaison, Lamto montre des rapports plus faibles, PM₁₀/AOD à 177 µg/m³, avec un niveau d'AOD plus élevée ($0,51 \pm 0,24$). Abidjan, avec des rapports PM₁₀/AOD à 115 µg/m³ et PM_{2.5}/AOD à 70 µg/m³, présente une hauteur des AOD intermédiaire et une moyenne d'AOD de $0,74 \pm 0,25$, indiquant une concentration significative de particules. Au cours de la période mars-mai (MAM), les niveaux de particules de même que les rapports diminuent sur l'ensemble des sites en raison d'une hauteur des AOD qui améliore leur dispersion. Pendant la période juin-août, les rapports PM/AOD sont très élevés à Korhogo par rapport à ceux d'Abidjan bien que

Résultats et discussion

le niveau moyen d'AOD soit faible. Pour ce site, la faible intensité de la vitesse du vent et la pression de surface, comparativement à celles d'Abidjan, limitent significativement la dispersion des particules, favorisant leur accumulation à proximité de la surface. Au cours de la période mars-mai, les rapports augmentent légèrement sur l'ensemble des sites, en raison des hauteurs d'AOD relativement stables et modérées.

L'analyse saisonnière des ratios $PM_{2.5}/PM_{10}$ sur les deux sites urbains a mis en évidence une variation saisonnière significative. Le site urbain d'Abidjan enregistre le rapport le plus élevé au cours de la période décembre-février (0,62) par rapport au site de Korhogo (0,43). Notons que le site d'Abidjan connaît une forte croissance caractérisée par une forte industrialisation et une grande urbanisation qui contribuent aux émissions de particules fines à la différence de Korhogo. Au cours de cette période, les importantes sources anthropiques qui contribuent aux émissions d'aérosol sur le site d'Abidjan sont le trafic qui est dominé par des véhicules vétustes (4 roues) utilisant le diesel, la combustion des déchets solides à ciel ouvert et les feux domestiques. Les niveaux de ratios $PM_{2.5} / PM_{10}$ significativement supérieurs pour le site de Korhogo par rapport à Abidjan durant le mars-mai et juin-août sont mis en évidence dans le tableau XIX. Il convient de noter que ces saisons correspondent généralement à la saison des pluies à Abidjan, avec un régime pluviométrique beaucoup plus élevé que celui de Korhogo, bien que ces périodes coïncident partiellement avec la saison pluvieuse à Korhogo. Les pluies fréquentes à Abidjan tendent à limiter la suspension des particules de fine ($PM_{2.5}$) et favorisent la réduction des ratios $PM_{2.5} / PM_{10}$. Pendant la période septembre-novembre, les moyennes saisonnières des rapports sont pratiquement similaires dans l'ensemble, avec des valeurs respectives de 0,60 et 0,59 pour Abidjan et Korhogo.

Tableau XIX : Variations saisonnières des concentrations de PM_{10} , $PM_{2.5}$, et de l'AOD des sites de Korhogo, Lamto, et Abidjan.

Sites	Saison	PM_{10}	$PM_{2.5}$	AOD	PM_{10}/AOD	$PM_{2.5}/AOD$	$PM_{2.5}/PM_{10}$
Korhogo	DJF	234	75	$0,25\pm 0,16$	1971	484	0,43
	MAM	109	51	$0,37\pm 0,27$	412	189	0,56
	JJA	44	19	$0,25\pm 0,10$	1165	407	0,59
	SON	63	44	$0,24\pm 0,11$	361	235	0,60
Lamto	DJF	101	-	$0,51\pm 0,24$	177	-	-
	MAM	31	-	$0,38\pm 0,27$	94	-	-
	JJA	17	-	$0,25\pm 0,11$	85	-	-
	SON	18	-	$0,25\pm 0,11$	86	-	-
Abidjan	DJF	87	53	$0,74\pm 0,25$	115	70	0,62
	MAM	60	16	$0,49\pm 0,28$	137	39	0,34
	JJA	41	21	$0,41\pm 0,12$	108	56	0,49
	SON	37	21	$0,31\pm 0,08$	126	72	0,59

4-4-4- Étude de cas : épisode de transport de poussières sahariennes du 10 février 2020

L'analyse des rétro trajectoires a été réalisée afin d'étudier l'origine et les voies de transport des masses d'air influençant la charge en aérosols sur les sites d'étude. Ces trajectoires, calculées à trois altitudes (500 m pour la couche limite, 1500 m pour le sommet de la couche limite et 3000 m pour la troposphère libre), permettent d'illustrer les mouvements des masses d'air et les relations entre sources et récepteurs. Bien que les mesures du photomètre solaire CALITOO fournissent l'AOD intégrée sur la colonne atmosphérique, l'utilisation des trajectoires HYSPLIT a offert une perspective complémentaire sur les processus de transport affectant la composition des aérosols. L'analyse s'est particulièrement concentrée sur la journée du 10 février 2020, marquée par des pics élevés de PM et d'AOD sur l'ensemble des sites (Figure 40), afin de mettre en évidence la diversité des sources de particules et l'impact du transport à longue distance.

La semaine du 10 février 2020 a montré un pic de PM₁₀, avec des concentrations de 328,11 µg/m³ et 199,2 µg/m³ à Lamto et Abidjan, respectivement. La valeur de l'AOD a été élevée, atteignant 1,53 et 1,55 à Lamto et Abidjan, respectivement. Ces valeurs ont montré une forte charge en particules dans l'air et près du sol. À Korhogo, un pic de PM₁₀ de 261,18 µg/m³ a été observé, tandis que l'AOD était plus faible, avec une valeur de 0,46. Les rétro-trajectoires HYSPLIT ont été analysées pour le 10 février 2020 à 12h UTC. Elles ont montré que les masses d'air arrivées à Lamto et Abidjan venaient du Sahara (Figure 40 b et 40 c). Elles ont suivi un trajet Nord-est vers Sud-ouest pendant plusieurs jours. Les rétro-trajectoires, calculées à différentes altitudes, ont confirmé un transport à longue distance au niveau de la troposphère libre. Le transport à longue distance, lié au flux d'harmattan, a suggéré une forte contribution des poussières sahéennes à la pollution au sol. Les données satellitaires CALIOP, obtenues par le lidar CALIPSO le 9 février 2020 (Figure 40 d), ont soutenu cette hypothèse. Le 9 février, la veille de la mesure au sol, le profil vertical des aérosols a montré des poussières désertiques à Lamto (environ 6°,22 N). Les poussières sur ce site, situées entre 2,0 et 3,5 km d'altitude et repérées par le code 2 en jaune, ont confirmé l'influence du transport de poussières sahariennes. Des poussières polluées, composées de poussières minérales mélangées à des particules anthropiques provenant de la combustion de biomasse ou de la pollution (Kim *et al.*, 2018), ont été observées dans la basse atmosphère. Elles ont été situées entre 0,5 et 2,0 km d'altitude et codées 6 en brun. Au-dessus d'Abidjan (5°,21 N), les aérosols observés ont été les mêmes qu'à Lamto. Les poussières désertiques ont été visibles entre 2,5 km et 3,5 km. Les poussières polluées ont été situées entre 0,5 km et 2,5 km. À Korhogo, les différentes trajectoires calculées

Résultats et discussion

à 500 m, 1500 m et 3000 m d'altitude confirment un transport de poussières, lequel est corroboré par la présence d'une couche de poussière visible sur ce site (figure 40 d). Les particules présentent à des altitudes bien plus basses que celles des autres sites justifie le niveau de concentration PM élevé par rapport au deux autres sites.

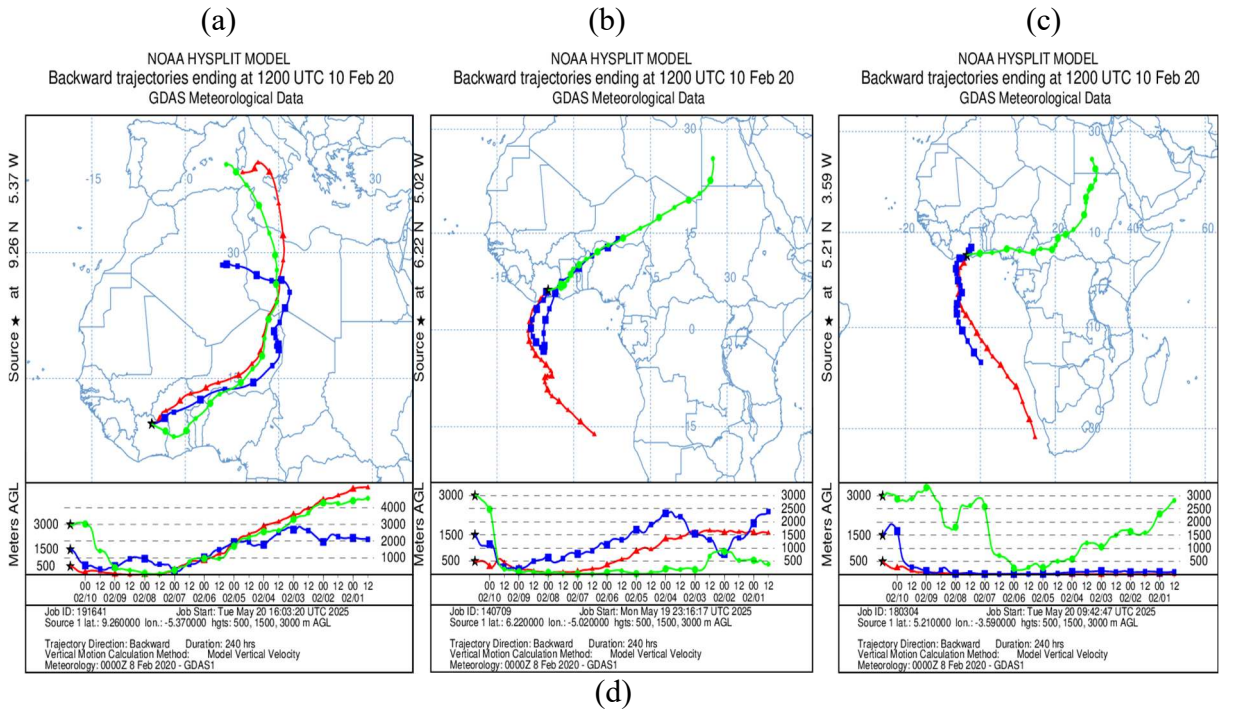


Figure 40 : Retro-trajectoires à Korhogo (a), Lamto (b), Abidjan (c) et le profil vertical CALIOP (d) le 10 février 2020

4-4-5- Relation entre le type d'aérosol et les concentrations de surface

Divers facteurs susceptibles d'influencer l'intensité de la relation entre PM et AOD incluent les conditions météorologiques. Selon Liu *et al.* (2007), l'intégration de ces paramètres dans un modèle de régression pourrait potentiellement améliorer la précision des estimations de PM. De plus, la position géographique est également un facteur déterminant dans la relation entre AOD et PM_{2.5}, comme indiqué par Engel-Cox *et al.* (2004). Enfin, la robustesse de la relation établie dépend de plusieurs variables, y compris la fréquence d'agrégation des mesures de PM (horaire, journalière, hebdomadaire, saisonnière, etc.), comme discuté par Gupta & Christopher (2008). En saison humide, les corrélations significatives existantes peuvent être faibles par rapport à la saison sèche car influencé par le régime de la mousson. Selon Deroubaix (2013), les aérosols comme les poussières sont transportés au niveau du sol durant la saison sèche, alors que pendant la saison humide, la couche des poussières passe au-dessus du flux de mousson. Le passage entre la mousson et l'harmattan se traduit par une modification de la répartition verticale des couches d'aérosols et du type d'aérosols (Djossou *et al.*, 2018).

L'évolution des moyennes hebdomadaires des PM_{2.5} et PM₁₀ et du type d'aérosol dérivées des sites de mesure est présenté (Figure 41). Les barres verticales attribuées à chaque semaine des mois définis correspondent à la profondeur optique hebdomadaire du type d'aérosol. Une alternance de dominance des particules coïncident avec des valeurs élevées des PM_{2.5} et/ou PM₁₀ pour chaque site de mesure. Pour les sites urbains de Korhogo et d'Abidjan, l'évolution hebdomadaire des PM_{2.5} et PM₁₀ est quasi similaire avec des minima et maxima observés sur la même période. A Lamto, Abidjan ainsi que Korhogo, les pics de PM₁₀ et PM_{2.5} hebdomadaires observés, affichant des valeurs élevées sont tous présents en saison sèche et généralement dominées par la présence de poussière ou de biomasse sur ces sites. La saison humide présente des PM_{2.5} et PM₁₀ modérées sur tous les sites, traduisant l'influence du flux de la mousson sur la densité de charge atmosphérique des sites.

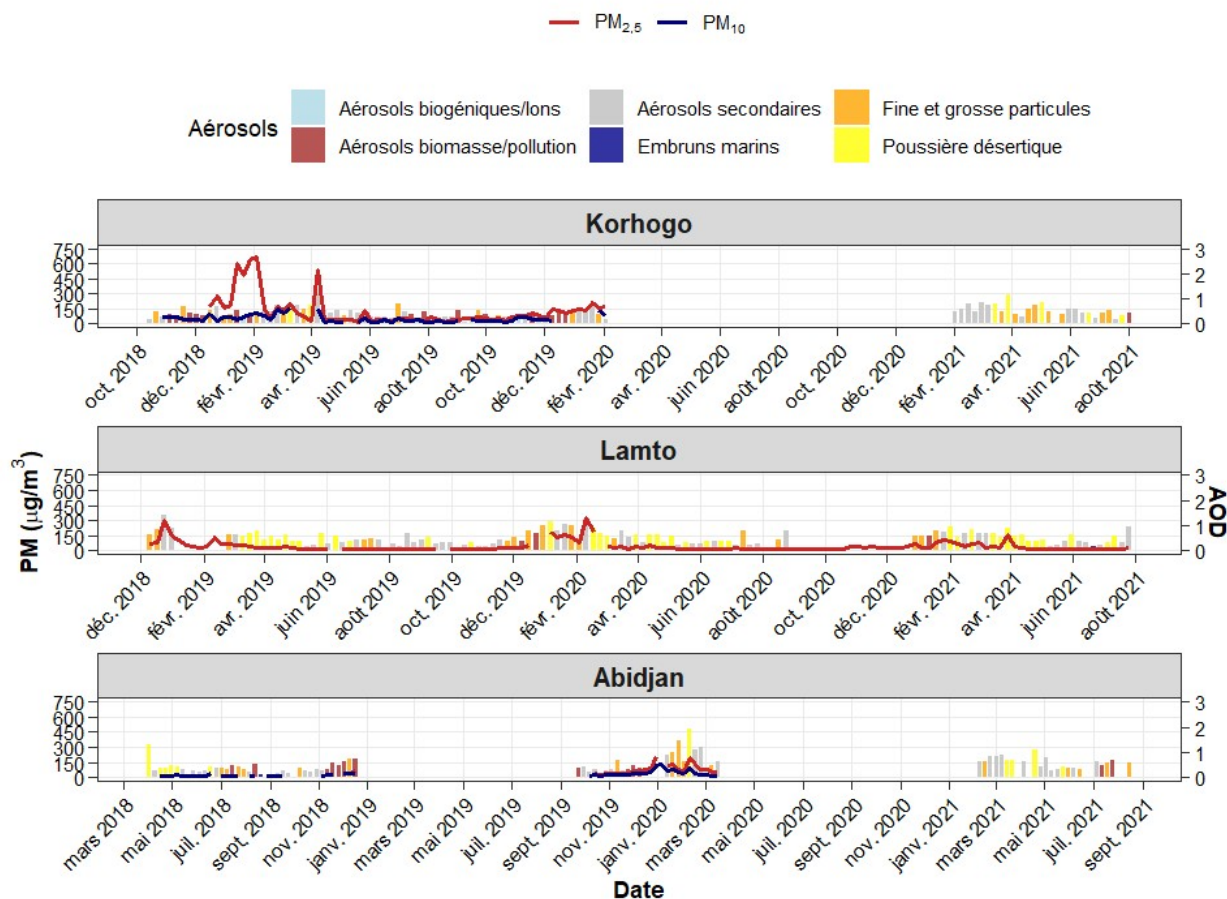


Figure 41 : Evolution hebdomadaire du type d'aérosol par rapport aux $PM_{2.5}$ et PM_{10}

La proportion de $PM_{2.5}$ dans les particules de poussières désertiques est généralement faible, bien qu'elle ne soit pas nulle (Petit *et al.*, 2005). En effet, les $PM_{2.5}$ sont davantage associées à la pollution locale en raison de leur taille plus fine. Pour analyser l'interaction entre les particules d'origine désertique et anthropique, nous avons réalisé des régressions linéaires entre les concentrations hebdomadaires de $PM_{2.5}$ et celles de PM_{10} pour les villes de Korhogo et Abidjan. Nous avons ensuite déterminé les coefficients de corrélation et les équations des régressions linéaires correspondantes. Cette étude exclut la zone rurale de Lamto, qui ne dispose pas de mesures de $PM_{2.5}$.

Les régressions linéaires obtenues pour les deux sites urbains sont présentées dans la figure 42. Pour Korhogo, le coefficient de corrélation est $R = 0,77$ avec une pente de 0,6 ; pour Abidjan, le coefficient de corrélation est $R = 0,67$ avec une pente de 0,73. Dans les deux villes, une bonne corrélation est observée, les coefficients de corrélation étant élevés, ce qui indique que les concentrations de $\log(PM_{10})$ et de $\log(PM_{2.5})$ sont bien corrélées. Dans le cas de Korhogo, l'augmentation en pourcentage de $\log(PM_{10})$ entraîne une augmentation moindre de $\log(PM_{2.5})$ par rapport à Abidjan, malgré une corrélation élevée. Étant donné que Korhogo est moins

Résultats et discussion

développé sur le plan industriel que Abidjan, et donc moins soumis aux particules fines ($PM_{2.5}$), cette pente de régression moins marquée se justifie. On peut en conclure que les $PM_{2.5}$ à Korhogo sont davantage impactées par les pollutions d'origine anthropique que par les transports de poussières désertiques (mode grossier) provenant du Sahara. À Abidjan, le coefficient de pente élevé (0,73) indique que les PM_{10} et $PM_{2.5}$ peuvent généralement provenir du même type de pollution.

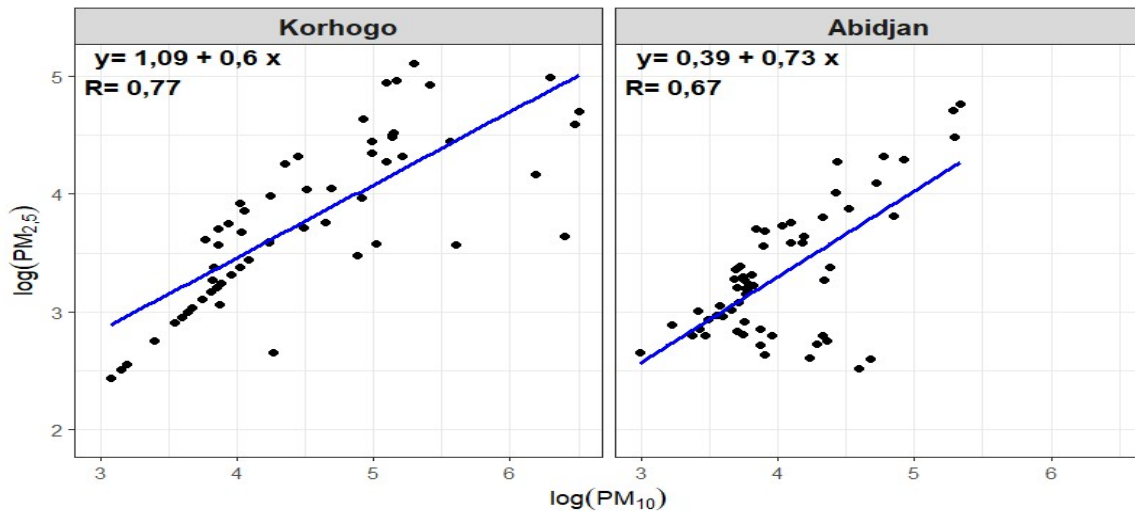


Figure 42 : Régressions linéaires entre les logarithmes des concentrations hebdomadaires de $PM_{2.5}$ et celles de PM_{10} pour les villes de Korhogo et Abidjan.

Afin d'affiner notre analyse, nous avons mis en relation les $PM_{2.5}$, les PM_{10} et le ratio $PM_{2.5}/PM_{10}$, en classant l'ensemble des semaines selon la valeur du ratio $PM_{2.5}/PM_{10}$, nous avons considéré deux familles de ratio :

- Groupe A caractérisé par des ratios $< 0,5$: correspondant à des cas de poussières désertiques classiques et aux aérosols marins uniquement pour la ville côtière d'Abidjan.
- Groupe B caractérisé par des ratios $\geq 0,5$: correspondant à un autre type de pollution, probablement d'origine anthropique.

Dans le cas de la ville de Korhogo, la proportion de $PM_{2.5}$ dans les PM_{10} liée aux poussières désertiques est comprise entre 0,06 et 0,46, avec une moyenne de $0,29 \pm 0,13$ et un coefficient de corrélation $R = 0,69$. Cela suggère que bien que les PM_{10} dominent, il existe une variabilité importante dans la proportion de $PM_{2.5}$, probablement en raison des variations de la composition des tempêtes de poussière. La proportion liée aux pollutions d'origine anthropique est comprise entre 0,51 et 0,91, avec une moyenne de $0,64 \pm 0,14$ ($R = 0,96$).

Dans le cas de la ville d'Abidjan, la proportion de $PM_{2.5}$ dans les PM_{10} liée aux poussières désertiques ainsi qu'aux aérosols marins est comprise entre 0,13 et 0,44, avec une moyenne

Résultats et discussion

hebdomadaire de $0,30 \pm 0,10$ et un coefficient de corrélation $R = 0,64$. Cette corrélation est similaire à celle de Korhogo, bien que la présence d'aérosols marins puisse introduire des variations supplémentaires, réduisant légèrement la corrélation. La proportion liée aux pollutions d'origine anthropique est comprise entre 0,51 et 0,81, avec une moyenne de $0,62 \pm 0,10$ ($R = 0,96$).

De manière générale, les corrélations élevées pour le groupe B indiquent que les particules d'origine anthropique ont une composition plus homogène, avec une proportion importante de $PM_{2,5}$, tandis que les corrélations plus faibles pour le groupe A montrent une plus grande variabilité dans les particules naturelles comme les poussières désertiques et les aérosols marins.

Toutefois, en zone urbaine, les aérosols peuvent être influencés par la redistribution, dans les basses couches atmosphériques, des particules grossières provenant des poussières de route et des constructions de bâtiments (Evangelopoulos *et al.*, 2006). Ces particules, souvent remises en suspension par les activités humaines et les mouvements de véhicules, contribuent de manière significative à la composition des aérosols urbains, ajoutant une dimension supplémentaire à la variabilité observée dans les mesures des PM_{10} et $PM_{2,5}$.

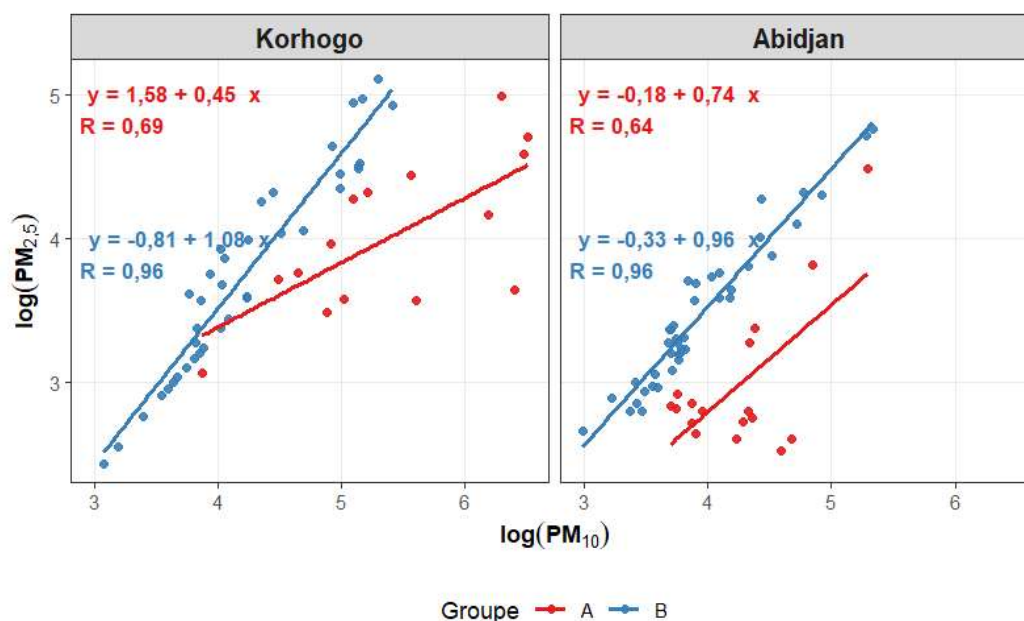


Figure 43 : Régressions linéaires entre les logarithmes des concentrations hebdomadaires de $PM_{2,5}$ et celles de PM_{10} pour les groupes A et B

4-5- Sources des particules contribuant à la variation des AOD

En utilisant les rétro trajectoires, il devient possible d'examiner les relations source-récepteur et les échelles de temps du transport à longue distance et son effet sur la composition observée.

Résultats et discussion

Un inconvénient évident d'une telle analyse tient au fait que les mesures du photomètre solaire CALITOO fournissent l'AOD sur la colonne atmosphérique. Nous avons pour ce fait, effectué des analyses de trajectoire à trois niveaux atmosphériques, représentant la couche limite (500 m), le sommet de la couche limite (1500 m), et l'air dans la troposphère libre (3000 m). Pour cette étude, la diversité des sources des particules est mise en exergue.

Nous nous sommes intéressés spécifiquement aux jours des saisons sèche et humide définis pour chaque site. Les retro-trajectoires des masses d'air mettent en évidence deux origines distinctes, les masses d'air d'origine continentale et celles d'origine océanique, traduisant l'influence du flux de l'harmattan et de la mousson ouest africaine respectivement.

En saison sèche, l'analyse des rétro-trajectoires des masses d'air au niveau de la couche limite (500 m), présente une source continentale en particulier pour le site de Korhogo. La masse d'air balaie, les surfaces arides du Niger et du sud de l'Algérie. Pour les deux autres sites, les masses d'air sont d'origine océanique en provenance de l'Atlantique dans la basse atmosphère (0-500 m). Au sommet de la couche limite (à 1500 m), les sites sont généralement influencés par des origines distinctes (continentale et océanique). Les masses d'air d'origine continentale favorisant la présence de poussières provenant des principales sources d'émission situées au nord (Figure 44) et celles d'origine océanique.

Les rétro-trajectoires de l'air dans la troposphère libre (3000 m), traversant ces différentes zones, révèlent le transport d'aérosols provenant des feux de biomasse. Les travaux de Garba *et al.*, (2021) identifient la période décembre-février comme une période de forte incidence des feux dans les pays situés à l'est de la Côte d'Ivoire, en particulier au Ghana, au Togo, au Bénin et au Nigeria. Il est important de noter que les zones côtières de l'Afrique de l'ouest, caractérisées par une forte croissance démographique et un niveau industriel modéré, sont également marquées par des activités anthropiques générant des aérosols, qui peuvent être transportés sur de longues distances et contribuer à la charge atmosphérique en particules sur nos différents sites (figures 45 b et 45 c).

Résultats et discussion

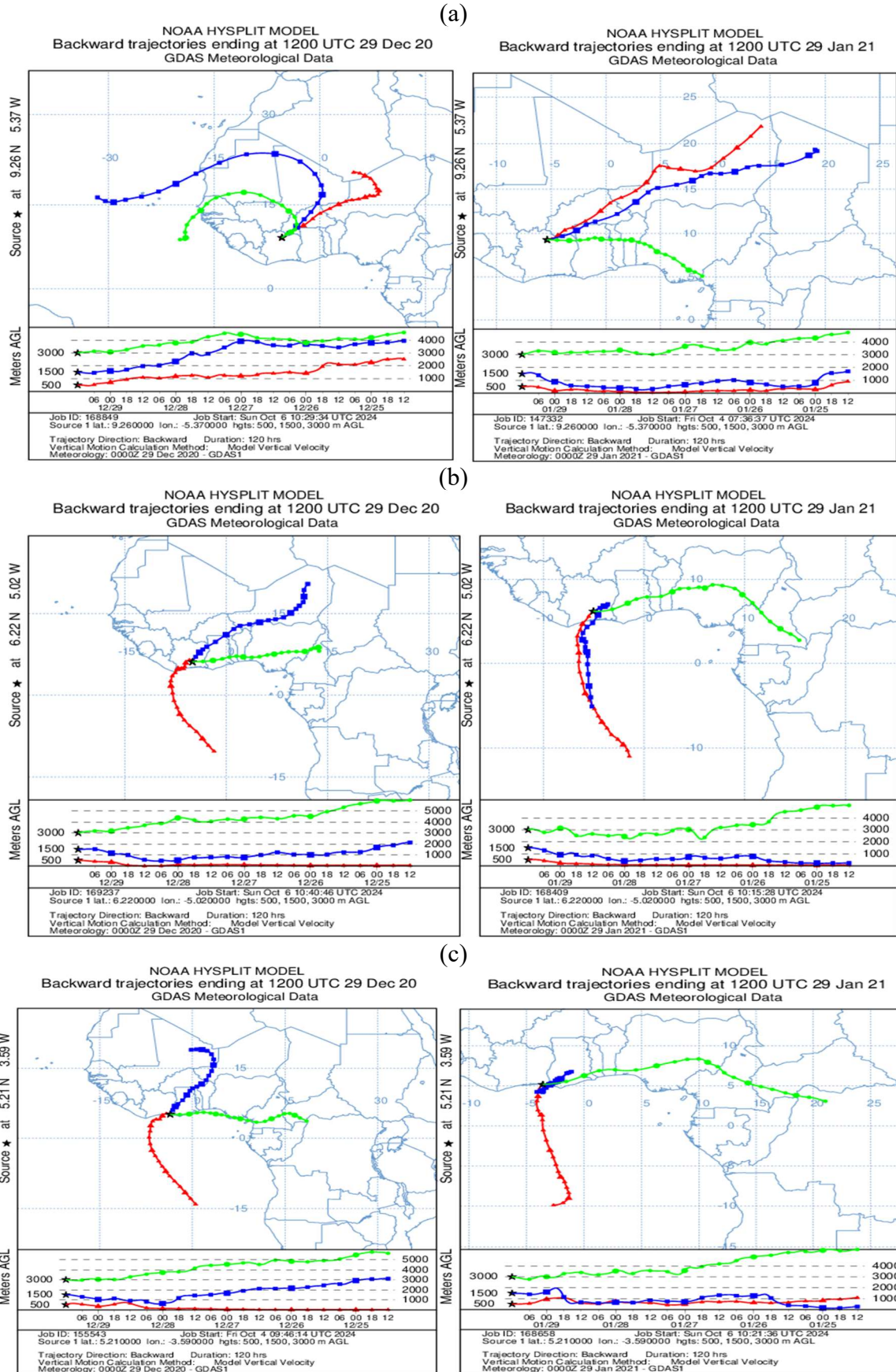


Figure 44 : Retro-trajectoires les 29 décembre 2020 et 29 janvier 2021 à Korhogo (a), Lamto (b) et Abidjan (c)

Résultats et discussion

Les retro-trajectoires obtenues en saison humide dans la couche limite (500 m) traduisent une dominance océanique (Figure 45). Pendant cette période, les masses d'air proviennent principalement de l'océan Atlantique tropical proche de l'Afrique Austral et des régions côtières du Golfe de Guinée où elles sont associées au flux de mousson en Afrique de l'ouest. Le transport de ces masses d'air favorise l'apport des embruns marins uniquement pour les sites de Lamto et d'Abidjan et les aérosols de combustion de biomasse pour l'ensemble des sites. La saison de combustion de la biomasse en Afrique australe commence au début du mois de juin et progresse du nord-ouest au sud-est pendant l'hiver austral sec, pour s'achever en octobre ou novembre avec le début de la saison des pluies (Andreae *et al.*, 1996 ; Freiman & Piketh, 2003 ; Korontzi *et al.*, 2004 ; Liousse *et al.*, 1996).

Au sommet de la couche limite (1500 m), l'occurrence des masses d'air d'origine continentale des zones désertiques apportant des particules terrigènes associé à la masse d'air de direction est-ouest transportant les aérosols de combustion très active pendant cette période dans la partie est de l'Afrique est observé sur le site de Korhogo. Les deux sites du sud quant à eux sont sous l'influence de masses d'air océaniques.

Dans la troposphère libre (3000 m), les masses d'air continentales du nord de l'Afrique et de la partie est de l'Afrique sont bien présentes. Au cours de cette période, l'activité des sources de poussière est particulièrement marquée, avec une advection de poussières désertiques provenant des zones semi-arides et arides d'Afrique du nord. De plus cette période correspond à la période des activités de biomasse dans la partie est de l'Afrique, favorisant le transport des aérosols issus des biomasse.

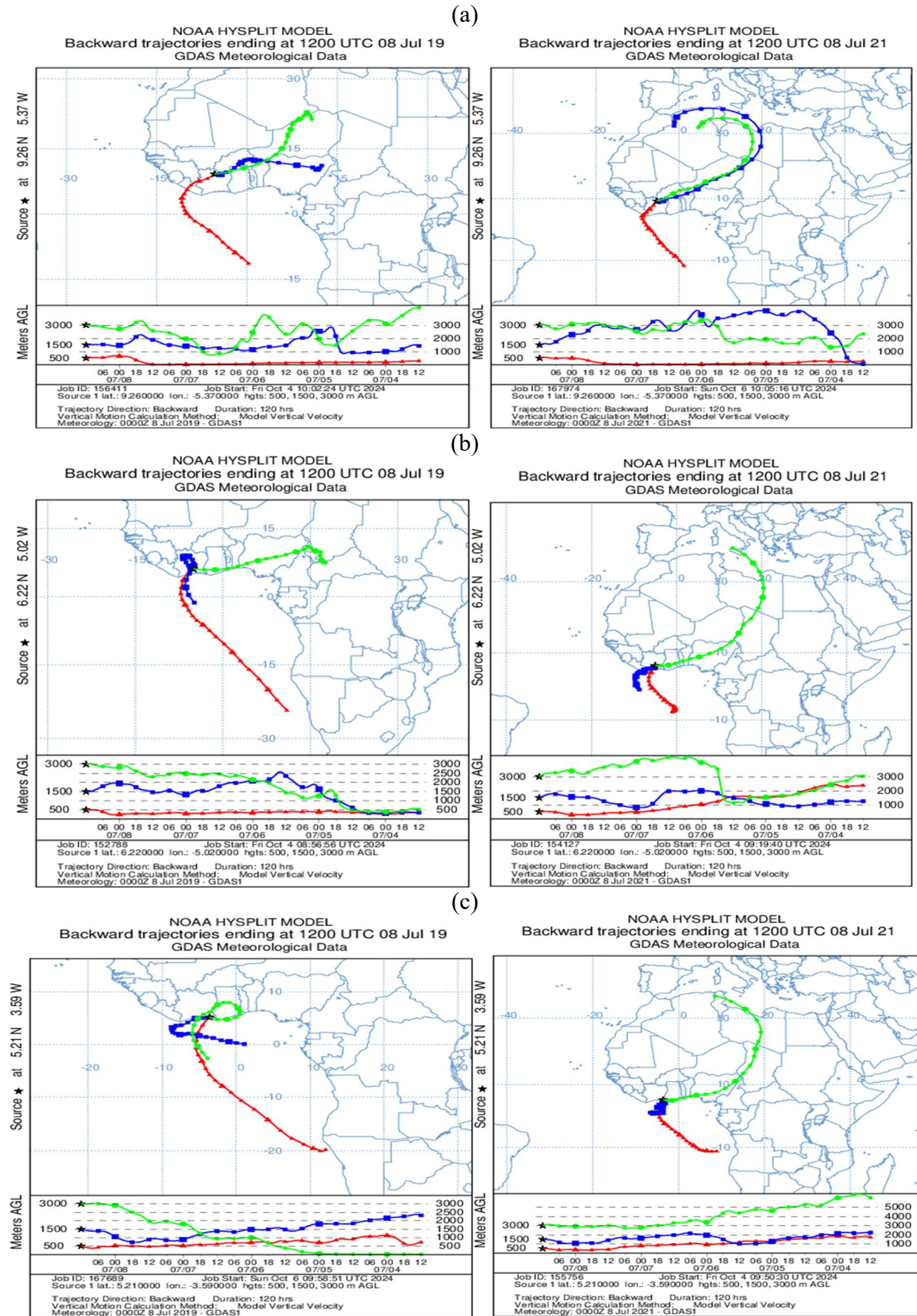


Figure 45 : Retro-trajectoires du 8 juillet des années 2019 et 2021 Korhogo (a), Lamto (b) et Abidjan (c)

Conclusion partielle

Ce chapitre explore la caractérisation des aérosols en zones rurales et urbaines de la Côte d'Ivoire via une analyse combinée des données photométriques de CALITOO et des concentrations de surface. Elle met en évidence des variations saisonnières des propriétés optiques des aérosols sur trois sites en Côte d'Ivoire. En saison sèche, l'AOD atteint $0,48 \pm 0,05$ à Korhogo, $0,77 \pm 0,03$ à Lamto et $0,76 \pm 0,16$ à Abidjan, avec des coefficients d'Angström (AE) respectivement de $0,97 \pm 0,22$; $0,70 \pm 0,20$ et $0,85 \pm 0,20$, reflétant des contributions variées de particules fines et grossières. En saison humide, les AOD diminuent à $0,33 \pm 0,10$ (Korhogo), $0,41 \pm 0,07$ (Lamto) et $0,35 \pm 0,06$ (Abidjan), soulignant l'effet nettoyant de la mousson ouest africaine et des précipitations intenses. La discrimination par région de cluster sur les différents sites en Côte d'Ivoire révèle divers types d'aérosols : feux de biomasse, pollution urbaine, poussières désertiques, embruns océaniques, mélanges de particules, aérosols modifiés (vieillessement, réactions) et des aérosols continentaux propres. Les niveaux de pollution en Côte d'Ivoire, mettent en évidence un problème de qualité de l'air. Les moyennes de PM_{10} sont de $63,40 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à Abidjan, $132,75 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à Korhogo et $40,65 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à Lamto, et pour les $PM_{2,5}$, elles sont respectivement de $29,90 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ et $47,62 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à Abidjan et Korhogo. Les concentrations de PM_{10} à Abidjan, Korhogo et Lamto dépassent largement la norme OMS de $15 \mu\text{g}/\text{m}^3$ avec facteur variant de 2 à 8, avec des moyennes respectives de $63,40 \mu\text{g}/\text{m}^3$, $132,75 \mu\text{g}/\text{m}^3$ et $40,65 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Pour les $PM_{2,5}$, le facteur est de 6 au minimum. Abidjan et Korhogo affichent des moyennes de $29,90 \mu\text{g}/\text{m}^3$ et $47,62 \mu\text{g}/\text{m}^3$, bien au-delà de la norme OMS de $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Les rétro-trajectoires des masses d'air situent les sources potentielles d'émissions des particules dans les zones arides et semi-arides du Sahara et du Sahel, ainsi que dans les zones de feux de biomasse et l'océan Atlantique.

CHAPITRE 5 : CARACTERISATION DU TRANSPORT ATMOSPHERIQUE DES AEROSOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST

Ce chapitre expose l'un des principaux objectifs de la présente étude, initiée dans le dessein de caractériser les aérosols atmosphériques dans la région ouest-africaine. Il convient de souligner que diverses expérimentations sur le terrain ont préalablement contribué à documenter les propriétés optiques et chimiques des aérosols en Afrique de l'ouest. Cette approche a donné lieu à une représentation simplifiée des conditions météorologiques affectant le transport des aérosols dans la région sud-ouest de l'Afrique (Haywood *et al.*, 2008 ; Knippertz *et al.*, 2015 ; Redelsperger *et al.*, 2006). Toutefois, les variations saisonnières et latitudinales du "front de l'harmattan" demeurent relativement peu étudiées. La présente étude s'attache ainsi à regrouper les observations d'aérosols, tant au niveau du sol que par satellite, afin de caractériser la variabilité saisonnière de l'intrusion des couches de poussière vers le sud. Dans sa première partie, ce chapitre se concentre sur les paramètres optiques des aérosols, en examinant notamment les cycles annuels et saisonniers des épaisseurs optiques ainsi que du coefficient d'Angström, dérivés des observations des photomètres CIMEL. Par la suite, nous procédons à la description de la distribution de taille des aérosols sur les différentes stations définies. Enfin, nous abordons l'étude du transport d'altitude des aérosols de poussière. Il est à noter que les résultats présentés dans ce chapitre ont été valorisés par une publication dans la revue MPDI Atmosphere (Multidisciplinary Digital Publishing Institute).

5-1- Variabilité temporelle des épaisseurs optiques d'aérosol

Les fluctuations des valeurs quotidiennes de l'épaisseur optique (500 nm) des aérosols dérivés des observations des photomètres automatiques des sites AERONET de l'Afrique de l'ouest sont examinées à partir des représentations graphiques présentées dans cette section.

5-1-1- Zone Sahélienne

Les variations quotidiennes des épaisseurs optiques des aérosols, issues des observations des photomètres automatiques des sites AERONET de la zone sahélienne, sont illustrées à la figure 46. Pour toutes les stations de cette région, la majorité des valeurs des épaisseurs optiques des aérosols sont inférieures à 1,0 avec des valeurs plus élevées ($AOD \geq 1,0$) observées pour certains jours au cours de toutes les années considérées. Les stations IER_Cinzana, Banizoumbou, Ouagadougou et Agoufou présentent des valeurs maximales comprises entre 3,5 et 4,0 ; tandis que les stations de Zinder_Airport et DMN_Maine_Soraa affichent des valeurs d'environ 2,5, malgré leur proximité avec la source de la dépression de Bodélé. Ces valeurs très élevées sont

caractéristiques des zones sahéliennes durant la saison sèche, marquant des épisodes massifs de soulèvement de poussières désertiques. Les valeurs quotidiennes des épaisseurs optiques des stations de Banizoumbou et IER_Cinzana affichent principalement des valeurs faibles (environ 0,0) par rapport aux autres sites. Globalement, pour la zone sahélienne, l'épaisseur optique des aérosols présente des valeurs significatives seulement pendant quelques jours aux six stations photométriques, avec des variations considérables dans leur évolution. Holben *et al.* (2001) ont signalé d'importantes variations journalières de l'épaisseur optique des aérosols au-dessus des stations photométriques du Cap Vert (Cap Vert) et de Banizoumbou (Niger) en Afrique de l'Ouest. Masmoudi *et al.* (2003) suggèrent que les valeurs élevées de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) pour les stations photométriques africaines telles que Thala (Tunisie), Banizoumbou (Niger) et Ouagadougou (Burkina Faso) sont attribuables à l'impact du désert du Sahara.

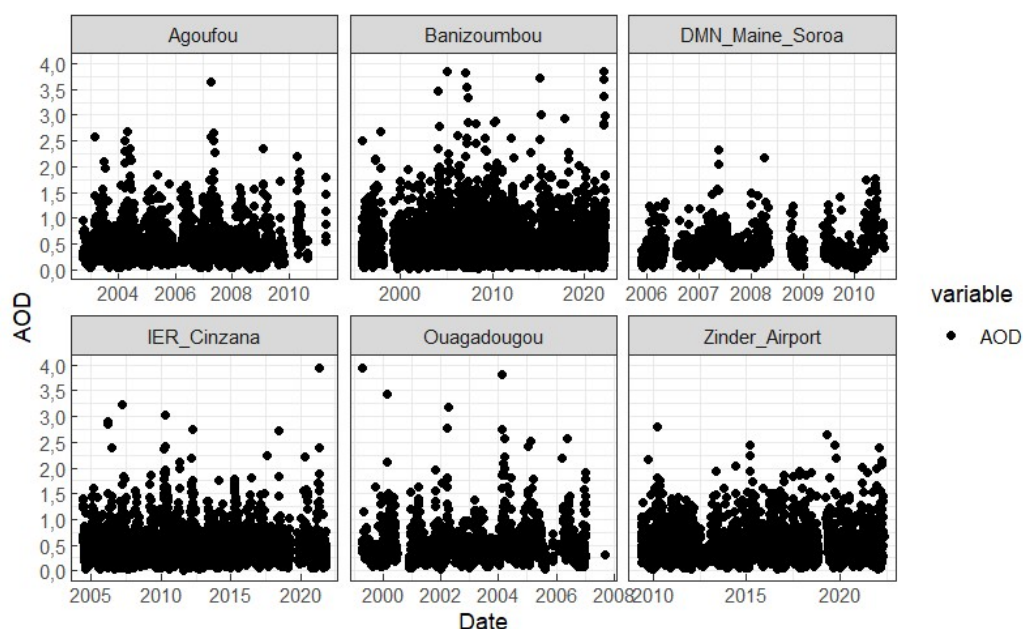


Figure 46 : Variations journalières de l'épaisseur optique des aérosols des stations photométriques de la zone Sahélienne

5-1-2- Zone Soudanienne

Les variations quotidiennes des épaisseurs optiques des aérosols pour la station de Djougou, montre que la plupart des valeurs quotidiennes des épaisseurs optiques d'aérosol sont comprises entre 0 et 1,0 bien que des valeurs plus élevées ($AOD \geq 1,0$) pour certains jours sont observées sur ce site (Figure 47). Ce site présente pratiquement la même variabilité journalière que celle des sites de la zone sahélienne. Le maxima pour ce site est environ de 2,5 tandis que le minima est beaucoup plus proche de 0,0. Pour la station Ilorin, la plupart des valeurs quotidiennes des

épaisseurs optiques sont comprises entre 0,0 et 1,5. Les valeurs journalières de l'épaisseur optique des aérosols pour cette station sont beaucoup plus grandes que celle de la station Djougou avec des maxima qui se situent entre 3,5 et 4,0. Le site d' Ilorin présente en moyenne plus de jours avec des occurrences des épaisseurs optiques élevées dans la zone soudanienne. Les deux sites montrent une cyclicité marquée. Les pics correspondent à la saison sèche (décembre à mars), où le transport de poussières désertiques par l'harmattan s'ajoute aux émissions locales et régionales de combustion de biomasse (feux de brousse).

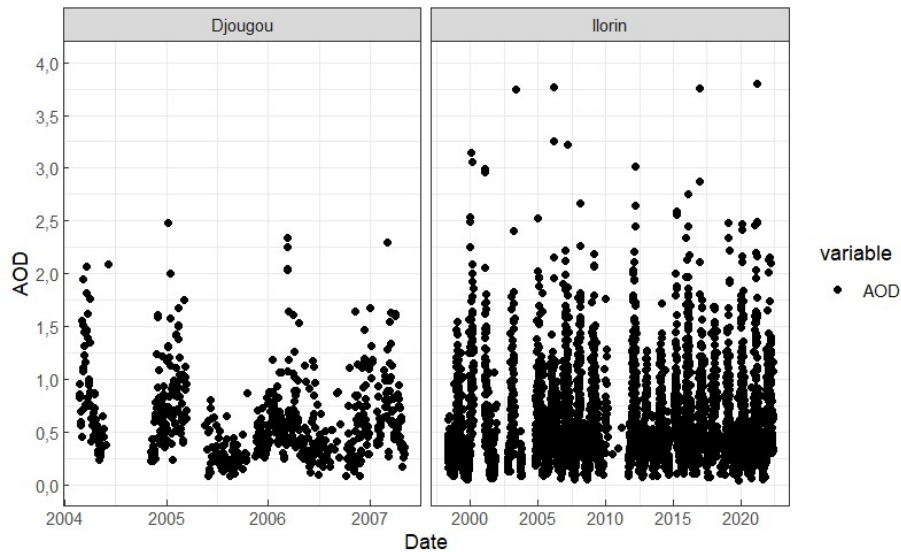


Figure 47 : Variations journalières de l'épaisseur optique des aérosols des stations photométriques de la zone Soudanienne

5-1-3- Zone Guinéenne

Les valeurs d'épaisseurs optiques d'aérosols sur l'ensemble des stations de cette région sont principalement concentrées entre 0,0 et 3,6 (Figure 48). Sur le site photométrique de CATUC_Bamenda, le maximum de 2,0 est moins élevé par rapport aux deux autres sites. À la station LAMTO, le maximum est situé autour de 3,0, tandis que celui de Koforidua_ANUC est de 3,6. Les variations quotidiennes des épaisseurs optiques des aérosols présentent des similitudes entre les sites de Koforidua_ANUC et de LAMTO, avec des pics et des minima observés sur des périodes identiques. Les différents pics sur ces deux stations sont généralement observés au premier trimestre et en début du deuxième semestre d'une année à l'autre. Les pics observés correspondent à la période de décembre à mars. Le transport de poussières sahariennes atteint ces latitudes plus méridionales, augmentant drastiquement l'épaisseur optique de l'atmosphère. Pour Koforidua et Lamto, une part importante de l'AOD durant la saison sèche

provient également des feux de brousse locaux et régionaux, créant un mélange de particules fines et grossières.

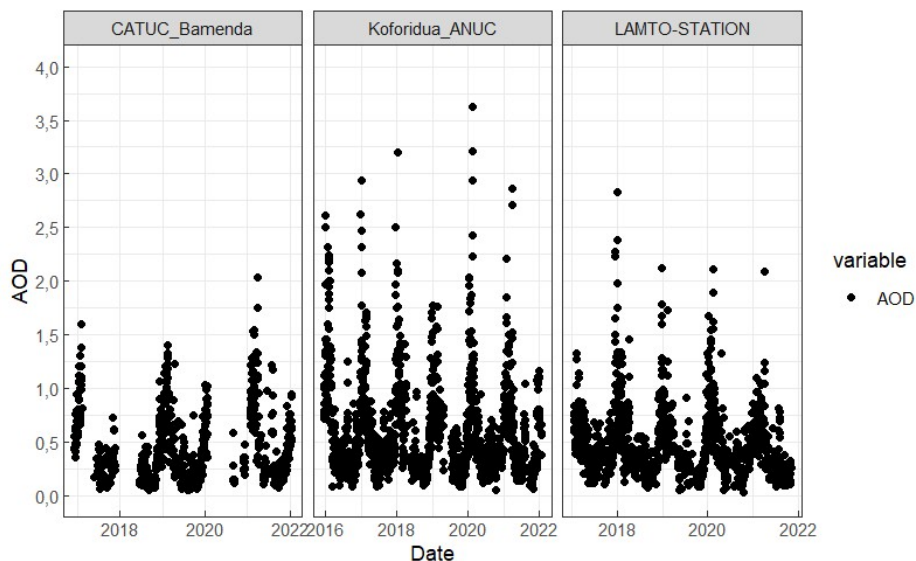


Figure 48 : Variations journalières de l'épaisseur optique des aérosols des stations photométriques de la zone Guinéenne

5-2- Variabilité temporelle du coefficient d'Angström

Les fluctuations des valeurs quotidiennes du coefficient d'Angström $\alpha_{440-670}$ (AE) dérivées des observations des photomètres automatiques des sites AERONET de l'Afrique de l'Ouest sont examinées à partir des représentations graphiques présentées dans cette section.

5-2-1-Zone Sahélienne

Les sites photométriques de la zone sahélienne affichent des valeurs journalières du coefficient d'Angström, principalement comprises entre 0,0 et 2,2 (Figure 49). Des valeurs supérieures à cette plage sont observées certains jours pour l'ensemble des sites. Les maximas sont situés dans l'intervalle [1,5 ; 2,2] pour l'ensemble des sites, à l'exception du site d'Agoufou, qui demeure inférieur à 1,5, confirmant ainsi la présence de particules du mode fin. Ces pics correspondent aux périodes de feux de brousse ou de combustion domestique. Ils montrent que, bien que la poussière soit dominante, les sites sahéliens reçoivent périodiquement des panaches de fumée qui modifient la distribution granulométrique des aérosols. Certaines valeurs journalières du coefficient d'Angström légèrement en dessous de zéro (négatives) pendant quelques jours sont observées sur les différents sites, correspondant à des jours d'émission de grosses particules, voire de particules géantes dans l'atmosphère des différentes localités. Ces particules peuvent être émises à l'échelle locale ou transportées vers ces sites par advection. Il

est à noter cependant que les stations de Ouagadougou et de DMN_Maine_Soroa, respectivement situées dans les parties Ouest et Est, présentent en moyenne moins de valeurs journalières négatives du coefficient d'Angström par rapport aux autres sites photométriques. Masmoudi *et al.* (2003) observent que les valeurs négatives du coefficient d'Angström AE ($AE < 0,0$) en Afrique peuvent être attribuées à la présence de particules géantes de poussière, résultant de l'instabilité thermique et des tempêtes de poussière. Dans la zone sahélienne, on remarque dans l'ensemble, des variations journalières significatives dans les distributions en taille des particules, allant des particules du mode grossier dans l'atmosphère, certainement issues de la poussière minérale soulevée par l'action du vent présent dans les différentes localités et aussi du désert de Sahara, surtout lors des tempêtes de sable pour les épisodes de poussière aux particules de mode fin.

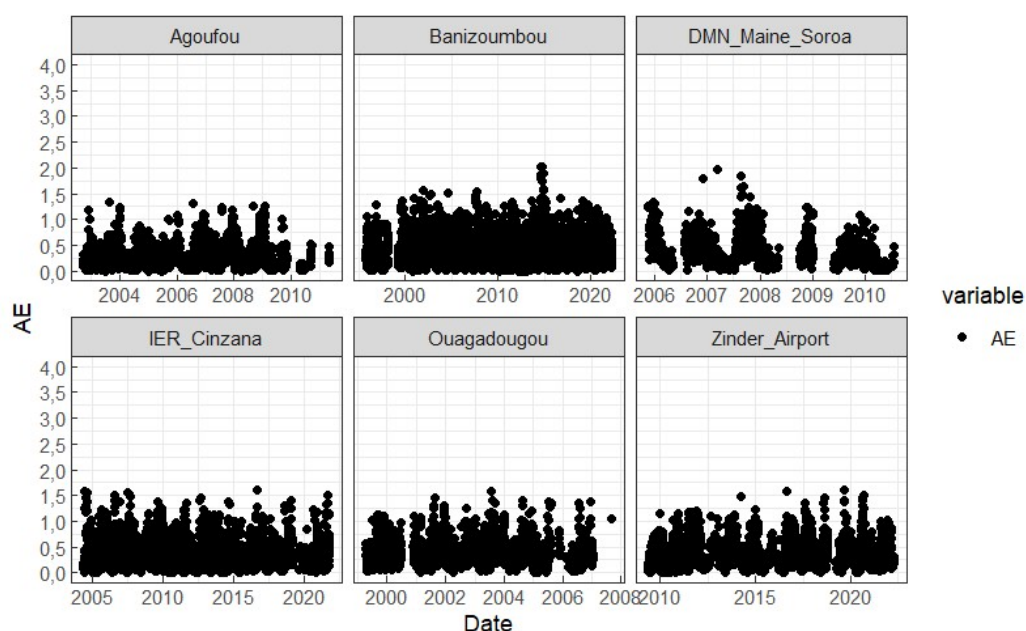


Figure 49 : Variations journalières du coefficient d'Angström des stations photométriques de la zone Sahélienne.

5-2-2-Zone Soudanienne

Les variations quotidiennes du coefficient d'Angström des sites photométriques de la zone soudanienne présentent des valeurs journalières du coefficient d'Angström qui sont dans leur majorité comprises entre 0,0 et 1,5 (Figure 50). Les valeurs supérieures à cette tranche sont observées sur certains jours uniquement du site d'Ilorin. Les maximas de 1,5 sont obtenus pour le site de Djougou Tandis qu'à Ilorin, ils sont encore plus élevés et proche de 2,0. Les niveaux des valeurs journalières du coefficient d'Angström mettent en évidence des particules de mode grossier dominé par les épisodes de poussière et des particules de mode fin sur les deux localités.

Cependant, Hamill *et al.* (2016) ont classé Djougou (nord du Bénin) comme un site poussiéreux peu affecté par la combustion de la biomasse tandis qu' Eck *et al.* (2010) ont classé le site de Ilorin comme un site d'aérosol mixte. A la différence des sites photométriques du sahel, les valeurs journalières du coefficient d'Angström en dessous de zéro (négatives) sont quasi-inexistantes, indiquant l'absence de particules géantes dans l'atmosphère respectives des différentes localités. Contrairement aux sites du Sahel central, les stations de Djougou et Ilorin présentent un régime d'aérosols mixte. La présence soutenue de valeurs d'AE supérieures à 1,0 indique que la combustion de biomasse joue un rôle prépondérant dans la charge atmosphérique régionale.

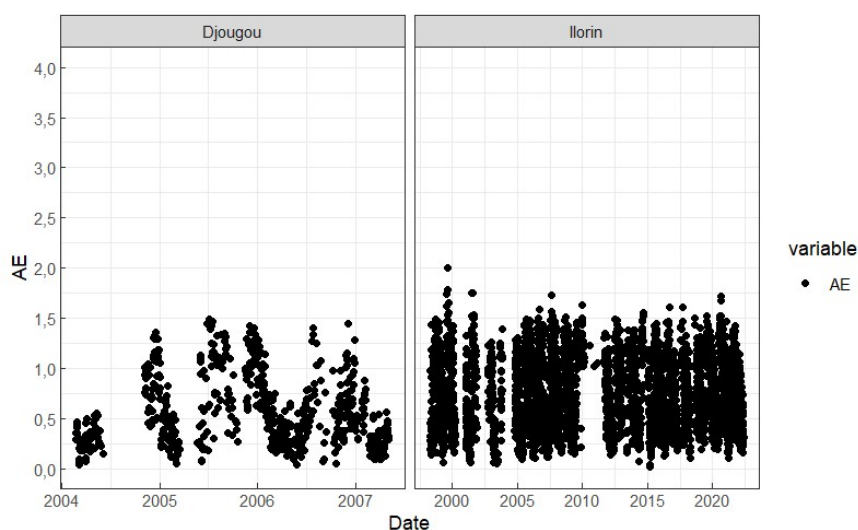


Figure 50 : Variations journalières du coefficient d'Angström des stations photométriques de la zone Soudanienne

5-2-3- Zone Guinéenne

La figure 51 présente les variations quotidiennes du coefficient d'Angström des aérosols, issues des observations des photomètres automatiques des sites AERONET de la zone guinéenne.

Les sites photométriques de la zone guinéenne présentent des valeurs journalières du coefficient d'Angström qui sont dans leur majorité comprises entre 0,0 et 1,5 comme celles de la zone de savane. Les valeurs supérieures à cette tranche sont observées sur certains jours sur l'ensemble des sites avec des maxima situés entre 1,5 et 2,0. C'est le signe distinctif d'une atmosphère dominée par les particules fines. À ces latitudes, l'influence de la combustion de biomasse (feux de brousse, brûlis agricoles) et des émissions urbaines est prépondérante par rapport à la poussière minérale. Les minimas quant' à eux sont beaucoup plus élevés par rapport aux zones de savane et de sahel. Ils correspondent aux épisodes de l'harmattan. Malgré la distance des sources sahariennes, des masses d'air chargées de poussières grossières parviennent à atteindre

Lamto et Koforidua, faisant chuter l'AE. Les niveaux des valeurs journalières du coefficient d'Angström mettent en évidence des particules de mode grossier de poussière et des particules de mode fin sur les deux localités. Les particules de poussières sur la zone guinéenne sont éventuellement associées aux aérosols marins transportés de l'Atlantique vers les terres continentales dans la région ouest-africaine par l'installation de la mousson d'une année à l'autre.

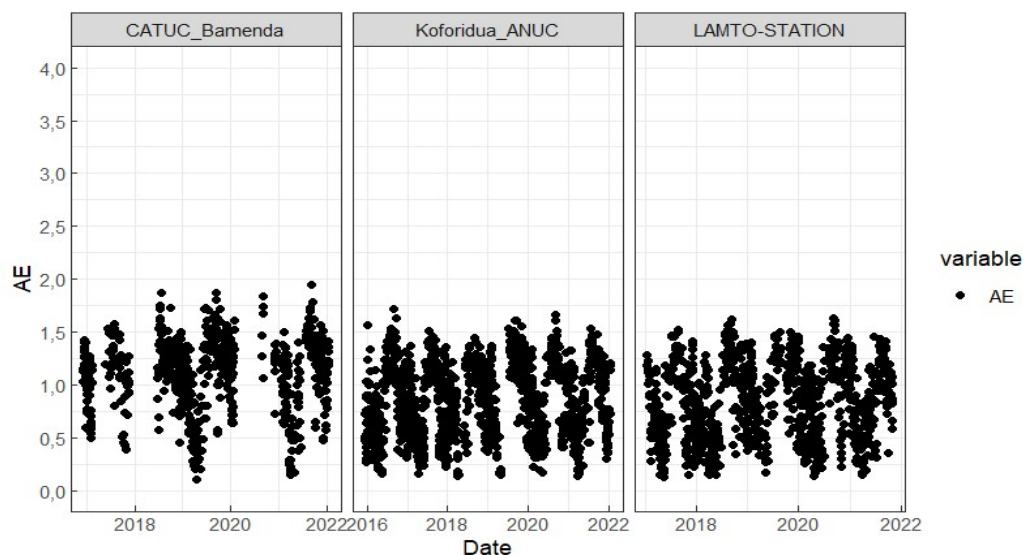


Figure 51 : Variations journalières du coefficient d'Angström des stations photométriques de la zone de Guinée.

5-3- Analyse des paramètres physiques

5-3-1- Statistiques de la profondeur optique et du coefficient d'Angström

La moyenne globale pour tous les sites est de 0,40 (écart-type géométrique, $\log(SD) = 0,71$) et de 0,51 ($SD = 0,39$) pour l'AOD et l'AE, respectivement. L'AERONET situé au Sahel a l'AOD moyenne la plus faible (Tableau XX). La station de Djougou a l'AOD moyenne la plus élevée (0,53). Dans la zone guinéenne, Koforidua_ANUC a un AOD moyen plus élevé (AOD = 0,49) que LAMTO_STATION (AOD = 0,41) et CATUC_Bamenda (AOD = 0,40). Le faible AE observé à Agoufou (AE = 0,27) est associé au plus grand nombre de jours de poussière (65,3 % des observations). Les quatre autres stations du Sahel ont un nombre de jours de poussière très similaire (environ 51%), mais inférieur à celui d'Agoufou. Le pourcentage de jours de poussière pour les stations de Guinée reste inférieur à 5%. Seulement 30% des jours sont classés comme jours de poussière ou jours pollués à LAMTO_STATION et Koforidua_ANUC, ce qui indique que la plupart du temps, l'atmosphère est composée d'un mélange d'aérosols.

Résultats et discussion

Tableau XX : Moyennes et écarts types de l'AERONET AOD et AE et pourcentage de jours de poussière et de pollution.

Milieu	Stations	AOD ($\pm \log(\text{SD})$)	AE ($\pm \text{SD}$)	Poussière (%)	Pollution (%)	Zone
Urbain	CATUC_Bamenda	0,40 ($\pm 0,78$)	1,06 ($\pm 0,37$)	3,6	44,6	Guinéenne
	Ilorin	0,49 ($\pm 0,71$)	0,72 ($\pm 0,36$)	12,0	15,1	Soudanienne
	Koforidua_ANUC	0,49 ($\pm 0,69$)	0,85 ($\pm 0,35$)	3,5	26,5	Guinéenne
	Ouagadougou	0,39 ($\pm 0,65$)	0,41 ($\pm 0,26$)	40,4	1,5	Sahélienne
Rural	Djougou	0,53 ($\pm 0,61$)	0,58 ($\pm 0,36$)	26,4	11,0	Soudanienne
	IER_Cinzana	0,35 ($\pm 0,68$)	0,34 ($\pm 0,25$)	51,3	0,7	Sahélienne
	Agoufou	0,38 ($\pm 0,74$)	0,27 ($\pm 0,23$)	65,3	0,4	Sahélienne
	Banizoumbou	0,37 ($\pm 0,71$)	0,35 ($\pm 0,25$)	51,2	0,8	Sahélienne
	LAMTO-STATION	0,41 ($\pm 0,63$)	0,84 ($\pm 0,35$)	5,0	25,0	Guinéenne
	DMN Maine Soroa	0,35 ($\pm 0,68$)	0,39 ($\pm 0,31$)	49,8	2,3	Sahélienne
	Zinder Airport	0,38 ($\pm 0,72$)	0,35 ($\pm 0,25$)	51,4	0,6	Sahélienne

5-3-2- Analyse des valeurs d'AOD et d'AE en milieu urbain et rural

Les valeurs moyennes de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) observées sur les sites urbains d'Ilorin et de Koforidua_ANUC sont comparables à celles enregistrées à Abidjan ($0,47 \pm 0,29$) et Korhogo ($0,45 \pm 0,31$), suggérant une charge en aérosols relativement élevée dans ces milieux. Toutefois, ces valeurs demeurent légèrement supérieures à celles relevées à Ouagadougou et CATUC_Bamenda. En milieu rural, les sites sahéliens caractérisés par une forte présence de poussières atmosphériques, tels que Banizoumbou, Agoufou et IER_Cinzana, affichent des valeurs d'AOD plus faibles. Cette tendance peut être attribuée à une dispersion plus importante des particules dans ces régions arides, où les conditions météorologiques favorisent le transport et la sédimentation des aérosols. En revanche, Djougou, situé en zone de savane, présente une AOD plus élevée, ce qui indique une contribution plus marquée des sources régionales d'aérosols, notamment celles issues de la combustion de biomasse. LAMTO-STATION située dans un environnement de transition entre la zone forestière et la savane, présente une AOD intermédiaire, reflétant un mélange de sources d'aérosols naturelles et anthropiques.

L'analyse des valeurs de l'AE en milieu urbain révèle que Korhogo ($0,95 \pm 0,56$) et Abidjan ($0,67 \pm 0,34$) présentent des indices plus élevés que ceux mesurés à Ilorin et Koforidua_ANUC. Cela suggère une proportion plus importante de particules fines dans ces villes, résultant principalement des activités anthropiques. À l'opposé, CATUC_Bamenda enregistre l'AE le plus élevé parmi les sites urbains, ce qui traduit une prédominance des particules fines (44,6 %), probablement issues des processus de combustion et des émissions industrielles. En revanche, Ouagadougou affiche l'AE le plus faible, avec une proportion plus importante de particules grossières (40,4 %), caractéristiques des environnements sahéliens dominés par les

poussières minérales. En milieu rural, Djougou présente un AE modéré, suggérant un mélange de particules fines et grossières. À l'inverse, les stations sahéliennes, notamment Agoufou, Banizoumbou et IER_Cinzana, enregistrent des valeurs d'AE très faibles. Cette observation est indicative d'une prédominance des particules grossières, principalement issues des poussières désertiques

5-4- Distribution saisonnière en taille des aérosols à partir des observations photométriques

La morphologie et les dimensions des aérosols sont largement déterminées par l'origine de leur émission ainsi que par les processus mécaniques ou chimiques qui ont façonné leur formation. Pour appréhender de manière systématique cette diversité, le concept de distribution granulométrique a été élaboré. Il vise à caractériser de manière statistique l'ensemble d'une population d'aérosols en organisant les concentrations de particules selon leur diamètre. Les fluctuations temporelles des émissions de particules provenant de diverses sources, conjuguées aux conditions météorologiques changeantes, engendrent une variabilité temporelle des aérosols, perceptible à différentes échelles temporelles telles que l'horizon horaire (cycle diurne), quotidien, saisonnier, voire interannuel.

5-4-1- Zone Sahélienne

Les distributions saisonnières en volume des aérosols des sites de la zone sahélienne sont monomodales, c'est-à-dire qu'elles présentent un seul maximum, indiquant une dominance d'une taille de particule qui contribue le plus au volume total (Figure 52). Ce maximum est centré à 3 μm et correspond principalement aux aérosols naturels (aérosols terrigènes), permettant ainsi d'identifier les sources dominantes d'aérosols dans cette zone, telles que le désert du Sahara au nord des différents sites et la zone de dépression de Bodélé.

Toutes les courbes présentent une structure bimodale classique, avec deux populations distinctes de particules. Le mode fin (Rayon < 0,5 μm) : Un petit pic à gauche, associé aux aérosols de combustion (feux de brousse) et aux processus de nucléation. Le mode grossier (rayon compris entre 1,0 à 3,0 μm) : Le pic dominant, de loin le plus massif, qui correspond sans ambiguïté aux poussières minérales désertiques. La période mars-avril-mai (MAM) est la période de pic d'intensité. On observe les volumes les plus élevés pour le mode grossier sur presque tous les sites. Cela correspond à la période où les tempêtes de poussière sont les plus fréquentes et intenses au Sahel. Sur la période Juin-Juillet-Août (JJA), on note une forte

disparité. À Agoufou, le pic de poussière reste très élevé, alors qu'il chute sur d'autres sites. C'est le signe de l'activité du front intertropical (FIT) et du transport de poussière vers le nord.

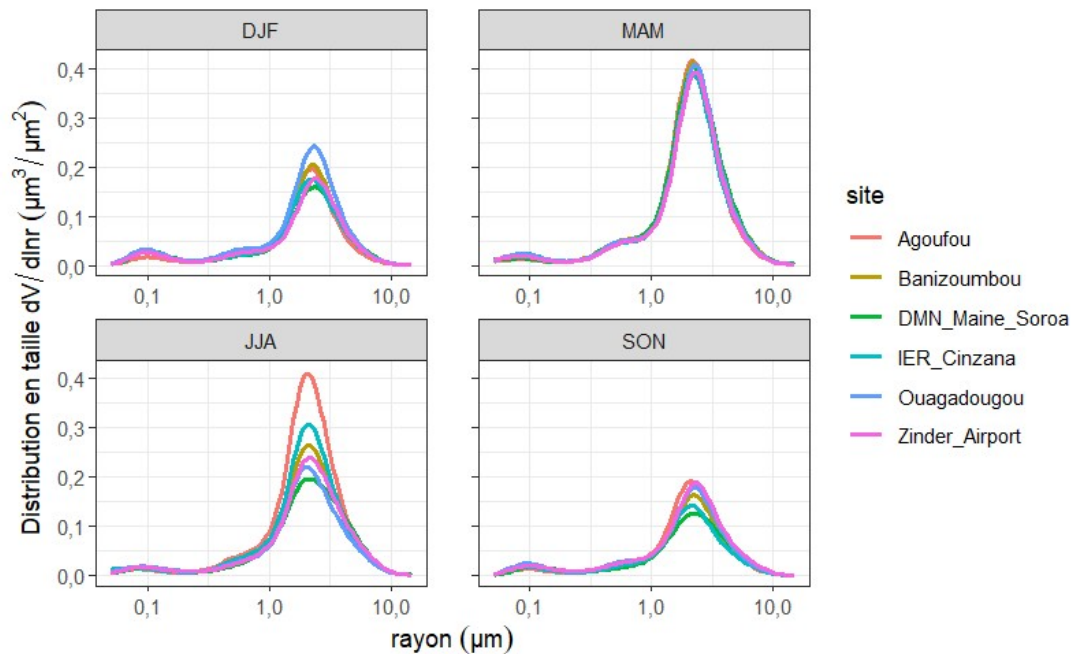


Figure 52 : Distribution saisonnière en volume des aérosols de la zone Sahélienne

5-4-2- Zone Soudanienne

Dans la zone de soudanienne, les distributions saisonnières en volume des aérosols, à l'exception de la saison estivale, présentent des distributions bimodales, suggérant la présence de différentes sources ou mécanismes de formation des particules d'aérosols (Figure 53).

La structure est ici aussi bimodale, mais avec des proportions très différentes du Sahel. Ilorin (en bleu) au cours de la période décembre-janvier-février (DJF) : Le pic du mode fin (rayon proche de 0,1 µm) est particulièrement prononcé, presque à la moitié du volume du mode grossier. Cela confirme l'influence massive des feux de brousse et de la combustion de biomasse pendant cette période à ces latitudes. Le mode grossier (rayon entre 2-3 µm) : Il reste présent toute l'année, confirmant que le transport de poussière minérale est un phénomène permanent, même s'il fluctue en intensité. Djougou présente généralement un mode grossier plus important que celui d'Ilorin en MAM et JJA. Étant situé plus au Nord, il reçoit les masses d'air sahariennes avec une charge massique plus élevée. Sur la période mars-avril-mai (MAM), on observe le pic de poussière. Le mode grossier atteint son volume maximal (> 0,4 pour Djougou). C'est la signature classique de l'harmattan qui transporte les poussières désertiques vers le Golfe de Guinée. A l'inverse sur la période juin-juillet-août (JJA), le volume s'effondre, surtout à Ilorin. C'est l'effet du lessivage par les pluies de mousson qui nettoient l'atmosphère des particules

grossières. Ilorin montre systématiquement un mode fin plus marqué, ce qui traduit une influence anthropique (urbaine et combustion) plus forte et constante.

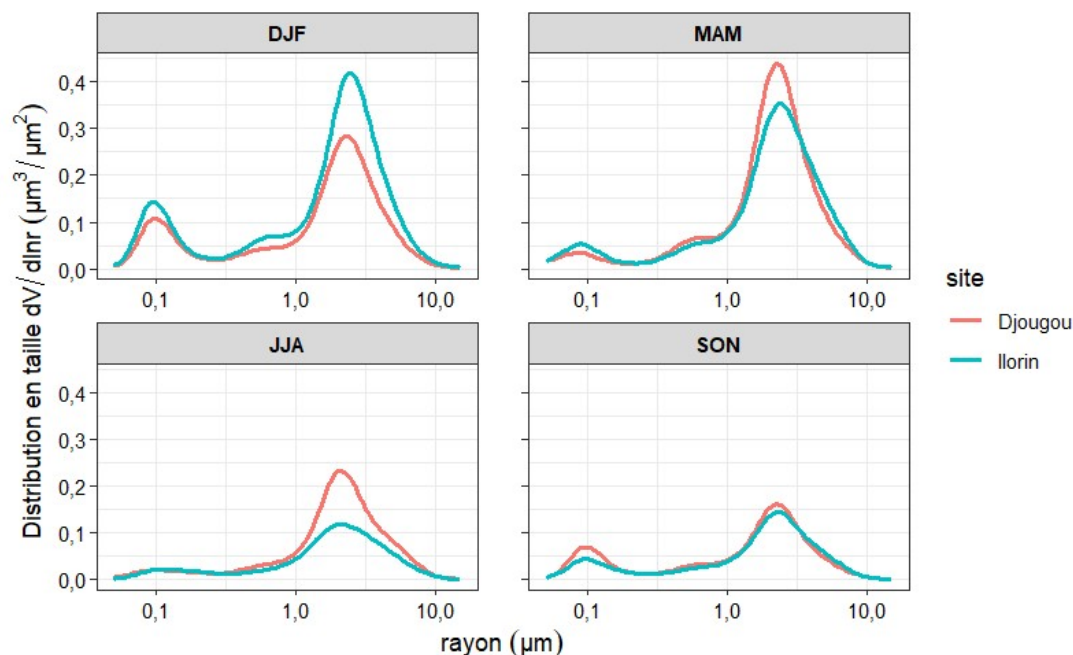


Figure 53 : Distribution saisonnière en taille des aérosols de la zone soudanienne

5-4-3- Zone Guinéenne

Dans la zone guinéenne, la distribution saisonnière en volume des aérosols révèle une distribution bimodale, indiquant la contribution des particules des modes grossier et fin au volume total des aérosols (Figure 54). Comme dans la zone de savane, la contribution des particules des modes grossier et fin reflète un mélange d'aérosols. Au cours de la période décembre-février (DJF), les concentrations relatives des aérosols des modes fin et grossier sont maximales, à l'exception du site de CATUC_Bamenda où le maximum du mode grossier est déplacé pendant la période de mars-avril-mai (MAM). Au cours de cette saison, les processus d'émissions des particules fines sont importants, avec des concentrations moyennes de $0,15 \mu\text{m}^3\mu\text{m}^{-2}$ sur l'ensemble des sites. Les concentrations maximales du mode grossier est de $0,45$ et $0,30 \mu\text{m}^3\mu\text{m}^{-2}$ respectivement pour les sites de Koforidua_ANUC et LAMTO_STATION. Celle de CATUC_Bamenda est de $0,27 \mu\text{m}^3\mu\text{m}^{-2}$. Comparée à la courbe des aérosols désertiques dans les zones du nord (sahélienne et soudanienne), les pics de concentration des particules grossières sont plus atténués avec des rayons élevés (supérieurs à $3 \mu\text{m}$). Cela implique la présence, dans la gamme des tailles, d'aérosols marins en plus de celles des poussières minérales, principalement au cours des périodes juin-juillet-août (JJA) et septembre-octobre-novembre.

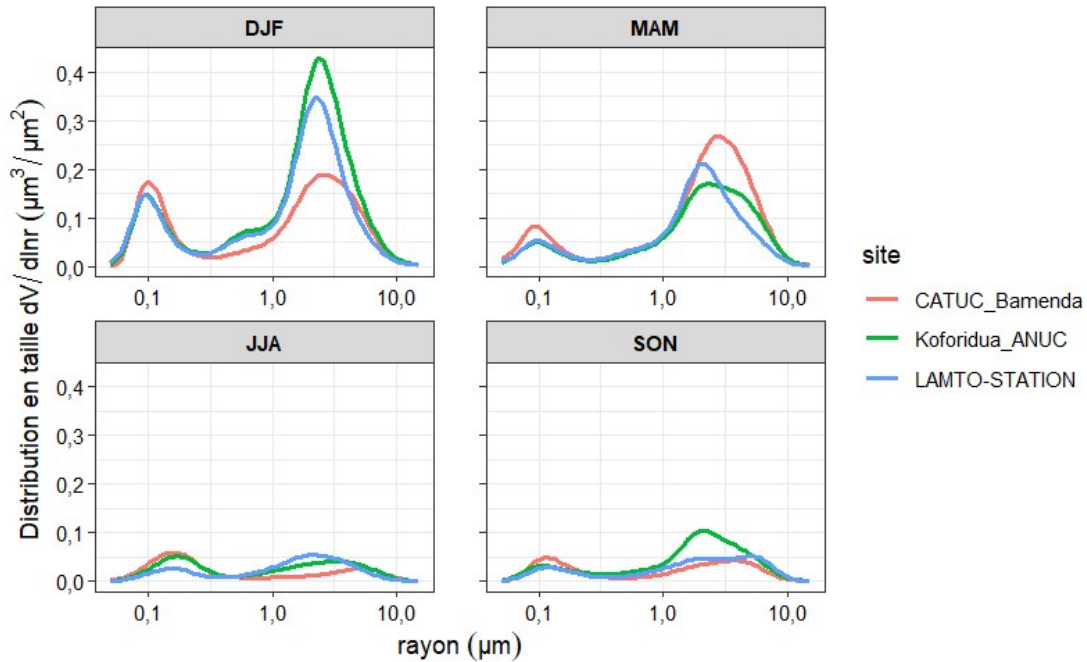


Figure 54 : Distribution saisonnière en taille des aérosols de la zone Guinéenne

5-5- Cycle annuel des paramètres optiques

5-5-1- Cycle annuel de la profondeur optique des aérosols

La saisonnalité peut être observée en analysant la moyenne mensuelle du cycle annuel de l'AOD sur l'ensemble des sites (Figure 55). La zone guinéenne montre un maximum d'AOD pendant la période décembre-janvier-février (DJF). L'AOD est maximale en janvier à LAMTO_STATION (AOD = 0,77), et en février à CATUC_Bamenda (0,99) et Koforidua_ANUC (1,13). L'AOD minimum est atteint en septembre à LAMTO_STATION (AOD = 0,21) et à CATUC_Bamenda (0,17), et en octobre à Koforidua_ANUC (0,25). Un maximum secondaire est observé en août pour les trois stations. La zone soudanienne a une tendance similaire mais avec des maxima déplacés en février pour Ilorin (AOD = 1,06) et en mars pour Djougou (AOD = 0,96). Il n'y a pas de maximum secondaire en août. La case Sahélienne a un comportement différent des deux autres cases. Pour la plupart des sites, le maximum de l'AOD est observé en mars ou avril, allant de 0,62 à IER_Cinzana à 0,84 à Ouagadougou. Le maximum est décalé en mai pour la station la plus à l'est, DMN_Maine_Soroa (AOD = 0,87) et le mois de juin pour la station la plus au nord Agoufou (AOD = 0,84). Un maximum secondaire est observé en octobre et les minimums ($\approx 0,25$) sont atteints en août et pendant la période décembre-janvier-février (DJF). Le cycle saisonnier de CALIOP AOD dans les différentes zones géographiques est similaire au cycle saisonnier d'AERONET (Niamien *et al.*, 2024). Les maxima et minima de CALIOP AOD sont observés à la même période que les

Résultats et discussion

sites AERONET. Dans la zone du Sahélienne, les valeurs maximales de l'AOD supérieures à 0,6 sont observées entre mars et juin, tandis que les valeurs minimales de l'AOD sont obtenues en août et pendant la saison sèche (DJF). Comme les observations de CALIOP sont moyennées sur une bande de 20° de longitude, les moyennes ne reflètent pas la variabilité est-ouest observée dans AERONET. Ce fait explique l'absence d'un pic secondaire dans la zone guinéenne au mois d'août. Les AOD maximales (autour de 1,0) pour ces deux zones sont bien observées en hiver, alors que les minimales sont de 0,4 au cours de la période juin-juillet-août.

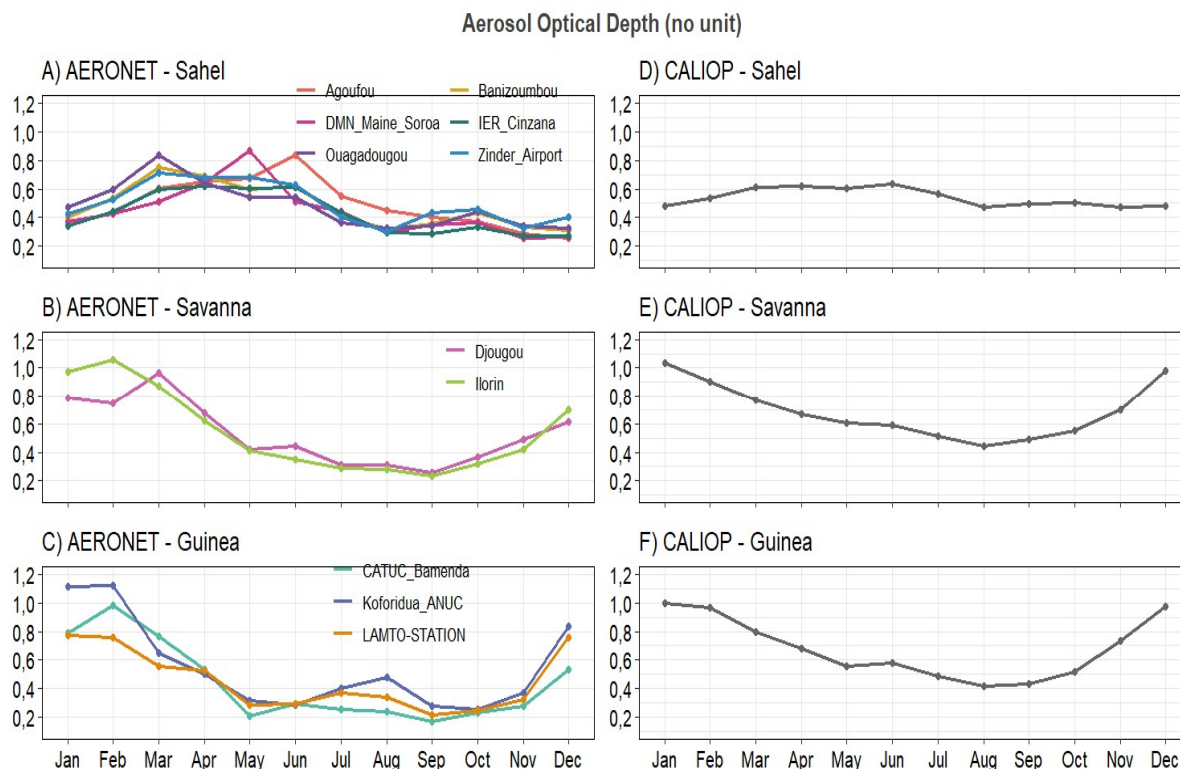


Figure 55 : Cycle annuel moyen mensuel de la profondeur optique des aérosols

Les sites AERONET à gauche sélectionnés dans les zones géographiques (A) Sahélienne, (B) de la Soudanienne et (C) Guinéenne, et (droite) la profondeur optique des aérosols CALIOP à 532 nm pour les zones géographiques (D) du Sahélienne, (E) Soudanienne et (F) de la Guinéenne.

5-5-2- Expositant d'Angström et type d'aérosol CALIOP

Le cycle saisonnier de l'AE dans la partie sud-ouest de l'Afrique est déterminé par la variabilité naturelle des émissions d'aérosols, des vents et des précipitations. Comme le révèle l'analyse des données CALIOP et AERONET, les aérosols dans la partie sud-ouest de l'Afrique sont un mélange de particules de combustion, de pollution et de poussière.

Le cycle annuel moyen mensuel de l'AE (Figure 56) montre un minimum entre mars et juin pour les trois zones. L'augmentation de l'EA commence dès le mois d'avril dans la zone guinéenne alors qu'elle commence dès juin dans les zones soudanienne et sahélienne. Dans la

Résultats et discussion

zone sahélienne, toutes les moyennes mensuelles sont inférieures à 0,6 et restent inférieures à 0,25 de mars à juin pour tous les sites. Les AE les plus élevés observés en août et en décembre correspondent aux AOD les plus faibles (Figure 56). L'AE la plus faible est observée à Agoufou (AE=0,04) au cœur de la saison des poussières. Une tendance saisonnière similaire à celle observée dans la boîte du sahélienne peut être observée pour les sites de la zone soudanienne, mais avec un AE qui dépasse 1,0 pendant la période estivale (JJA). Pour les zones soudanienne et guinéenne, il y a un gradient est-ouest dans l'AE, l'AE étant plus élevé dans la partie est des cases (JJA) dans la partie orientale des boîtes (Ilorin et CATUC_Bamenda). Sur l'ensemble de l'année, les EA sont plus élevés dans la zones guinéenne que dans les deux autres zones. Les EA sont de l'ordre de 1,4 pendant la période JJA et au minimum autour de 0,5 pendant la MAM. Le cycle annuel moyen mensuel de l'abondance relative du type d'aérosol CALIOP (Figure 56) par rapport à l'AOD totale présente un cycle saisonnier marqué qui a quelques similitudes avec le cycle annuel moyen mensuel de l'AE. Dans la zone sahélienne, la poussière et la poussière polluée (mélange de particules fines issues de la combustion de biomasse et poussière) sont les principaux types d'aérosols, correspondant respectivement à 48,5 et 25,5 % sur l'année. Les autres types sont principalement la fumée élevée et le pollué_continental (mélange de particules fines issues de la combustion industrielle, du trafic automobile), contribuant respectivement à 15,8 et 20,4 %. On observe une nette augmentation de la contribution des aérosols continentaux pollués entre juin et septembre correspondant à l'augmentation simulée de l'AE. La contribution du type fumée élevée est la plus élevée en octobre et novembre, atteignant environ 22 %. Alors que la contribution des poussières polluées reste stable tout au long de l'année, la contribution des poussières est maximale en avril.

La contribution des aérosols continentaux pollués dans la zone soudanienne est plus importante que dans la zone sahélienne mais peut être observée tout au long de l'année, avec un maximum en été (JJA) et un minimum en mars. Comme les aérosols continentaux, les aérosols de fumée contribuent significativement à la charge aérosol totale au cours de la période juin-août, avec une contribution de 20,3 % en août, alors que leur contribution n'est que de 9,3 % en mars. Inversement, la contribution des poussières est minimale en été (environ 25 %) et maximale en février (environ 57 %). La combustion de la biomasse émet des particules dans le mode d'accumulation associé à des AE d'environ 1,8 (Eck *et al.*, 1999). Le mélange des sous-produits de la combustion de la biomasse avec les poussières conduit à un AE moyen intermédiaire entre 0,5 et 1,0 dans la DJF.

Résultats et discussion

Comme elle comprend une surface océanique, la zone guinéenne montre un type d'aérosol supplémentaire *clean_marine* et *dusty_marine*. La contribution globale des sous-types de poussières (*dust*, *polluted_dust* et *dusty_marine*) est maximale dans la zone DJF (environ 75 %). La contribution des fumées élevées peut être observée tout au long de l'année, avec un maximum de 19,2 % en été (JJA). Au Sahel, comme il y a moins de combustible à brûler, les émissions d'aérosols de combustion ont moins d'impact sur l'AE. Sur la zone de guinéenne, on observe une nette augmentation de l'AOD pendant la période estivale, qui est associée à des AE élevés, et une augmentation de la contribution des types fumée_élevée et continentale polluée. L'augmentation de l'AE est cohérente avec les résultats précédents indiquant une advection à l'échelle régionale des produits de combustion de la biomasse par les vents d'est pendant la période juin-août (Haslett *et al.*, 2019). Les produits de combustion de la biomasse vieillie sont transportés de l'Afrique centrale vers l'Afrique du sud-ouest au-dessus de la couche de mousson et sont partiellement entraînés dans la couche de mousson (Deroubaix *et al.*, 2018 ; Flamant *et al.*, 2018).

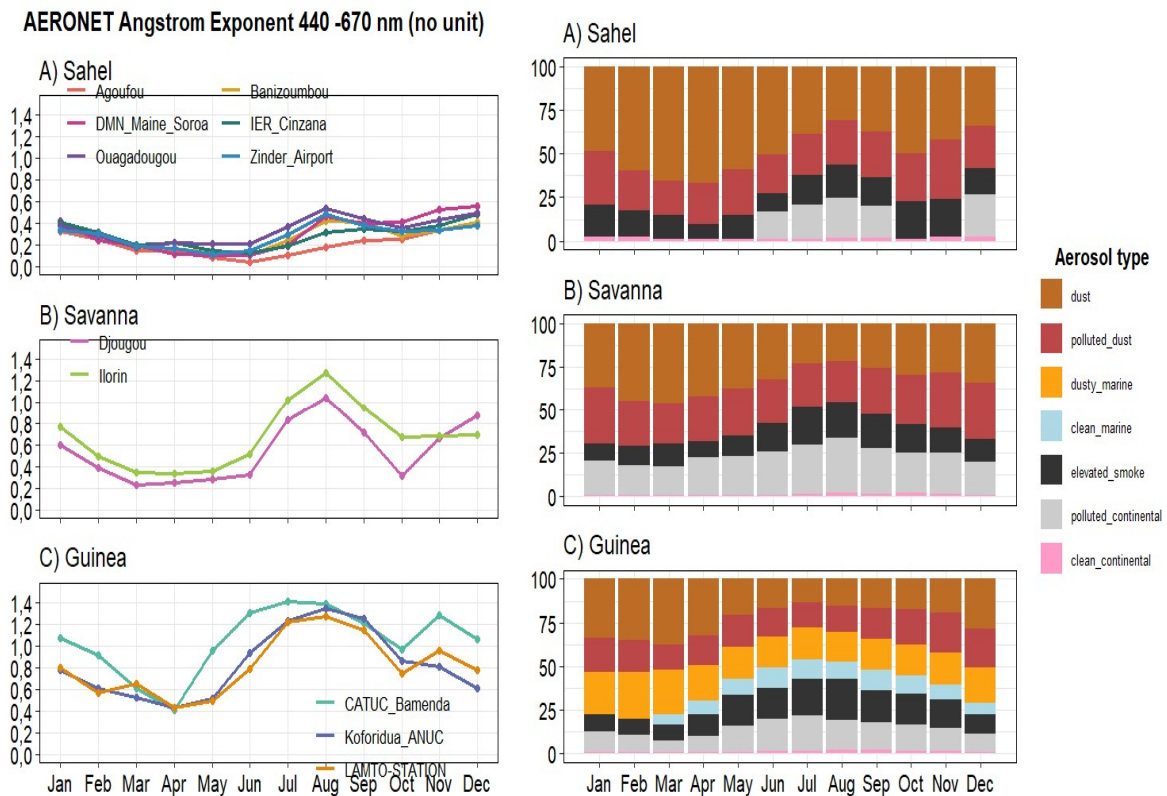


Figure 56 : Cycle annuel moyen mensuel (gauche) de l'exposant d'Angström sur les sites et la contribution relative du type d'aérosol CALIOP (droite) à l'AOD CALIOP

Les zones géographiques (A) Sahélienne, (B) de la Soudanienne et (C) de la Guinéenne.

5-5-3- Lien entre l'exposant d'Angström et le ratio AOD (non poussiéreuse/poussière) de CALIOP

La dépendance spectrale de l'AOD (à savoir AE) est largement influencée par la contribution de l'AOD des poussières minérales. Plus la contribution des poussières à l'AOD est importante, plus l'AE est faible pour la colonne atmosphérique, et nous avons constaté que l'AE d'AERONET est bien corrélée avec le rapport entre l'AOD CALIOP sans poussières et l'AOD CALIOP avec poussières sur l'ensemble des zones étudiées. Il existe une similitude évidente entre le cycle saisonnier de la contribution relative des types d'aérosols CALIOP à l'AOD et à l'exposant AE d'AERONET pour tous les types d'aérosols considérés. En particulier, la fraction de poussière tend à moduler la variation saisonnière de l'AE. À mesure que la contribution de la poussière à l'AOD augmente, l'AE diminue. Nous avons constaté que la moyenne mensuelle des AE AERONET et le rapport entre les AOD CALIOP sans poussière (tous les types sauf le type poussière) sur la poussière (type de poussière) CALIOP AOD sont fortement corrélés (coefficient de Pearson coefficient de détermination $r^2 = 0,72$) si l'on considère la région dans son ensemble (Figure 57). Lorsque l'on considère chacune des zones séparément, la corrélation est plus faible ($r^2 = 0,53$ pour la zone sahélienne, 0,54 pour la Guinée et 0,63 pour Savane) mais reste significative.

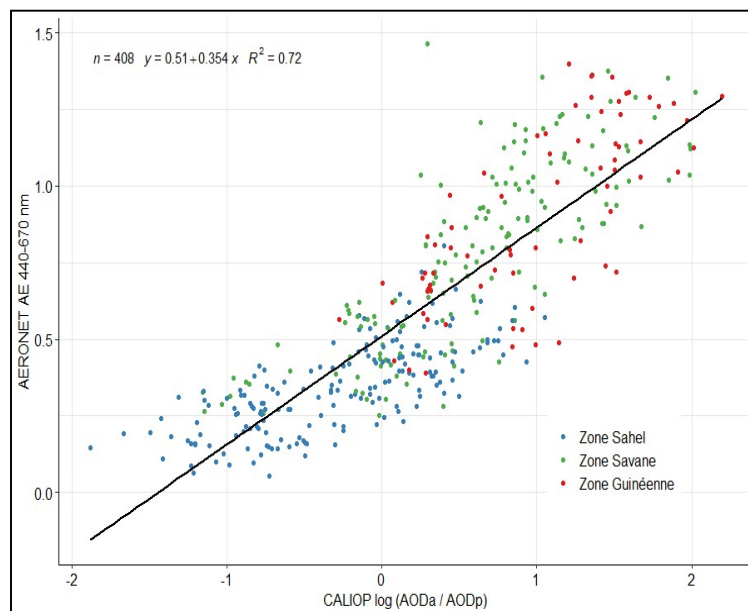


Figure 57 : Graphique de régression de l'exposant d'Angström moyen mensuel d'AERONET en fonction du rapport entre l'AOD CALIOP sans poussière et l'AOD CALIOP avec poussière.

5-6- Caractérisation du transport des particules de poussière et des poussières polluées

5-6-1- Profil d'extinction des poussières et des poussières polluées

Les trois zones géographiques présentent des profils saisonniers moyens (hors saison humide) similaires du coefficient d'extinction CALIOP à 532 nm (Figure 58). Pendant la période DJF, le coefficient d'extinction maximal pour les poussières se situe à 1 km et pour les poussières polluées à 1,5 km. Ce maximum se déplace à 2 km pendant la période MAM et à 2,5 km pendant la période juin-juillet -août (JJA). Les profils des coefficients d'extinction de polluted_dust (poussières polluées) sont très proches en Savane et au Sahel pour toutes les saisons. Dans la région guinéenne, on observe l'absence d'une couche située entre 0,5 km et 1,5 km, contrairement aux autres zones où elle est présente durant la saison JJA.

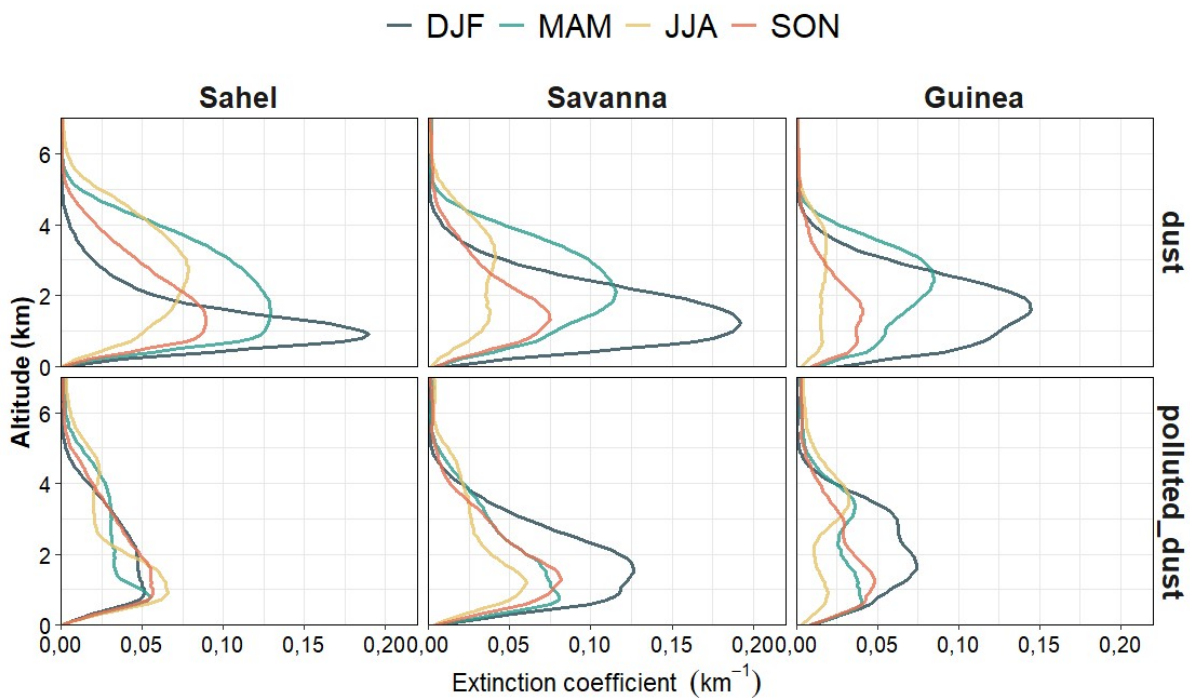


Figure 58 : Profils d'extinction saisonniers moyens CALIOP à 532 nm

5-6-2 Altitude du transport

La hauteur d'extinction moyenne Hm est une mesure qui indique à quelle altitude se trouvent principalement les particules d'aérosols dans l'atmosphère. Pour les sous-types d'aérosols de poussière continentale (à savoir poussière et poussière polluée), elle révèle un cycle saisonnier bien défini (Figure 59). La taille des cases (intervalle interquartile, IQR) reflète la variabilité interannuelle de Hm. En moyenne, l'IQR est de 0,37 km et 0,64 km pour polluted_dust et dust, respectivement. L'IQR augmente pendant la période juin-août et le début du mois de septembre, en particulier dans la zone de Guinée. L'IQR de Hm peut atteindre 1,8 km en octobre dans

la zone de guinéenne pour le type de poussière. Dans la zone de guinéenne, Hm pour les poussières reste inférieur à 3 km entre novembre et mars et commence à augmenter en avril. L'altitude maximale, qui est atteinte en août, passe de 4 km en moyenne dans la zone du sahélienne à environ 6 km dans la zone de guinéenne (Niamien *et al.*, 2024). Une augmentation régulière de Hm d'environ 0,3 km par mois est observée dans les zones de la soudanienne et sahélienne entre janvier et août. Hm diminue au cours de la seconde moitié de l'année pour les poussières. Dans la zone guinéenne, il y a une grande variabilité dans l'altitude de la poussière d'une année à l'autre dans la tendance à la baisse, comme le souligne l'IQR plus grand sur la figure 59. L'altitude minimale est d'environ 2 km en décembre pour les trois zones. Hm pour la poussière polluée a un comportement saisonnier différent. Hm se situe entre 1,8 km et 3,8 km (zone guinéenne) ou 2,8 km (zones sahélienne et soudanienne). On observe une baisse significative de 1,5 km de Hm dans la zone guinéenne entre septembre et octobre.

La contribution la plus importante de poussière se produit au cours de la période mars-mai (MAM) en raison de l'activation de la source de poussière du Bodélé par les vents de nord-est dus à la crête de l'anticyclone de Lybie (Washington & Todd, 2005). Pendant cette période, la couche de poussière est soulevée comme le montre la hauteur moyenne d'extinction CALIOP. L'augmentation de la couche de poussière en avril est due au déplacement vers le nord du front intertropical (Haywood *et al.*, 2008). Bien que le transport de poussières vers le Golfe de Guinée soit affaibli au cours de la période juin-août, la hauteur d'extinction moyenne des couches de poussières se situe à environ 6 km d'altitude pendant cette période ce qui indique un transport à des hauteurs plus importantes. La combustion de la biomasse associée aux activités humaines d'utilisation des terres contribue de manière significative à la charge d'aérosols dans l'atmosphère de la partie sud-ouest de l'Afrique (Giglio *et al.*, 2006 ; Roberts *et al.*, 2009). La combustion de la biomasse a lieu pendant la saison sèche (Kaiser *et al.*, 2012) dans l'ensemble de l'Afrique du Sud-Ouest.

Nous avons utilisé une moyenne des observations de jour et de nuit de CALIOP. Les mécanismes d'émission et de transport des aérosols, ainsi que l'impact éventuel de l'humidité relative, ont entraîné des différences entre les observations de CALIOP effectuées pendant la journée et celles effectuées pendant la nuit. Toutefois, ces différences ont été atténuées par l'utilisation de moyennes saisonnières. En moyenne, nous avons estimé que la différence entre les AOD nocturnes ou diurnes de CALIOP par rapport à une moyenne des deux est de $\pm 5\%$. Cette différence est du même ordre de grandeur que la variabilité diurne de l'AOD (Smirnov *et*

al., 2002). Cette différence est de +3% en moyenne pour Hm. Les différences peuvent toutefois être plus importantes à l'échelle journalière.

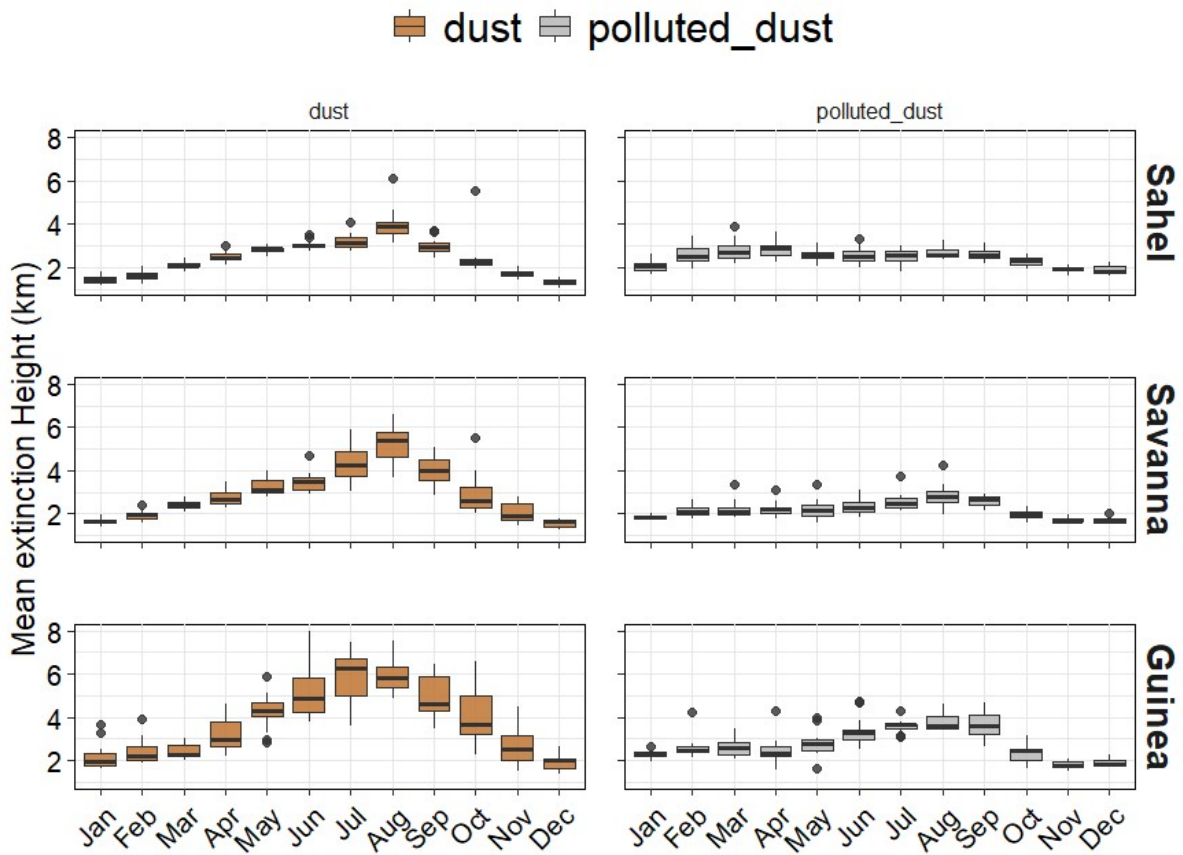


Figure 59 : Diagramme en boîte du cycle annuel mensuel de la hauteur d'extinction moyenne Hm dérivée de CALIOP

(colonne de gauche, A-C) pour le type d'aérosol de poussière dans les zones géographiques (A) Sahélienne, (B) Soudanienne et (C) Guinéenne, et pour (colonne de droite, D-F) le type d'aérosol de poussière polluée dans les zones géographiques (D) du Sahélienne, (E) Soudanienne et (F) Guinéenne.

5-6-3- Hauteur d'échelle de poussière saisonnière par bande de latitude

Le niveau de l'altitude de transport des poussières selon la latitude varie considérablement entre les saisons des zones Sahéliennes et Guinéennes, comme le montre clairement la figure 60. Une variation saisonnière significative de l'altitude de transport des poussières est observée en fonction de la latitude. En août, la prévalence de la mousson ouest-africaine sur l'Afrique de l'Ouest s'étend jusqu'à environ 20°N, favorisant des valeurs élevées de hauteur d'échelle, atteignant jusqu'à 6 km dans la zone guinéenne (4°N) en JJA. En revanche, cette hauteur diminue progressivement pour atteindre environ 4 km au Sahel (15°N). Au cœur du printemps, la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) est localisée à environ 10°-12°N et est caractérisée par une convergence accrue (Nicholson, 2018). Pendant la période décembre-

février, le Front Inter-Tropical (FIT) se situe à sa position la plus méridionale (en dessous de 10°N), bien que le flux de la mousson de direction sud-ouest existe, il pénètre rarement sur le continent ce qui entraîne une variation beaucoup moins prononcée de la hauteur d'échelle. Une altitude de poussière presque constante est observée dans la partie sud de la zone sahélienne (entre $\sim 10^{\circ}\text{N}$ et 16°N), tandis qu'un soulèvement des poussières est observé à partir de 10°N .

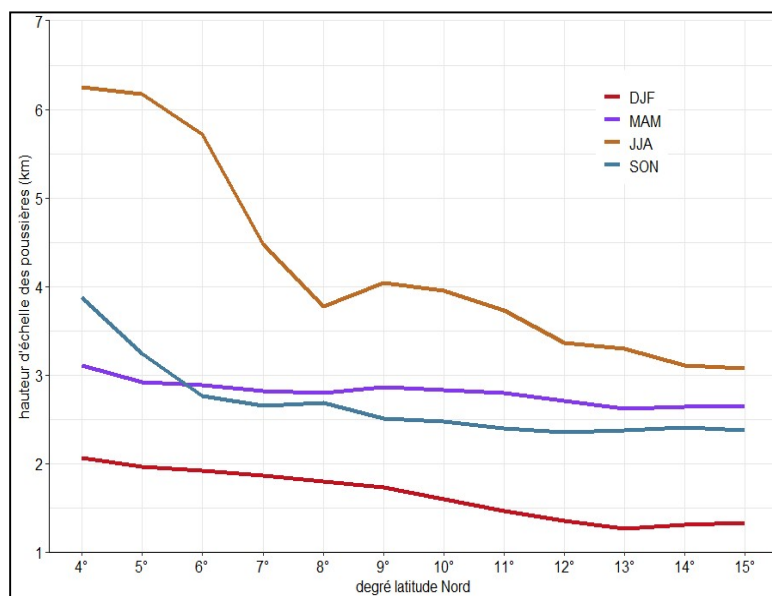


Figure 60 : Evolution de la hauteur d'échelle de poussière saisonnière par bande de latitude

5-6-4- Mise en évidence du transport de poussière en été sur la zone guinéenne

La poussière transportée vers la zone guinéenne provient principalement du désert du Sahara. Les vents alizés de nord-est, connus localement sous le nom d'Harmattan, jouent un rôle crucial dans le transport de la poussière saharienne vers l'Afrique de l'ouest, y compris le golfe de Guinée. Ce vent est plus actif durant la saison sèche (de novembre à mars), bien que des phénomènes de transport de poussière puissent également se produire en été. Pour cette période, l'une des directions dominantes de transport des aérosols sahariens est l'ouest, traversant l'Atlantique nord jusqu'en Amérique du sud ou du nord (Prospero, 1999 ; Prospero *et al.*, 2014 ; Yu *et al.*, 2015). Les poussières sahariennes sont souvent transportées à haute altitude par les courants aériens, formant la couche d'air saharienne. Cette couche peut s'étendre sur plusieurs kilomètres d'épaisseur et se déplacer vers le sud au-dessus de l'Atlantique Sud grâce aux vents d'altitude dominants. Cette situation est mise en évidence par l'analyse des rétro-trajectoires (Figure 61) des journées du 9 mai 2020 et 18 juin 2018, qui indique un transport des poussières provenant des zones sahéliennes à des altitudes de 1500m et 4500m dans la troposphère,

5-7- Tendances des épaisseurs optiques des principaux aérosols de CALIOP

Les significativités des tendances, les statistiques, le choix de l'hypothèse nulle (H_0) et les taux de changement ou estimateurs (pentes de Sen) calculés sur l'AOD de CALIOP par zone sont présentés dans cette section de l'étude. Un signe négatif (-) sur la valeur de la statistique Z indique une tendance à la baisse, tandis qu'un signe positif met en évidence une tendance à la hausse (tableau XXII à XXIV). Les pourcentages de changement ont été calculés comme étant égaux à 100 fois le ratio entre la pente de Sen et l'AOD moyen. À l'échelle mensuelle, la pente est exprimée en mois^{-1} et les pourcentages de changement calculés sont exprimés en $\% \text{ mois}^{-1}$.

5-7-1- Evolution des valeurs mensuelles d'épaisseurs optiques CALIOP

L'analyse de l'évolution des moyennes mensuelles met en évidence les variations saisonnières des valeurs d'AOD ainsi que les disparités régionales au sein des zones examinées (Figure 62). Les pics annuels surviennent systématiquement entre décembre et mars (période de l'harmattan). L'AOD totale atteint ses valeurs maximales ($\text{AOD} > 1,00$) dans les zones soudanienne et guinéenne. Les creux annuels correspondent à la saison des pluies (juin-septembre), où le lessivage atmosphérique réduit considérablement la charge en aérosols. Dans la zone sahélienne, la poussière est la composante majeure, tandis que les niveaux de poussière polluée demeurent relativement faibles et constants. La courbe de l'AOD de poussière suit de près la forme de l'AOD totale, confirmant que la poussière désertique (transportée depuis le Sahara et le Bodélé) est le principal moteur de l'opacité atmosphérique dans la région. Les zones soudanienne et guinéenne présentent des profils très similaires. Les amplitudes sont plus fortes qu'au Sahel. On remarque que l'écart entre la courbe de l'AOD totale et la courbe de l'AOD de poussière est plus large ici, ce qui suggère une contribution plus importante d'autres aérosols (comme les aérosols de combustion de biomasse) qui s'ajoutent à la poussière.

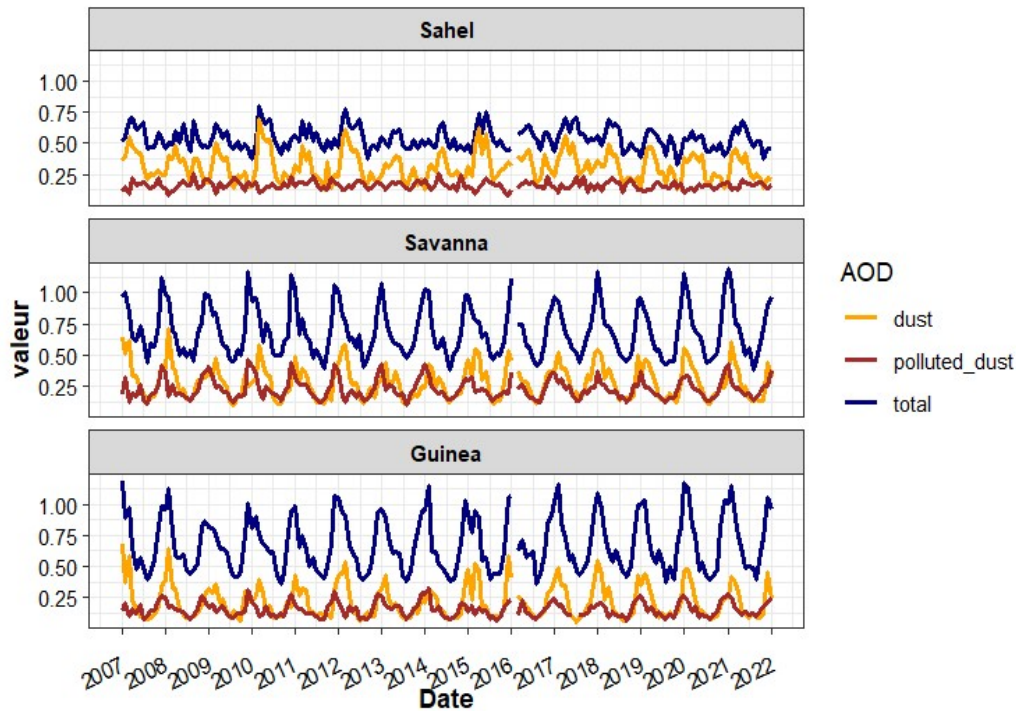


Figure 62 : Evolution des valeurs mensuelles d'AOD

Le tableau XXI présente les mesures d'épaisseur optique des aérosols (AOD) pour trois zones distinctes en Afrique de l'Ouest : sahélienne, soudanienne et guinéenne. Pour chacune de ces zones, les valeurs d'AOD sont classifiées en trois catégories : total, poussière (dust) et poussière polluée (polluted_dust). Les résultats indiquent que les régions de la soudanienne et guinéenne présentent des valeurs d'AOD totale plus élevées par rapport à la zone sahélienne, suggérant une concentration plus importante d'aérosols dans ces zones. Dans la zone sahélienne, l'AOD totale varie entre 0,32 et 0,79, avec une médiane de 0,53 et une moyenne de 0,54. Les valeurs d'AOD dues à la poussière oscillent entre 0,12 et 0,69, avec une médiane de 0,30 et une moyenne de 0,31, tandis que l'AOD associée à la poussière polluée varie de 0,07 à 0,26, avec une médiane de 0,16 et une moyenne de 0,16. En revanche, pour la zone soudanienne, l'AOD totale fluctue entre 0,38 et 1,18, avec une médiane de 0,68 et une moyenne de 0,69. L'AOD due à la poussière est comprise entre 0,09 et 0,70, avec une médiane de 0,28 et une moyenne de 0,28, alors que l'AOD due à la poussière polluée varie de 0,09 à 0,45, avec une médiane de 0,20 et une moyenne de 0,23. Dans la zone guinéenne, l'AOD totale se situe entre 0,35 et 1,18, avec une médiane de 0,62 et une moyenne de 0,68. L'AOD due à la poussière varie de 0,05 à 0,68, avec une médiane de 0,16 et une moyenne de 0,22. Enfin, l'AOD associée à la poussière polluée se situe entre 0,07 et 0,32, avec une médiane de 0,14 et une moyenne de 0,15.

Tableau XXI : Test de Mann-Kendall sur l’AOD totale de CALIOP

zones	AOD	(min ; max)	médiane (quartile)	moyenne
Sahélienne	total	(0,32 ; 0,79)	0,53(0,46 ; 0,59)	0,54 ± 0,08
	dust	(0,12 ; 0,69)	0,30(0,23 ; 0,39)	0,31 ± 0,11
	polluted dust	(0,07 ; 0,26)	0,16(0,14 ; 0,18)	0,16 ± 0,03
Soudanienne	total	(0,38 ; 1,18)	0,68(0,53 ; 0,82)	0,69 ± 0,20
	dust	(0,09 ; 0,70)	0,28(0,16 ; 0,70)	0,28 ± 0,13
	polluted dust	(0,09 ; 0,45)	0,20(0,16 ; 0,25)	0,23 ± 0,08
Guinéenne	total	(0,35 ; 1,18)	0,62(0,48 ; 0,84)	0,68 ± 0,22
	dust	(0,05 ; 0,68)	0,16(0,10 ; 0,68)	0,22 ± 0,13
	Polluted dust	(0,07 ; 0,32)	0,14(0,11 ; 0,18)	0,15 ± 0,05

5-7-2- Tendance des épaisseurs optiques totales de CALIOP

Les méthodes de Mann-Kendall classique (MK) et Mann-Kendall saisonnier (MK saisonnier) ont été appliquées pour détecter des tendances monotones dans les données. Le test MK analyse directement la série complète, tandis que le test MK saisonnier prend en compte les variations saisonnières récurrentes. Cependant, aucune tendance significative n'a été observée avec ces approches. En réponse, nous comparons deux méthodes désaisonnalisées : le Mann-Kendall désaisonnalisé (MK_d) et le 3PW désaisonnalisé (3PW_d).

Le tableau XXII présente une comparaison entre deux méthodes statistiques, Mann-Kendall désaisonnalisé (MK_d) et 3PW désaisonnalisé (3PW_d) pour évaluer les tendances des épaisseurs optiques totales d’aérosols CALIOP dans trois zones géographiques de l'Afrique de l'ouest : sahélienne, soudanienne et guinéenne. Les deux méthodes (MK_d et 3PW_d) montrent que l'hypothèse nulle d'absence de tendance est acceptée pour toutes les zones, les p-values étant supérieures au seuil de 0,05.

Tableau XXII : Test de tendance sur l’AOD totale de CALIOP

Méthodes	zones	(p-value)	Statistique (Z)	Hypothèse (H ₀)	Pente de Sen (mois ⁻¹)
MK _d	Sahélienne	0,060	-0,094	acceptée	-1,5.10 ⁻⁴
	Soudanienne	0,102	-0,082	acceptée	-1,5.10 ⁻⁴
	Guinéenne	0,063	0,093	acceptée	-1,7.10 ⁻⁴
3PW _d	Sahélienne	0,162	–	acceptée	-13.10 ⁻⁴
	Soudanienne	0,113	–	acceptée	-18.10 ⁻⁴
	Guinéenne	0,058	–	acceptée	-21.10 ⁻⁴

5-7-3- Tendance des épaisseurs optiques des aérosols de poussières CALIOP

Le tableau XXIII présente les résultats de deux méthodes statistiques, Mann-Kendall désaisonnalisé (MK_d) et 3PW désaisonnalisé (3PW_d), pour analyser les tendances de l'épaisseur

Résultats et discussion

optique des aérosols (AOD) des poussières de CALIOP dans trois zones géographiques de l'Afrique de l'ouest : sahélienne, soudanienne et guinéenne. Les deux méthodes présentent des résultats cohérents pour la zone Soudanienne, où l'hypothèse nulle d'absence de tendance est acceptée, indiquant une stabilité des niveaux d'AOD des poussières. Pour la zone du sahélienne, les résultats diffèrent : MK_d rejette H_0 , suggérant une légère diminution significative, tandis que $3PW_d$ accepte H_0 mais montre une diminution plus marquée non significative. Pour la région guinéenne, les deux méthodes rejettent H_0 , mais $3PW_d$ montre une augmentation plus significative de l'AOD des poussières. La pente de Sen passe de $1,1 \cdot 10^{-4}$ mois⁻¹ avec MK_d à $13 \cdot 10^{-4}$ mois⁻¹ avec $3PW_d$. Les deux méthodes fournissent des informations complémentaires sur les tendances des niveaux d'AOD des poussières, avec des différences notables dans leur sensibilité aux variations régionales. Avec la méthode $3PW_d$, la zone guinéenne montre un pourcentage de changement de 0,61 % mois⁻¹ de l'épaisseur optique des poussières, reflétant une légère augmentation de l'AOD dans cette zone au cours du temps.

Tableau XXIII : Test de tendance sur l'AOD des poussières de CALIOP

Méthodes	zones	(p-value)	Statistique (Z)	Hypothèse (H_0)	Pente de Sen (mois ⁻¹)
MK_d	Sahélienne	0,048	-0,098	rejetée	$-1,5 \cdot 10^{-4}$
	Soudanienne	0,903	-0,006	acceptée	$-0,09 \cdot 10^{-4}$
	Guinéenne	0,034	0,106	rejetée	$1,1 \cdot 10^{-4}$
$3PW_d$	Sahel	0,225	–	acceptée	$-11 \cdot 10^{-4}$
	Soudanienne	0,843	–	acceptée	$-1,1 \cdot 10^{-4}$
	Guinéenne	0,027	–	rejetée	$13 \cdot 10^{-4}$

5-7-4- Tendance des épaisseurs optiques des aérosols de poussières polluées CALIOP

Le tableau XXIV présente les résultats des analyses de tendances des poussières polluées pour les zones sahélienne, soudanienne et guinéenne en Afrique de l'ouest, utilisant les méthodes Mann-Kendall désaisonnalisé (MK_d) et 3PW désaisonnalisé ($3PW_d$).

Les résultats montrent des tendances similaires entre les deux méthodes pour la zone Soudanienne, avec le rejet de l'hypothèse nulle et une diminution significative des poussières polluées, bien que la méthode $3PW_d$ indique une diminution légèrement plus marquée. Pour la zone sahélienne, les deux méthodes acceptent H_0 , indiquant des tendances de diminution non significatives. Cependant, MK_d montre une pente de Sen légèrement plus élevée que $3PW_d$. Pour la zone guinéenne, les deux méthodes acceptent également H_0 , avec des pentes de Sen indiquant une légère diminution non significative des poussières polluées, MK_d montrant une pente de Sen plus élevée que $3PW_d$. Les deux méthodes fournissent des perspectives cohérentes sur les tendances des niveaux de poussières polluées, avec des variations notables dans leur sensibilité aux tendances régionales. La méthode $3PW_d$ semble capter des diminutions plus

Résultats et discussion

marquées dans la zone soudanienne, tandis que MK_d montre une sensibilité accrue dans le Sahel et la région guinéenne. La zone sahélienne montre un pourcentage de changement de $-0,13 \text{ \% mois}^{-1}$ de l'épaisseur optique des poussières polluées, reflétant une légère diminution de l'AOD.

Tableau XXIV : Test de tendance sur l'AOD des poussières polluées de CALIOP

Méthodes	zones	(p-value)	Statistique (Z)	Hypothèse (H_0)	Pente de Sen (mois^{-1})
MK_d	Sahélienne	0,672	-0,021	acceptée	-18.10^{-4}
	Soudanienne	0,016	-0,121	rejetée	$-1,1.10^{-4}$
	Guinéenne	0,428	-0,039	acceptée	-25.10^{-4}
$3PW_d$	Sahélienne	0,616	–	acceptée	$-2,1.10^{-4}$
	Soudanienne	0,015	–	rejetée	-13.10^{-4}
	Guinéenne	0,476	–	acceptée	-3.10^{-4}

Conclusion partielle

L'atmosphère de la partie sud-ouest de l'Afrique se caractérise par un mélange complexe et intense de différents types d'aérosols. Bien que la poussière minérale soit présente tout au long de l'année, la période estivale montre une contribution significative de la pollution due à la combustion de la biomasse qui a un impact sur les propriétés des aérosols. Les valeurs d'AOD sont élevées en milieu urbain, traduisant une forte contribution des particules fines d'origine anthropique, à l'exception des sites sahéliens. En milieu rural sahélien, les faibles AOD et AE reflètent une prédominance des poussières désertiques. Le cycle saisonnier de l'AOD donné par le satellite CALIOP et les observations locales du photomètre solaire sont cohérents dans la région sud-ouest de l'Afrique. La classification CALIOP des aérosols a indiqué que la variabilité de l'AE est largement influencée par la répartition relative des types d'aérosols poussiéreux et non poussiéreux. L'altitude des poussières présente un cycle saisonnier prononcé avec un maximum en été et un minimum en hiver. Alors que l'altitude des poussières augmente régulièrement, probablement en raison de l'augmentation du chauffage solaire et de la convection, la migration vers le nord du FIT a créé une discontinuité en déplaçant les poussières vers des altitudes plus élevées.

Les méthodes Mann-Kendall désaisonnalisé (MK_d) et 3PW désaisonnalisé ($3PW_d$) présentent des différences dans leur capacité à détecter les tendances significatives des épaisseurs optiques des aérosols (AOD) selon les zones étudiées. Pour les aérosols de poussières, une tendance significative d'augmentation est observée en zone guinéenne avec les deux méthodes. Toutefois, $3PW_d$ indique une pente de Sen plus élevée ($13.10^{-4} \text{ mois}^{-1}$) que celle de MK_d ($1,1.10^{-4} \text{ mois}^{-1}$). Concernant les poussières polluées, une diminution significative est identifiée en zone soudanienne par les deux méthodes. Ici encore, $3PW_d$ montre une pente plus marquée ($-13.10^{-4} \text{ mois}^{-1}$) par rapport à MK_d ($-1,1.10^{-4} \text{ mois}^{-1}$).

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

L'étude des aérosols atmosphériques est fondamentale pour comprendre leur dynamique et leur impact sur la qualité de l'air. Elle repose sur une variété d'instruments et de méthodes, incluant les photomètres solaires comme le CALITOO et les dispositifs de mesure des concentrations de particules fines et grossières. Ces instruments, combinés à des modèles de trajectoire des masses d'air tels que HYSPLIT, ainsi qu'aux données fournies par des instruments comme AERONET, MODIS et CALIOP, permettent une analyse approfondie de la distribution spatiale et temporelle des aérosols. En intégrant ces approches, il devient possible de mieux appréhender les interactions complexes entre les composantes atmosphériques et guider les décisions en matière de gestion de qualité de l'air et de protection de l'environnement.

L'étude comparant CALITOO à AERONET montre une excellente concordance avec des métriques faibles (RMSE, biais et MAE) et des régressions proches de l'idéal, attestant de la précision des mesures CALITOO. La comparaison des épaisseurs optiques d'aérosols entre CALITOO, MODIS_{DBT} et MODIS_{DB} révèle des variations selon les sites. MODIS_{DBT} sous-estime les valeurs (RMB = 0,59) à Korhogo, tandis qu'à Abidjan, la concordance est meilleure (65 % dans les limites d'erreur attendue). L'algorithme MODIS_{DB} améliore les estimations globales, atteignant 60 % à Korhogo, mais montre une légère surestimation à Abidjan (RMB = 1,08). Les corrélations de régression linéaire varient de 0,64 à 0,87, avec la meilleure performance à Lamto grâce à une réflectance de surface favorable. L'évaluation des données CALIOP montre des résultats modérés à Korhogo (R = 0,62), meilleurs à Lamto (R = 0,77) et optimaux à Abidjan (R = 0,83), bien que les régressions soulignent des biais nécessitant une calibration pour refléter les spécificités locales.

L'étude spécifique menée en Côte d'Ivoire sur la période 2018-2021 combine les données photométriques de CALITOO avec les concentrations de surface pour caractériser les aérosols. Les résultats indiquent des variations saisonnières marquées de l'épaisseur optique, avec une concentration plus élevée en saison sèche. La discrimination des particules par des régions de cluster révèle la présence de divers types d'aérosols. Les moyennes mensuelles des PM₁₀ sont de 63,40 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à Abidjan, 132,75 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à Korhogo et 40,65 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à Lamto. Pour les PM_{2.5}, les concentrations moyennes s'élèvent respectivement à 29,90 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à Abidjan et à 47,62 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ à Korhogo. Les concentrations de PM₁₀ à Abidjan, Korhogo et Lamto dépassent largement la norme OMS de 15 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ avec un facteur variant de 2 à 8, avec des moyennes respectives de 63,40 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, 132,75 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ et 40,65 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Pour les PM_{2.5}, le facteur est de 6 au minimum et 10 au maximum. Abidjan et Korhogo affichent des moyennes respectives de 29,90 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ et 47,62 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, bien au-delà de la norme OMS de 5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Les rétro-trajectoires

Conclusion générale

des masses d'air situent les sources potentielles d'émissions et le transport à grande échelle dans les zones arides du Sahara et du Sahel, ainsi que dans les zones de feux de biomasse et l'océan Atlantique.

Dans la région de l'Afrique de l'Ouest, la composition atmosphérique est caractérisée par un mélange complexe d'aérosols, comprenant notamment des poussières minérales et des particules issues de la combustion de la biomasse. Cette variabilité saisonnière est bien reflétée dans les données d'épaisseur optique des aérosols (AOD) obtenues à la fois par satellite CALIOP et par le photomètre solaire. L'analyse des données CALIOP révèle que la variabilité de l'absorption des aérosols est largement influencée par la distribution relative des types d'aérosols poussiéreux et non poussiéreux. La répartition relative des types d'aérosols influence largement la variabilité de l'AOD, avec une altitude des poussières suivant un cycle saisonnier prononcé. Le cycle saisonnier de l'altitude des poussières montre des variations prononcées, avec un pic en été et un creux sur la période DJF.

Les tendances des épaisseurs optiques des aérosols ont été analysées par Mann-Kendall désaisonnalisé (MKd) et 3PW désaisonnalisé (3PWd) révèlent des variations régionales. 3PWd se distingue par sa sensibilité accrue, particulièrement dans les zones de la Soudanienne et Guinéenne, où elle capture des variations plus prononcées. Avec la méthode 3PW_d, la zone guinéenne montre une tendance significative avec un pourcentage de changement de 0,61 % mois⁻¹ de l'épaisseur optique des poussières, reflétant une légère augmentation de l'AOD dans cette zone au cours du temps. La zone Sahélienne quant à elle présente une tendance significative et un pourcentage de changement de -0,13 % mois⁻¹ de l'épaisseur optique des poussières polluées, reflétant une légère diminution de l'AOD dans cette zone.

Perspectives

Le changement climatique et la dégradation de la qualité de l'air sont des défis majeurs qui nécessitent une attention accrue et des actions concertées à l'échelle mondiale. En Afrique, ces enjeux sont particulièrement pressants en raison de la vulnérabilité des populations et des écosystèmes face aux variations climatiques.

Cette étude n'est pas exhaustive, elle ouvre la voie à plusieurs perspectives :

Les conclusions de l'étude du transport d'aérosol sont basées sur des moyennes mensuelles couvrant des zones géographiques étendues caractéristiques de l'écosystème d'Afrique de l'Ouest. Cependant, l'analyse fine de la variation des types d'aérosols et de leur épaisseur optique relative sur des échelles temporelles plus fines et dans des régions géographiques plus

Conclusion générale

restreintes reste un défi en raison de la couverture spatiale limitée du lidar. L'étude de la variation des types d'aérosols et de leur épaisseur optique relative à partir de CALIOP à l'échelle de la journée et sur des régions de moindre étendue géographique reste difficile en raison de la faible couverture spatiale du lidar. Des recherches ultérieures se concentreront sur l'analyse des séries temporelles des données CALIOP et météorologiques afin de mieux comprendre le lien entre la mousson et la charge d'aérosols à l'échelle saisonnière et interannuelle.

À l'échelle locale, les mesures réalisées à l'aide du photomètre Calitoo sur la période 2018 à 2021 présentent des lacunes en raison de divers facteurs. Ces manques de données sont attribués à des conditions météorologiques défavorables (présence de nuages, événement pluvieux), et aux contraintes liées aux campagnes de mesure (disponibilité de l'opérateur). Ces absences de données peuvent affecter l'analyse spatio-temporelles des aérosols et nécessitent une prise en compte lors de l'interprétation des résultats. La collecte des données plus détaillées et sur une plus longue période est envisagée afin de mieux comprendre les variations saisonnières et interannuelles des aérosols en Côte d'Ivoire. Cela pourrait inclure une surveillance continue des concentrations d'aérosols et des conditions météorologiques, ainsi que des analyses plus approfondies de la composition chimique des particules.

REFERENCES

Références

- Adesina, A. J., Piketh, S., Kanike, R. K., & Venkataraman, S. (2017). Characteristics of columnar aerosol optical and microphysical properties retrieved from the sun photometer and its impact on radiative forcing over Skukuza (South Africa) during 1999–2010. *Environmental Science and Pollution Research*, *24*(19), 16160-16171.
- Adon, M., Galy-Lacaux, C., Yoboué, V., Delon, C., Lacaux, J. P., Castera, P., Gardrat, E., Pienaar, J., Al Ourabi, H., Laouali, D., Diop, B., Sigha-Nkamdjou, L., Akpo, A., Tathy, J. P., Lavenu, F., & Mougín, E. (2010). Long term measurements of sulfur dioxide, nitrogen dioxide, ammonia, nitric acid and ozone in Africa using passive samplers. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(15), 7467-7487.
- Adon, M., Yoboué, V., Galy-Lacaux, C., Lioussé, C., Diop, B., Doumbia, E. H. T., Gardrat, E., Ndiaye, S. A., & Jarnot, C. (2016). Mesures de NO₂, SO₂, NH₃, HNO₃ et O₃ dans les environnements urbains d'Afrique de l'Ouest. *Atmospheric Environment*, *135*, 31-40.
- Alam, K., Qureshi, S., & Blaschke, T. (2011). Monitoring spatio-temporal aerosol patterns over Pakistan based on MODIS, TOMS and MISR satellite data and a HYSPLIT model. *Atmospheric Environment*, *45*(27), 4641-4651.
- Alam, K., Sahar, N. U., & Iqbal, Y. (2014). Aerosol Characteristics and Radiative Forcing during Pre-Monsoon and Post-Monsoon Seasons in an Urban Environment. *Aerosol and Air Quality Research*, *14*(1), 99-107.
- Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, *245*(4923), 1227-1230.
- Aldabash, M., Bektas Balcik, F., & Glantz, P. (2020). Validation of MODIS C6.1 and MERRA-2 AOD Using AERONET Observations: A Comparative Study over Turkey. *Atmosphere*, *11*(9), 905.
- Andreae, M. O., Fishman, J., & Lindesay, J. (1996). The Southern Tropical Atlantic Region Experiment (STARE): Transport and Atmospheric Chemistry near the Equator-Atlantic (TRACE A) and Southern African Fire-Atmosphere Research Initiative (SAFARI): An introduction. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *101*(D19), 23519-23520.
- Ångström, A. (1964). The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, *16*(1), 64-75.
- Bahino, J., Yoboué, V., Galy-Lacaux, C., Adon, M., Akpo, A., Keita, S., Lioussé, C., Gardrat, E., Chiron, C., Ossouhou, M., Gnamien, S., & Djossou, J. (2018). A pilot study of gaseous pollutants' measurement (NO₂, SO₂, NH₃, HNO₃ and O₃) in Abidjan, Côte d'Ivoire: Contribution to an overview of gaseous pollution in African cities. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *18*(7), 5173-5198.

Références

- Ben-Ami, Y., Koren, I., Rudich, Y., Artaxo, P., Martin, S. T., & Andreae, M. O. (2010). Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin : A case study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(16), 7533-7544.
- Bibi, H., Alam, K., Chishtie, F., Bibi, S., Shahid, I., & Blaschke, T. (2015). Intercomparison of MODIS, MISR, OMI, and CALIPSO aerosol optical depth retrievals for four locations on the Indo-Gangetic plains and validation against AERONET data. *Atmospheric Environment*, *111*, 113-126.
- Bibi, S., Alam, K., Chishtie, F., & Bibi, H. (2017). Characterization of absorbing aerosol types using ground and satellites based observations over an urban environment. *Atmospheric Environment*, *150*, 126-135.
- Blackadar, A. K. (1957). Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *38*(5), 283-290.
- Boiyo, R., Kumar, K. R., Zhao, T., & Bao, Y. (2017). Climatological analysis of aerosol optical properties over East Africa observed from space-borne sensors during 2001–2015. *Atmospheric Environment*, *152*, 298-313.
- Boucher, O. (2011). Aérosols atmosphériques : Propriétés et impacts climatiques. *Springer*, 248 pp.
- Boucher, O. (2012). Les aérosols atmosphériques. In O. Boucher, *Aérosols atmosphériques: Propriétés et Impacts Climatiques* (p. 7-16), Springer, Berlin, Germany,.
- Boucher, O. (2015). Physical, Chemical and Optical Aerosol Properties. In O. Boucher (Éd.), *Atmospheric Aerosols : Properties and Climate Impacts*(p. 25-49). Springer Netherlands.
- Brooks, N., & Legrand, M. (2000). Dust Variability over Northern Africa and Rainfall in the Sahel. In S. J. McLaren & D. R. Kniveton (Éds.), *Linking Climate Change to Land Surface Change* (Vol. 6, p. 1-25).
- Burnett, R. T., Pope, C. A., Ezzati, M., Olives, C., Lim, S. S., Mehta, S., Shin, H. H., Singh, G., Hubbell, B., Brauer, M., Anderson, H. R., Smith, K. R., Balmes, J. R., Bruce, N. G., Kan, H., Laden, F., Prüss-Ustün, A., Turner, M. C., Gapstur, S. M., ... Cohen, A. (2014). An Integrated Risk Function for Estimating the Global Burden of Disease Attributable to Ambient Fine Particulate Matter Exposure. *Environmental Health Perspectives*, *122*(4), 397-403.

- Carlson, T. N., & Prospero, J. M. (1972). The Large-Scale Movement of Saharan Air Outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 11(2), 283-297.
- Cavaliere, O., Cairo, F., Fierli, F., Di Donfrancesco, G., Snels, M., Viterbini, M., Cardillo, F., Chatenet, B., Formenti, P., Marticorena, B., & Rajot, J. L. (2010). Variability of aerosol vertical distribution in the Sahel. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(24), 12005-12023.
- Chaâbane, M., Masmoudi, M., Medhioub, K., & Elleuch, F. (2006). Daily and monthly averaged aerosol optical properties and diurnal variability deduced from AERONET sun-photometric measurements at Thala site (Tunisia). *Meteorology and Atmospheric Physics*, 92(1-2), 103-114.
- Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J. A., Hansen, J. E., & Hofmann, D. J. (1992). Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols. *Science*, 255(5043), 423-430.
- Che, H., Shi, G., Uchiyama, A., Yamazaki, A., Chen, H., Goloub, P., & Zhang, X. (2008). Intercomparison between aerosol optical properties by a PREDE skyradiometer and CIMEL sunphotometer over Beijing, China. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(12), 3199-3214.
- Cheng, T., Wang, H., Xu, Y., Li, H., & Tian, L. (2006). Climatology of aerosol optical properties in northern China. *Atmospheric Environment*, 40(8), 1495-1509.
- Chu, D. A., Kaufman, Y. J., Ichoku, C., Remer, L. A., Tanré, D., & Holben, B. N. (2002). Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. *Geophysical Research Letters*, 29(12), MOD2-1-MOD2-4.
- Collaud Coen, M., Andrews, E., Bigi, A., Martucci, G., Romanens, G., Vogt, F. P. A., & Vuilleumier, L. (2020). Effects of the prewhitening method, the time granularity, and the time segmentation on the Mann–Kendall trend detection and the associated Sen's slope. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(12), 6945-6964.
- d'Almeida, G. A. (1986). A Model for Saharan Dust Transport. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 25(7), 903-916.
- Delmas, R., Mégie, G., & Peuch, V.-H. (2005). Physique et chimie de l'atmosphère. *Ouvrage collectif en français particulièrement précieux notamment pour la chimie*. Belin, 640 p.
- Derimian, Y., Léon, J.-F., Dubovik, O., Chiapello, I., Tanré, D., Sinyuk, A., Auriol, F., Podvin, T., Brogniez, G., & Holben, B. N. (2008). Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over M'Bour, Senegal (African Monsoon

Références

- Multidisciplinary Analysis campaign). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D23) D00C09.
- Deroubaix, A. (2013). "Impact des aérosols désertiques et du climat sur les épidémies de méningites au Sahel", Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Spécialité : Sciences de l'environnement d'Ile-de-France, Mention : Physique de l'atmosphère, 222 p.
- Deroubaix, A., Flamant, C., Menut, L., Siour, G., Mailler, S., Turquety, S., Briant, R., Khvorostyanov, D., & Crumeyrolle, S. (2018). Interactions of atmospheric gases and aerosols with the monsoon dynamics over the Sudano-Guinean region during AMMA. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(1), 445-465.
- Diarra, C., & Ba, A. (2014). Analyse des paramètres optiques des aérosols atmosphériques, de leur distribution et de leur albédo de diffusion par les mesures photométriques au Mali. *Afrique Science: Revue Internationale Des Sciences et Technologie*, 10(2), 82-97.
- Djossou, J., Léon, J.-F., Akpo, A. B., Lioussé, C., Yoboué, V., Bedou, M., Bodjrenou, M., Chiron, C., Galy-Lacaux, C., Gardrat, E., Abbey, M., Keita, S., Bahino, J., Touré N'Datchoh, E., Osohou, M., & Awanou, C. N. (2018). Mass concentration, optical depth and carbon composition of particulate matter in the major southern West African cities of Cotonou (Benin) and Abidjan (Côte d'Ivoire). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(9), 6275-6291.
- Dockery, D. W., & Pope, C. A. (1994). Acute Respiratory Effects of Particulate Air Pollution. *Annual Review of Public Health*, 15(15), 107-132.
- Doumbia, E. H. T., Lioussé, C., Galy-Lacaux, C., Ndiaye, S. A., Diop, B., Ouafou, M., Assamoi, E. M., Gardrat, E., Castera, P., Rosset, R., Akpo, A., & Sigha, L. (2012). Real time black carbon measurements in West and Central Africa urban sites. *Atmospheric Environment*, 54, 529-537.
- Draxler, R. R., & Rolph, G. D. (2003). HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) model, Air Resour. Lab., NOAA, Silver Spring, Md. (Available at <http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>)
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., & Slutsker, I. (2002). Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(3), 590-608.

Références

- Dubovik, O., & King, M. D. (2000a). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *105*(D16), 20673-20696.
- Dubovik, O., & King, M. D. (2000b). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *105*(D16), 20673-20696.
- Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T. F., Volten, H., Muñoz, O., Veihelmann, B., van der Zande, W. J., Leon, J.-F., Sorokin, M., & Slutsker, I. (2006). Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *111*(D11), D11208.
- Dupont, L. M., & Weinelt, M. (1996). Vegetation history of the savanna corridor between the Guinean and the Congolian rain forest during the last 150,000 years. *Vegetation History and Archaeobotany*, *5*(4), 273-292.
- Eck, T. F., Holben, B. N., Giles, D. M., Slutsker, I., Sinyuk, A., Schafer, J. S., Smirnov, A., Sorokin, M., Reid, J. S., Sayer, A. M., Hsu, N. C., Shi, Y. R., Levy, R. C., Lyapustin, A., Rahman, M. A., Liew, S.-C., Salinas Cortijo, S. V., Li, T., Kalbermatter, D., ... Aldrian, E. (2019). AERONET Remotely Sensed Measurements and Retrievals of Biomass Burning Aerosol Optical Properties During the 2015 Indonesian Burning Season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*(8), 4722-4740.
- Eck, T. F., Holben, B. N., Reid, J. S., Dubovi, O., Smirno, A., O'Neill, N. T., Slutske, I., & Kinne, S. (1999). Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *104*(D24), 31333-31349.
- Eck, T. F., Holben, B. N., Sinyuk, A., Pinker, R. T., Goloub, P., Chen, H., Chatenet, B., Li, Z., Singh, R. P., Tripathi, S. N., Reid, J. S., Giles, D. M., Dubovik, O., O'Neill, N. T., Smirnov, A., Wang, P., & Xia, X. (2010). Climatological aspects of the optical properties of fine/coarse mode aerosol mixtures. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *115*, D19205.
- Engel-Cox, J. A., Holloman, C. H., Coutant, B. W., & Hoff, R. M. (2004). Qualitative and quantitative evaluation of MODIS satellite sensor data for regional and urban scale air quality. *Atmospheric Environment*, *38*(16), 2495-2509.
- Engelstaedter, S., Tegen, I., & Washington, R. (2006). North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, *79*(1), 73-100.

Références

- Evangelopoulos, V., Zoras, S., Triantafyllou, A. G., & Albanis, T. A. (2006). PM10-PM2.5 TIME SERIES AND FRACTAL ANALYSIS. *Global NEST Journal*, 8(3), 234-240.
- Flamant, C., Deroubaix, A., Chazette, P., Brito, J., Gaetani, M., Knippertz, P., Fink, A. H., de Coetlogon, G., Menut, L., Colomb, A., Denjean, C., Meynadier, R., Rosenberg, P., Dupuy, R., Dominutti, P., Duplissy, J., Bourriane, T., Schwarzenboeck, A., Ramonet, M., & Totems, J. (2018). Aerosol distribution in the northern Gulf of Guinea : Local anthropogenic sources, long-range transport, and the role of coastal shallow circulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(16), 12363-12389.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., & Van Dorland, R. (2007). Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. Chapter 2. Cambridge University Press: Cambridge, U.K ; Vol. 39, pp. 129-234.
- Freiman, M. T., & Piketh, S. J. (2003). Air transport into and out of the industrial Highveld region of South Africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 42(7), 994-1002.
- Garba, I., Amadou, S. A., Barry, B., & Ouedraogo, S. (2021). Suivi des feux de brousse en Afrique de l'Ouest et au Sahel, un outil d'aide à la décision. *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 15(6), 2636-2651.
- Giglio, L., Csiszar, I., & Justice, C. O. (2006). Global distribution and seasonality of active fires as observed with the Terra and Aqua Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensors. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 111, G02016.
- Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., Eck, T. F., Holben, B. N., Lewis, J. R., Campbell, J. R., Welton, E. J., Korkin, S. V., & Lyapustin, A. I. (2019). Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(1), 169-209.
- Gnamien, S., Yoboué, V., Liousse, C., Keita, S., Bahino, J., Siélé, S., & Diaby, L. (2021). Particulate pollution in Korhogo and Abidjan (Cote d'Ivoire) during the dry season. *Aerosol and Air Quality Research*, 21(1), 200201.
- Gnamien, S., Liousse, C., Keita, S., Silué, S., Bahino, J., Gardrat, E., Kassamba-Diaby, M., Ochou, A., & Yoboué, V. (2023). Chemical characterization of urban aerosols in Abidjan and Korhogo (Côte d'Ivoire) from 2018 to 2020 and the identification of their potential emission sources. *Environmental Science: Atmospheres*, 3(12), 1741-1757.

Références

- Gupta, P., & Christopher, S. A. (2008). Seven year particulate matter air quality assessment from surface and satellite measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(12), 3311-3324.
- Gupta, P., Levy, R. C., Mattoo, S., Remer, L. A., & Munchak, L. A. (2016). A surface reflectance scheme for retrieving aerosol optical depth over urban surfaces in MODIS Dark Target retrieval algorithm. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(7), 3293-3308.
- Hamill, P., Giordano, M., Ward, C., Giles, D., & Holben, B. (2016). An AERONET-based aerosol classification using the Mahalanobis distance. *Atmospheric Environment*, 140, 213-233.
- Haslett, S. L., Taylor, J. W., Evans, M., Morris, E., Vogel, B., Dajuma, A., Brito, J., Batenburg, A. M., Borrmann, S., Schneider, J., Schulz, C., Denjean, C., Bourriane, T., Knippertz, P., Dupuy, R., Schwarzenböck, A., Sauer, D., Flamant, C., Dorsey, J., ... Coe, H. (2019). Remote biomass burning dominates southern West African air pollution during the monsoon. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(24), 15217-15234.
- Hayasaka, T., Meguro, Y., Sasano, Y., & Takamura, T. (1998). Stratification and size distribution of aerosols retrieved from simultaneous measurements with lidar, a sunphotometer, and an aureolemeter. *Applied Optics*, 37(6), 961-970.
- Hayasaka, T., Satake, S., Shimizu, A., Sugimoto, N., Matsui, I., Aoki, K., & Muraji, Y. (2007). Vertical distribution and optical properties of aerosols observed over Japan during the Atmospheric Brown Clouds–East Asia Regional Experiment 2005. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D22), D22S35.
- Haywood, J., & Boucher, O. (2000). Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols : A review. *Reviews of Geophysics*, 38(4), 513-543.
- Haywood, J. M., Pelon, J., Formenti, P., Bharmal, N., Brooks, M., Capes, G., Chazette, P., Chou, C., Christopher, S., Coe, H., Cuesta, J., Derimian, Y., Desboeufs, K., Greed, G., Harrison, M., Heese, B., Highwood, E. J., Johnson, B., Mallet, M., ... Tulet, P. (2008). Overview of the Dust and Biomass-burning Experiment and African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observing Period-0. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D23), D00C17.
- He, Q., Li, C., Tang, X., Li, H., Geng, F., & Wu, Y. (2010). Validation of MODIS derived aerosol optical depth over the Yangtze River Delta in China. *Remote Sensing of Environment*, 114(8), 1649-1661.

Références

- Helsel, D. R., & Hirsch, R. M. (1993). Statistical methods in water resources,” in Techniques of Water Resources Investigations, Amsterdam, Book 4, chapter A3, p. 522.
- Herman, J. R., Bhartia, P. K., Torres, O., Hsu, C., Sefstor, C., & Celarier, E. (1997). Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16911-16922.
- Hinds, W. C. (1982). *Aerosol Technology: Properties, Behavior, and Measurement of Aerosol Particles*. John Wiley & Sons, New York, p. 91.
- Hinds, W. C., & Zhu, Y. (2022). *Aerosol Technology : Properties, Behavior, and Measurement of Airborne Particles*, 2e éd., John Wiley and Sons, 31, 1121–1122.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., & Smirnov, A. (1998). AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 1-16.
- Holben, B. N., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W. W., Schafer, J. S., Chatenet, B., Lavenu, F., Kaufman, Y. J., Castle, J. V., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O’Neill, N. T., ... Zibordi, G. (2001). An emerging ground-based aerosol climatology : Aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D11), 12067-12097.
- Hsu, N. C., Si-Chee Tsay, King, M. D., & Herman, J. R. (2004). Aerosol properties over bright-reflecting source regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(3), 557-569.
- Huang, J. P., Liu, J. J., Chen, B., & Nasiri, S. L. (2015). Detection of anthropogenic dust using CALIPSO lidar measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(20), 11653-11665.
- Huang, Z., Nee, J.-B., Chiang, C.-W., Zhang, S., Jin, H., Wang, W., & Zhou, T. (2018). Real-Time Observations of Dust–Cloud Interactions Based on Polarization and Raman Lidar Measurements. *Remote Sensing*, 10(7), 1017.
- Huneus, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Griesfeller, J., Prospero, J., Kinne, S., Bauer, S., Boucher, O., Chin, M., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Grini, A., Horowitz, L., Koch, D., Krol, M. C., ... Zender, C. S. (2011). Global dust model intercomparison in AeroCom phase I. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(15), 7781-7816.

Références

- Hyer, E. J., Reid, J. S., & Zhang, J. (2011). An over-land aerosol optical depth data set for data assimilation by filtering, correction, and aggregation of MODIS Collection 5 optical depth retrievals. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(3), 379-408.
- Ichoku, C., Chu, D. A., Mattoo, S., Kaufman, Y. J., Remer, L. A., Tanré, D., Slutsker, I., & Holben, B. N. (2002). A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products. *Geophysical Research Letters*, 29(12), MOD1-1-MOD1-4.
- IPCC (2014). (eds Edenhofer, O., Pichs-Madruga, R., Sokona, Y., Agrawala, S., Bashmakov, I. A., Blanco, G., Broome, J., Bruckner, T., & Brunner, S). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team]*. Geneva, Switzerland, 151 pp.
- IPCC (2001). (eds Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., & Maskell, K). *Climate change 2001 : The scientific basis* (Vol. 881). The Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Kacenenbongen-Tilot, M. (2008). *Application de la télédétection spatiale à la surveillance de la pollution en aérosols*. Thèse de doctorat, Ecole doctorale des sciences de la matière, Lille 1, France, 289 p.
- Kaiser, J. W., Heil, A., Andreae, M. O., Benedetti, A., Chubarova, N., Jones, L., Morcrette, J.-J., Razinger, M., Schultz, M. G., Suttie, M., & van der Werf, G. R. (2012). Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power. *Biogeosciences*, 9(1), 527-554.
- Kang, N., Kumar, K. R., Hu, K., Yu, X., & Yin, Y. (2016). Long-term (2002–2014) evolution and trend in Collection 5.1 Level-2 aerosol products derived from the MODIS and MISR sensors over the Chinese Yangtze River Delta. *Atmospheric Research*, 181, 29-43.
- Karam, D. B. (2008). *Mécanismes de Soulèvement D'aérosols Désertiques en Afrique de l'Ouest*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris-VI, Paris, France, 309 p.
- Kaskaoutis, D. G., & Kambezidis, H. D. (2008). Comparison of the Ångström parameters retrieval in different spectral ranges with the use of different techniques. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 99(3-4), 233-246.

Références

- Kaskaoutis, D. G., Kambezidis, H. D., Hatzianastassiou, N., Kosmopoulos, P. G., & Badarinath, K. V. S. (2007). Aerosol climatology : On the discrimination of aerosol types over four AERONET sites. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 7(3), 6357-6411.
- Kassamba-Diaby, M. L., Galy-Lacaux, C., Yoboué, V., Hickman, J. E., Mouchel-Vallon, C., Jaars, K., Gnamien, S., Konan, R., Gardrat, E., & Silué, S. (2023). The Chemical Characteristics of Rainwater and Wet Atmospheric Deposition Fluxes at Two Urban Sites and One Rural Site in Côte d'Ivoire. *Atmosphere*, 14(5), 809.
- Kaufman, Y. J., Gitelson, A. A., Karnieli, A., Ganor, E., & Fraser, R. S. (1994). Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieved from sky brightness measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D5), 10341-10356.
- Kaufman, Y. J., Koren, I., Remer, L. A., Tanré, D., Ginoux, P., & Fan, S. (2005). Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110, D10S12.
- Kaufman, Y. J., Tanré, D., & Boucher, O. (2002). A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, 419(6903), 215-223.
- Keita, S., Liousse, C., Assamoi, E.-M., Doumbia, T., N'Datchoh, E. T., Gnamien, S., Elguindi, N., Granier, C., & Yoboué, V. (2021). African anthropogenic emissions inventory for gases and particles from 1990 to 2015. *Earth System Science Data*, 13(7), 3691-3705.
- Kendall, M. G. (1975). Rank correlation methods, (4th ed.). Charles Griffin, London, 202 pp.
- Kim, M.-H., Omar, A. H., Tackett, J. L., Vaughan, M. A., Winker, D. M., Trepte, C. R., Hu, Y., Liu, Z., Poole, L. R., Pitts, M. C., Kar, J., & Magill, B. E. (2018). The CALIPSO version 4 automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm. *Atmospheric Measurement Techniques*, 11(11), 6107-6135.
- King, M. D., Kaufman, Y. J., Tanré, D., & Nakajima, T. (1999). Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future. *Buller Amererica Meteorology Society*, 80(11), 2229-2259.
- Kleidman, R. G., O'Neill, N. T., Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Eck, T. F., Tanré, D., Dubovik, O., & Holben, B. N. (2005). Comparison of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and Aerosol Robotic Network (AERONET) remote-sensing retrievals of aerosol fine mode fraction over ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110, D22205.

Références

- Knippertz, P., Coe, H., Chiu, J. C., Evans, M. J., Fink, A. H., Kalthoff, N., Liousse, C., Mari, C., Allan, R. P., Brooks, B., Danour, S., Flamant, C., Jegede, O. O., Lohou, F., & Marsham, J. H. (2015). The DACCIWA Project: Dynamics–Aerosol–Chemistry–Cloud Interactions in West Africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(9), 1451-1460.
- Kocha, C. (2011). Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l’Ouest : Observations et modélisation à échelle convective. PhD, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France, 204 pp.
- Koffi, B., Schulz, M., Bréon, F.-M., Dentener, F., Steensen, B. M., Griesfeller, J., Winker, D., Balkanski, Y., Bauer, S. E., Bellouin, N., Berntsen, T., Bian, H., Chin, M., Diehl, T., Easter, R., Ghan, S., Hauglustaine, D. A., Iversen, T., Kirkevåg, A., ... Zhang, K. (2016). Evaluation of the aerosol vertical distribution in global aerosol models through comparison against CALIOP measurements : AeroCom phase II results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(12), 7254-7283.
- Korgo, B. (2014). Caractérisation optique et microphysique des aérosols atmosphériques en zone urbaine ouest africaine : Application aux calculs du forçage radiatif à Ouagadougou. PhD, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II ; Université Joseph Ki-Zerbo (Ouagadougou, Burkina Faso), 148 pp.
- Korontzi, S., Roy, D. P., Justice, C. O., & Ward, D. E. (2004). Modeling and sensitivity analysis of fire emissions in southern Africa during SAFARI 2000. *Remote Sensing of Environment, Forest Fire Prevention and Assessment*, 92(3), 376-396.
- Kulkarni, A., & von Storch, H. (1995). Monte Carlo experiments on the effect of serial correlation on the Mann-Kendall test of trend. *Meteorologische Zeitschrift*, 4 (2),82-85.
- Laurent, B. (2005). Simulation des émissions d’aérosols désertiques à l’échelle continentale : Analyse climatologique des émissions du nord-est de l’Asie et du nord de l’Afrique. These de doctorat, Université Paris 12, France, 298 pp.
- Léon, J.-F., Akpo, A. B., Bedou, M., Djossou, J., Bodjrenou, M., Yoboué, V., & Liousse, C. (2021a). PM_{2.5} surface concentrations in southern West African urban areas based on sun photometer and satellite observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(3), 1815-1834.
- Léon, J.-F., Akpo, A. B., Bedou, M., Djossou, J., Bodjrenou, M., Yoboué, V., & Liousse, C. (2021b). PM_{2.5} surface concentrations in southern West African urban areas based on sun photometer and satellite observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(3), 1815-1834.

Références

- Léon, J.-F., Derimian, Y., Chiapello, I., Tanré, D., Podvin, T., Chatenet, B., Diallo, A., & Deroo, C. (2009). Aerosol vertical distribution and optical properties over M'Bour (16.96° W; 14.39° N), Senegal from 2006 to 2008. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(23), 9249-9261.
- Léon, J.-F., Martiny, N., & Merlet, S. (2020). A Multi Linear Regression Model to Derive Dust PM10 in the Sahel Using AERONET Aerosol Optical Depth and CALIOP Aerosol Layer Products. *Remote Sensing*, 12(18), 3099.
- Levy, R. C., Mattoo, S., Munchak, L. A., Remer, L. A., Sayer, A. M., Patadia, F., & Hsu, N. C. (2013). The Collection 6 MODIS aerosol products over land and ocean. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(11), 2989-3034.
- Levy, R. C., Remer, L. A., Kleidman, R. G., Mattoo, S., Ichoku, C., Kahn, R., & Eck, T. F. (2010). Global evaluation of the Collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(21), 10399-10420.
- Li, Z., Zhao, X., Kahn, R., Mishchenko, M., Remer, L., Lee, K.-H., Wang, M., Laszlo, I., Nakajima, T., & Maring, H. (2009). Uncertainties in satellite remote sensing of aerosols and impact on monitoring its long-term trend: A review and perspective. *Annales Geophysicae*, 27(7), 2755-2770.
- Liou, K. N. (2002). An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic, Californie, USA, *International Geophysics Series*, vol. 26, 392 pp.
- Liousse, C., Andreae, M. O., Artaxo, P., Barbosa, P., Cachier, H., Grégoire, J. M., Hobbs, P., Lavoué, D., Mouillot, F., Penner, J., Scholes, M., & Schultz, M. G. (2004). Deriving Global Quantitative Estimates for Spatial and Temporal Distributions of Biomass Burning Emissions. In C. Granier, P. Artaxo, & C. E. Reeves (Éds.), *Springer Netherlands*, Emissions of Atmospheric Trace Compounds, p. 71-113.
- Liousse, C., Assamoi, E., Criqui, P., Granier, C., & Rosset, R. (2014). Explosive growth in African combustion emissions from 2005 to 2030. *Environmental Research Letters*, 9(3), 035003.
- Liousse, C., Penner, J. E., Chuang, C., Walton, J. J., Eddleman, H., & Cachier, H. (1996). A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D14), 19411-19432.
- Liu, J., Zheng, Y., Li, Z., & Wu, R. (2008). Ground-based remote sensing of aerosol optical properties in one city in Northwest China. *Atmospheric Research*, 89(1), 194-205.

Références

- Liu, Y. (2011). Etudes des impacts de la réactivité en phase aqueuse atmosphérique sur la formation et le vieillissement des Aérosols Organiques Secondaires sous conditions simulées. Thèse de doctorat, Aix-Marseille 1, France, 247 pp.
- Liu, Y., Franklin, M., Kahn, R., & Koutrakis, P. (2007). Using aerosol optical thickness to predict ground-level PM_{2.5} concentrations in the St. Louis area : A comparison between MISR and MODIS. *Remote Sensing of Environment, Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR) Special Issue*, 107(1), 33-44.
- Lothon, M., Saïd, F., Lohou, F., & Campistron, B. (2008). Observation of the Diurnal Cycle in the Low Troposphere of West Africa. *Monthly Weather Review*, 136(9), 3477-3500.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, 13(3), 245-259.
- Marticorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Traoré, S., Coulibaly, M., Diallo, A., Koné, I., Maman, A., NDiaye, T., & Zakou, A. (2010). Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa : Analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(18), 8899-8915.
- Martins, J. V., Artaxo Netto, P. E., Hobbs, P. V., Liousse, C., Cachier, H., Kaufman, Y., & Plana-Fattori, A. (1996). Particle size distributions, elemental compositions, carbon measurements, and optical properties of smoke from biomass burning in the pacific northwest of the us. *Biomass Burning and Global Change*, e, edited by J. S. Levine, pp. 716 - 732.
- Masmoudi, M., Chaabane, M., Tanré, D., Gouloup, P., Blarel, L., & Elleuch, F. (2003). Spatial and temporal variability of aerosol : Size distribution and optical properties. *Atmospheric Research*, 66(1), 1-19.
- Maynard, A. D., & Maynard, R. L. (2002). A derived association between ambient aerosol surface area and excess mortality using historic time series data. *Atmospheric Environment*, 36(36), 5561-5567.
- Milton, S. F., Greed, G., Brooks, M. E., Haywood, J., Johnson, B., Allan, R. P., Slingo, A., & Grey, W. M. F. (2008). Modeled and observed atmospheric radiation balance during the West African dry season : Role of mineral dust, biomass burning aerosol, and surface albedo. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D23), D00C02.
- Misra, A., Tripathi, S. N., Kaul, D. S., & Welton, E. J. (2012). Study of MPLNET-Derived Aerosol Climatology over Kanpur, India, and Validation of CALIPSO Level 2 Version 3 Backscatter and Extinction Products, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29 (9), 1285–1294.

Références

- Mona, L., Liu, Z., Müller, D., Omar, A., Papayannis, A., Pappalardo, G., Sugimoto, N., & Vaughan, M. (2012). Lidar Measurements for Desert Dust Characterization: An Overview. *Advances in Meteorology*, 2012, e356265.
- Munchak, L. A., Levy, R. C., Mattoo, S., Remer, L. A., Holben, B. N., Schafer, J. S., Hostetler, C. A., & Ferrare, R. A. (2013). MODIS 3 km aerosol product: Applications over land in an urban/suburban region. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(7), 1747-1759.
- Nacro, H. B. (2003). Le feu de brousse, un facteur de reproduction des écosystèmes de savanes à dominance herbacées à Lamto (Côte d'Ivoire)? *CAMES- Série A, Vol. 2*, 49-54.
- Nakajima, T., & Higurashi, A. (1998). A use of two-channel radiances for an aerosol characterization from space. *Geophysical Research Letters*, 25(20), 3815-3818.
- Nakajima, T., Tanaka, M., Yamano, M., Shiobara, M., Arao, K., & Nakanishi, Y. (1989). Aerosol optical characteristics in the yellow sand events observed in May, 1982 at Nagasaki-Part II Models. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 67(2), 279-291.
- Nakajima, T., Tonna, G., Rao, R., Boi, P., Kaufman, Y., & Holben, B. (1996). Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Applied Optics*, 35(15), 2672-2686.
- Niamien, A. F., Léon, J.-F., Adon, M., Rajot, J.-L., Feron, A., & Yoboué, V. (2024). Variability of Aerosol Optical Depth and Altitude for Key Aerosol Types over Southern West Africa via CALIPSO/CALIOP Observations. *Atmosphere*, 15(4), 396.
- Nicholson, S. E. (2018). The ITCZ and the Seasonal Cycle over Equatorial Africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(2), 337-348.
- Niu, H., Kang, S., Gao, W., Wang, Y., & Paudyal, R. (2019). Vertical distribution of the Asian tropopause aerosols detected by CALIPSO. *Environmental Pollution*, 253, 207-220.
- Ogunjobi, K. O., & Awolaye, P. O. (2019). Intercomparison and Validation of Satellite and Ground-Based Aerosol Optical Depth (AOD) Retrievals over Six AERONET Sites in West Africa. *Aerosol Science and Engineering*, 3(1), 32-47.
- Ogunjobi, K. O., He, Z., & Simmer, C. (2008). Spectral aerosol optical properties from AERONET Sun-photometric measurements over West Africa. *Atmospheric Research*, 88(2), 89-107.
- Omar, A. H., Winker, D. M., Vaughan, M. A., Hu, Y., Trepte, C. R., Ferrare, R. A., Lee, K.-P., Hostetler, C. A., Kittaka, C., Rogers, R. R., Kuehn, R. E., & Liu, Z. (2009). The CALIPSO Automated Aerosol Classification and Lidar Ratio Selection Algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(10), 1994-2014.

Références

- OMS. (2021). Lignes Directrices OMS Relatives à la Qualité de L'air : Particules (PM_{2.5} et PM₁₀), Ozone, Dioxyde D'azote, Dioxyde de Soufre et Monoxyde de Carbone: Résumé D'orientation. *Organisation Mondiale de la Santé: Genève, Switzerland*.
- Osborne, S. R., & Haywood, J. M. (2005). Aircraft observations of the microphysical and optical properties of major aerosol species. *Atmospheric Research*, 73(3), 173-201.
- Ossouhou, M., Galy-Lacaux, C., Yoboué, V., Hickman, J. E., Gardrat, E., Adon, M., Darras, S., Laouali, D., Akpo, A., Ouafou, M., Diop, B., & Opepa, C. (2019). Trends and seasonal variability of atmospheric NO₂ and HNO₃ concentrations across three major African biomes inferred from long-term series of ground-based and satellite measurements. *Atmospheric Environment*, 207, 148-166.
- Ossouhou, M., Hickman, J. E., Clarisse, L., Coheur, P.-F., Van Damme, M., Adon, M., Yoboué, V., Gardrat, E., Alvès, M. D., & Galy-Lacaux, C. (2023). Trends and seasonal variability in ammonia across major biomes in western and central Africa inferred from long-term series of ground-based and satellite measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23(16), 9473-9494.
- PELTRE, P. (1977). Le « V. Baoule », (Côte d'Ivoire Centrale). Heritage geomorphologique et paleoclimatique dans le trace du contact foret-savane, Trav. docum. ORSTOM 80: 198 pp.
- Petit, R. H., Legrand, M., Jankowiak, I., Molinié, J., Asselin de Beauville, C., Marion, G., & Mansot, J. L. (2005). Transport of Saharan dust over the Caribbean Islands : Study of an event. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110, 1-19.
- Pinker, R. T., Liu, H., Osborne, S. R., & Akoshile, C. (2010). Radiative effects of aerosols in sub-Sahel Africa : Dust and biomass burning. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115, D15205.
- Porter, J. N., Miller, M., Pietras, C., & Motell, C. (2001). Ship-Based Sun Photometer Measurements Using Microtops Sun Photometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(5), 765-774.
- Prasad, A. K., & Singh, R. P. (2007). Comparison of MISR-MODIS aerosol optical depth over the Indo-Gangetic basin during the winter and summer seasons (2000–2005). *Remote Sensing of Environment*, 107(1), 109-119.
- Prospero, J. M. (1999). Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere : Impact of African dust on the environment of the southeastern United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96(7), 3396-3403.

Références

- Prospero, J. M., Collard, F.-X., Molinié, J., & Jeannot, A. (2014). Characterizing the annual cycle of African dust transport to the Caribbean Basin and South America and its impact on the environment and air quality. *Global Biogeochemical Cycles*, 28(7), 757-773.
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., & Gill, T. E. (2002). Environmental Characterization of Global Sources of Atmospheric Soil Dust Identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (toms) Absorbing Aerosol Product. *Reviews of Geophysics*, 40(1), 2-1-2-31.
- Prospero, J. M., Glaccum, R. A., & Nees, R. T. (1981). Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature*, 289(5798), 570-572.
- Pruppacher, H. R., & Klett, J. D. (2010). *Microphysics of clouds and precipitation*, Springer, Dordrecht, Germany, 954 p.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., & Polcher, J. (2006). African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(12), 1739-1746.
- Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Tanré, D., Mattoo, S., Chu, D. A., Martins, J. V., Li, R.-R., Ichoku, C., Levy, R. C., Kleidman, R. G., Eck, T. F., Vermote, E., & Holben, B. N. (2005). The MODIS Aerosol Algorithm, Products, and Validation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62 (4), 947-973.
- Remer, L. A., Kleidman, R. G., Levy, R. C., Kaufman, Y. J., Tanré, D., Mattoo, S., Martins, J. V., Ichoku, C., Koren, I., Yu, H., & Holben, B. N. (2008). Global aerosol climatology from the MODIS satellite sensors. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113, D14S07.
- Remer, L. A., Mattoo, S., Levy, R. C., & Munchak, L. A. (2013). MODIS 3 km aerosol product : Algorithm and global perspective. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(7), 1829-1844.
- Renoux, A., & Boulaud, D. (1998). *The aerosols, physics and metrology; Les Aerosols, physique et métrologie*. Lavoisier Technique & Documentation: Paris, 60 p.
- Resch, F., & Afeti, G. (1992). Submicron film drop production by bubbles in seawater. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C3), 3679-3683.
- Rice, W. J., Cheng, A., Noble, A. J., Eng, E. T., Kim, L. Y., Carragher, B., & Potter, C. S. (2018). Routine determination of ice thickness for cryo-EM grids. *Journal of Structural Biology*, 204(1), 38-44.

- Roberts, G., Wooster, M. J., & Lagoudakis, E. (2009). Annual and diurnal african biomass burning temporal dynamics. *Biogeosciences*, 6(5), 849-866.
- Rosenfeld, D., Lahav, R., Khain, A., & Pinsky, M. (2002). The Role of Sea Spray in Cleansing Air Pollution over Ocean via Cloud Processes. *Science*, 297(5587), 1667-1670.
- Sayer, A. M., Hsu, N. C., Bettenhausen, C., Jeong, M.-J., & Meister, G. (2015). Effect of MODIS Terra radiometric calibration improvements on Collection 6 Deep Blue aerosol products : Validation and Terra/Aqua consistency. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(23), 12,157-12,174. <https://doi.org/10.1002/2015JD023878>
- Sayer, A. M., Hsu, N. C., Lee, J., Kim, W. V., & Dutcher, S. T. (2019). Validation, Stability, and Consistency of MODIS Collection 6.1 and VIIRS Version 1 Deep Blue Aerosol Data Over Land. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(8), 4658-4688.
- Sayre, R. G., Comer, P., Hak, J., Josse, C., Bow, J., Warner, H., Larwanou, M., Kelbessa, E., Bekele, T., Kehl, H., Amena, R., Andriamasimanana, R., Ba, T., Benson, L., Boucher, T., Brown, M., Cress, J. J., Dassering, O., Friesen, B. A., ... Waruingi, L. (2013). A new map of standardized terrestrial ecosystems of Africa. *African Geographical Review*, 32(S1), 1-24.
- Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M. C., Heinold, B., Bönisch, G., Laurent, B., & Macke, A. (2009). Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114, D10201.
- Schmid, B., & Wehrli, C. (1995). Comparison of Sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp. *Applied Optics*, 34(21), 4500-4512.
- Schuster, G. L., Dubovik, O., & Holben, B. N. (2006). Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111, D07207.
- Schütz, L. (1980). Long Range Transport of Desert Dust with Special Emphasis on the Sahara. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 338(1), 515-532.
- Seinfeld, J. H., & Pandis, S. N. (2016). *Atmospheric Chemistry and Physics : From Air Pollution to Climate Change*. John Wiley & Sons: Hoboken, NJ, USA, 262 p.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379-1389.
- Sharma, M., Kaskaoutis, D. G., Singh, R. P., & Singh, S. (2014). Seasonal Variability of Atmospheric Aerosol Parameters over Greater Noida Using Ground Sunphotometer Observations. *Aerosol and Air Quality Research*, 14(3), 608-622.

Références

- Silué, S., Kouassi, A., Touré, N., Véronique, Y., Aristide, A., Adon, M., Dajuma, A., Ossohou, M., Gnamien, S., & Dje, K. (2021). *Annual variability of aerosol optical thickness and analysis of meteorological factors contribution over two urban sites in Cote d'Ivoire (Abidjan and Korhogo)*. 3, 12-39
- Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Dubovik, O., & Slutsker, I. (2000). Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database. *Remote Sensing of Environment*, 73(3), 337-349.
- Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Chatenet, B., & Pinker, R. T. (2002). Diurnal variability of aerosol optical depth observed at AERONET (Aerosol Robotic Network) sites. *Geophysical Research Letters*, 29(23), 1-34.
- Soufflet, V., Devaux, C., & Tanré, D. (1992). Modified Langley plot method for measuring the spectral aerosol optical thickness and its daily variations. *Applied Optics*, 31(12), 2154-2162.
- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., & Kållberg, P. (1992). Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus B*, 44(2), 133-149.
- Tanré, D., Haywood, J., Pelon, J., Léon, J. F., Chatenet, B., Formenti, P., Francis, P., Goloub, P., Highwood, E. J., & Myhre, G. (2003). Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact : Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D18), 8574.
- Thieuleux, F., Moulin, C., Bréon, F. M., Maignan, F., Poitou, J., & Tanré, D. (2005). Remote sensing of aerosols over the oceans using MSG/SEVIRI imagery. *Annales Geophysicae*, 23(12), 3561-3568.
- Tiemoko, T. D., Ramonet, M., Yoroba, F., Kouassi, K. B., Kouadio, K., Kazan, V., Kaiser, C., Truong, F., Vuillemin, C., Delmotte, M., Wastine, B., & Ciais, P. (2021). Analysis of the temporal variability of CO₂, CH₄ and CO concentrations at Lamto, West Africa. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 73(1), 1863707.
- Todd, M. C., Washington, R., Martins, J. V., Dubovik, O., Lizcano, G., M'Bainayel, S., & Engelstaedter, S. (2007). Mineral dust emission from the Bodélé Depression, northern Chad, during BoDEx 2005. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D6), D06207.
- Toledano, C., Cachorro, V. E., Frutos, A. M. de, Torres, B., Berjón, A., Sorribas, M., & Stone, R. S. (2009). Airmass Classification and Analysis of Aerosol Types at El Arenosillo (Spain). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(5), 962-981.

Références

- Tomasi, C., & Lupi, A. (2017). Primary and Secondary Sources of Atmospheric Aerosol. In C. Tomasi, S. Fuzzi, & A. Kokhanovsky (Éds.), *Atmospheric Aerosols*, 1^{re} éd., p. 1-86.
- Tripathi, S. N., Dey, S., Chandel, A., Srivastava, S., Singh, R. P., & Holben, B. N. (2005a). Comparison of MODIS and AERONET derived aerosol optical depth over the Ganga Basin, India. *Annales Geophysicae*, 23(4), 1093-1101.
- Tripathi, S. N., Dey, S., Chandel, A., Srivastava, S., Singh, R. P., & Holben, B. N. (2005b). Comparison of MODIS and AERONET derived aerosol optical depth over the Ganga Basin, India. *Annales Geophysicae*, 23(4), 1093-1101.
- Verma, S., Prakash, D., Ricaud, P., Payra, S., Attie', J.-L., & Soni, M. (2015). A New Classification of Aerosol Sources and Types as Measured over Jaipur, India. *Aerosol and Air Quality Research*, 15(3), 985-993.
- Volz, F. E. (1974). Economical Multispectral Sun Photometer for Measurements of Aerosol Extinction from 0.44 μm to 1.6 μm and Precipitable Water. *Applied Optics*, 13(8), 1732-1733.
- Wang, W., Chen, Y., Becker, S., & Liu, B. (2015). Linear Trend Detection in Serially Dependent Hydrometeorological Data Based on a Variance Correction Spearman Rho Method. *Water*, 7(12), 7045-7065.
- Washington, R., & Todd, M. C. (2005). Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad: The role of the low level jet. *Geophysical Research Letters*, 32(17), L17701.
- Washington, R., Todd, M., Middleton, N. J., & Goudie, A. S. (2003). Dust-Storm Source Areas Determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and Surface Observations. *Annals of the Association of American Geographers*, 93(2), 297-313.
- Wei, J., Li, Z., Peng, Y., & Sun, L. (2019). MODIS Collection 6.1 aerosol optical depth products over land and ocean: Validation and comparison. *Atmospheric Environment*, 201, 428-440.
- Whitby, K. T., Cantrell, B. K., & Kittelson, D. B. (1978). NUCLEI FORMATION RATES IN A COAL-FIRED POWER PLANT PLUME. In R. B. Husar, J. P. Lodge, & D. J. Moore (Éds.), *Sulfur in the Atmosphere*, p. 313-321.
- Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H., & Young, S. A. (2009). Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11), 2310-2323.

Références

- Xiong, X., Sun, J., Barnes, W., Salomonson, V., Esposito, J., Erives, H., & Guenther, B. (2007). Multiyear On-Orbit Calibration and Performance of Terra MODIS Reflective Solar Bands. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *45*(4), 879-889.
- Yu, H., Chin, M., Bian, H., Yuan, T., Prospero, J. M., Omar, A. H., Remer, L. A., Winker, D. M., Yang, Y., Zhang, Y., & Zhang, Z. (2015). Quantification of trans-Atlantic dust transport from seven-year (2007–2013) record of CALIPSO lidar measurements. *Remote Sensing of Environment*, *159*, 232-249.
- Yu, H., Chin, M., Winker, D. M., Omar, A. H., Liu, Z., Kittaka, C., & Diehl, T. (2010). Global view of aerosol vertical distributions from CALIPSO lidar measurements and GOCART simulations: Regional and seasonal variations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *115*(D4), D00H30.
- Yu, H., Kaufman, Y. J., Chin, M., Feingold, G., Remer, L. A., Anderson, T. L., Balkanski, Y., Bellouin, N., Boucher, O., Christopher, S., DeCola, P., Kahn, R., Koch, D., Loeb, N., Reddy, M. S., Schulz, M., Takemura, T., & Zhou, M. (2006). A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *6*(3), 613-666.
- Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., & Cavadias, G. (2002). The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes*, *16*(9), 1807-1829. <https://doi.org/10.1002/hyp.1095>
- Zender, C. S., Miller, R. L. r. L., & Tegen, I. (2004). Quantifying mineral dust mass budgets: Terminology, constraints, and current estimates. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *85*(48), 509-512.
- Zhao, T. X.-P., Stowe, L. L., Smirnov, A., Crosby, D., Sapper, J., & McClain, C. R. (2002). Development of a Global Validation Package for Satellite Oceanic Aerosol Optical Thickness Retrieval Based on AERONET Observations and Its Application to NOAA/NESDIS Operational Aerosol Retrievals. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *59*(3), 294–312.

ANNEXES

Annexes 1 : Liste des publications

ARTICLE PUBLIE DANS UNE REVUE A COMITE DE LECTURE

→ Niamien, A.F., Léon, J.-F, Adon, M., Rajot, J.-L., Feron, A., & Yoboué, V. **Variability of Aerosol Optical Depth and Altitude for Key Aerosol Types over Southern West Africa via CALIPSO/CALIOP Observation.** *Atmosphère* 2024, 15 (4),396

<https://doi.org/10.3390/atmos15040396>. (Article appartient au numéro spécial Surveillance à distance des aérosols de sources naturelles (2e édition))

ARTICLE SCIENTIFIQUE EN COURS DE SOUMISSION

→ “ Analyse spatio-temporelle des propriétés physiques des aérosols en milieux urbain et rural en Côte d'Ivoire ”, soumission prévue pour Avril 2025.

ARTICLE SCIENTIFIQUE EN PREPARATION

Article 1

→ “Validation des données satellitaires en Afrique de l’Ouest par inter comparaison avec les données in situ”, soumission prévue pour Juin 2025.

Article 2

→ “Utilisation d’un Modèle Additif Généralisé (GAM) pour la prédiction des PM₁₀ en Afrique de l’Ouest ”, soumission prévue pour Novembre 2025.

POSTERS

→ Journées des Sciences de l’Environnement et du Développement Durable (JSEDD) du 30 Novembre au 01 Décembre 2022

PRESENTATIONS ORALES

→ La conférence « International Symposium on spaceborne lida » du 4 au 6 juin 2024 à Saint-Malo, FRANCE, au Palais du Grand Large et est organisé par le CNES et la NASA.

<https://www.calipso2024.com/index.php?langue=en&onglet=17&accus=&idUser=&emailUser=&messageConfirmation=>

CALIPSO International Symposium on Spaceborne Lidar – Abstract

Variability of Aerosol Optical Depth and Altitude for key Aerosol Types over Southern West Africa via CALIPSO/CALIOP Observations

Adou Franck Niamien (1), Jean-François Léon (2)

(1) *Laboratoire des sciences et technologie de l'environnement, Université Jean Lorougnon*

Guede

Daloa Côte d'Ivoire

Email: adouniamien@gmail.com

(2) *Laboratoire d'Aérodologie, CNRS-Université de Toulouse, IRD*

14 avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse, France

Email: jean-francois.leon@aero.obs-mip.fr

ABSTRACT

The atmosphere of southern West Africa (SWA) is one of the world's most aerosol-laden regions.

This study investigated the seasonal variability of aerosol optical thickness using photometric and

CALIPSO/CALIOP observations. Mean daily aerosol optical thickness (AOD) at 550 nm over the 11 AERONET stations in SWA ranged from 0.35 in the Sahel area to 0.49 in the Guinea coast area and a maximum of 0.53 observed in the savanna area. The AERONET and CALIOP observations reveal a seasonal variability of AOD that is comparable across all sub-regions studied. The seasonal variation of the AOD spectral dependency was related to the change in the occurrence of the CALIOP-derived aerosol types, and in particular to the contribution of dust to the AOD. We also observed a north-south gradient of 2 km in the mean extinction height of the dust layer, being at 4 km and 6 km high in the Sahel and Guinea areas, respectively. This gradient is attributed to the northward migration of the monsoon flow.

→ **Rencontres 2024 des Jeunes Chercheurs Africains en France**, les 12 et 13 décembre 2024 à l'Institut Henri Poincaré, France - Paris (5ème).

Sixièmes rencontres des jeunes chercheurs africains en France – Résumé
Institut Henri Poincaré _ amphithéâtre Hermite
11, rue Pierre et Marie Curie, 75005 Paris

Variabilité de l'épaisseur optique et de l'altitude pour les principaux types d'aérosols au-dessus de l'Afrique de l'Ouest méridionale via les observations de CALIPSO/CALIOP

Adou F. Niamien ^{1,2}, Jean-François Léon ³, Marcellin Adon ^{1,2}, Jean-Louis Rajot ^{4,5,6}, Anaïs Feron ⁵ and Véronique Yoboué ²

1. Laboratoire des Sciences et Technologie de l'Environnement, Université Jean Lorougnon Guede, Daloa P.O. Box 150, Côte d'Ivoire ; adouniamien@gmail.com (A.F.N.)
2. Laboratoire des Sciences de la Matière, de l'Environnement et de l'Energie Solaire, Université Félix Houphouët Boigny, Abidjan P.O. Box 582, Côte d'Ivoire
3. Laboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse, CNRS, IRD, 31400 Toulouse, France
4. Institute of Ecology and Environmental Sciences (iEES-Paris) Paris, UMR IRD 242, Univ Paris Est Créteil, Sorbonne Université, CNRS, INRA, Université de Paris, F-93143 Bondy, France
5. Université de Paris-Cité and Univ Paris Est Créteil, CNRS, LISA, F-75013 Paris, France 6 LMI IESOL, Centre IRD-ISRA de Bel Air, Dakar P.O. Box 1386, Senegal

Résumé

L'atmosphère du sud de l'Afrique de l'Ouest est l'une des régions du monde les plus chargées en aérosols. Cette étude a examiné la variabilité saisonnière de l'épaisseur optique des aérosols en utilisant des observations photométriques et CALIPSO/CALIOP. Les observations sur les stations AERONET et CALIOP révèlent une variabilité saisonnière de l'épaisseur optique d'aérosol qui est comparable dans toutes les sous-régions étudiées. La variation saisonnière de la dépendance spectrale de l'AOD est liée au changement dans l'occurrence des types d'aérosols dérivés de CALIOP, et en particulier à la contribution de la poussière à l'AOD. Nous avons également observé un gradient nord-sud de 2 km dans la hauteur moyenne d'extinction de la couche de poussière, qui est de 4 km et de 6 km dans les régions du Sahel et de la Guinée, respectivement. Ce gradient est attribué à la migration vers le nord du flux de mousson.

Annexes 2 : Variability of Aerosol Optical Depth and Altitude for Key Aerosol Types over Southern West Africa via CALIPSO/CALIOP Observations

Adou F. Niamien^{1,2}, **Jean-François Leon**^{3,*}, **Marcellin Adon**^{1,2}, **Jean-Louis Rajot**^{4,5,6}, **Anais Feron**⁵ and **Véronique Yoboue**²

¹ Laboratoire des Sciences et Technologie de l'Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa P.O. Box 150, Cote d'Ivoire ; adouniamien@gmail.com (A.F.N.)

² Laboratoire des Sciences de la Matière, de l'Environnement et de l'Energie Solaire, Université Felix Houphouët Boigny, Abidjan P.O. Box 582, Cote d'Ivoire

³ Laboratoire d'Aérodologie, Université de Toulouse, CNRS, IRD, 31400 Toulouse, France

⁴ Institute of Ecology and Environmental Sciences (iEES-Paris) Paris, UMR IRD 242, Univ Paris Est Creteil, Sorbonne Université, CNRS, INRA, Université de Paris, F-93143 Bondy, France

⁵ Université de Paris-Cite and Univ Paris Est Creteil, CNRS, LISA, F-75013 Paris, France

⁶ LMI IESOL, Centre IRD-ISRA de Bel Air, Dakar P.O. Box 1386, Sénégal

* Correspondance: jean-francois.leon@aero.obs-mip.fr

Apparu dans la revue MPDI Atmosphère (Multidisciplinary Digital Publishing Institute)

Résumé

L'atmosphère du sud-ouest de l'Afrique (SWA) est l'une des régions du monde les plus chargées en aérosols. Cette étude a examiné la variabilité saisonnière de l'épaisseur optique des aérosols en utilisant des observations photométriques et CALIPSO/CALIOP. L'épaisseur optique moyenne journalière des aérosols (AOD) à 550 nm sur les 11 stations AERONET en Afrique de l'Ouest varie de 0,35 dans la zone du Sahel à 0,49 dans la zone de la côte guinéenne, avec un maximum de 0,53 observé dans la zone de la savane. Les observations d'AERONET et de CALIOP révèlent une variabilité saisonnière de l'AOD qui est comparable dans toutes les sous-régions étudiées. La variation saisonnière de la dépendance spectrale de l'AOD est liée au changement dans l'occurrence des types d'aérosols dérivés de CALIOP, et en particulier à la contribution de la poussière à l'AOD. Nous avons également observé un gradient nord-sud de 2 km dans la hauteur moyenne d'extinction de la couche de poussière, qui est de 4 km et de 6 km dans les régions du Sahel et de la Guinée, respectivement. Ce gradient est attribué à la migration vers le nord du flux de mousson.

Mots clés : aérosol ; poussière ; transport régional ; satellites environnementaux ; AERONET ; CALIOP.

PUBLICATION

Article

Variability of Aerosol Optical Depth and Altitude for Key Aerosol Types over Southern West Africa via CALIPSO/CALIOP Observations

Adou F. Niamien^{1,2}, Jean-François Léon^{3,*}, Marcellin Adon^{1,2}, Jean-Louis Rajot^{4,5,6}, Anaïs Feron⁵ and Véronique Yoboué²

¹ Laboratoire des Sciences et Technologie de l'Environnement, Université Jean Lorougnon Guede, Daloa P.O. Box 150, Côte d'Ivoire; adouniamien@gmail.com (A.F.N.)

² Laboratoire des Sciences de la Matière, de l'Environnement et de l'Energie Solaire, Université Félix Houphouët Boigny, Abidjan P.O. Box 582, Côte d'Ivoire

³ Laboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse, CNRS, IRD, 31400 Toulouse, France

⁴ Institute of Ecology and Environmental Sciences (iEES-Paris) Paris, UMR IRD 242, Univ Paris Est Créteil, Sorbonne Université, CNRS, INRA, Université de Paris, F-93143 Bondy, France

⁵ Université de Paris-Cité and Univ Paris Est Créteil, CNRS, LISA, F-75013 Paris, France

⁶ LMI IESOL, Centre IRD-ISRA de Bel Air, Dakar P.O. Box 1386, Senegal

* Correspondence: jean-francois.leon@aero.obs-mip.fr

Abstract: The atmosphere of southern West Africa (SWA) is one of the world's most aerosol-laden regions. This study investigated the seasonal variability of aerosol optical thickness using photometric and CALIPSO/CALIOP observations. The mean daily aerosol optical thickness (AOD) at 550 nm over the 11 AERONET stations in SWA ranged from 0.35 in the Sahel area to 0.49 in the Guinea coast area and a maximum of 0.53 observed in the Savanna area. The AERONET and CALIOP observations reveal a seasonal variability of AOD that is comparable across all sub-regions studied. The seasonal variation of the AOD spectral dependency was related to the change in the occurrence of the CALIOP-derived aerosol types, and in particular to the contribution of dust to the AOD. We also observed a north–south gradient of 2 km in the mean extinction height of the dust layer, being at 4 km and 6 km high in the Sahel and Guinea areas, respectively. This gradient is attributed to the northward migration of the monsoon flow.

Keywords: aerosol; dust; regional transport; environmental satellites; AERONET; CALIOP



Citation: Niamien, A.F.; Léon, J.-F.; Adon, M.; Rajot, J.-L.; Feron, A.; Yoboué, V. Variability of Aerosol Optical Depth and Altitude for Key Aerosol Types over Southern West Africa via CALIPSO/CALIOP Observations. *Atmosphere* **2024**, *15*, 396. <https://doi.org/10.3390/atmos15040396>

Academic Editor: Alessia Sannino

Received: 9 February 2024

Revised: 15 March 2024

Accepted: 18 March 2024

Published: 23 March 2024



Copyright: © 2024 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Aerosol concentrations in the troposphere are highly dependent on geographical location, meteorological and environmental conditions [1]. Atmospheric aerosols have a significant impact on the Earth's radiation balance, and therefore on climate change [2–4]. Aerosols can have far-reaching effects on air quality and public health [5,6].

The atmospheric aerosol load in Western Africa is affected by both natural and anthropogenic aerosol sources. Aeolian mineral aerosol (hereinafter called dust) is emitted all year round in the arid and semi-arid areas of North Africa, with seasonal variations in the intensity and direction of long-range transport [7–12]. The contribution of North Africa dust sources to the global loading of dust is about 50% [13] and the dust emission is estimated to be between 400 Tg yr⁻¹ and 2200 Tg yr⁻¹ [14], making this the world's largest source of mineral aerosols. The deforestation and the burning of agricultural waste all over sub-Saharan Africa is a major source of biomass burning smoke aerosol [15]. The combustion budget of North Africa for biomass burning is the second largest in the world and was estimated to be between 430 and 461 T(C)g yr⁻¹ between 2003 and 2008 [16]. The main anthropogenic sources of combustion particulate emissions in West Africa are domestic fires, road traffic, landfill fires, industries and thermal power plants [17]. The anthropogenic

aerosol emissions in West Africa are expected to increase significantly due to the population growth, land use change and economic development [18]. In particular, there is a growing concern about the impact of the increasing anthropogenic aerosol emissions on the southern part of West Africa (hereinafter called southern West Africa, SWA) regional climate and the West African monsoon system [19].

The seasonal excursion of the intertropical convergence zone (ITCZ) and the West African monsoon are key meteorological systems that controls the winds, temperature, clouds and precipitation over SWA [20,21]. The ITCZ over SWA becomes a marked discontinuity called the intertropical front (ITF) that separates the dry air masses of the Harmattan regime in the North and the monsoon flow in the south of West Africa. Harmattan is a cool dry wind that blows from the northeast or east in the western Sahara and is strongest from late November to mid-March. It is characterized by cold, dry, dust-laden wind, and also significant fluctuations in the ambient temperatures of the day and night. The northward migration of the ITF is located around 9° N in January and moves northward up to 18° N in August. The Guinea zone (south of 8° N) has two rainy seasons and two dry seasons. The Savanna zone (between 8° N and 12° N) and the Sahel zone (12° N to 16° N) have only one rainy season, the duration of which depends on the latitude [22,23]. Both aeolian dust and biomass burning emissions and transportation have a pronounced seasonal cycle. The north-easterly winds of the Harmattan flow are a major pathway for the southward advection of continental aerosols towards the Gulf of Guinea [24–28]. The Gulf of Guinea is one of the regions with the highest aerosol optical thickness in the world [29,30] due to the accumulation of continental aerosols. The shores of the Gulf of Guinea experience the highest aerosol concentrations during the winter long dry season between December and March [31,32]. Such high concentrations may impact the West African monsoon regime and the precipitation amounts [19,33–35].

Several field experiments have documented the aerosol optical and chemical properties in West Africa [21,36,37] leading to a simplified meridional–vertical cross-section of the meteorological conditions affecting aerosol transport in SWA [37]. However, the seasonal and latitudinal variations of the so-called “Harmattan front” are still poorly investigated. This study gathers ground-based and satellite aerosol observations to characterize the seasonal variability of the dust layers’ southward intrusion.

2. Materials and Methods

2.1. Geographical Area

SWA’s climate is marked by a precipitation gradient from south to north, leading contrasting ecosystems (Figure 1). We have divided the domain into 3 distinct regional boxes between longitudes 7° W and 13° E: Guinea (4° to 8° N, lower box in Figure 1), Savanna (8° to 12° N, middle box) and Sahel (12° to 16° N, upper box). The ombrotype of the Guinea zone is mainly “subhumid”, with forest ecosystems in the eastern part classified as “humid”. Two “dry” areas corresponding to a mix of dry forest and savanna can be identified in the Guinea box: the V-Baoulé [38] in the west and the Dahomey gap [39] in the east, the latter going down to the coast. The savanna box is mainly composed of a savanna ecosystem and dry forest (ombrotype “dry” and “sub-humid”). The Sahel box corresponds to the semi-arid and arid ombrotypes. The Bodélé depression (Figure 1) located in the North-East of the domain is a major source of dust which is active throughout the year, with a peak in May and a minimum in August [40,41].

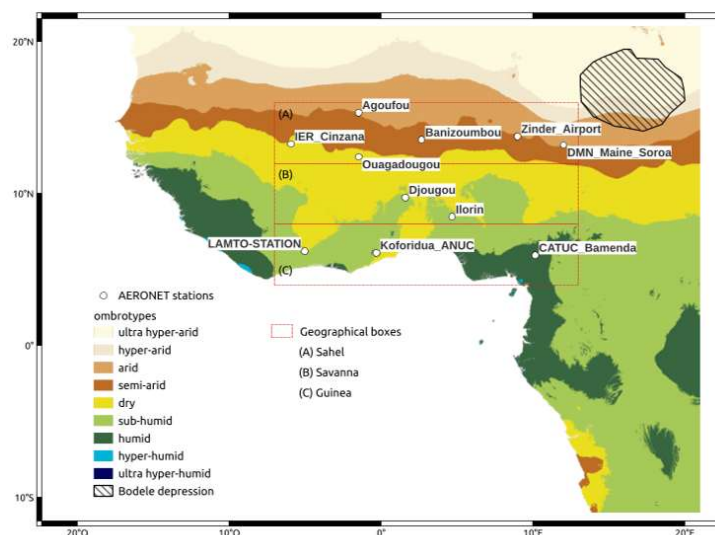


Figure 1. Ombrotypes of Southern West Africa (adapted from [42]), location of the AERONET stations, geographical boxes used in the study and geographical location of the Bodélé depression.

2.2. Sun Photometer Observations

AERONET (Aerosol RObotic NETwork) is a network of ground-based sunphotometers dedicated to the observation of atmospheric aerosols [43]. AERONET provides long-term, continuous, and easily accessible public domain databases on the optical, microphysical, and radiative properties of aerosols for scientific research. The instrument and measurement protocol are described by Eck et al. [44]. The Cimel CE-318 sunphotometer tracks the Sun thanks to a two-axis robot that can move in the zenithal and azimuthal planes with an accuracy of 0.05° . The direct atmospheric transmission of the Sun's irradiance is measured at 8 wavelengths between 340 and 1020 nm with 1.2° field-of-view. The solar extinction is used to compute the spectral aerosol optical depth (AOD). Our analysis utilises the Level 2 of the version 3 spectral AOD daily product [45]. The uncertainty is estimated to be ≈ 0.01 – 0.02 . The sunphotometer also measures the sky's radiance at solar elevation angles for several azimuth angles (almucantar scans) at 4 wavelengths (440, 670, 870, and 1020 nm). The almucantar scans observations are used to retrieve optically equivalent column-integrated volume size distributions, aerosol refractive indices, and additional aerosol parameters like the single scattering albedo and the asymmetry parameter according to the algorithm proposed by Dubovik and King [46] and Dubovik et al. [47].

We have selected 11 stations (Table 1) that are operating or have previously operated in SWA: 6 stations in the Sahel box, 2 stations in the Savanna box and 3 in the Guinea box.

The Angström exponent (AE) expresses the relative contribution to optical thickness of coarse aerosols compared with fine aerosols, with values varying between approximately 0 for pure coarse dust particles and 2 for predominantly fine particles [48,49]. AE is derived from the AOD measured at two different wavelengths λ_1 and λ_2 by

$$AE = -\log(AOD(\lambda_1)/AOD(\lambda_2))/\log(\lambda_1/\lambda_2) \quad (1)$$

Holben et al. [50] suggest that AE below 0.4 indicate that aerosols are dominated by coarse particles, while higher values indicate a contribution from mainly fine and sub-micronic aerosols. The variation of AE with wavelength can provide additional information

about aerosol size distributions for intermediate AE values [51]. Here, we used a single AE value computed between $\lambda_1 = 440$ nm and $\lambda_2 = 870$ nm.

Table 1. AERONET geographical location, period of observations, (N) number of days of observations during the period and corresponding ombrotype.

Station Name	Geographical Location	Period	N	Ombrotype
Agoufou	(15.3° N, 1.5° W)	October 2002–April 2011	2000	Arid
Banizoumbou	(13.5° N, 2.7° E)	October 1995–April 2022	6478	Semi-arid
CATUC_Bamenda	(5.9° N, 10.2° E)	December 2016–January 2022	796	Humid
DMN_Maine_Soroa	(13.2° N, 12.0° E)	November 2005–July 2010	1011	Arid
Djougou	(9.8° N, 1.6° E)	February 2004–May 2007	652	Sub-humid
IER_Cinzana	(13.3° N, 5.9° W)	June 2004–October 2021	4474	Dry
Ilorin	(8.5° N, 4.7° E)	April 1998–March 2021	3892	Sub-humid
Koforidua_ANUC	(6.1° N, 0.3° W)	December 2015–January 2022	1353	Sub-humid
LAMTO-STATION	(6.2° N, 5.0° W)	November 1997–November 2021	1306	Sub-humid
Ouagadougou	(12.4° N, 1.5° W)	November 1994–September 2007	1724	Dry
Zinder_Airport	(13.8° N, 9.0° E)	May 2009–April 2022	2873	Semi-arid

The concurrent changes in AOD and AE are often used to identify the aerosol type in relation to the emission source (i.e., dust or biomass burning by-products) [32,52–54]. Dust days are identified as having high AOD and low AE, while biomass-burning events or polluted days are identified as having a high AOD and a high AE. Thresholds depend on the location and number of observations available and are statistically defined. However, the statistics may be biased by the number of data sets available for each station. To compensate for this statistical bias, we randomly selected an equal number of days for each station, evenly distributed over the year (around 600 days in all), and we calculated the means and standard deviations of AOD and AE. Note that AOD means are reported as geometrical means because the AOD statistical distribution is not a normal distribution. Based on the sub-sampling of all the stations, the days with an $AE \geq 1.12$ are classified as polluted days and the days with an $AE \leq 0.3$ are classified as dust days. Those threshold corresponds to the mean $(AE) \pm 1 \times SD$ of the sub-sample. To avoid a bias due to low AOD, we consider only the days with an $AOD \geq 0.11$, corresponding to the mean $(AOD) \pm 1 \times SD$ of the sub-sample.

2.3. CALIOP Observations

The NASA/CNES CALIPSO satellite was launched in April 2006. The CALIOP lidar on the CALIPSO satellite records the attenuated backscatter profiles of the atmosphere at 532 and 1064 nm with a spatial resolution of 333 m along-track [55], day and night. At the Earth's surface, the CALIOP footprint has a diameter of around 70 m. The depolarisation of the return laser beam is measured at 532 nm. CALIPSO's orbit is 99 min sun-synchronous and its ground track is repeated every 16 days. The CALIOP sensor can continuously observe atmospheric aerosols on a global scale and extract their optical signatures [56] by providing high-resolution aerosol vertical distribution characteristics to effectively determine aerosol types [57–59].

The CALIOP aerosol type identification algorithm uses the lidar measured integrated attenuated backscatter and volume depolarisation ratio, the type of surface, and the altitude of the scattering layer [60]. In this study, we have used 16 years (2007–2022) of the standard version (4) of the CALIPSO level 2 aerosol extinction profile product (05kmAPro) with a uniform horizontal resolution of 5 km. CALIOP aerosol data have been widely used to evaluate aerosol model simulations for several aerosol types [61–63] and to study the spatio-temporal distribution and transport of several major aerosol types, such as dust and smoke aerosols [64–67]. The major updates implemented in the CALIPSO aerosol subtyping algorithm defined in the most recent version. Its 4 data products include the following aerosol typology: marine aerosols (hereinafter called *clean_marine*), dust (*dust*), dusty marine (*dusty_marine*), polluted dust (*polluted_dust*), continental (*clean_continental*), polluted continental/smoke (*polluted_continental*) and high smoke plumes (*elevated_smoke*) [68]. The

new type of dusty marine aerosol is introduced to identify mixtures of marine dust and aerosols in the marine boundary layer that were incorrectly classified as polluted dust over the oceans. The *elevated_smoke* subtype replaces smoke aerosol to translate the layers identified as high smoke above the planetary boundary layer. The polluted continent/smoke type in V4 modifies the polluted continent and smoke types due to the similarity of their optical properties measured by CALIOP (depolarisation and colour ratio).

The CALIOP data have been aggregated on the geographical boxes presented above and by the latitude strip of 1° between 7° W and 13° E. Extinction profiles at 532 nm were extracted based on the aerosol type along each orbit to compute daily (day and night orbit) averages for each aerosol type. Monthly averages of AODs and extinction profiles were computed when at least 10 daily observations per month are available. A mean extinction height H_m [63] was estimated from the monthly mean extinction profiles for each aerosol type.

$$H_m = \frac{\sum_{i=1}^n z_i b_{ext}}{\sum_{i=1}^n b_{ext}} \quad (2)$$

b_{ext} is the extinction coefficient of level i and z_i is its altitude. H_m is an alternative parameter to the scale height [69,70] although both metrics show similar behaviours.

3. Results

3.1. Aerosol Optical Depth and Angström Exponent

The overall average for all sites is 0.40 (geometrical standard deviation, $\log(\text{SD}) = 0.71$) and 0.51 ($\text{SD} = 0.39$) for the AOD and AE, respectively. The AERONET located in the Sahel has the lowest mean AOD (Table 2). Djougou station has the highest mean AOD (0.53); however, it has the smallest number of observations (see Table 1). In the Guinea zone, Koforidua_ANUC has a higher mean AOD ($\text{AOD} = 0.49$) than LAMTO_STATION ($\text{AOD} = 0.41$) and CATUC_Bamenda ($\text{AOD} = 0.40$). The low AE observed at Agoufou ($\text{AE} = 0.27$) is associated with the largest number of dust days (65.3% of the observations). The four other stations in the Sahel have a very similar number of dust days (around 51%), but the number is lower than for Agoufou. The percentage of dust days for the Guinea stations remains below 5%. Only 30% of the days are classified as dust or polluted days at LAMTO_STATION and Koforidua_ANUC, indicating that most of the time, the atmosphere is composed of a mix of aerosols.

Table 2. AERONET AOD and AE means and standard deviations and percentage of dust and pollution days.

Station Name	AOD ($\pm \log(\text{SD})$)	AE ($\pm \text{SD}$)	Dust (%)	Pollution (%)
Agoufou	0.38 (± 0.74)	0.27 (± 0.23)	65.3	0.4
Banizoumbou	0.37 (± 0.71)	0.35 (± 0.25)	51.2	0.8
CATUC_Bamenda	0.40 (± 0.78)	1.06 (± 0.37)	3.6	44.6
DMN_Maine_Soroa	0.35 (± 0.68)	0.39 (± 0.31)	49.8	2.3
Djougou	0.53 (± 0.61)	0.58 (± 0.36)	26.4	11.0
IER_Cinzana	0.35 (± 0.68)	0.34 (± 0.25)	51.3	0.7
Ilorin	0.49 (± 0.71)	0.72 (± 0.36)	12.0	15.1
Koforidua_ANUC	0.49 (± 0.69)	0.85 (± 0.35)	3.5	26.5
LAMTO-STATION	0.41 (± 0.63)	0.84 (± 0.35)	5.0	25.0
Ouagadougou	0.39 (± 0.65)	0.41 (± 0.26)	40.4	1.5
Zinder_Airport	0.38 (± 0.72)	0.35 (± 0.25)	51.4	0.6

3.2. Aerosol Optical Depth Annual Cycle

The seasonality can be observed by analysing the AOD monthly mean annual cycle across all sites (Figure 2). The guinea box shows a maximum AOD during the winter (DJF). The AOD reaches its maximum in January at LAMTO_STATION ($\text{AOD} = 0.77$), and in February at CATUC_Bamenda (0.99) and Koforidua_ANUC (1.13). The minimum AOD is

reached in September at LAMTO_STATION (AOD = 0.21) and at CATUC_Bamenda (0.17), and in October at Koforidua_ANUC (0.25). A secondary maximum is observed in August for all three stations. The Savanna box has a similar trend but with the maxima shifted to February for Ilorin (AOD = 1.06) and to March for Djougou (AOD = 0.96). There is no secondary maximum in August. Minimum AODs are all observed in September around 0.25. The Sahel box exhibits different behaviour to the two other boxes. For most of the sites in the Sahel box, the maximum AOD is observed in March or April, ranging from 0.62 at IER_Cinzana to 0.84 at Ouagadougou. The maximum is shifted to May for the easternmost station, DMN_Maine_Soroa (AOD = 0.87) and the June for the northernmost station, Agoufou (AOD = 0.84). A secondary maximum is observed in October and the minimum AOD (≈ 0.25) is reached in August and during the winter (DJF) period.

The seasonal cycles of CALIOP AOD in the different geographical boxes are similar to the AERONET seasonal cycle. CALIOP AODs maxima and minima are observed in the same period of time as the AERONET sites. In the Sahel box, a maximum AOD above 0.6 is observed between March and June, while the minimum AODs are obtained in August and during the winter period. As CALIOP observations are averaged over a 20° longitude band, the averages do not reflect the East–West variability observed for AERONET measurements. This can explain the absence of a secondary peak in the Guinean zone in August. The maximum AODs (around 1.0) for these two zones are observed in winter, while the minima are 0.4 in summer.

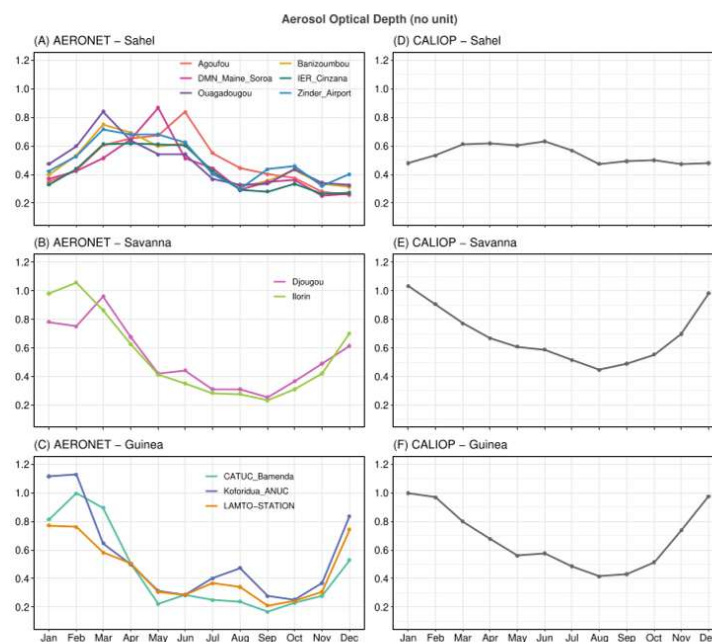


Figure 2. Monthly mean annual cycle of (left) AERONET aerosol optical depth at 550 nm at the selected AERONET sites in the (A) Sahel, (B) Savanna and (C) Guinea geographical boxes, and (right) CALIOP aerosol optical depth at 532 nm for the (D) Sahel, (E) Savanna and (F) Guinea geographical boxes.

3.3. Angström Exponent and CALIOP Aerosol Type

The AE monthly mean annual cycle (Figure 3) shows a minimum between March and June for all three areas. The increase in AE starts as early as April in the Guinea box, while it takes place in June for the Savanna and Sahel boxes. In the Sahel boxes, all AE monthly means are below 0.6 and remain below 0.25 from March to June for all the sites. The highest

AEs observed in August and December are concurrent with the lowest AODs (Figure 2). The lowest AE is observed in Agoufou (AE = 0.04) during the heart of the dust season. A similar seasonal pattern to the one observed in the Sahel box can be observed for the sites in the Savanna box; however, this occurs with AE that surpasses 1.0 during the summer (JJA) period. For the Savanna and Guinea boxes, there is an east–west gradient in the AE, with the AE being higher in the eastern part of the boxes (Ilorin and CATUC_Bamenda). Throughout the year, the AEs are higher in the Guinea box than in the two other boxes. The AEs are around 1.4 during the JJA period and reach a minimum of around 0.5 during MAM.

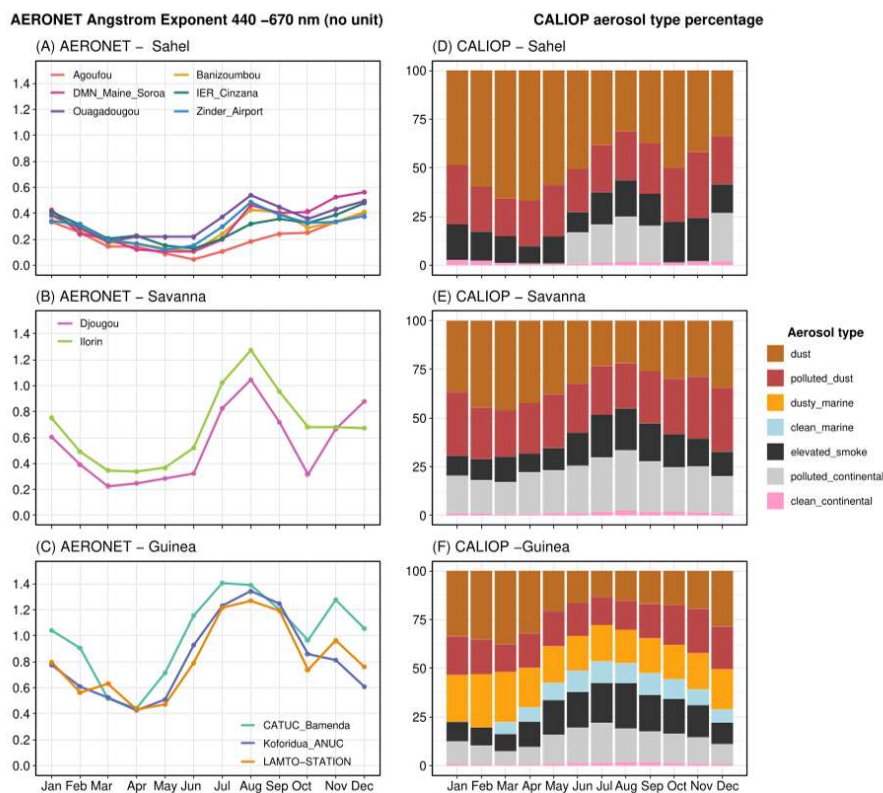


Figure 3. Monthly mean annual cycle of (left) Angström Exponent at the selected AERONET sites in the (A) Sahel, (B) Savanna and (C) Guinea geographical boxes, and (right) relative contribution of the CALIOP aerosol type to the CALIOP AOD for the (D) Sahel, (E) Savanna and (F) Guinea geographical boxes.

The monthly mean annual cycle of the relative abundance of the CALIOP aerosol type to the total AOD (Figure 3) displays a marked seasonal cycle that has some similarities with the AE monthly mean annual cycle. In the Sahel box, *dust* and *polluted_dust* are the main aerosol types, respectively corresponding to 48.5% and 25.5% of total AOD over the year. The other types are mainly *elevated_smoke* and *polluted_continental*, contributing 15.8% and 20.4%, respectively. There is a clear increase in the *polluted_continental* contribution between June and September corresponding to the simultaneous increase in the AE. The contribution of the *elevated_smoke* type is the highest in October and November, at around 22%. While the *polluted_dust* contribution remains steady over the year, the contribution of

dust is at its maximum in April. The contribution of the *polluted_continental* in the Savanna box is greater than in the Sahel box but can be observed all year round, with a maximum in summer (JJA) and a minimum in March. Like continental aerosols, smoke aerosols contribute significantly to the total aerosol load in summer, with a contribution of 20.3% in August, while their contribution is only 9.3% in March. Inversely, the contribution of *dust* is minimum in summer (around 25%) and maximum in February (around 57%). As it includes an ocean surface, the Guinea box shows an additional *clean_marine* and *dusty_marine* aerosol type. The overall contribution of dust subtypes (*dust*, *polluted_dust* and *dusty_marine*) is at its maximum in DJF (around 75%). The contribution of *elevated_smoke* can be observed all year round, with a maximum at 19.2% in summer (JJA).

There is a clear similarity between the seasonal cycle of the relative contribution of CALIOP aerosol types to the AOD and the AERONET AE exponent for all the considered areas. In particular, the dust fraction tends to modulate the seasonal variation of AE. As the contribution of dust to the AOD increases, the AE decreases. We found that the monthly mean AERONET AEs and the ratio of no-dust CALIOP AOD (all types except *dust* type) to the dust (*dust* type) CALIOP AOD (Figure 4) are highly correlated (Pearson coefficient of determination $r^2 = 0.72$) considering the whole region. When considering each zone separately, the correlation is lower ($r^2 = 0.53$ for the Sahel area, 0.54 for Guinea and 0.63 for Savanna), but still significant.

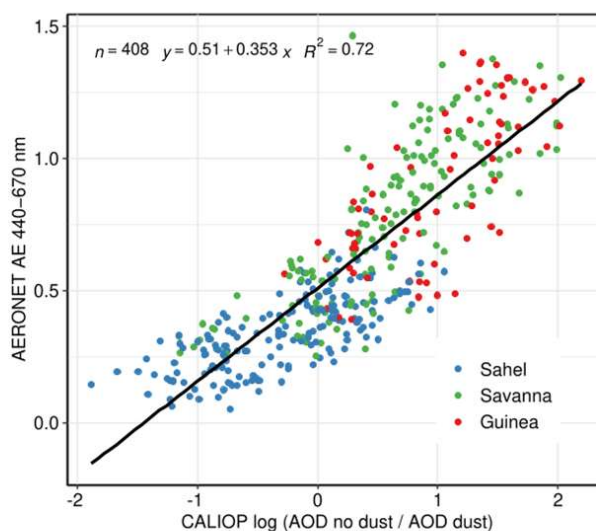


Figure 4. Regression plot of the monthly mean AERONET Angström exponent against the ratio of no-dust CALIOP AOD to CALIOP dust AOD.

3.4. Altitude of the Transport

All three geographical areas have similar seasonal (excluding summer) average profiles of the CALIOP extinction coefficient at 532 nm (Figure 5). During the winter period (DJF), the maximum extinction coefficient for *dust* is at 1 km and for *polluted_dust* is at 1.5 km. This maximum shifts to 2 km during MAM period and to 2.5 km during the summer period (JJA). The extinction coefficient profiles of *polluted_dust* are very close in Savanna and Sahel for all seasons. In the Guinea zone, we note the absence of a layer between 0.5 km and 1.5 km, which is present during JJA in the other zones.

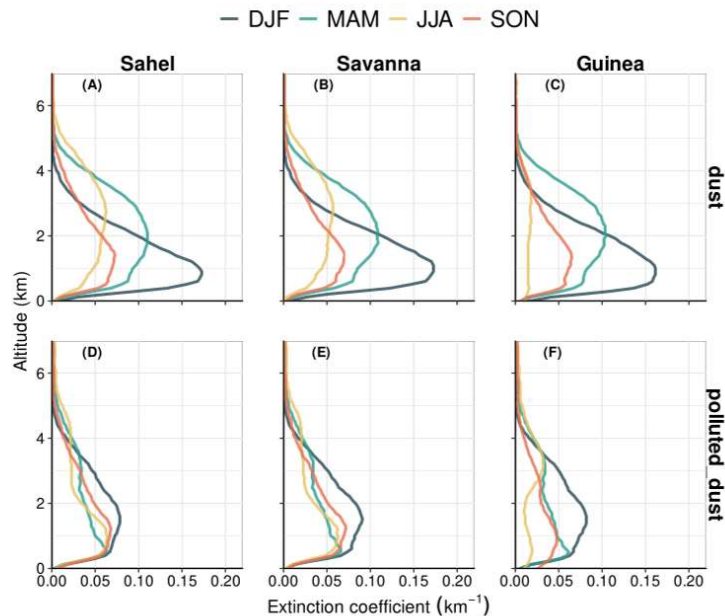


Figure 5. Mean seasonal CALIOP extinction profiles at 532 nm for (top row, (A–C)) *dust* aerosol type in (A) Sahel, (B) Savanna and (C) Guinea geographical boxes, and for (bottom row, (D–F)) *polluted_dust* aerosol type in (D) Sahel, (E) Savanna and (F) Guinea geographical boxes.

The mean extinction height H_m of the continental dust aerosol subtypes (namely *dust* and *polluted_dust*) reveals a well-defined seasonal cycle (Figure 6). The size of the boxes (interquartile range, IQR) in Figure 6 reflects the H_m interannual variability. On average, the IQR is 0.37 km and 0.64 km for *polluted_dust* and *dust*, respectively. The IQR increases during the summer and early autumn, particularly in the Guinea box. H_m IQR can be as high as 1.8 km in October for the Guinea box for the *dust* type. In the Guinea box, H_m for the *dust* stays below 3 km between November and March and starts to increase in April. The maximum altitude, which is reached in August, increases from 4 km on average in the Sahel box to about 6 km in the Guinea box. A steady increase in H_m of about 0.3 km per month is observed in the Savanna and Sahel boxes between January and August. H_m decreases during the second half of the year. In the Guinea box, there is a large variability in the year-to-year altitude of the *dust* altitude in the decreasing trend, as highlighted by the larger IQR in Figure 6. The minimum altitude is in December for all three boxes at about 2 km. H_m for the *polluted_dust* has different seasonal behaviour. H_m is between 1.8 km and 3.8 km (Guinea box) or 2.8 km (Sahel and Savanna boxes). We observe a significant drop of 1.5 km in H_m in the Guinea box between September and October.

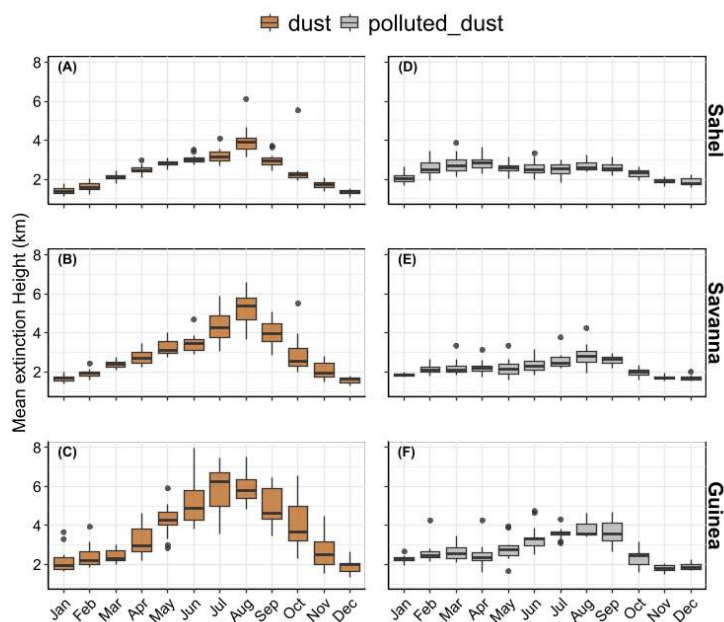


Figure 6. Boxplot of the monthly annual cycle of the CALIOP-derived scale height (left column, A–C) *dust* aerosol type in (A) Sahel, (B) Savanna and (C) Guinea geographical boxes, and for (right column, D–F) *polluted_dust* aerosol type in (D) Sahel, (E) Savanna and (F) Guinea geographical boxes.

4. Discussion

The seasonal cycle of AOD in SWA is driven by the natural variability of aerosol emissions, wind and rainfall patterns. As revealed by the CALIOP and AERONET data analysis, the aerosols in SWA are a mixture of combustion and pollution particles and dust. The AOD spectral dependency (namely AE) is largely influenced by the contribution of the mineral dust AOD. The larger the contribution of dust to the AOD, the lower the AE for the atmospheric column, and we have found that the AERONET AE is nicely correlated with the ratio of CALIOP non-dust AOD to CALIOP dust AOD over the whole studied area.

The highest contribution of dust occurs in spring (MAM) due to the activation of the Bodélé dust source by the northeasterlies due to the ridging of the Lybian high [71]. During spring, the dust layer is uplifted as shown by the CALIOP mean extinction height. The increase in the dust layer in April is due to the northward motion of the inter-tropical front [37]. Although dust transport toward the Gulf of Guinea is weakened during the summer months, the mean extinction height of dust layers is at around 6 km altitude during JJA, thus indicating transport at greater heights.

Biomass burning associated with human land-use activities is a significant contributor to the aerosol load in the SWA atmosphere [72,73]. Biomass burning occurs during the dry season [16] all over SWA. Biomass burning emits particles in the accumulation mode associated with AEs around 1.8 [74]. The mixing of biomass burning by-products with dust leads to an intermediate mean AEs between 0.5 and 1.0 in DJF. In the Sahel, as there is less available fuel to burn, the emissions of combustion aerosols have less impact on AE. Over the Guinea area, there is a clear increase in the AOD during the summer period, which is associated with high AEs, and an increase in the contribution of the *elevated_smoke* and *polluted_continental* types. The increase in AE is consistent with previous findings indicating a regional-scale advection of biomass burning by-products by easterly winds

in summer [75]. Aged biomass burning is advected from central Africa to SWA above the monsoon layer and partially entrained within the monsoon layer [76,77].

We used an average of CALIOP day and night observations. There were some differences between CALIOP observations made during the day and those made at night because of the mechanisms by which aerosols are emitted and transported, and the possible impact of relative humidity. However, these differences were smoothed out by using seasonal averages. On average, we have estimated that the difference between CALIOP night-time or daytime AODs compared with an average of the two is $\pm 5\%$. This difference is of the same order of magnitude as the AOD diurnal variability [78]. This difference is +3% on average for H_m . The differences may be greater at daily scales, however.

5. Conclusions

SWA atmosphere is characterised by a complex and intense mixing of different aerosol types. Although mineral dust is present all year long, the summer period shows a significant contribution of biomass burning pollution that impacts the aerosol properties. The seasonal cycle of AOD given by CALIOP satellite and local sun photometer observations is consistent over SWA region. The CALIOP aerosol classification indicates that the AE variability is largely influenced by the relative apportionment of *dust* and no-dust aerosol types. The dust altitude has a pronounced seasonal cycle with a maximum in summer and a minimum in winter. While there is a steady increase in the dust altitude, most probably due to the increase in solar heating and convection, the northward migration of the IFT creates a discontinuity by shifting the dust towards higher altitudes. Our study is based on monthly averages from relatively large geographical boxes that are characteristic of West African ecosystems. However, the investigation of the variation of aerosol types and their relative optical thickness from CALIOP at day scale and over regions of smaller geographical extent remains difficult due to the low spatial coverage of the lidar. The focus of future research will be on analyzing CALIOP and meteorological data over time to gain a better understanding of the relationship between monsoon and aerosol loading at seasonal and interannual scales.

Author Contributions: Conceptualization, methodology, writing, original draft preparation and review—A.F.N. and J.-F.L.; methodology—J.-F.L.; resources—J.-L.R. and A.F.; review and editing—M.A. and V.Y. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This project has received funding from the European Union’s Horizon 2020 research and innovation programme under the Marie Skłodowska-Curie grant agreement No 871944. A.N. benefited from a mobility grant from the French Embassy in Côte d’Ivoire (service de coopération et d’action culturelle).

Institutional Review Board Statement: Not Applicable.

Informed Consent Statement: Not Applicable.

Data Availability Statement: The AERONET data can be accessed at <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, accessed on 1 March 2024. CALIOP 5 km extinction profiles were downloaded from the NASA/LaRC Atmospheric Science Data Center (ASDC, <https://asdc.larc.nasa.gov/project/CALIPSO>, accessed on 1 March 2024).

Acknowledgments: The authors wish to thank the Service National d’Observation PHOTONS, a component of the ACTRIS-FR (Aerosol Cloud and Trace gas InfraStructure) infrastructure, and all the PIs and Co-Is and the site managers for establishing and maintaining the AERONET (Aerosol Robotic Network) sites used in this investigation and for providing open access to the data. Data were processed at ICARE (<https://www.icare.univ-lille.fr/>, accessed on 21 March 2024) data center. We would like to extend our warmest thanks to the CALIPSO/CALIOP team for maintaining free data sharing.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflicts of interest.

References

- Seinfeld, J.H.; Pandis, S.N. *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, 2nd ed.; John Wiley and Sons: Hoboken, NJ, USA, 2006.
- Charlson, R.J.; Schwartz, S.E.; Hales, J.M.; Cess, R.D.; Coakley, J.A.; Hansen, J.E.; Hofmann, D.J. Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols. *Science* **1992**, *255*, 423–430. [[CrossRef](#)]
- Haywood, J.; Boucher, O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Rev. Geophys.* **2000**, *38*, 513–543. [[CrossRef](#)]
- Yu, H.; Kaufman, Y.J.; Chin, M.; Feingold, G.; Remer, L.A.; Anderson, T.L.; Balkanski, Y.; Bellouin, N.; Boucher, O.; Christopher, S.; et al. A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmos. Chem. Phys.* **2006**, *6*, 613–666. [[CrossRef](#)]
- Dockery, D.W.; Pope, C.A. Acute Respiratory Effects of Particulate Air Pollution. *Annu. Rev. Public Health* **1994**, *15*, 107–132. [[CrossRef](#)]
- Burnett, R.T.; Pope, C.A., III; Ezzati, M.; Olives, C.; Lim, S.S.; Mehta, S.; Shin, H.S.; Singh, G.; Hubbell, B.; Brauer, M.; et al. An Integrated Risk Function for Estimating the Global Burden of Disease Attributable to Ambient Fine Particulate Matter Exposure. *Environ. Health Perspect.* **2014**, *122*, 397–403. [[CrossRef](#)]
- Carlson, T. Synoptic histories of three African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. *Mon. Weather Rev.* **1969**, *97*, 256–276. [[CrossRef](#)]
- Carlson, T.; Prospero, J.S. The large scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **1972**, *11*, 283–297. [[CrossRef](#)]
- Prospero, J.M.; Carlson, T.N. Saharan air outbreaks over the tropical North Atlantic. *Pure Appl. Geophys.* **1980**, *119*, 677–691. [[CrossRef](#)]
- Swap, R.; Garstang, M.; Greco, S.; Talbot, R.; Källberg, P. Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus B Chem. Phys. Meteorol.* **1992**, *44*, 133–149. [[CrossRef](#)]
- Kaufman, Y.J.; Koren, I.; Remer, L.A.; Tanre, D.; Ginoux, P.; Fan, S. Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic ocean. *J. Geophys.-Res.-Atmos.* **2005**, *110*, D10S12. [[CrossRef](#)]
- Ben-Ami, Y.; Koren, I.; Rudich, Y.; Artaxo, P.; Martin, S.T.; Andreae, M.O. Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: A case study. *Atmos. Chem. Phys.* **2010**, *10*, 7533–7544. [[CrossRef](#)]
- Kok, J.F.; Adebisi, A.A.; Albani, S.; Balkanski, Y.; Checa-Garcia, R.; Chin, M.; Colarco, P.R.; Hamilton, D.S.; Huang, Y.; Ito, A.; et al. Contribution of the world's main dust source regions to the global cycle of desert dust. *Atmos. Chem. Phys.* **2021**, *21*, 8169–8193. [[CrossRef](#)]
- Huneeus, N.; Schulz, M.; Balkanski, Y.; Griesfeller, J.; Prospero, J.; Kinne, S.; Bauer, S.; Boucher, O.; Chin, M.; Dentener, F.; et al. Global dust model intercomparison in AeroCom phase I. *Atmos. Chem. Phys.* **2011**, *11*, 7781–7816. [[CrossRef](#)]
- Bond, T.C. A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *J. Geophys. Res.* **2004**, *109*, D14. [[CrossRef](#)]
- Kaiser, J.W.; Heil, A.; Andreae, M.O.; Benedetti, A.; Chubarova, N.; Jones, L.; Morcrette, J.J.; Razinger, M.; Schultz, M.G.; Suttie, M.; et al. Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power. *Biogeosciences* **2012**, *9*, 527–554. [[CrossRef](#)]
- Keita, S.; Lioussé, C.; Assamoi, E.M.; Doumbia, T.; N'Datchoh, E.T.; Gnamien, S.; Elguindi, N.; Granier, C.; Yoboué, V. African anthropogenic emissions inventory for gases and particles from 1990 to 2015. *Earth Syst. Sci. Data* **2021**, *13*, 3691–3705. [[CrossRef](#)]
- Lioussé, C.; Assamoi, E.; Criqui, P.; Granier, C.; Rosset, R. Explosive growth in African combustion emissions from 2005 to 2030. *Environ. Res. Lett.* **2014**, *9*, 035003. [[CrossRef](#)]
- Knippertz, P.; Evans, M.J.; Field, P.R.; Fink, A.H.; Lioussé, C.; Marsham, J.H. The possible role of local air pollution in climate change in West Africa. *Nat. Clim. Chang.* **2015**, *5*, 815–822. [[CrossRef](#)]
- Nicholson, S.E. The ITCZ and the Seasonal Cycle over Equatorial Africa. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2018**, *99*, 337–348. [[CrossRef](#)]
- Knippertz, P.; Coe, H.; Chiu, J.C.; Evans, M.J.; Fink, A.H.; Kalthoff, N.; Lioussé, C.; Mari, C.; Allan, R.P.; Brooks, B.; et al. The DACCIIWA Project: Dynamics–Aerosol–Chemistry–Cloud Interactions in West Africa. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2015**, *96*, 1451–1460. [[CrossRef](#)]
- Chudeau, R. Le climat de l'Afrique occidentale et équatoriale. *Ann. Geogr.* **1916**, *25*, 429–462. [[CrossRef](#)]
- Nicholson, S.E. Climate of the Sahel and West Africa. In *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*; Oxford University Press: Oxford, UK, 2018. [[CrossRef](#)]
- McTainsh, G. Harmattan dust deposition in northern Nigeria. *Nature* **1980**, *286*, 587–588. [[CrossRef](#)]
- Adeyefa, Z.D.; Holmgren, B.; Adedokun, J.A. Spectral solar irradiance under Harmattan conditions. *Renew. Energy* **1995**, *6*, 989–996. [[CrossRef](#)]
- Engelstaedter, S.; Washington, R. Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2007**, *112*, D3. [[CrossRef](#)]
- Klose, M.; Shao, Y.; Karremann, M.K.; Fink, A.H. Sahel dust zone and synoptic background. *Geophys. Res. Lett.* **2010**, *37*, 9. [[CrossRef](#)]

28. Knippertz, P.; Todd, M. The central west Saharan dust hot spot and its relation to African easterly waves and extratropical disturbances. *Atmosphere* **2010**, *115*, D12117. [[CrossRef](#)]
29. Kaufman, Y.J.; Tanré, D.; Boucher, O. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature* **2002**, *419*, 215–223. [[CrossRef](#)]
30. Mehta, M.; Singh, N.; Anshumali. Global trends of columnar and vertically distributed properties of aerosols with emphasis on dust, polluted dust and smoke—inferences from 10-year long CALIOP observations. *Remote. Sens. Environ.* **2018**, *208*, 120–132. [[CrossRef](#)]
31. Djossou, J.; Léon, J.F.; Akpo, A.B.; Lioussé, C.; Yoboué, V.; Bedou, M.; Bodjrenou, M.; Chiron, C.; Galy-Lacaux, C.; Gardrat, E.; et al. Mass concentration, optical depth and carbon composition of particulate matter in the major southern West African cities of Cotonou (Benin) and Abidjan (Côte d’Ivoire). *Atmos. Chem. Phys.* **2018**, *18*, 6275–6291. [[CrossRef](#)]
32. Léon, J.F.; Akpo, A.B.; Bedou, M.; Djossou, J.; Bodjrenou, M.; Yoboué, V.; Lioussé, C. PM_{2.5} surface concentrations in southern West African urban areas based on sun photometer and satellite observations. *Atmos. Chem. Phys.* **2021**, *21*, 1815–1834. [[CrossRef](#)]
33. Huang, J.; Zhang, C.; Prospero, J.M. Large-scale effect of aerosols on precipitation in the West African Monsoon region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2009**, *135*, 581–594. [[CrossRef](#)]
34. Yoon, J.H.; Rasch, P.J.; Wang, H.; Vиноj, V.; Ganguly, D. The role of carbonaceous aerosols on short-term variations of precipitation over North Africa. *Atmos. Sci. Lett.* **2016**, *17*, 407–414. [[CrossRef](#)]
35. Pante, G.; Knippertz, P.; Fink, A.H.; Kniffka, A. The potential of increasing man-made air pollution to reduce rainfall over southern West Africa. *Atmos. Chem. Phys.* **2021**, *21*, 35–55. [[CrossRef](#)]
36. Redelsperger, J.L.; Thorncroft, C.D.; Diedhiou, A.; Lebel, T.; Parker, D.J.; Polcher, J. African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2006**, *87*, 1739–1746. [[CrossRef](#)]
37. Haywood, J.M.; Pelon, J.; Formenti, P.; Bharmal, N.; Brooks, M.; Capes, G.; Chazette, P.; Chou, C.; Christopher, S.; Coe, H.; et al. Overview of the Dust and Biomass-burning Experiment and African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observing Period-0. *J. Geophys. Res.* **2008**, *113*, D23. [[CrossRef](#)]
38. Peltre, P. Le V Baoulé: Côte d’Ivoire Centrale, Héritage Géomorpho Logique et Paléoclimatique dans le Tracé du Contact Forêt-Savane. Ph.D. Thesis, Éditions de l’Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Bondy, France, 1977. ISBN: 9782709904858 Series Number: 80 Series: Travaux et documents de l’ORSTOM.
39. Dupont, L.M.; Weinelt, M. Vegetation history of the savanna corridor between the Guinean and the Congolian rain forest during the last 150,000 years. *Veg. Hist. Archaeobotany* **1996**, *5*, 273–292. [[CrossRef](#)]
40. Washington, R.; Todd, M.; Middleton, N.J.; Goudie, A.S. Dust-Storm Source Areas Determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and Surface Observations. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* **2003**, *93*, 297–313. [[CrossRef](#)]
41. Todd, M.C.; Washington, R.; Martins, J.V.; Dubovik, O.; Lizcano, G.; M’Bainayel, S.; Engelstaedter, S. Mineral dust emission from the Bodélé Depression, northern Chad, during BoDEx 2005. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2007**, *112*, D6 [[CrossRef](#)]
42. Sayre, R.; Comer, P.J.; Hak, J.J.; Josse, C.; Bow, J.; Warner, H.; Larwanou, M.; Kelbessa, E.; Bekele, T.; Kehl, H.; et al. A New Map of Standardized Terrestrial Ecosystems of Africa. In *African Geographical Review*; Association of American Geographers: Washington, DC, USA, 2013; pp. 1–24.
43. Holben, B.N.; Eck, T.F.; Slutsker, I.; Tanré, D.; Buis, J.P.; Setzer, A.; Vermote, E.; Reagan, J.A.; Kaufman, Y.J.; Nakajima, T.; et al. AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote. Sens. Environ.* **1998**, *66*, 1–16. [[CrossRef](#)]
44. Eck, T.F.; Holben, B.N.; Giles, D.M.; Slutsker, I.; Sinyuk, A.; Schafer, J.S.; Smirnov, A.; Sorokin, M.; Reid, J.S.; Sayer, A.M.; et al. AERONET Remotely Sensed Measurements and Retrievals of Biomass Burning Aerosol Optical Properties During the 2015 Indonesian Burning Season. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2019**, *124*, 4722–4740. [[CrossRef](#)]
45. Giles, D.M.; Sinyuk, A.; Sorokin, M.G.; Schafer, J.S.; Smirnov, A.; Slutsker, I.; Eck, T.F.; Holben, B.N.; Lewis, J.R.; Campbell, J.R.; et al. Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database—Automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmos. Meas. Tech.* **2019**, *12*, 169–209. [[CrossRef](#)]
46. Dubovik, O.; King, M.D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2000**, *105*, 20673–20696. [[CrossRef](#)]
47. Dubovik, O.; Sinyuk, A.; Lapyonok, T.; Holben, B.N.; Mishchenko, M.; Yang, P.; Eck, T.F.; Volten, H.; Muñoz, O.; Veihelmann, B.; et al. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *J. Geophys. Res.* **2006**, *111*, D11. [[CrossRef](#)]
48. Hamonou, E.; Chazette, P.; Balis, D.; Dulac, F.; Schneider, X.; Galani, E.; Ancellet, G.; Papayannis, A. Characterization of the Vertical Structure of Saharan Dust Export to the Mediterranean Basin. *J. Geophys. Res. Atmos.* **1999**, *104*, 22257–22270. [[CrossRef](#)]
49. Léon, J.F.; Derimian, Y.; Chiapello, I.; Tanré, D.; Podvin, T.; Chatenet, B.; Diallo, A.; Deroo, C. Aerosol Vertical Distribution and Optical Properties over M’Bour (16.96° W; 14.39° N), Senegal from 2006 to 2008. *Atmos. Chem. Phys.* **2009**, *9*, 9249–9261. [[CrossRef](#)]
50. Holben, B.N.; Tanré, D.; Smirnov, A.; Eck, T.F.; Slutsker, I.; Abuhassan, N.; Newcomb, W.W.; Schafer, J.S.; Chatenet, B.; Lavenu, F.; et al. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2001**, *106*, 12067–12097. [[CrossRef](#)]
51. Schuster, G.L.; Dubovik, O.; Holben, B.N. Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2006**, *111*, D7. [[CrossRef](#)]

52. Kaskaoutis, D.G.; Kambezidis, H.D.; Hatzianastassiou, N.; Kosmopoulos, P.G.; Badarinath, K.V.S. Aerosol climatology: On the discrimination of aerosol types over four AERONET sites. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **2007**, *2007*, 6357–6411. [[CrossRef](#)]
53. Toledano, C.; Wiegner, M.; Groß, S.; Freudenthaler, V.; Gasteiger, J.; Müller, D.; Müller, D.; Schladitz, A.; Weinzierl, B.; Torres, B.; et al. Optical properties of aerosol mixtures derived from sun-sky radiometry during SAMUM-2. *Tellus B Chem. Phys. Meteorol.* **2011**, *63*, 635–648. [[CrossRef](#)]
54. Verma, S.; Prakash, D.; Ricaud, P.; Payra, S.; Attié, J.L.; Soni, M. A New Classification of Aerosol Sources and Types as Measured over Jaipur, India. *Aerosol Air Qual. Res.* **2015**, *15*, 985–993. [[CrossRef](#)]
55. Winker, D.M.; Vaughan, M.A.; Omar, A.; Hu, Y.; Powell, K.A.; Liu, Z.; Hunt, W.H.; Young, S.A. Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2009**, *26*, 2310–2323. [[CrossRef](#)]
56. Huang, J.P.; Liu, J.J.; Chen, B.; Nasiri, S.L. Detection of anthropogenic dust using CALIPSO lidar measurements. *Atmos. Chem. Phys.* **2015**, *15*, 11653–11665. [[CrossRef](#)]
57. Huang, Z.; Nee, J.B.; Chiang, C.W.; Zhang, S.; Jin, H.; Wang, W.; Zhou, T. Real-Time Observations of Dust–Cloud Interactions Based on Polarization and Raman Lidar Measurements. *Remote. Sens.* **2018**, *10*, 1017. [[CrossRef](#)]
58. Liu, Z.; Kar, J.; Zeng, S.; Tackett, J.; Vaughan, M.; Avery, M.; Pelon, J.; Getzewich, B.; Lee, K.P.; Magill, B.; et al. Discriminating between clouds and aerosols in the CALIOP version 4.1 data products. *Atmos. Meas. Tech.* **2019**, *12*, 703–734. [[CrossRef](#)]
59. Niu, H.; Kang, S.; Gao, W.; Wang, Y.; Paudyal, R. Vertical distribution of the Asian tropopause aerosols detected by CALIPSO. *Environ. Pollut.* **2019**, *253*, 207–220. [[CrossRef](#)]
60. Omar, A.H.; Winker, D.M.; Vaughan, M.A.; Hu, Y.; Trepte, C.R.; Ferrare, R.A.; Lee, K.P.; Hostetler, C.A.; Kittaka, C.; Rogers, R.R.; et al. The CALIPSO Automated Aerosol Classification and Lidar Ratio Selection Algorithm. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2009**, *26*, 1994–2014. [[CrossRef](#)]
61. Yu, H.; Chin, M.; Winker, D.M.; Omar, A.H.; Liu, Z.; Kittaka, C.; Diehl, T. Global view of aerosol vertical distributions from CALIPSO lidar measurements and GOCART simulations: Regional and seasonal variations. *J. Geophys. Res.* **2010**, *115*, D4. [[CrossRef](#)]
62. Nabat, P.; Somot, S.; Mallet, M.; Chiapello, I.; Morcrette, J.J.; Solmon, F.; Szopa, S.; Dulac, F.; Collins, W.; Ghan, S.; et al. A 4-D climatology (1979–2009) of the monthly tropospheric aerosol optical depth distribution over the Mediterranean region from a comparative evaluation and blending of remote sensing and model products. *Atmos. Meas. Tech.* **2013**, *6*, 1287–1314. [[CrossRef](#)]
63. Koffi, B.; Schultz, M.; Breon, F.M.; Dentener, F.; Steensen, B.; Griesfeller, J.; Winker, D.; Balkanski, B.; Bauer, S.E.; Bellouin, N.; et al. Evaluation of the aerosol vertical distribution in global aerosol models through comparison against CALIOP measurements: AeroCom phase II results. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **2016**, *121*, 7254–7283. [[CrossRef](#)]
64. Mona, L.; Liu, Z.; Müller, D.; Omar, A.; Papayannis, A.; Pappalardo, G.; Sugimoto, N.; Vaughan, M. Lidar Measurements for Desert Dust Characterization: An Overview. *Adv. Meteorol.* **2012**, *2012*, e356265. [[CrossRef](#)]
65. Wu, Y.; Han, Y.; Voulgarakis, A.; Wang, T.; Li, M.; Wang, Y.; Xie, M.; Zhuang, B.; Li, S. An agricultural biomass burning episode in eastern China: Transport, optical properties, and impacts on regional air quality. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **2017**, *122*, 2304–2324. [[CrossRef](#)]
66. Senghor, H.; Machu, E.; Hourdin, F.; Gaye, A.T. Seasonal cycle of desert aerosols in western Africa: Analysis of the coastal transition with passive and active sensors. *Atmos. Chem. Phys.* **2017**, *17*, 8395–8410. [[CrossRef](#)]
67. Léon, J.F.; Martiny, N.; Merlet, S. A Multi Linear Regression Model to Derive Dust PM10 in the Sahel Using AERONET Aerosol Optical Depth and CALIOP Aerosol Layer Products. *Remote. Sens.* **2020**, *12*, 3099. [[CrossRef](#)]
68. Kim, M.H.; Omar, A.H.; Tackett, J.L.; Vaughan, M.A.; Winker, D.M.; Trepte, C.R.; Hu, Y.; Liu, Z.; Poole, L.R.; Pitts, M.C.; et al. The CALIPSO version 4 automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm. *Atmos. Meas. Tech.* **2018**, *11*, 6107–6135. [[CrossRef](#)]
69. Hayasaka, T.; Meguro, Y.; Sasano, Y.; Takamura, T. Stratification and Size Distribution of Aerosols Retrieved from Simultaneous Measurements with Lidar, a SunPhotometer, and an Aureolemeter. *Appl. Opt.* **1998**, *37*, 961–970. [[CrossRef](#)]
70. Hayasaka, T.; Satake, S.; Shimizu, A.; Sugimoto, N.; Matsui, I.; Aoki, K.; Muraji, Y. Vertical distribution and optical properties of aerosols observed over Japan during the Atmospheric Brown Clouds-East Asia Regional Experiment 2005. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2007**, *112*, D22. [[CrossRef](#)]
71. Washington, R. Atmospheric Controls on Mineral Dust Emission from the Bodélé Depression, Chad: The Role of the Low Level Jet. *Geophys. Res. Lett.* **2005**, *32*, 17. [[CrossRef](#)]
72. Giglio, L.; Csizsar, I.; Justice, C.O. Global distribution and seasonality of active fires as observed with the Terra and Aqua Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensors. *J. Geophys. Res.* **2006**, *111*, G2. [[CrossRef](#)]
73. Roberts, G.; Wooster, M.J.; Lagoudakis, E. Annual and diurnal african biomass burning temporal dynamics. *Biogeosciences* **2009**, *6*, 849–866. [[CrossRef](#)]
74. Eck, T.F.; Holben, B.N.; Reid, J.S.; Dubovik, O.; Smirnov, A.; O'Neill, N.T.; Slutsker, I.; Kinne, S. Wavelength Dependence of the Optical Depth of Biomass Burning, Urban, and Desert Dust Aerosols. *J. Geophys. Res.* **1999**, *104*, 31333. [[CrossRef](#)]
75. Haslett, S.L.; Taylor, J.W.; Evans, M.; Morris, E.; Vogel, B.; Dajuma, A.; Brito, J.; Batenburg, A.M.; Borrmann, S.; Schneider, J.; et al. Remote biomass burning dominates southern West African air pollution during the monsoon. *Atmos. Chem. Phys.* **2019**, *19*, 15217–15234. [[CrossRef](#)]

76. Deroubaix, A.; Flamant, C.; Menut, L.; Siour, G.; Mailler, S.; Turquety, S.; Briant, R.; Khvorostyanov, D.; Crumeyrolle, S. Interactions of atmospheric gases and aerosols with the monsoon dynamics over the Sudano-Guinean region during AMMA. *Atmos. Chem. Phys.* **2018**, *18*, 445–465. [[CrossRef](#)]
77. Flamant, C.; Deroubaix, A.; Chazette, P.; Brito, J.; Gaetani, M.; Knippertz, P.; Fink, A.H.; Coetlogon, G.d.; Menut, L.; Colomb, A.; et al. Aerosol distribution in the northern Gulf of Guinea: Local anthropogenic sources, long-range transport, and the role of coastal shallow circulations. *Atmos. Chem. Phys.* **2018**, *18*, 12363–12389. [[CrossRef](#)]
78. Smirnov, A.; Holben, B.N.; Eck, T.F.; Slutsker, I.; Chatenet, B.; Pinker, R.T. Diurnal variability of aerosol optical depth observed at AERONET (Aerosol Robotic Network) sites. *Geophys. Res. Lett.* **2002**, *29*, 30-1–30-4. [[CrossRef](#)]

Disclaimer/Publisher’s Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

Résumé

Notre étude porte sur la caractérisation des aérosols en milieux urbains et ruraux en Côte d'Ivoire à partir de la combinaison de mesures d'épaisseur optique des aérosols (AOD), d'observations satellitaires et de mesures in situ. Elle s'appuie sur une diversité d'instruments et de méthodes, notamment les données issues des photomètres solaires CALITOO et AERONET, ainsi que des capteurs satellitaires MODIS et CALIOP. Cette approche intégrée vise à améliorer la connaissance régionale des aérosols, à renforcer la validation locale des produits satellitaires et à mieux comprendre les mécanismes de transport et de variabilité spatio-temporelle des particules atmosphériques en Afrique de l'Ouest. Les résultats mettent en évidence la complexité de la composition atmosphérique régionale, dominée par un mélange d'aérosols comprenant principalement les poussières minérales sahariennes et les particules issues de la combustion de biomasse, avec une contribution particulièrement marquée de décembre à février. L'analyse des profils verticaux fournis par CALIOP révèle une variabilité saisonnière prononcée de l'altitude de transport des poussières. Le cycle saisonnier de l'AOD issu de CALIOP est globalement cohérent avec les observations locales du photomètre solaire dans la région sud-ouest africaine. La classification des aérosols par CALIOP montre que la variabilité du coefficient d'Ångström est fortement influencée par la répartition relative des types d'aérosols poussiéreux et non poussiéreux. En Côte d'Ivoire, l'analyse conjointe des données photométriques et des concentrations de surface met en évidence des variations saisonnières marquées de l'épaisseur optique, caractérisées par des niveaux plus élevés durant la saison sèche. La discrimination des particules par des méthodes de classification en clusters révèle la coexistence de plusieurs types d'aérosols aux origines distinctes. Les rétro-trajectoires des masses d'air permettent d'identifier les principales régions sources, situées dans le Sahara et le Sahel, les zones de feux de biomasse et l'océan Atlantique. Les comparaisons entre les observations satellitaires (MODIS et CALIOP) et les mesures in situ de CALITOO montrent des disparités notables selon les sites, liées notamment aux résolutions spatiales des capteurs et aux caractéristiques locales de surface. Les produits MODIS tendent à sous-estimer l'AOD à Korhogo et à Lamto, tandis qu'une légère surestimation est observée à Abidjan, bien que 65 % des valeurs y restent comprises dans les limites d'erreur attendue. Ces résultats soulignent la nécessité d'une calibration régionale des produits satellitaires afin d'améliorer la précision des estimations et leur applicabilité dans les études environnementales et sanitaires en Afrique de l'Ouest.

Mots clés : aérosol; transport atmosphérique; télédétection; CALITOO ; AERONET; CALIOP

Abstract

This study focuses on the characterization of aerosols in urban and rural environments in Côte d'Ivoire through the combined use of aerosol optical depth (AOD) measurements, satellite observations, and in situ data. It relies on a wide range of instruments and methods, including data from the CALITOO and AERONET sun photometers, as well as satellite sensors such as MODIS and CALIOP. This integrated approach aims to improve regional knowledge of aerosols, strengthen the local validation of satellite products, and enhance the understanding of transport mechanisms and spatio-temporal variability of atmospheric particles in West Africa. The results highlight the complexity of the regional atmospheric composition, dominated by a mixture of aerosols mainly consisting of Saharan mineral dust and biomass burning particles, with a particularly strong contribution from December to February. The analysis of vertical profiles provided by CALIOP reveals a pronounced seasonal variability in the transport altitude of dust layers. The seasonal cycle of AOD derived from CALIOP is generally consistent with local observations from the sun photometer in southwestern Africa. The CALIOP aerosol classification indicates that the variability of the Ångström exponent is strongly influenced by the relative distribution of dust and non-dust aerosol types. In Côte d'Ivoire, the combined analysis of photometric data and surface particulate concentrations reveals marked seasonal variations in aerosol optical depth, characterized by higher levels during the dry season. Particle discrimination using cluster-based classification methods highlights the coexistence of several aerosol types with distinct origins. Air mass back-trajectory analyses identify the main source regions as the Sahara and the Sahel, biomass burning areas, and the Atlantic Ocean. Comparisons between satellite observations (MODIS and CALIOP) and in situ CALITOO measurements show significant site-dependent discrepancies, notably related to sensor spatial resolution and local surface characteristics. MODIS products tend to underestimate AOD at Korhogo and Lamto, while a slight overestimation is observed at Abidjan, although 65% of the values remain within the expected error range. These findings emphasize the need for regional calibration of satellite products to improve the accuracy of aerosol retrievals and their applicability in environmental and public health studies in West Africa.

Keywords: aerosol; atmospheric transport; remote sensing; CALITOO; AERONET; CALIOP