

# Université Assane Seck de Ziguinchor



UFR Sciences et Technologies

Département de Physique

**Mémoire de Master 2**

Mention : Physique et Applications

**Spécialité : Sciences de l'Atmosphère et de l'Océan**

## **Étude de la nature et de la provenance des particules en suspension dans l'air à Pointe Saint Georges, Casamance**

Présenté par :

**Marie Madeleine Atome BASSENE**

Sous l'encadrement de :

**Pr Moctar CAMARA**

**Dr. Aloys BORY**

Soutenu publiquement le 19/12/2023 devant le jury composé de :

<b>Qualité</b>	<b>Prénom (s) et Nom</b>	<b>Grade</b>	<b>Établissement</b>
Président	Bamol Ali SOW	Maître de Conférences	UASZ
Rapporteur	Samo DIATTA	Maître de Conférences	UASZ
Examineur	Mamadou Lamine MBAYE	Maître de Conférences	UASZ
Encadrant	Moctar CAMARA	Professeur Titulaire	UASZ
Co-encadrant	Aloys BORY	Maître de Conférences	Université de Lille

# Dédicaces

Je dédie ce modeste travail de mémoire

À mes très **chers parents**

Je vous dois ce que je suis aujourd'hui grâce à votre amour, à votre patience, à vos innombrables sacrifices et pour tout l'enseignement que vous m'avez transmis.

A mes chères **sœurs** ainsi qu'à mon **petit frère**

À mon **neveu** et mes **nièces**

À ma **tante** et sa **famille**

À mon meilleur ami et cousin **Daouda**

À ma **cousine** et sa **famille**

À tous qui ont contribué à ma formation depuis mon enfance

À tous mes amis qui m'ont soutenu de près ou de loin.

# Remerciements

Je remercie Dieu le tout-puissant de m'avoir donné la santé et la volonté d'entamer et de terminer ce mémoire.

Tout d'abord, ce travail n'aurait vu voir le jour sans l'aide et l'encadrement de M. Aloys BORY et du Pr. Moctar CAMARA. Je tiens à les remercier pour le temps précieux qu'ils m'ont consacré durant mes travaux de recherches, pour leurs suggestions, tant sur le plan scientifique que moral.

J'adresse mes sincères remerciements à l'ensemble des membres du jury, avec à sa tête Pr. Bamol Ali SOW d'avoir accepté d'évaluer ce travail.

Je remercie tous les professeurs qui m'ont formé depuis mon enfance jusqu'aujourd'hui. Mes remerciements s'adressent également à tous les doctorants du laboratoire LOSEC particulièrement à Issa Ba, David Sagna et Pierre Malang Sadio pour l'aide et le soutien qu'ils m'ont apporté, à mes camarades de promo, à mes amis depuis la licence et ceux du quartier.

Je remercie aussi ma cousine Monique et son mari qui m'ont accueilli à Ziguinchor depuis ma première année de master.

Je tiens également à remercier tous les habitants de la Pointe Saint Georges, spécialement M. Fall et M. Sambou qui m'ont assisté tout au long de mon stage, à Clara Sagna et son mari qui m'ont accueilli dans leur campement comme un membre de leur famille, à Jacques, Éric, Mérie et son frère Jean pour leur hospitalité.

Je remercie aussi Jean-Eudes Petit pour la formation sur les logiciels Igor et Zefir, Yevgeny Derimian et Meryll Le Quilleuc pour toute l'aide et les suggestions qu'ils m'ont apportées sans oublier Dioncounda Yock pour son aide sur l'alimentation des dispositifs, Jean Louis Rajot et Béatrice Marticorena du LISA pour m'avoir transmis les données du TEOM.

Enfin, je réserve une attention toute particulière à ma famille qui a fait l'effort de comprendre ce que je faisais et mes absences.

Merci à tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin durant cette période de recherche et d'études.

# Résumé

L'objectif de cette étude est de déterminer la nature et la provenance des particules en suspension dans l'air à Pointe Saint Georges (région naturelle de la Casamance, Sénégal) par une approche combinant des mesures de PM<sub>10</sub> (particules minérales de diamètre inférieur à 10 µm) et d'analyse de données de vents, de rétro-trajectographies de masses d'air, de simulations numériques et d'images satellitaires. Les données exploitées dans ce travail couvrent la période du 15 décembre 2022 au 25 juin 2023 pour les données de vent et la période du 21 février au 25 juin 2023 pour les données de concentration en PM<sub>10</sub> qui ont été collectées par les dispositifs installés sur la tour à Pointe Saint Georges.

La première étape de ce travail consistait à étudier l'évolution temporelle de la concentration en PM<sub>10</sub> et de la comparer avec celle observée à Bel-Air, Dakar, pour la même période. De cette comparaison, il en résulte que les concentrations en PM<sub>10</sub> mesurées à Pointe Saint Georges sont associées principalement aux événements de poussières survenant à la méso-échelle voire à l'échelle synoptique. Afin de tracer l'origine de ces particules, les données de concentration en PM<sub>10</sub> ont été combinées aux données de vent mesurées à la station, ainsi qu'à des rétro-trajectographies de masse d'air. La combinaison des données de vent avec les concentrations montre que les concentrations les plus élevées sont associées aux vents de Nord-Est les moins fréquents à Pointe Saint Georges.

La combinaison des rétro-trajectoires avec les concentrations en PM<sub>10</sub> a révélé que les deux secteurs associés aux fortes valeurs de concentration sont le secteur « Saharien » (centré sur le Sud-Ouest Algérien et le Nord du Mali) et le secteur « Sahélien » (le long d'un axe reliant le Tchad, le Niger et le centre du Mali), au sein desquels se trouvent, d'après la littérature scientifique, des zones d'émissions très actives. Ces résultats viennent donc confirmer que l'essentiel des PM mesurées à Pointe Saint Georges pendant les événements sont très probablement des poussières sahariennes.

L'analyse de produits satellitaires (données IDDI fournies par le LOA) et de sorties de modèles a permis de confirmer, dans plusieurs cas, l'occurrence de soulèvement dans les secteurs identifiés (le secteur Sahélien et le secteur Saharien), les jours précédents les « événements » enregistrés à Pointe Saint Georges.

**Mots-clés :** aérosols désertiques, particules minérales, vent, rétro-trajectoires, Pointe Saint Georges

# Abstract

The objective of this study is to determine the nature and origin of suspended particles in the air at Pointe Saint Georges (a natural region in the Casamance, Senegal) through an approach combining PM10 measurements (mineral particles with a diameter less than 10  $\mu\text{m}$ ) and the analysis of wind data, air mass retro-trajectories, numerical simulations, and satellite imagery. The data used in this work cover the period from December 15, 2022, to June 25, 2023, for wind data and from February 21 to June 25, 2023, for PM10 concentration data collected by devices installed on the tower at Pointe Saint Georges.

The first step of this work involved studying the temporal evolution of PM10 concentration and comparing it with that observed in Bel-Air, Dakar, for the same period. From this comparison, it is evident that the PM10 concentrations measured at Pointe Saint Georges are primarily associated with dust events occurring at the meso-scale or even synoptic scale. To trace the origin of these particles, PM10 concentration data were combined with wind data measured at the station and air mass retro-trajectories. The combination of wind data with concentrations shows that the highest concentrations are associated with the least frequent Northeast winds at Pointe Saint Georges.

Combining retro-trajectories with PM10 concentrations revealed that the two sectors associated with high concentration values are the "Saharan" sector (centered on Southwest Algeria and Northern Mali) and the "Sahelian" sector (along an axis connecting Chad, Niger, and central Mali), within which, according to scientific literature, there are highly active emission zones. These results confirm that the majority of PM measured at Pointe Saint Georges during events are likely Saharan dust.

The analysis of satellite products (IDDI data provided by LOA) and model outputs confirmed, in several cases, the occurrence of uplift in the identified sectors (Sahelian sector and Saharan sector) in the days preceding the recorded "events" at Pointe Saint Georges.

Keywords: desert aerosols, mineral particles, wind, retro-trajectories, Pointe Saint Georges

# Liste des figures

<b>Figure 1.1 :</b> Schéma du cycle des aérosols désertiques (Laurent, 2005).....	6
<b>Figure 1.2:</b> Les différents modes de l'érosion éolienne (Presley et Tartako, 2009).....	7
<b>Figure 1.3:</b> Principales trajectoires du transport des poussières désertiques. Source : d'après Meigs, 1953 et Coudé-Gaussen, 1984.....	12
<b>Figure 1.4 :</b> Représentation schématique du changement d'altitude dans le transport des particules entre (a) l'hiver/printemps et (b) l'été associé au processus de fractionnement granulométrique (d'après Skonieczny et al., 2013).....	12
<b>Figure 1.5:</b> Exemple de situation anticyclonique au nord de l'Afrique permettant le transport des aérosols désertiques (d'après Chiapello et al., 1997). .....	14
<b>Figure 1.6:</b> Localisation de 131 'hot spot' à partir de la moyenne sur 1984-1990 de l'Aerosol Index (AI) issu des observations spatiales de TOMS (Engelsteadter et Washigton, 2007b). .....	18
<b>Figure 1.7 :</b> Moyenne annuelle de l'IDDI de METEOSAT-IR sur la période de 1983-1993 indiquant la localisation des principales zones sources d'aérosols désertiques en Afrique du Nord (Brooks et Legrand, 2000). .....	20
<b>Figure 1.8:</b> Moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 de l'AI de TOMS ( $\times 10$ ) illustrant les principales zones sources de l'Afrique du Nord : (A) Bodélé ; (B) Afrique de l'Ouest ; (C) désert Nubien et (D) désert Libyen (Engelstaedter et al., 2006).....	20
<b>Figure 1.9 :</b> La fréquence mensuelle d'activation des zones sources d'aérosols en Afrique de l'Ouest pour le mois de Juillet 2006 (Schepanski et al., 2007). .....	21
<b>Figure 2.1:</b> Localisation de la zone d'étude .....	22
<b>Figure 2.2:</b> Tour sur laquelle sont installés le collecteur de dépôt d'aérosols désertiques et les dispositifs d'observation atmosphérique (à gauche), collecteur de dépôt CAPYR avec l'installation du protocole humide (à droite) .....	23
<b>Figure 2.3 :</b> Girouette et anémomètre couplés (en haut à gauche) et l'appareil de mesure de la température, de l'humidité relative et la précipitation (en haut à droite). .....	24
<b>Figure 2.4:</b> Capteur PurpleAir PA-II-SD (Tirée du site <a href="http://www.purpleair.com/install">www.purpleair.com/install</a> ) .....	25
<b>Figure 2.5 :</b> Principe d'un élément sensible optique utilisé pour la mesure de particules (Source : <a href="http://www.nano-sense.com/index.php/produits/sonde-particules-fines-p4000/">http://www.nano-sense.com/index.php/produits/sonde-particules-fines-p4000/</a> ).....	26
<b>Figure 2.6:</b> Rétro-trajectoires tracées avec le modèle HYSPLIT-4 dont le point final est Dakar pendant 5 jours (120 heures) (Source : Drame et Camara, 2012).....	27
<b>Figure 2.7:</b> Interface du logiciel Igor ( <a href="https://www.wavemetrics.com">https://www.wavemetrics.com</a> ) .....	28
<b>Figure 2.8:</b> Organigramme montrant la structure de ZeFir. Des rectangles verts, jaunes et bleus délimitent respectivement le périmètre d'action de ZeFir, Igor et des outils de répartition des sources. Les rectangles à double cadre mettent en évidence les données d'entrée demandées. Les lignes pointillées larges et étroites représentent l'importation manuelle et automatique des données. Les textes non encadrés représentent les étapes de calcul.....	29
<b>Figure 3.1:</b> Série temporelle de la concentration en PM10 mesurée par le capteur PurpleAir à Pointe Saint Georges. Les « événements » sont surlignés en or et les « spikes » en vert. 32	32
<b>Figure 3.2:</b> Evolution temporelle des concentrations en PM10 mesurées par le capteur PurpleAir à Pointe Saint Georges comparée avec la concentration en PM10 de Bel-Air issue du TEOM. ....	33

<b>Figure 3. 3 :</b> Evolution des concentrations en PM1, PM2.5 et PM10 mesurées à Pointe Saint Georges .....	35
<b>Figure 3. 4:</b> Evolution temporelle de la concentration en PM10 et des rapports PM1/PM10 (A) et PM2.5/PM10 (B).....	35
<b>Figure 3. 5:</b> Rose de vents montrant la vitesse et la direction du vent sur le site de Pointe Saint Georges sur la base de données de 5 minutes.....	36
<b>Figure 3. 6:</b> Roses de vents montrant la vitesse et la direction du vent sur le site de Diembéring (à gauche) et sur le site de Pointe Saint Georges (à droite) pour la période du 15 décembre 2022 au 25 juin 2023.....	37
<b>Figure 3. 7:</b> Rose des vents de concentration exprimant la dépendance des concentrations horaires moyennes de PM10 sur la direction et la vitesse du vent, localité Pointe Saint Georges, période du 21 février au 25 juin 2023 .....	38
<b>Figure 3. 8:</b> Rétro-trajectoires de masses d'air de 5 jours générées à Pointe Saint Georges à 500 m pour la période du 21 février au 25 juin toutes les heures avec le modèle Hysplit développé par le NOAA (Stein et al.,2015) .....	39
<b>Figure 3. 9:</b> Rétro-trajectoires de masses d'air de 5 jours générées à Pointe Saint Georges à 500 m pour la période du 21 février au 25 juin toutes les heures avec le modèle Hysplit développé par le NOAA	40
<b>Figure 3. 10:</b> Identification des domaines géographiques associés aux concentrations de PM10 à Pointe Saint Georges, grâce aux rétro-trajectoires de masses d'air et au logiciel Zefir .....	42
<b>Figure 3. 11:</b> Identification des sources associées aux pics, grâce au logiciel Zefir combinant les rétro-trajectoires de masses d'air et les concentrations en PM10.....	46
<b>Figure 3. 12:</b> Rétro-trajectoires de masses d'air du 21 février 2023 à 12 h et du 22 février 2023 à 00 h (à gauche respectivement au centre), modèle NAAPS du 17 février 2023 (en haut à droite) et image de l'indice IDDI du 17 février 2023 (en-dessous).....	48
<b>Figure 3. 13:</b> Rétro-trajectoires de masses d'air du 22 février à 12 h, 24 février et 08 mars 2023 (à gauche), images de l'indice IDDI du 18, 19 février et 04 mars 2023 (au centre) et du modèle NAAPS du 18, 19 février et 04 mars 2023 (à droite).....	49
<b>Figure 3. 14:</b> Rétro-trajectoires de masses d'air du 03 avril 2023 à 12 h et à 06h (à gauche respectivement au centre), modèle NAAPS du 29 mars 2023 (à droite) et de l'image de l'indice IDDI du 29 mars 2023 (en-dessous) .....	50

# Liste des Abréviations

- AEJ :** African Easterly Jet / **JEA :** Jet d'Est Africain
- AMMA :** Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
- GDAS:** Global Data Assimilation System
- HYSPLIT:** Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory
- IDDI :** Infrared Difference Dust Index
- IRD :** Institut de Recherche pour le Développement
- LOA :** Laboratoire d'Optique Atmosphérique
- LOG :** Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences
- LOSEC :** Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat
- MSG :** Meteosat Seconde Génération
- NAAPS :** Navy Aerosol Analysis and Prediction
- NCEP :** National Centers for Environmental Prediction
- PM<sub>10</sub> :** Particule Minérale de diamètre inférieur à 10  $\mu\text{m}$
- SAL:** Saharan Air Layer
- TEOM:** Tapered Element Oscillating Microbalance
- ZCIT :** Zone de Convergence Intertropical



# Table des matières

Dédicaces.....	ii
Remerciements .....	iii
Résumé.....	iv
Abstract .....	v
Liste des figures.....	vi
Liste des Abréviations.....	viii
Introduction.....	3
Généralités sur les aérosols minéraux .....	5
1.1 Les aérosols minéraux.....	5
1.2 Cycle des aérosols minéraux .....	5
1.2.1 Mécanismes de mise en suspension des aérosols désertiques .....	6
1.2.2 Conditions météorologiques menant à l'émission d'aérosols désertiques .....	7
1.2.3 Lien entre émission de particules désertiques et topographie.....	10
1.2.4 Transport des aérosols désertiques .....	11
1.2.5 Dépôt des aérosols désertiques .....	14
1.3 Impact des aérosols désertiques sur le climat .....	15
1.4 Les zones sources .....	17
1.4.1 Formation des sols érodables en région source.....	17
1.4.2 Principales zones sources à l'échelle globale .....	18
1.4.3 Les zones sources en Afrique de l'Ouest .....	19
Matériels et Méthodes.....	22
1.5 Zone d'étude .....	22
1.6 Matériels .....	23
1.6.1 Collecteur d'aérosols désertiques .....	23
1.6.2 Description de la station météorologique.....	24
1.6.3 Capteur de particules minérales (PurpleAir et TEOM).....	25
1.7 Méthodologie.....	27
1.7.1 Rétro-trajectoires .....	27
1.7.2 Les logiciels Igor et ZeFir.....	28
1.7.3 Outils satellites et modèles numériques.....	29
1.7.4 Contribution à l'acquisition des données.....	30

Résultats et Discussions .....	31
1.8 Analyse des concentrations en PM <sub>10</sub> .....	31
1.9 Covariation entre les différentes particules minérales mesurées .....	34
1.10 Évaluation de la direction du vent sur le site .....	36
1.11 Relation entre les concentrations en PM <sub>10</sub> et l'intensité et la direction du vent.....	38
1.12 Origines géographiques des particules minérales « PM <sub>10</sub> » mesurées en surface .....	39
1.13 Détermination des secteurs géographiques de provenance des aérosols correspondant aux évènements majeurs à Pointe Saint Georges .....	43
1.14 Etudes des images IDDI <sub>MSG</sub> quotidiennes et du modèle NAAPS associées aux rétro-trajectoires .....	47
Conclusion et perspectives.....	52
Bibliographie .....	53

# Introduction

Les aérosols désertiques sont des fragments minéraux de petites tailles variant de 0,1 à 100  $\mu\text{m}$  qui sont mis en suspension dans l'atmosphère par la friction du vent dans les régions arides et semi-arides riches en sédiments fins. L'Afrique du Nord est connue pour être la plus grande source d'aérosols minéraux à l'échelle de la planète et représente environ 40 % des émissions globales en aérosols troposphériques (IPCC, 2001) dont le Sahara et le Sahel constituent les régions les plus productrices d'aérosols désertiques (D'Almeida, 1987 ; Marticorena et al., 2010). La multiplicité des sources d'aérosols permet d'expliquer leur diversité aussi bien du point de vue morphologique, de leur composition chimique et de leur taille, que de leurs propriétés optiques (Formenti et al., 2011). Une fois mise en suspension dans l'atmosphère par divers processus météorologiques (Schepanski et al., 2009), les poussières sont transportées par les vents d'Est vers l'Atlantique : les alizés continentaux en hiver et au printemps, appelés Harmattan sur le continent ouest-Africain et par les jets mid-troposphériques en été, la Saharan Air Layer notamment. Ces poussières affectent la visibilité, la qualité de l'air et donc la santé humaine (Marone et al., 2018 ; Martiny et al., 2013) dans les régions impactées et représentent des nuisances pour certaines activités anthropiques (ex., rendement des panneaux solaires photovoltaïques) (Drame et al., 2012). De plus, les poussières font partie intégrante du système climatique. En effet, les poussières, de par leurs propriétés d'absorption et de diffusion, interfèrent avec le rayonnement solaire pendant leur transport et ont généralement un effet de réduction sur le flux solaire incident. Elles servent également de noyaux de condensation et contribuent ainsi à la formation des nuages. Les poussières ont également une autre influence indirecte sur le climat par le biais de leur impact sur les écosystèmes des régions dans lesquelles elles se déposent en y apportant certains micronutriments essentiels tels que le fer, et sont donc susceptibles de stimuler l'activité biologique dans l'océan (Journey et al., 2008 ; Paris et al., 2010) et dans les sols (Bristow et al., 2010). Enfin, l'accumulation de ces poussières dans les archives sédimentaires de la région permet de documenter les variations d'aridité sur le continent Ouest-Africain sur de longues échelles de temps (plusieurs milliers à plusieurs millions d'années) (Skonieczny et al., 2019).

L'étude des apports de poussières au Sénégal (et plus largement au Sahel) et de leurs conséquences sur le climat et la santé à travers diverses approches, inclue des mesures au sol des aérosols en suspension (Gaye et al., 2019) pour déterminer la nature des particules et la dégradation de la visibilité et de la qualité de l'air, de dépôt de poussières (Skonieczny et al., 2011 ; Le Quilleuc et al., 2019) permettant la caractérisation minéralogique, granulométrique et chimique des particules, mais aussi des mesures par télédétection (lidar et images satellitaires ; Senghor et al., 2021) qui documentent l'altitude et la distribution spatiale des poussières, ainsi que l'intégration des aérosols dans les modèles climatiques qui a permis d'établir que les aérosols ont une influence sur le cycle hydrologique en Afrique de l'Ouest et les extrêmes de températures (Diba et al., 2021). Cependant, les données existantes au sol sont généralement issues d'échantillonnages sporadiques et leurs liens avec les sources sont rarement établis.

L'objet de cette étude est de déterminer la nature des particules en suspension (PM<sub>10</sub>) dans l'air en Casamance et en particulier à Pointe Saint Georges (commune de Mlomp). Ce site a été

choisi pour son éloignement des activités humaines afin de documenter le transport des aérosols d'origine naturelle. L'hypothèse principale de travail est donc que le signal enregistré à Pointe St Georges représente principalement la quantité d'aérosols désertiques présent dans l'air. Afin de tester cette hypothèse, une approche combinant différents outils a été développée.

1. Tout d'abord, les données ont été comparées à une autre série temporelle de PM obtenue à Dakar.
2. Les données de vents enregistrés à la même station ont ensuite été utilisées afin de déterminer les régimes de vents (directions et vitesses) associés aux variations des concentrations de PM.
3. L'origine plus lointaine des particules en suspension a également été recherchée grâce aux rétro-trajectographies (modèle HYSPLIT) et à un logiciel permettant de combiner ces données avec les mesures de concentration (ZEFIR).
4. Enfin, des images satellitaires (données IDDI) et des sorties d'un modèle numérique (NAAPS) ont été exploitées pour consolider l'identification des sources renseignées par les rétro-trajectoires.

Ce mémoire s'articule autour de trois chapitres.

Le **chapitre 1** présente une revue bibliographique des aérosols minéraux, leur cycle de vie et leur impact sur le climat, l'environnement et la santé humaine.

Le **chapitre 2** décrit la zone d'étude, les données utilisées et la méthodologie adoptée.

Le **chapitre 3** présente l'analyse et la discussion des résultats obtenus.

# Généralités sur les aérosols minéraux

Au-delà de son apport (40 %) en émissions globales de feux de biomasse (Andreae, 1991), le continent africain est connu pour être la plus grande source, à l'échelle globale, d'aérosols minéraux avec des émissions annuelles de l'ordre de 580-760 Gt (Laurent et al., 2008). Ceci représente 30 % à 50 % des poussières minérales en suspension dans l'atmosphère à l'échelle globale (Ginoux et al., 2001 ; Tegen et al., 2002 ; Zender et al., 2003).

Les émissions d'aérosols désertiques depuis les zones arides et semi-arides de l'Afrique du Nord sont contrôlées par les conditions climatiques qui règnent sur ces régions. Ainsi, les principales caractéristiques du climat du nord de l'Afrique qui seront détaillées dans ce chapitre, interviennent sur des échelles de temps variées non seulement sur les émissions d'aérosols minéraux mais également sur leur transport.

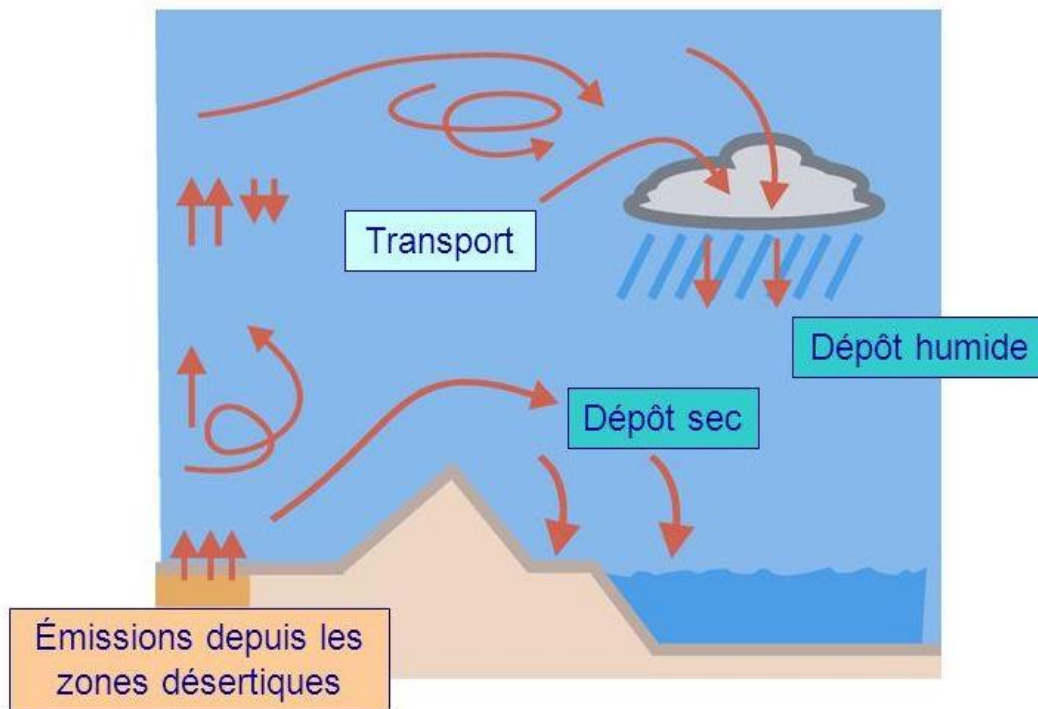
Dans ce chapitre nous mettrons l'accent sur l'impact des aérosols désertiques sur le climat après avoir décrit le cycle des aérosols désertiques et les interactions pouvant exister entre les aérosols minéraux et la circulation atmosphérique en Afrique du Nord.

## 1.1 Les aérosols minéraux

Les aérosols minéraux font partie de la famille des espèces traces présentes dans l'atmosphère sous forme particulaire et communément appelées aérosols. Les aérosols minéraux (ou désertiques) sont qualifiés de primaires, car ils sont émis directement sous forme particulaire dans l'atmosphère sous l'action du vent. Même si leur diamètre est compris entre quelques dixièmes et plusieurs dizaines de micromètres, les aérosols désertiques sont majoritairement des particules grossières contribuant principalement au mode micronique des aérosols désertiques.

## 1.2 Cycle des aérosols minéraux

Les aérosols minéraux suivent un cycle comportant trois processus physiques : l'émission depuis des surfaces continentales, le transport dans l'atmosphère et le dépôt sur les surfaces continentales et les océans (Figure 1.1). Les processus physiques contrôlant l'émission, et qui seront détaillés dans le paragraphe suivant, influencent sur la quantité, la granulométrie et la composition de particules mobilisables pour le transport. Il peut, ensuite, y avoir une modification des propriétés physiques et chimiques des particules désertiques au cours du transport. Enfin, les particules désertiques, se déposant sur une surface continentale ou dans l'océan, peuvent apporter des modifications physiques et/ou chimiques à l'environnement.



**Figure 1.1 :** Schéma du cycle des aérosols désertiques (Laurent, 2005)

### 1.2.1 Mécanismes de mise en suspension des aérosols désertiques

Les processus d'émission contrôlent non seulement les quantités d'aérosols transportables, mais aussi les caractéristiques intrinsèques de ces particules. Selon les estimations réalisées à l'échelle globale, la quantité d'aérosols désertiques émis dans l'atmosphère serait comprise entre 1000 et 3000 Mt.an-1 (D'Almeida, 1986 ; Tegen and Fung, 1994 ; Mahowald et al., 1999 ; Tegen et al., 2004). Ces particules représenteraient donc à l'heure actuelle la première contribution en masse d'aérosols émis, soit environ 40% de la masse annuelle totale des aérosols émis dans l'atmosphère (IPCC, 2001). Leur composition minéralogique est très proche du matériau d'origine et est principalement composée d'argiles, de feldspaths et de quartz. L'émission ou soulèvement des particules, depuis les zones sources, nécessite trois conditions. D'abord, les particules susceptibles d'être mobilisées par le vent doivent être disponibles en quantité importante dans le sol. Ensuite, il ne faut pas trop d'obstacle en surface (exemple : un couvert végétal) car ils contribuent à limiter la mobilisation des particules. Enfin, l'apport d'énergie d'origine éolienne à la surface doit être suffisant pour vaincre les forces de cohésion interparticulaires. Si ces conditions sont remplies, différents types de mouvement des particules (figure 1.2) peuvent se produire :

### ❖ La « reptation »

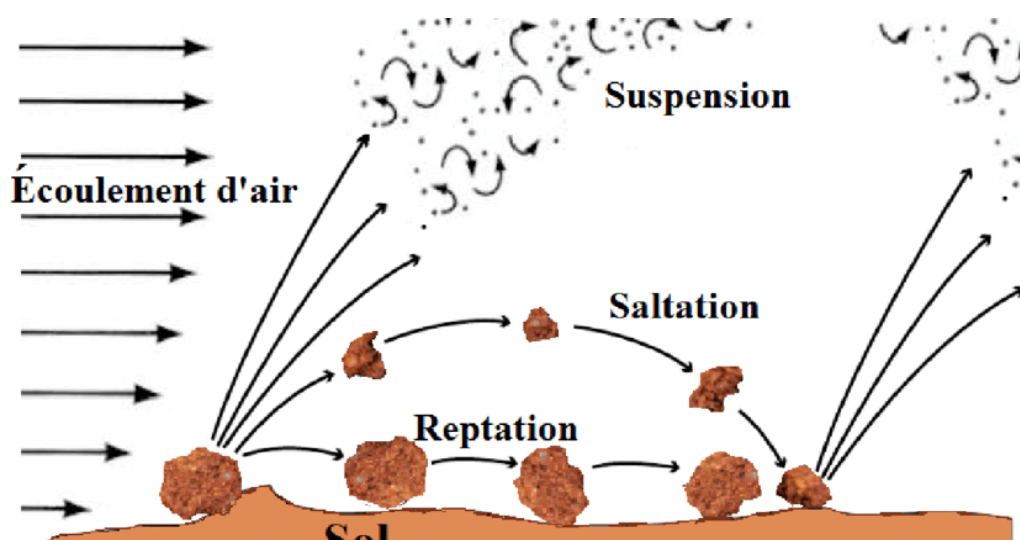
Ce mode consiste pour les particules à rouler le long de la surface lorsqu'elles subissent une collision. Cela concerne généralement les particules de taille supérieure à 1000  $\mu\text{m}$ , qui sont suffisamment petites pour être mues par le vent mais trop massives pour décoller de la surface.

### ❖ La saltation

Ce mouvement concerne les particules de rayon compris entre une cinquantaine et quelques centaines de microns. Celles-ci sont soulevées par les vents de surface, puis elles retombent sous l'effet de leur poids, sous le terme de saltation. Ce type de mouvement se caractérise par son flux horizontal. Les impacts de ces particules avec la surface donnent lieu au processus de « sandblasting ». Lors de ce bombardement de la surface, les particules se fragmentent en éléments mobilisables et peuvent aussi briser d'autres agrégats situés au point d'impact.

### ❖ La suspension

Les particules dont le rayon est inférieur à 50  $\mu\text{m}$  sont essentiellement émises par sandblasting puis elles sont éjectées verticalement dans l'atmosphère grâce aux turbulences de l'écoulement et peuvent être transportées sur de grandes distances. La saltation constitue l'étape préalable, tandis que le sandblasting qui en résulte produit de fines particules mises en suspension.



**Figure 1.2:** Les différents modes de l'érosion éolienne (Presley et Tartako, 2009)

#### 1.2.2 Conditions météorologiques menant à l'émission d'aérosols désertiques

Les émissions d'aérosols désertiques en Afrique du Nord sont la conséquence d'un certain nombre de processus météorologiques et dynamiques spécifiques au climat africain. Au premier rang arrivent les jets de basses couches (Blackadar, 1957) et contribuent à hauteur de 65% à l'activation des zones sources africaines (Schepanski et al., 2009).

Au printemps, l'activité cyclonique liée aux effets orographiques induits par l'Atlas au Maroc ainsi qu'au gradient de température entre le continent Africain et la Méditerranée, vient s'ajouter à l'activité des jets de basses couches. En été, ce sont des mécanismes liés, à la convection humide (i.e. courants de densité), à la dynamique du front intertropical (i.e. front de mousson et cyclones sahéliens) et à la convection sèche dans la région de la dépression thermique, qui vont apporter un forçage dynamique supplémentaire.

Enfin, à cette configuration saisonnière de mécanismes s'ajoute épisodiquement des processus liés, au forçage orographique (i.e. courant de densité issu du refroidissement par évaporation forcé par l'orographie) et aux interactions avec la circulation atmosphérique dans les moyennes latitudes (Jankowiak, 1992 ; Knippertz et Fink, 2006).

### **1.2.2.1 Les jets de basses couches (LLJs)**

Le climat aride au nord de l'Afrique fournit des conditions favorables au développement des LLJs qui se présentent comme le mécanisme de soulèvements dominant dans cette région. En effet, 65 % de l'activation des principales zones sources en Afrique du Nord serait associé aux LLJs (Schepanski et al., 2009). Après le lever du soleil, le mélange turbulent tend à ramener les forts vents en altitude, liés aux LLJs, auprès de la surface. Ainsi, les vents de surface intensifiés brusquement dépassent les seuils d'érosion des zones sources africaines et provoquent des émissions d'aérosols (Washington et al., 2006 ; Todd et al., 2007). Ceci, par ailleurs, explique le fait que 65% de l'activation des zones sources en Afrique du Nord est observée durant les premières heures de la matinée (Schepanski et al., 2009).

### **1.2.2.2 Les courants de densité associés à la convection humide**

#### **❖ Courants de densité liés au forçage orographique**

Pendant la journée, l'air ambiant peut être refroidie par évaporation ; la vapeur d'eau soumise à un mouvement ascendant imposé par l'orographie, s'évapore. L'équilibre thermodynamique fait que la température de l'air ambiant diminue. Il en résulte la formation d'une masse d'air froide par rapport à l'air environnant et une différence de densité entre l'air refroidi par l'évaporation et l'air environnant (Droegemeier et Wilhelmso, 1987). L'équilibre hydrostatique fait que la masse d'air froide sera par la suite soumise à une forte vitesse verticale descendante. Dans la plupart des cas, la masse d'air froide atteint la surface sous forme de fortes rafales de vent et se propageant parfois bien loin de la montagne suscitant ainsi des soulèvements d'aérosols (Charba, 1974 ; Smith et Reeder, 1988 ; Knippertz et al., 2007). Les courants de densité issus du refroidissement par évaporation sont limités aux régions montagneuses et se produisent le plus souvent au cours de l'après-midi lorsque la convection est maximale. Sur le Sahara, ils peuvent être observés le plus fréquemment près des montagnes de l'Atlas au Maroc en raison du transport de l'air humide en provenance de l'Atlantique (Knippertz et al., 2007).



### ❖ Courants de densité liés aux Haboobs

La convection humide en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson, organisée sous forme de systèmes convectifs, est maximale dans l'après-midi sous l'effet de l'insolation et de l'apport d'air humide en provenance du Golfe de Guinée (Peters et Tetzlaff, 1988). Des rafales de vent d'air humide et froid associé à la dynamique des systèmes convectifs se produisent au-dessus du Sahel. Ces courants de densité émanant des systèmes convectifs peuvent se propager sur des centaines de kilomètres et atteindre même le Sahara (Knippertz, 2008 ; Flamant et al., 2009). Ils sont associés à de fortes vitesses de vent de surface qui produisent des événements intenses d'érosion connus sous le nom de 'Haboob' (Droegemeier et Wilhelmso, 1987 ; Flamant et al., 2007). Étant donné que l'occurrence des Haboobs est liée à la dynamique de la convection humide, ils sont plus fréquents durant l'après-midi. Par ailleurs, les systèmes convectifs de méso-échelle sont des événements dont la durée de vie est limitée, au-delà de leurs implications dans les soulèvements et le transport vertical des aérosols désertiques, ils contribuent également au lessivage de ces aérosols par les précipitations qui leur sont associées (Flamant et al., 2009).

#### 1.2.2.3 Activités cycloniques

### ❖ Cyclones méditerranéens

Au printemps, les différences de températures entre le continent nord-africain et la Méditerranée renforce la baroclinie dans la couche limite saharienne (Pedgley, 1972, Alpert et Ziv, 1989, Trigo et al., 2002). Cet important gradient de température observé au printemps favorise la formation de cyclones au-dessus du Sahara. Ces cyclones sont connus sous le nom de cyclone de Sharav ou encore dépression de Khamsin. Essentiellement, trois mécanismes sont responsables de la formation de tels cyclones : la baroclinie à grande échelle, la baroclinie dans la couche limite et la circulation associée au Jet Stream (Thorncroft et Flocas, 1997 ; Pedgley, 1972). Ces cyclones sont caractérisés par un front chaud associé à des températures de surface très élevées, par une mauvaise visibilité liée à une grande charge en aérosols et par un front froid marqué au sol par un changement de la température de 10 à 20 Kelvin. Les Sharavs se déplacent très rapidement (vitesse supérieure à 10 m/s) vers l'Est en longeant les côtes d'Afrique du Nord (Alpert et Ziv, 1989 ; Alpert et al., 1990). L'occurrence de ces cyclones est souvent fréquente à l'Est et au Sud des montagnes de l'Atlas au Maroc comme l'ont indiqué plusieurs observations (Barkan et al., 2005 ; Alpert et al., 1990 ; Alpert et Ziv, 1989). Ceci met en avant un rôle important de l'orographie dans la formation des cyclones Sharavs au printemps Africain, en plus de celui du gradient de température (Horvath et al., 2006, Egger et al., 1995). L'activation des zones sources d'aérosols par la dynamique des cyclones peut se produire à n'importe quel moment de la journée. Cependant, le chauffage au sol durant le jour pourrait renforcer la convection et favoriser l'occurrence des soulèvements d'aérosols durant la journée (Trigo et al., 2002).

## ❖ Cyclones Sahéliens secs

La formation de cyclones au sud des massifs de l'Hoggar et de l'Air au-dessus du Sahel durant la saison de mousson, a été aussi notifiée par Bou Karam et al., (2009a). La formation des cyclones Sahéliens est due à des effets dynamiques faisant intervenir le cisaillement horizontal caractérisant le front intertropical renforcé par la présence de LLJs induit par le blocage orographique des masses d'air froides en provenance de la Méditerranée. Les forts vents de surface associés à la dynamique du cyclone sont capables d'initier des soulèvements d'aérosols au-dessus de cette région du Sahel et de favoriser le mélange vertical des aérosols soulevés.

### 1.2.2.4 Dynamique du Front Intertropical (FIT)

La convergence des vents d'Harmattan et de mousson en direction de la région de basses pressions au niveau du front intertropical, constitue un environnement propice à la création de forts vents de surface de part et d'autre du FIT provoquant ainsi d'importants épisodes de soulèvements d'aérosols. Bou Karam et al., (2008), ont montré que le flux de mousson, durant son excursion nocturne vers le Sahara, provoque des soulèvements d'aérosols désertiques au niveau du front. Ces soulèvements sont liés à de forts vents turbulents associés à la dynamique du flux de mousson qui durant la nuit et jusqu'aux premières heures de la matinée agit comme un courant de densité pénétrant dans l'air chaud et sec du Sahara. Les soulèvements par le front de mousson au niveau de la limite sud du FIT ont été confirmés par des mesures in situ acquises durant la campagne GERBILS 2007 (Marsham et al., 2008). La limite nord du FIT, quant à elle, est souvent marquée par des LLJs nocturnes en provenance du nord et du nord-est qui, une fois mélangés dans la couche limite après le lever du soleil, offrent les vitesses de vent de surface nécessaires à l'érosion. Les mécanismes décrits ci-dessus, au-delà de leurs implications dans les émissions d'aérosols désertiques, constituent à côté du mélange turbulent durant la journée, un moyen efficace pour la distribution verticale des aérosols désertiques dans la couche limite atmosphérique, leur donnant ainsi le potentiel d'atteindre des altitudes élevées et de devenir disponibles au transport à grandes distances.

### 1.2.3 Lien entre émission de particules désertiques et topographie

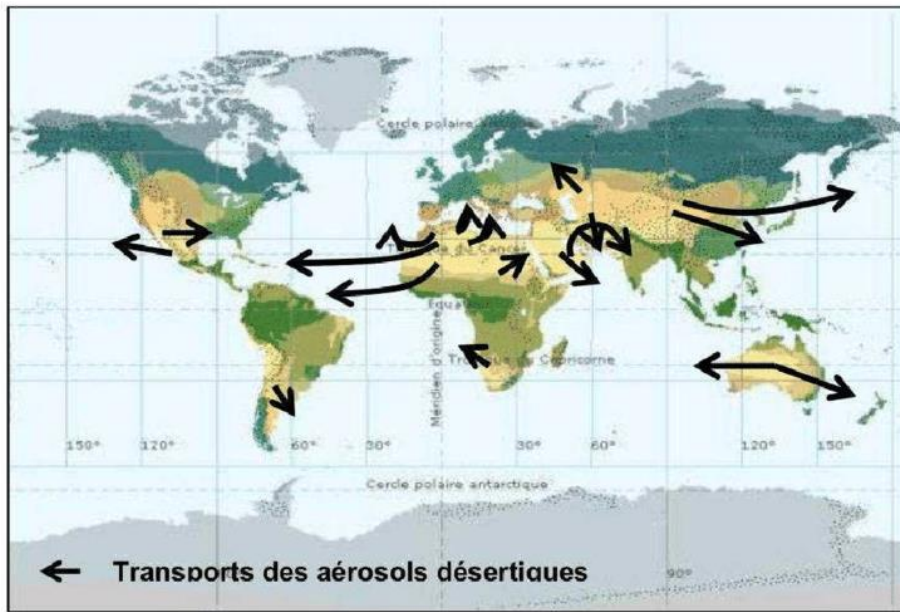
On remarque que les vents et aussi la topographie sont des facteurs importants dans la production d'aérosols désertiques. Evan et al. (2016) ont mis en évidence que les champs de vent de surface, responsables de la majeure partie de la variabilité des émissions de particules nord-africaines, reflétaient la topographie du Sahara. Il a travaillé sur la base d'analyses en composantes principales des aérosols désertiques et d'analyse de données de vents issues de la NOAA et a montré que celles-ci correspondaient à 58 % de la variance de la série de données de particules issues d'AVHRR (Advanced Very-High-Resolution Radiometer). Cela met en évidence que l'émission et le transport des aérosols désertiques peuvent être considérés comme une fonction linéaire de la vitesse du vent de surface à travers le Sahara. Washington et al. (2006) ont aussi traité ce sujet en utilisant des observations de vents et de topographie et en sont venus à la même conclusion : il existe un lien entre la topographie, le vent et les sources d'aérosols désertiques.

Par exemple, dans le cas de la zone de la dépression du Bodélé, il y a la zone source d'aérosols désertiques la plus importante à cause d'une importante source de sédiments érodables et une végétation très aride et du « Bodélé Low Level Jet », un vent fort de surface, provoqué par la chaleur du sol induisant une turbulence des couches d'air. Cependant, le maintien de cette source d'aérosols désertiques est dû au lien entre dépression, vent, topographie et aérosols désertiques. Dans cette zone, se sont les montagnes du Tibesti et de l'Ennedi qui jouent un rôle important dans la génération du « Bodélé Low Level Jet ». La dépression topographique renforcée pendant les phases sèches a suffi à créer des sédiments érodables. Les vents d'aujourd'hui peuvent, alors, éroder les diatomées du passé. Washington et al. (2006) montrent justement une corrélation entre la région au fond de la dépression et des valeurs d'aérosols désertiques élevées mesurées par l'indice TOMS et ajoutent aussi que des modèles ont été faits et comparés à des mesures pour quantifier le rôle de la topographie dans la vitesse du vent. Il s'avère que les vents les plus rapides sont bien dans les zones de dépressions topographiques. Il semble, donc, qu'une combinaison de processus atmosphériques, hydrologiques et géomorphiques soient responsables du maintien et peut être de l'intensification de l'une des plus grandes sources d'aérosols désertiques sur Terre.

#### **1.2.4 Transport des aérosols désertiques**

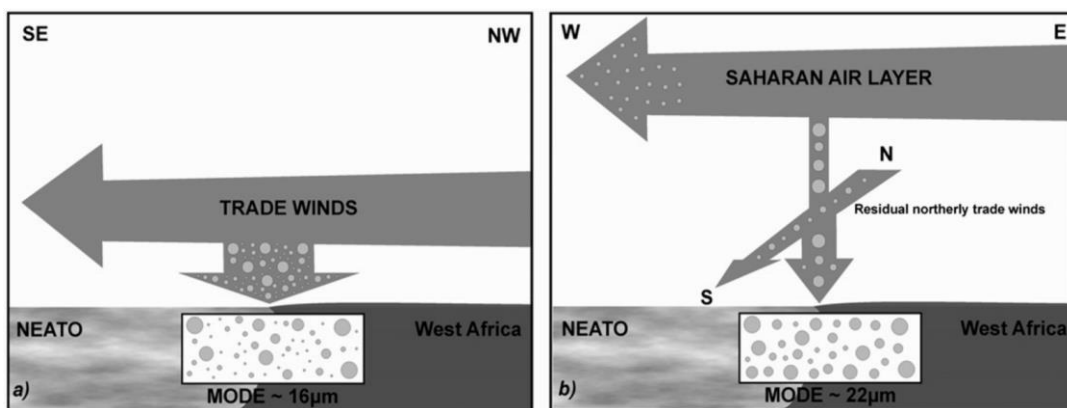
Les aérosols se déposent en partie dans la région de génération et en partie en dehors, durant leur transport qui peut les emporter à plusieurs milliers de kilomètres de leurs sources. C'est la situation météorologique régnant sur le Sahara et les régions limitrophes qui va permettre de décrire le transport des nuages de poussière dans leurs caractéristiques essentielles : direction, vitesse, trajectoire, altitude, distance parcourue et durée de transport. Selon D'Almeida (1986), 60 % des poussières sahariennes sont transportées vers le Golfe de Guinée, 28 % vers l'Atlantique et 12 % vers l'Europe. La figure 1.3 présente les principales trajectoires des aérosols désertiques.

Le transport des aérosols désertiques émis depuis la région saharienne dépend de la circulation atmosphérique liée à la position des hautes pressions tropicales et de la ZCIT. Les panaches d'aérosols émis depuis le nord de l'Afrique sont majoritairement transportés vers l'ouest, au-dessus de l'Océan Atlantique. Ils peuvent même atteindre les Antilles en été (Petit et al., 2004) et l'Amazonie en hiver.



**Figure 1. 3:** Principales trajectoires du transport des poussières désertiques (Meigs, 1953 et Coudé-Gaussen, 1984)

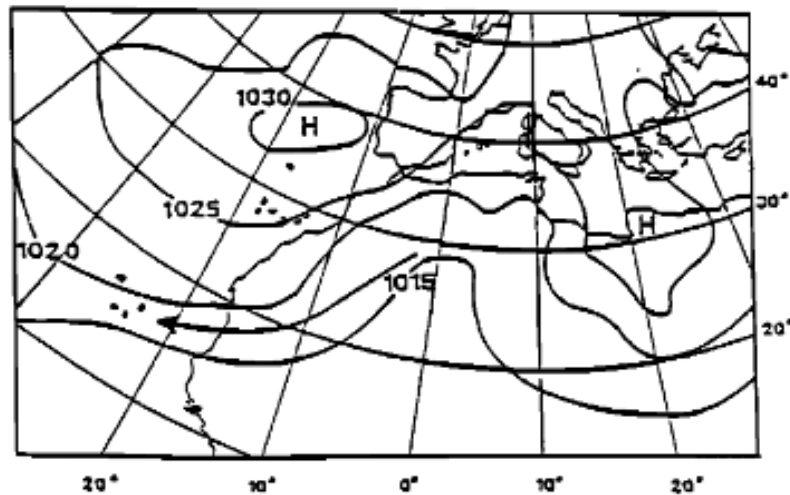
En effet, de manière générale, deux grands systèmes de transports ont lieu sur l’Afrique de l’Ouest (Chiapello et al., 1997). Pendant l’hiver, il y a ce que l’on appelle les alizés qui agissent à environ 3 km d’altitude et emmènent les particules de toutes tailles d’est en ouest. Pendant l’été, le transport se fait à hautes altitudes dans la couche d’air saharienne (en anglais Saharan Air Layer ou SAL) entre 1,5 et 7 km d’altitude, seules les grosses particules tombent suffisamment vite pour rejoindre la surface (figure 1.4).



**Figure 1. 4 :** Représentation schématique du changement d’altitude dans le transport des particules entre (a) l’hiver/printemps et (b) l’été associé au processus de fractionnement granulométrique (d’après Skonieczny et al., 2013)

De manière plus précise, le transport des aérosols désertiques se fait en suivant la migration saisonnière de la ZCIT. Comme l'indique Wilcox et al. (2010), on retrouvera la limite sud de la SAL (couche de l'atmosphère extrêmement chaude et sèche qui peut se charger en particules désertiques et qui prévaut en Afrique du Nord) au niveau de la position de la ZCIT est, donc, reliée à la mousson de l'Afrique de l'Ouest (Parker et al., 2005). En effet, lors de la mousson, la zone d'ensoleillement maximale se déplace du Golfe de Guinée vers l'intérieur du Sahara autour de juin. Il y a alors un déplacement de la ZCIT correspondant aussi à la zone de précipitation maximale vers l'intérieur du Sahara. La mousson de l'Afrique de l'Ouest est quant à elle reliée à l'existence de l'AEJ (African Easterly Jet) ; un vent de la troposphère moyenne d'environ 10-20 m/s et à une altitude d'environ 600-700 hPa. Wilcox et al. (2010) ont d'ailleurs démontré que les événements de soulèvement d'aérosols désertiques coïncident à une couche d'air chaude saharienne déplaçant les particules désertiques se font entre 900 et 600 hPa (500 à 3000m) et s'étendent de 10 à 30°N. Par ailleurs, Schwanghart et al. (2008) ont publié une étude sur les liens entre l'entraînement des particules désertiques dans l'atmosphère et les facteurs météorologiques à grande échelle. L'exemple le plus connu est l'Harmattan, un des systèmes de vents les plus importants : un flux d'air désertique sec au niveau du sol qui fait partie du système d'échange africain et qui balaie du nord-est vers le sud pendant l'hiver. L'Harmattan transporte les particules désertiques de la région du Niger vers le Golfe de Guinée et plus loin jusqu'au continent américain (Antilles, Amérique du Nord et du Sud).

En définitive, le transport des particules minérales est lié à la localisation des centres de hautes pressions atmosphériques (Chiapello et al., 1997). En effet, au printemps et en été de l'hémisphère nord, la ZCIT remonte et pousse la ceinture de haute pression subtropicale vers le nord permettant à un système de basse pression de s'établir en Afrique du Nord. Cela a pour effet d'augmenter la convection et la turbulence de surface, entraînant l'émission et l'injection dans l'atmosphère de particules désertiques (Alizadeh-Choobari et al., 2014). Par ailleurs, au Sahel, par exemple, l'air humide de l'été lié à la mousson est remplacé par de l'air sec durant l'hiver ce qui tend aussi à générer des particules désertiques dans l'atmosphère. Le transport des particules désertiques dans la zone sahélienne est lié aux hautes pressions localisées au-dessus de la Méditerranée et au Nord de l'Afrique (voir figure 1.5), tandis que le transport provient d'avantage des sources du nord-ouest du Sahara lorsque les hautes pressions des Açores sont localisées au large du sud-ouest de l'Espagne.



**Figure 1. 5:** Exemple de situation anticyclonique au nord de l’Afrique permettant le transport des aérosols désertiques (d’après Chiapello et al., 1997).

### 1.2.5 Dépôt des aérosols désertiques

Le cycle de l’aérosol désertique s’achève par le dépôt des particules au niveau des surfaces océaniques ou continentales. Celui-ci intervient sous forme de deux mécanismes distincts : le dépôt sec par gravitation ou par l’impaction sur les reliefs et le dépôt humide par capture ou lessivage.

Le dépôt sec est généralement le processus dominant au voisinage des zones sources dû à la fois à la présence de grosses particules de poussière et du climat sec qui prévaut dans les déserts. La déposition sèche est principalement contrôlée par les forces gravitationnelles, qui font sédimenter les particules et dépendent de plusieurs variables telles que la vitesse du vent, la vitesse de frottement, l’intensité de turbulence et la stabilité atmosphérique.

Le dépôt humide est généralement le processus dominant pour les particules de poussière loin des régions sources (Bergametti et al., 1989). Il apparaît quand les masses d’air poussiéreuses se mélangent par convection avec les masses d’air humides ou nuageuses. Les particules minérales peuvent être directement capturées par les précipitations ou par les gouttelettes à l’intérieur du nuage (coagulation avec les gouttelettes d’eau liquide ou création d’un noyau de condensation). La vitesse de dépôt humide dépend du taux de précipitations, de la vitesse de chute des gouttelettes.

Dans les régions de retombées limitées en nutriments, le dépôt des aérosols désertiques peut être une source très importante d’approvisionnement en oligo-éléments déficitaires, comme le fer ou le phosphore. C’est le cas de la forêt amazonienne (Swap et al., 1992), des eaux de surface méditerranéennes en été (Bergametti et al., 1992), mais aussi d’écosystèmes marins éloignés où les apports de fer biodisponible via les aérosols désertiques favoriseraient le développement du phytoplancton, permettant ainsi la séquestration de quantités importantes de dioxyde de carbone.

### 1.3 Impact des aérosols désertiques sur le climat

Les aérosols désertiques ont de nombreux impacts sur l'environnement naturel et humain, d'où la nécessité d'une connaissance précise de leur cycle. En effet, les aérosols désertiques présents dans l'atmosphère interagissent avec les rayonnements solaire et terrestre, ce qui induit une modification du bilan radiatif.

De nombreuses études ont été menées afin de mieux caractériser l'effet des aérosols désertiques sur la circulation atmosphérique au-dessus de certaines régions du globe ; Schollaert et Merrill (1998) ont montré par exemple qu'une corrélation positive existe entre la diminution des températures de surface de l'océan Atlantique et l'occurrence de panaches d'aérosols désertiques depuis l'Afrique du Nord et de l'Ouest. Une autre étude par Dunion et Velden (2004), a montré que les aérosols désertiques présents dans la couche limite saharienne (SAL) empêchent l'amplification des ondes d'Est Africaines et affaiblissent l'activité des cyclones tropicaux. Par ailleurs, durant leur transport, les aérosols désertiques participent à la chimie atmosphérique, au travers de réactions de chimie hétérogène, pouvant entraîner la modification des concentrations des composés gazeux comme  $O_3$  et  $HNO_3$  (Bauer et al., 2004). Ils affectent également la chimie multiphasique atmosphérique, en particulier au sein des nuages. Ainsi, la présence de particules carbonées (principalement la calcite) dans les aérosols permet la neutralisation des espèces acides dissoutes dans les gouttelettes de nuages (Laurent, 2005).

Les aérosols désertiques sont également impliqués dans les échanges biogéochimiques. Dans les zones sources, la déplétion de la fraction fine des sols sous l'action du vent conduit à une perte de nutriments entraînant un appauvrissement de la fertilité des sols. En revanche, dans des régions de dépôts, la retombée des aérosols désertiques peut être une source très importante d'approvisionnement en éléments clé, comme le fer ou le phosphore (Laurent, 2005). C'est le cas de la forêt amazonienne (Swap et al., 1992), des eaux de surface méditerranéennes (Bergametti et al., 1992), mais aussi d'écosystèmes marins (i.e. l'océan Atlantique) où les apports de fer biodisponible via les aérosols désertiques permettent le développement du phytoplancton (Jickells et al., 2005).

Par ailleurs, les aérosols désertiques ont été aussi associés à des risques environnementaux tels que l'altération de la qualité de l'air due à l'augmentation de leur concentration dans l'atmosphère, le blocage de la circulation routière et aérienne, des catastrophes aériennes en Afrique du Nord et la paralysie des activités socio-économiques de certaines régions (Greeley et al., 1997).

Enfin, les aérosols désertiques ont un impact sur la santé humaine ; au-delà des effets néfastes de la mauvaise qualité de l'air liée à leur présence dans l'atmosphère (Prospero, 1999), ils constituent des environnements favorables au répandement des épidémies (comme c'est le cas au Sahel pour les méningites, Sultan et al., 2005), ainsi qu'un milieu propice au développement des bactéries causant des allergies et de l'asthme (Prospero et al., 2005).

Les aérosols désertiques affectent le climat de la planète de manière directe et/ou indirecte. Leur effet radiatif direct se manifeste par des processus de diffusion et d'absorption des rayonnements solaire et tellurique (Haywood et al., 2001 ; Sokolik et al., 2001) alors que leur effet radiatif indirect se fait via le changement des propriétés microphysiques des nuages. Ce changement se traduit par une modification de la luminosité, du temps de vie, de la structure, de la taille, de la couverture spatiale et du taux de production de précipitations et des nuages (Wurzler et al., 2000).

### ❖ Effet direct

L'effet radiatif direct est dû à l'interaction des aérosols désertiques avec les rayonnements solaire et tellurique selon deux modes : la diffusion et l'absorption.

La diffusion est l'effet majeur sur le rayonnement solaire, elle joue un rôle moins important pour le rayonnement tellurique. La diffusion par les aérosols du rayonnement solaire vers l'espace induit une diminution du flux net d'énergie solaire au sommet de l'atmosphère, et donc un forçage radiatif négatif. Mais ce forçage est variable et peut même changer de signe en fonction des propriétés d'absorption de l'aérosol et de l'albédo de la surface qui varient selon la composition minéralogique et l'arrangement des minéraux composant l'aérosol désertique. Le rayonnement tellurique est absorbé (et réémis) par les aérosols, contribuant ainsi avec l'absorption du rayonnement solaire au réchauffement de l'atmosphère. Des mesures satellitaires ont indiqué que l'absorption des aérosols contribue à hauteur de 5% à l'épaisseur optique des aérosols désertiques (Dubovick et al., 2002). La diffusion et l'absorption du rayonnement par les aérosols désertiques conduisent donc à un refroidissement à la surface et un réchauffement de l'atmosphère. L'intensité de la diffusion et de l'absorption dépend de la longueur d'onde du rayonnement et des caractéristiques physiques, chimiques et optiques des aérosols y compris la distribution en taille des particules, leur couleur, leur forme, leur composition minéralogique (Laurent, 2005).

Par exemple, Miller et Tegen (1998) ont montré que localement, le forçage radiatif direct peut représenter jusqu'à  $-60 \text{ W.m}^{-2}$  à la surface et plusieurs  $\text{W m}^{-2}$  au sommet de l'atmosphère. Alors que le forçage radiatif moyen global au sommet de l'atmosphère a été estimé à  $+0,16 \text{ Wm}^{-2}$ . Durant la campagne SHADE (SaHAran Dust Experiment, Tanré et al., 2003), le rayonnement terrestre a subi par exemple une réduction de  $6.5 \text{ W.m}^{-2}$  au sommet de l'atmosphère et une augmentation de  $11.5 \text{ W.m}^{-2}$  à la surface continentale, durant un épisode intense de soulèvement. Au-dessus de l'océan, l'effet radiatif direct des aérosols désertiques durant cet événement a été évalué à  $-130 \text{ W.m}^{-2}$  (Highwood et al., 2003). De plus, la grande variabilité spatiale et temporelle des concentrations des aérosols induit des variations régionales très importantes de leurs impacts. Par exemple, une étude climatologique par Jankowiak (1992) a montré que la charge atmosphérique en poussières désertiques au-dessus de l'Océan Atlantique, peut induire des diminutions du flux solaire incident allant jusqu'à 10% en moyenne mensuelle. Actuellement, l'incertitude majeure qui persiste dans l'estimation du forçage radiatif des aérosols est surtout liée à la méconnaissance de l'indice de réfraction des particules d'aérosols qui contrôle l'albédo de simple diffusion (Laurent, 2005).

### ❖ Effet indirect

Le bilan énergétique global est sensible à la couverture nuageuse, en particulier des nuages marins bas (stratus) qui couvrent environ 25% de la planète. L'albédo d'un nuage est sensible aux changements de concentration en nombre de gouttelettes. Cette concentration dépend de la concentration en noyaux de condensation, fonction de la concentration en particules d'aérosol. Les aérosols affectent donc de manière indirecte le climat par leur effet sur les propriétés microphysiques des nuages. Koren et al. (2005), suggère qu'au-dessus de l'Océan Atlantique une augmentation de 5% de la fraction nuageuse ainsi qu'une augmentation du sommet du nuage est liée à la présence d'aérosols désertiques.

En effet, l'augmentation du nombre de noyaux de condensation due à un apport supplémentaire en aérosol, provoque, pour un contenu en eau liquide, une augmentation du nombre de gouttelettes et une diminution de leur taille moyenne (Twomey, 1974). Il en résulte deux effets indirects sur le rayonnement : une augmentation de l'albédo du nuage et un changement de la



couverture nuageuse liée à la modification de la durée de vie et de l'épaisseur du nuage (Levin et al., 1996). Cependant, l'effet indirect des aérosols désertiques reste très mal documenté. Par ailleurs, les particules de poussière les plus grosses, sont d'efficaces noyaux glaçogènes, affectant la formation et les propriétés des nuages de glace dans la haute troposphère. En conclusion, à travers un certain nombre de processus, les aérosols modifient le bilan radiatif de la planète. Ils provoquent en outre des réchauffements ou des refroidissements en fonction des propriétés de l'aérosol (nature, taille et caractère hygroscopique et glaçogène des particules), et de sa répartition verticale et géographique.

## 1.4 Les zones sources

### 1.4.1 Formation des sols érodables en région source

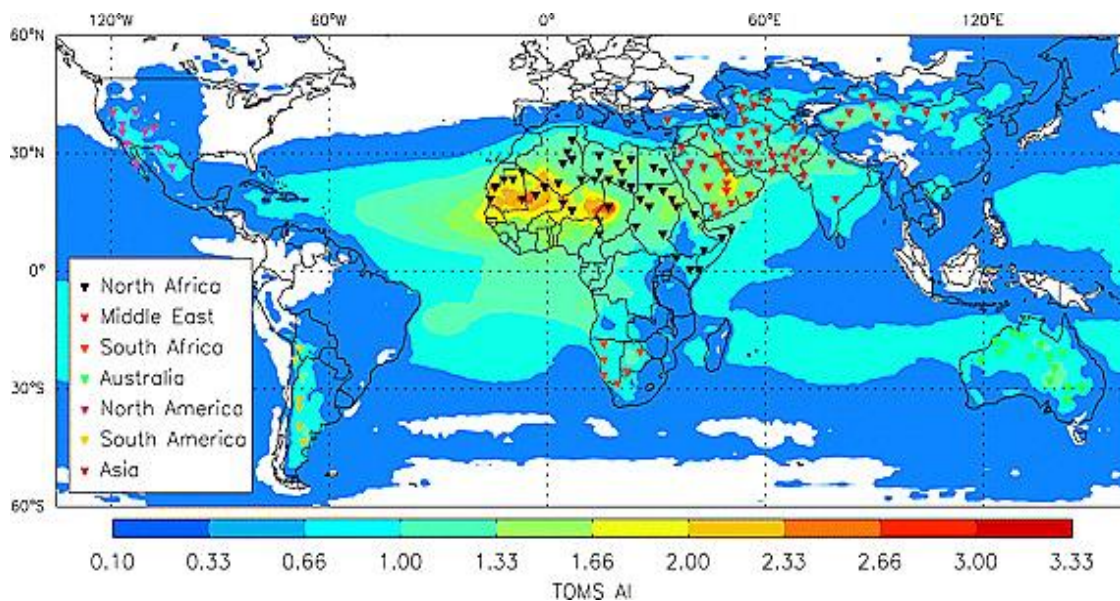
Au-delà de l'existence de conditions météorologiques propices à l'érosion éolienne (ex. vents forts), la nature des sols joue un rôle important dans le processus de soulèvement d'aérosols désertiques, étant donné que ces particules résultent de l'action mécanique du vent sur un sol érodable. Ainsi la disponibilité de matériel fin à la surface des sols est un facteur déterminant pour les émissions d'aérosols. Plusieurs facteurs géologiques, topologiques, biologiques et climatiques contribuent à la formation de particules fines à la surface des sols faisant intervenir divers processus (Rognon et al., 1989) tels que :

- ❖ **L'érosion hydrique** (Callot, 1987) : les particules fines issues de l'érosion hydrique sont souvent transportées sur de longues distances par les cours d'eau pour se déposer et s'accumuler dans les lacs et les fonds marins. Par exemple, les lacs asséchés du nord du Sahara résultent en des sols à très forte proportion de dépôts sédimentaires.
- ❖ **Les réactions chimiques** (Laurent, 2005) : sont prépondérantes dans la plupart des régions humides, notamment en zone tropicale. Les processus chimiques impliqués mettent en jeu divers agents d'altération tels que l'eau, l'oxygène, les acides minéraux ou organiques. Il en résulte la formation de particules de plus en plus petites, généralement stables chimiquement par rapport à leur environnement local.
- ❖ **Les processus biologiques** : comme l'expansion des racines durant la croissance de la végétation au cours de périodes plus humides qui contribuent à la formation des particules fines et au remaniement de la structure du sol par fragmentation mécanique des sédiments.
- ❖ **L'abrasion éolienne** (Dietrich, 1977) : l'impact de particules soulevées par le vent sur une surface est également une source potentielle de fines particules, qui déposées conduisent à la formation de sols fins plus facilement érodables.
- ❖ **La désagrégation des roches** (Goudie et al., 1979), notamment dans les régions désertiques chaudes où des cristaux de sel se développent dans les interstices de la roche, exerçant ainsi des pressions capables de la fissurer.

### 1.4.2 Principales zones sources à l'échelle globale

Les aérosols minéraux sont issus des régions arides et semi arides du globe dont la surface et la moins protégée de l'érosion éolienne par une couverture végétale presque inexistante et par une humidité du sol très réduite, d'où l'appellation alternative d'aérosols désertiques. En effet, l'aridité correspond à une situation de manque de ressource en eau permanente dans l'air et dans le sol et se définit par un bilan hydrique déficitaire du sol et elle dépend de paramètres climatiques et du type de sol (Laurent, 2005). D'une manière générale, les zones semi-arides et arides sont déterminées en fonction de la quantité des précipitations qu'elles reçoivent. Les zones arides et semi arides sont généralement localisées de part et d'autre de l'équateur. Ainsi, la majorité de ces régions sont situées en Afrique du Nord et de l'Ouest. D'autres se trouvent en Asie centrale, en Arabie, en Australie, ainsi que dans certaines régions de l'ouest des Etats-Unis et de l'Amérique du sud.

Par ailleurs, des observations satellitaires ont mis en avant que la plupart des émissions d'aérosols depuis les grandes régions désertiques ne se font pas d'une manière homogène au sein de ces régions, mais plutôt à partir de zones très localisées et particulièrement actives appelées 'hot spots' (Herman et al., 1997). La figure 1.12 montre une carte de la distribution géographique de 131 'hot spots' identifiés à partir des observations spatiales de TOMS d'après l'étude menée par Engelstaedter et al., (2006). Cette distribution géographique des 'hot spots' à l'échelle du globe montre que la majorité de ces 'hot spots' est concentrée en Afrique au nord de l'Equateur.



**Figure 1. 6:** Localisation de 131 'hot spot' à partir de la moyenne sur 1984-1990 de l'Aerosol Index (AI) issu des observations spatiales de TOMS (Engelstaedter et Washington, 2007b).

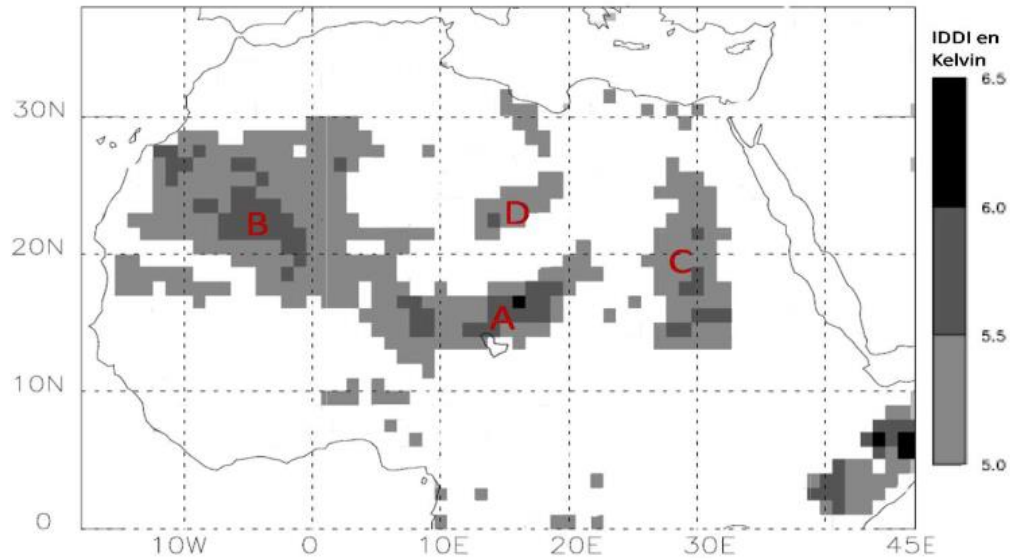
### 1.4.3 Les zones sources en Afrique de l'Ouest

La zone Sahara-Sahel au nord de l'Afrique représente la première source mondiale de poussières désertiques avec une production annuelle d'aérosols estimée à 400-700 Mt (D'Almeida, 1987 ; Laurent, 2008). Le Sahara, plus grand désert de la planète, s'étend sur 8.5 millions de km<sup>2</sup> (Laurent, 2005). Il est bordé à l'Ouest par l'Océan Atlantique, à l'Est par la Mer Rouge, au nord par la Méditerranée et au sud par la région semi-aride Sahélienne marquée par l'apparition steppique de végétation. Les principales zones sources du Sahara-Sahel se trouvent à proximité des régions montagneuses et notamment aux pieds des montagnes ou 'Mountains foothills' (Péwé, 1981). Ceci est le résultat de deux facteurs principaux : La présence abondante de sédiments dans ces régions sous l'effet de l'érosion fluviale, et l'occurrence fréquente de forts vents de surface associés à la présence de jets de basses couches dont la fréquence et l'intensité sont renforcées par la présence d'orographie.

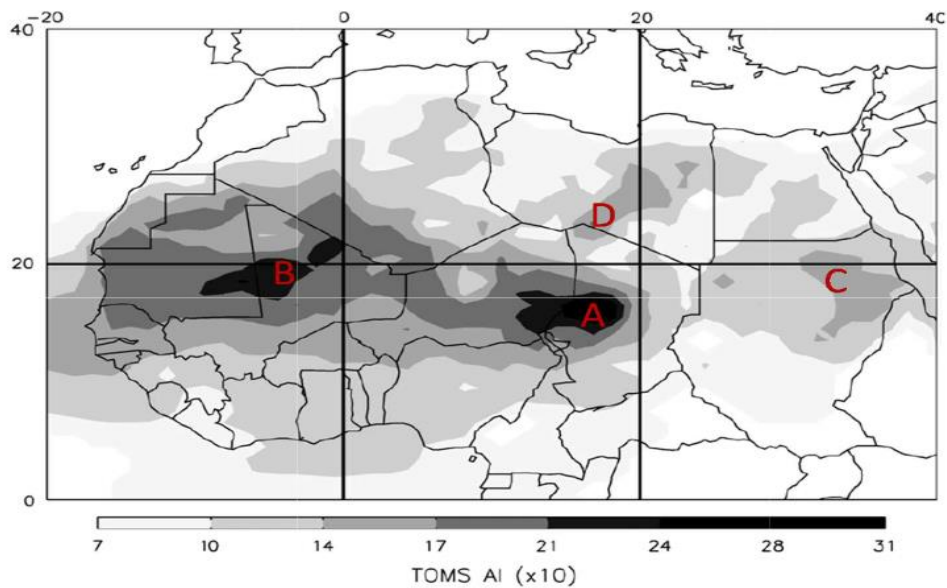
Brooks et Legrand (2000) ont localisé quatre principales zones sources en Afrique du Nord à partir de l'indice IDDI issu de l'imageur infrarouge de METEOSAT : (A) dans l'erg de Bilma au Tchad, (B) dans les ergs Iguidi et Chech qui se situent au nord de la Mauritanie et du Mali et au sud de l'Algérie, (C) dans une zone située dans le nord du Soudan et le sud de l'Égypte et (D) dans le nord du Niger et le sud de la Libye (figure 1.7).

Cette distribution des principales zones sources en Afrique du Nord semble en accord avec celle fournie par Prospero et al., (2002) et avec la récente étude d'Engelstaedter et al., (2006) basée sur les Aerosol Index de TOMS qui retrace la configuration des zones sources en Afrique du Nord en 4 zones principales: (A) La dépression de Bodélé, (B) l'Afrique de l'ouest, couvrant de larges régions de la Mauritanie, du Mali et du sud algérien, (C) le désert Nubien et (D) le désert Libyen (figure 1.8). Plus récemment, la zone source couvrant l'ouest du Niger, le nord du Mali et le sud de l'Algérie a été rajoutée à cette carte suite aux travaux de Schepanski et al., (2007) qui ont montré que cette zone est potentiellement active durant les mois d'été ce qui n'a pas été notifié par les études ultérieures (Figure 1.9).

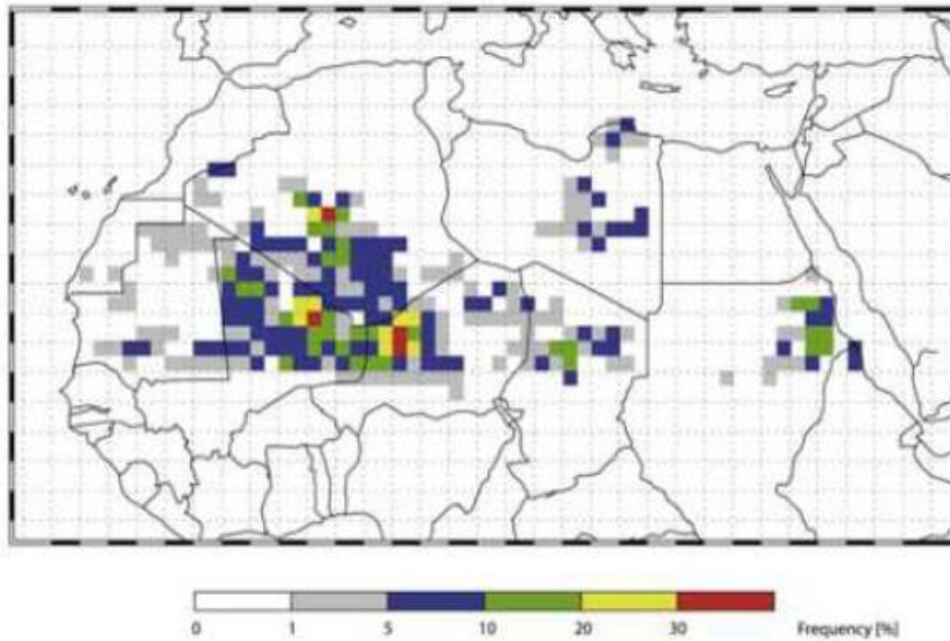
Enfin, les émissions annuelles depuis les zones sources occidentales de l'Afrique au Nord de l'Équateur (~ 480 Tg) sont significativement plus importantes que celles des sources orientales (~185 Tg). Cette forte différence s'explique probablement par des conditions climatiques plus favorables à l'érosion au-dessus de l'Afrique de l'Ouest.



**Figure 1. 7 :** Moyenne annuelle de l’IDDI de METEOSAT-IR sur la période de 1983-1993 indiquant la localisation des principales zones sources d’aérosols désertiques en Afrique du Nord (Brooks et Legrand, 2000).



**Figure 1. 8:** Moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 de l’AI de TOMS ( $\times 10$ ) illustrant les principales zones sources de l’Afrique du Nord : (A) Bodélé ; (B) Afrique de l’Ouest ; (C) désert Nubien et (D) désert Libyen (Engelstaedter et al., 2006).



**Figure 1.9 :** La fréquence mensuelle d’activation des zones sources d’aérosols en Afrique de l’Ouest pour le mois de Juillet 2006 (Schepanski et al., 2007).

Dans ce chapitre, nous avons vu que l’Afrique de l’Ouest représente la région source d’aérosols désertiques la plus importante en termes d’émissions annuelles à l’échelle globale et que les émissions depuis ses ‘hot spots’ sont fortement liées au climat Africain principalement aux jets de basses couches, aux courants de densité issus de la convection humide, à la dynamique du front intertropical et à l’activité cyclonique.

Par ailleurs, la variabilité spatiale des émissions dépend surtout de la géomorphologie du continent ; la plupart des zones sources étant située aux pieds des montagnes au niveau des dépressions topographiques en raison de la présence abondante de sédiments et de forts vents de surface. Enfin, la partie occidentale du Sahara apparaît comme une source majeure et constante d’aérosols désertiques par rapport à la partie orientale.



# Matériels et Méthodes

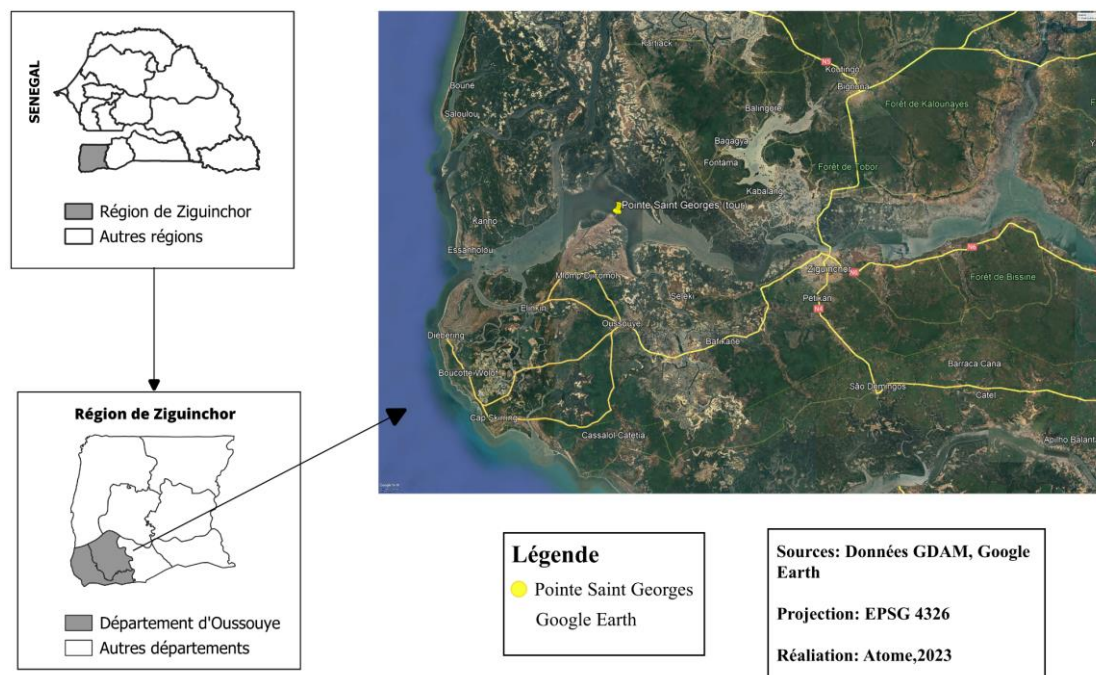
## 1.5 Zone d'étude

La Pointe Saint Georges (12° 627487 N, 16° 553704 O) (figure 2.1) est un village situé en Basse-Casamance plus précisément dans l'arrondissement de Loudia Ouoloff, sur la rive gauche du fleuve Casamance, dans le sud du Sénégal particulièrement dans la région de Ziguinchor (voir figure 2.1). Elle se caractérise par une végétation variée et luxuriante, typique de la Casamance où l'on peut trouver :

- des forêts tropicales caractérisées par une canopée dense et un sous-bois riche en plantes herbacées ;
- des mangroves qui fournissent un habitat crucial pour de nombreuses espèces marines et aviaires ;
- des zones humides avec la présence de lagunes, de marécages et de rivières qui créent des zones humides propices à une végétation spécifique ;
- et des savanes et prairies : certaines parties de la Pointe Saint Georges peuvent présenter des paysages de savanes et de prairies. On y trouve des herbes hautes, des arbustes et des arbres dispersés.

Cette zone présente un climat tropical de type soudano-guinéen, caractérisé par :

- Une saison sèche soumise aux alizés continentaux, de novembre à mai,
- Et une saison chaude et pluvieuse au cours de laquelle circule la mousson de juin à octobre.



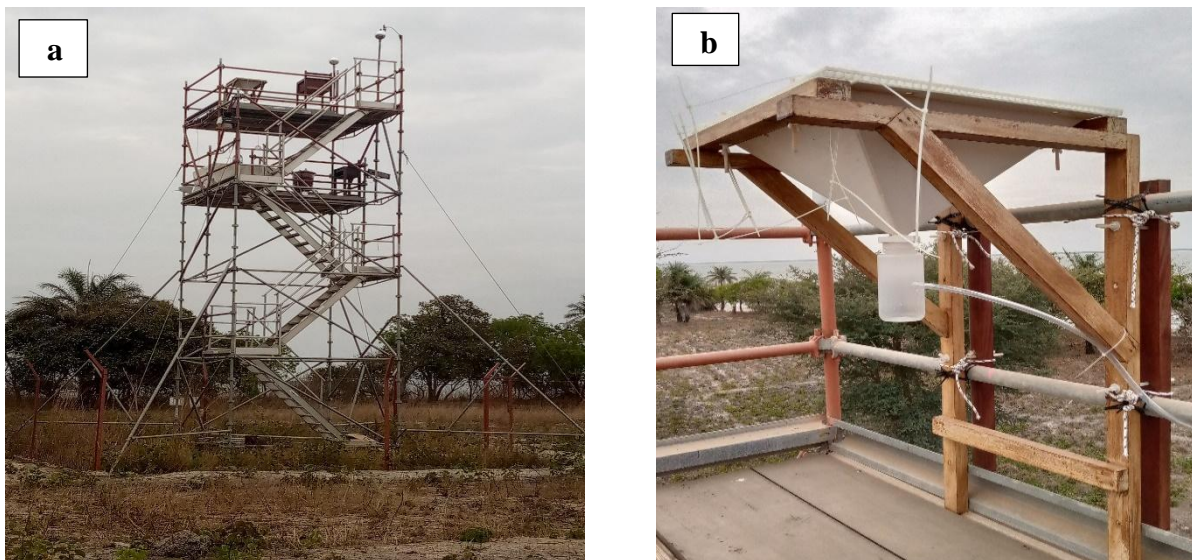
**Figure 2.1:** Localisation de la zone d'étude

## 1.6 Matériels

Ce travail est le suivi d'un projet réalisé à Mbour dans le cadre du programme AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine), projet international d'initiative française qui vise à améliorer les connaissances actuelles concernant la mousson d'Afrique de l'Ouest et sa variabilité, de l'échelle journalière à interannuelle. La réalisation de ce projet en Casamance a nécessité l'installation d'une tour de prélèvements permettant de placer les dispositifs de collecte de particules et d'observation atmosphérique, par le LOG en collaboration avec le LOSEC, en partenariat avec l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Le choix de ce site repose sur la présence d'un fort couvert végétal à l'année et de plus la région comporte peu de sources locales de poussières, ce qui est favorable à la collecte de poussières minérales transportées depuis les sources majeures du Sahara et du Sahel. Les données météorologiques et de concentrations de particules minérales qui seront exploitées dans cette étude, sont obtenues à partir des dispositifs installés sur la tour qui seront détaillés dans le paragraphe suivant (figure 2.2 a). Il faudra noter que les échantillons collectés avec le collecteur de dépôt d'aérosols désertiques (figure 2.2 b) ne seront pas exploités dans ce travail.

### 1.6.1 Collecteur d'aérosols désertiques

Le collecteur (figure 2.2 b) est un capteur de type CAPYR de forme pyramidale renversée (Goossens et Rajot, 2008) installé en haut d'une tour à environ 10 mètres du sol.



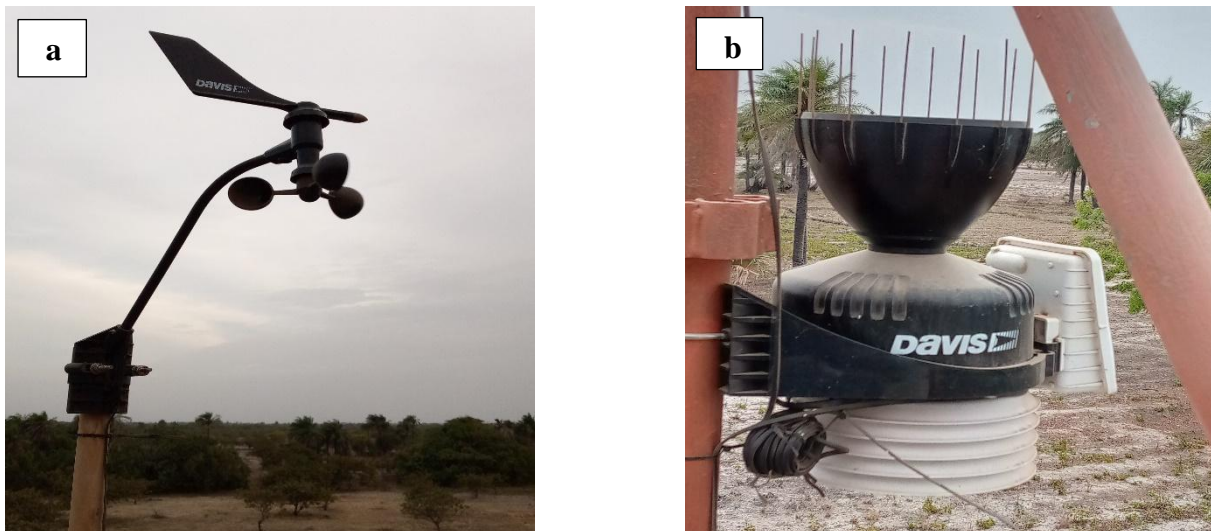
**Figure 2. 2:** Tour sur laquelle sont installés le collecteur de dépôt d'aérosols désertiques et les dispositifs d'observation atmosphérique (a), collecteur de dépôt CAPYR avec l'installation du protocole humide (b)

Sous le collecteur (voir figure 2.2 b) est vissé un flacon amovible permettant avec de l'eau ultra pure, d'y récupérer les particules déposées sur le capteur. Par ailleurs, le collecteur a l'avantage d'être en matériau plastique afin d'éviter au maximum les contaminations des échantillons collectés pour les analyses chimiques.

Une grille en plastique d'une épaisseur de 1 cm est posée au-dessus du collecteur pour réduire la turbulence liée au vent à l'intérieur du piège, ce qui pourrait provoquer la mise en suspension des particules déposées. Celle-ci permet aussi d'empêcher le dépôt de gros débris végétaux ou autres. Les collectes sont réalisées avec un pas d'échantillonnage de 24 h en moyenne souvent plus rapprochées pendant les épisodes de poussières désertiques mais aussi selon la disponibilité des personnes impliquées.

### 1.6.2 Description de la station météorologique

La station météorologique installée au niveau de la tour est un dispositif de Davis Instruments. Elle est constituée de deux éléments principaux : les capteurs extérieurs (ISS) et la console de réception. Ce système combine une girouette pour indiquer la direction du vent avec un anémomètre pour mesurer la vitesse du vent. Les données sont transmises depuis les capteurs extérieurs vers la console intérieure qui affiche également d'autres informations telles que les températures, l'humidité relative, la précipitation, etc.



**Figure 2. 3 :** Girouette et anémomètre couplés (a) et l'appareil de mesure de la température, de l'humidité relative et la précipitation (b).



### 1.6.3 Capteur de particules minérales (PurpleAir et TEOM)

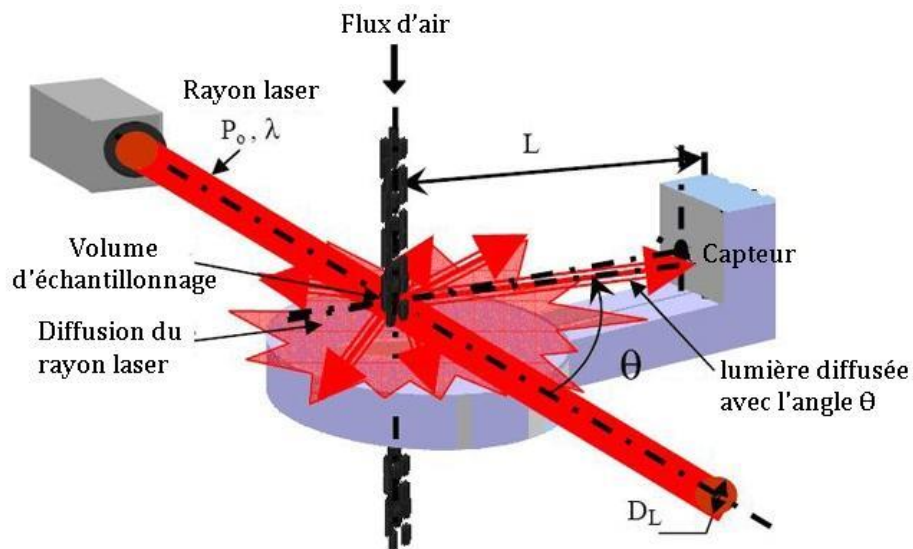
#### 2.2.3.1 PurpleAir

Le choix de mesure des particules minérales s'est porté sur le capteur « PurpleAir PA-II-SD » (figure 2.4) qui fonctionne comme un mini Lidar à rétrodiffusion dont le principe est celui du radar où l'émetteur est un laser. Le Lidar à rétrodiffusion fonctionne à partir de la diffusion de la lumière par les particules en suspension dans l'air : l'interaction entre lumière-aérosols fournit des informations sur le type de particules et leur concentration.



**Figure 2. 4:** Capteur PurpleAir PA-II-SD (Tirée du site [www.purpleair.com/install](http://www.purpleair.com/install))

Le PurpleAir PA-II est livré avec un lecteur de carte micro SD interne et une horloge en temps réel qui enregistre les données et suit le temps avec ou sans Wifi. Le stockage Cloud pour les données de PurpleAir est fourni par ThingSpeak, plate-forme gratuite pour l'internet des objets (IOT), PurpleAir utilise à cet effet des HighCharts et des données stockées sur ThingSpeak pour créer des graphiques sur la carte PurpleAir. Il est équipé de deux compteurs laser, appelés canaux A et B qui fournissent les données avec un pas d'échantillonnage de 2 minutes. Les capteurs PurpleAir PA-II mesurent les particules en suspension (PM) dans l'air dont les particules solides, la poussière y compris la fumée et d'autres particules organiques et inorganiques. Ils utilisent à cet effet des compteurs laser pour compter le nombre de particules par tailles de particules 0,3 ; 0,5 ; 1 ; 2,5 ; 5 et 10  $\mu\text{m}$ , et les données de comptage sont utilisées pour calculer les concentrations en masse de  $\text{PM}_{10}$ ,  $\text{PM}_{2.5}$  et  $\text{PM}_{1}$ . Le principe physique (figure 2.5) est le suivant : dans un milieu homogène et transparent, la lumière se propage en ligne droite ; lorsque les photons émis par une source lumineuse (généralement une diode laser ou LED émettant dans le visible ou le proche infrarouge) rencontrent une particule, une partie du rayonnement est diffusée. Ainsi, la lumière diffusée est convertie en signaux électriques par un capteur photosensible, analysés par un algorithme qui permet de classer les particules par taille connaissant l'angle de diffusion, la distance séparant la particule du détecteur ainsi que l'intensité et la longueur d'onde  $\lambda$ . La diffusion des particules de rayon comprise entre 0,1 et 10 fois la longueur d'onde est déterminée par la diffusion de Mie (Fernandes M., 2019).



**Figure 2. 5 :** Principe d'un élément sensible optique utilisé pour la mesure de particules  
(Source : <http://www.nano-sense.com/index.php/produits/sonde-particules-fines-p4000/>)

Les données de particules collectées par le capteur PurpleAir seront comparées avec les données de Bel-Air issues du TEOM.

### 2.2.3.2 TEOM

Le TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance) est un échantillonneur développé par Rupprecht et Patashnick. Le principe consiste à mesurer la concentration particulaire dans l'air ambiant par pesée des particules échantillonnées, à l'aide de microbalance constituée d'un élément oscillant à sa fréquence naturelle. L'élément principal de l'instrument est un élément oscillant au-dessus duquel est placé un filtre. Les particules collectées sur le filtre augmentent la masse de l'élément oscillant et diminuent ainsi sa fréquence d'oscillation. La variation de la fréquence d'oscillation est surveillée et convertie en une variation de masse. La masse estimée est la masse de l'élément oscillant, du filtre et des particules collectées. De ce fait, l'estimation de la masse des particules se fait par différence entre deux mesures successives. Le volume d'air prélevé étant mesuré, la concentration en particules peut être calculée comme le rapport entre la masse mesurée sur le temps d'acquisition et le volume d'air prélevé sur la même période de temps.

La partie inférieure du tube de prélèvement et la microbalance sont chauffées à 50°C, afin de permettre une stabilité thermique des particules et du filtre et d'éviter les interférences de condensation d'eau. Mais, l'inconvénient de ce chauffage est la perte éventuelle de composés volatils tels que les nitrates d'ammonium ou les composés organiques. Les mesures TEOM peuvent donc ne pas fournir des concentrations massiques précises dans des environnements où ces espèces volatiles contribuent de manière significative à la concentration massique totale. Pratiquement, ce phénomène peut conduire à des valeurs de concentration négatives, comme fréquemment observé pour les mesures effectuées à Bel-Air.

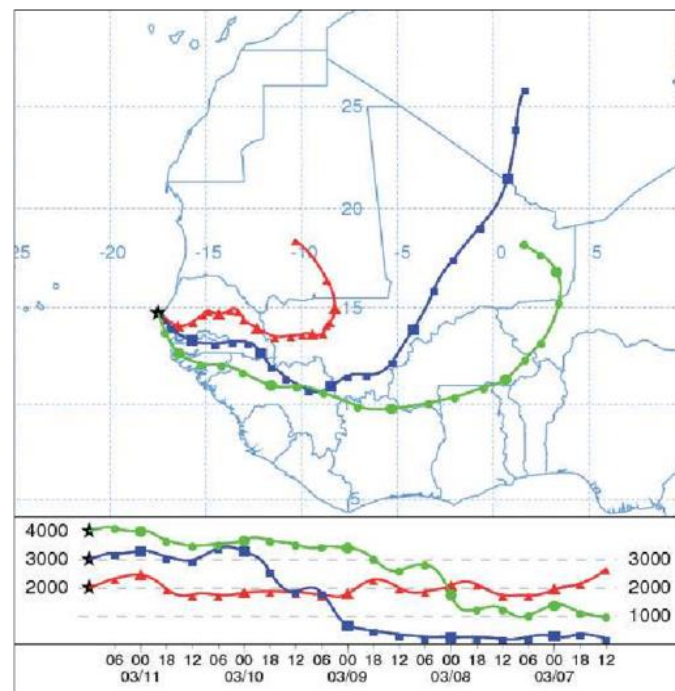
## 1.7 Méthodologie

### 1.7.1 Rétro-trajectoires

Les rétro-trajectoires sont couramment utilisées pour déterminer l'origine des masses d'air liées aux épisodes de poussières survenant sur un site. Notre étude consiste à remonter vers les sources d'émission des aérosols désertiques des échantillons collectés à Pointe Saint Georges.

Nous employons le modèle Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory HYSPLIT version 4 ([https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT\\_hytrial.php](https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_hytrial.php)) qui offre plus de fonctionnalités dont la représentation du nombre d'altitudes et des points de départ des rétro-trajectoires ne sont pas limité (Stein et al., 2015 ; Rolph et al., 2017). Les données GDAS (Global Data Assimilation System) utilisées par ce modèle sont produites par le NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Elles contiennent les champs basiques tels que les composantes méridienne et zonal du vent, la température, l'humidité et la pression. La résolution spatiale de ces données est de 1° sur un pas de temps de 6 heures. Les mouvements verticaux sont recalculés par le modèle en utilisant la variation verticale, par rapport à la surface, de la pression par unité de temps (Draxler et Hess, 1998). La méthode de calcul des rétro-trajectoires est fondée sur une double approche eulérienne et lagrangienne.

Dans notre travail, les rétro-trajectoires sont tracées à partir de la Pointe Saint Georges à 500 m d'altitude et une durée de 5 jours a été choisie car c'est le temps de transport moyen des aérosols désertiques à travers la région Saharienne et Sahélienne (Le Quilleuc et al., 2021).



**Figure 2. 6:** Rétro-trajectoires tracées avec le modèle HYSPLIT-4 dont le point final est Dakar pendant 5 jours (120 heures) (Source : Drame et Camara, 2012)

## 1.7.2 Les logiciels Igor et ZeFir

Igor est un logiciel d'analyse de données développé par Wavemetrics combinant interactions pointer-cliquer et programmation. Il est largement utilisé pour le traitement et l'analyse des données (concentration de polluants) via des panels dédiés et conviviaux illustrés par la figure 2.7.

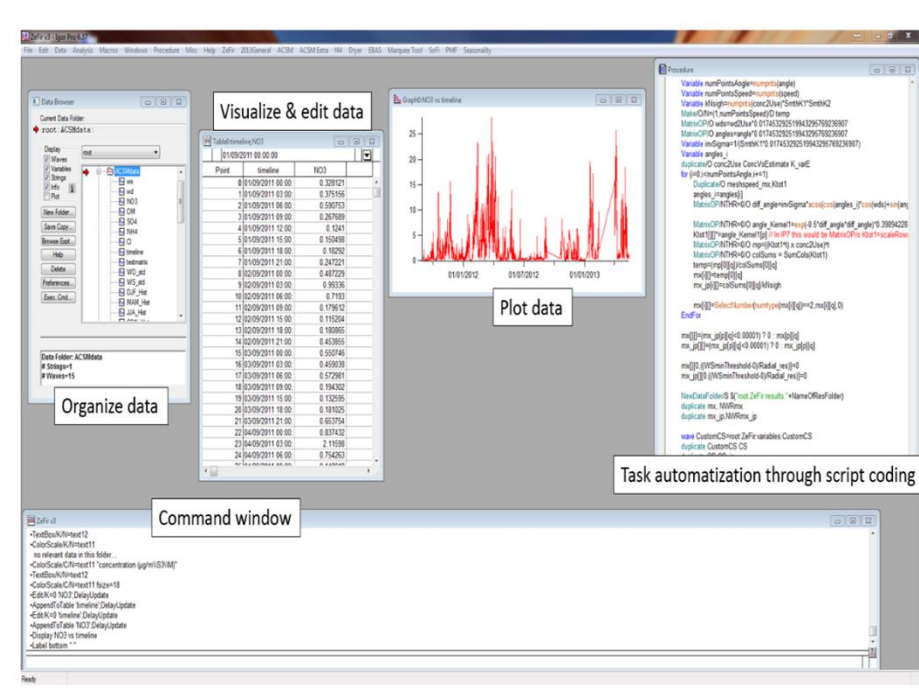
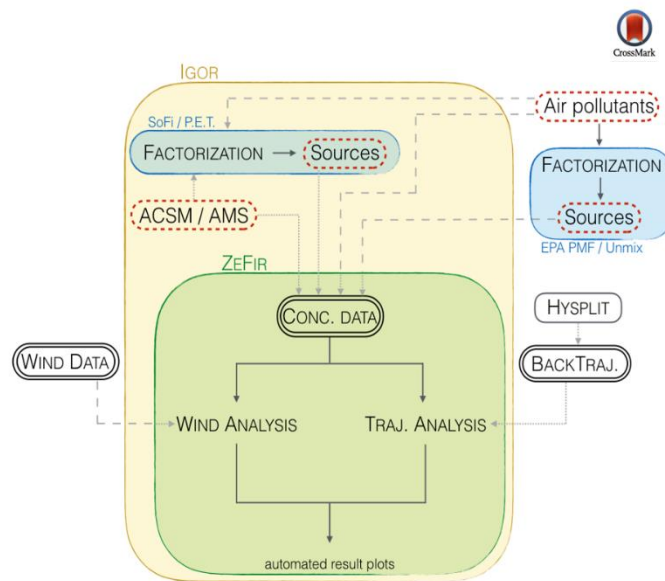


Figure 2. 7: Interface du logiciel Igor (<https://www.wavemetrics.com>)

La détermination des sources de polluants atmosphériques est un paramètre clé pour améliorer la qualité de l'air. Les développements mathématiques récents, en particulier les approches de factorisation matricielle positive (PFM), ont permis d'identifier les sources à partir de données atmosphériques. Cependant, si la répartition des sources est une étape majeure vers les politiques d'atténuation pour améliorer la qualité de l'air, les origines géographiques de ces sources sont également des informations cruciales.

ZeFir est un package basé sur Igor qui permet une enquête complète sur les origines géographiques des polluants (figure 2.8). Plusieurs méthodologies coexistent afin de coupler les données de concentration et l'histoire de la masse d'air. La majorité d'entre eux sont activés sur ZeFir : la Fonction de Contribution à la source potentielle (PSCF), la trajectoire pondérée en fonction de la concentration (CWT), le champ de concentration (CF), la fusion multi site et l'analyse par grappes (cluster). De plus, il permet le calcul des trajectoires en contrôlant les scripts fournis dans le progiciel HYSPLIT grâce à un panneau simplifié.



Courtesy of Petit et al. (2017). doi:10.1016/j.envsoft.2016.11.022

**Figure 2. 8:** Organigramme montrant la structure de ZeFir. Des rectangles verts, jaunes et bleus délimitent respectivement le périmètre d'action de ZeFir, Igor et des outils de répartition des sources. Les rectangles à double cadre mettent en évidence les données d'entrée demandées. Les lignes pointillées larges et étroites représentent l'importation manuelle et automatique des données. Les textes non encadrés représentent les étapes de calcul.

### 1.7.3 Outils satellites et modèles numériques

#### 1.7.3.1 Le modèle NAAPS

Le modèle NAAPS, sigle pour "Navy Aerosol Analysis and Prediction System" (Système d'analyse et de prédiction des aérosols de la Marine), est un outil de modélisation développé par la marine américaine pour étudier les aérosols atmosphériques, en particulier ceux liés à la pollution et aux particules en suspension (Westphal et al., 2009). Le modèle NAAPS utilise des données d'observation satellitaire, des mesures in situ et des informations météorologiques pour estimer la distribution et l'évolution des aérosols dans l'atmosphère. Il utilise des algorithmes sophistiqués pour analyser et prédire la concentration, la taille et la composition des aérosols. Il prend en compte des facteurs tels que les émissions d'aérosols, la dispersion atmosphérique, les processus chimiques et les interactions avec les conditions météorologiques. Les résultats du modèle NAAPS peuvent être utilisés pour comprendre les impacts des aérosols sur la qualité de l'air, le climat, la visibilité et la santé humaine. En plus de son utilisation par la Marine américaine, le modèle NAAPS est également utilisé par d'autres institutions de recherche et organismes gouvernementaux pour étudier les aérosols et leurs effets à l'échelle régionale et mondiale.

### 1.7.3.2 L'Indice IDDI Météosat

Le canal IR de Meteosat (MSG) a permis le développement d'un indice de poussière grâce aux mesures de luminances au sommet de l'atmosphère. Cet indice appelé IDDI (Infrared Difference Dust Index) permet de détecter la présence de poussière désertique au-dessus des surfaces désertiques et semi-arides (Legrand et al., 2001). Il représente l'impact radiatif de la poussière au sommet de l'atmosphère dans la fenêtre [10,5-12,5  $\mu\text{m}$ ] du canal IR. L'indice IDDI est la différence, pour le même pixel, entre les températures de brillance du système surface-atmosphère d'une image journalière, en présence des particules de poussière, et d'une image du jour de référence sans particule. La quantité mesurée par le satellite s'exprime en comptes radiométriques, transformés en luminance émergeant au sommet de l'atmosphère. Cette luminance est convertie en température de brillance en utilisant une relation empirique qui s'apparente à la loi de Planck.

L'image de référence dans l'algorithme IDDI est faite en prenant les pixels avec la valeur maximale de température de brillance sur une période de 15 jours. Ensuite, les images différences sont obtenues en soustrayant les valeurs de l'image de référence des valeurs des images originales.

Idéalement, l'image référence est composée uniquement de pixels « clairs et propres » (sans nuages ni poussière). Les nuages et la poussière sont supposés être les seuls facteurs impactant la luminance au sommet de l'atmosphère. Finalement, un algorithme permettant de détecter et de masquer les nuages est intégré dans l'algorithme IDDI afin de différencier les nuages des aérosols.

L'indice IDDI développé pour l'Afrique, au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) sera utilisé au cours de ce travail. Nous disposons actuellement des données du MSG du 01 février au 11 juin 2023 obtenues par la collaboration de Yevgeny Derimian.

L'exploitation de ces données permettra de faire une cartographie des sources d'aérosols désertiques en Afrique du Nord donnant ainsi une information globale sur la période d'activation ou non des sources.

### 1.7.4 Contribution à l'acquisition des données

Au cours de mon stage à Pointe Saint Georges, j'ai été impliquée dans une série de missions variées qui ont contribué significativement à l'aboutissement de cette étude. Mon principal objectif consistait à récupérer les mesures effectuées sur la tour. J'ai participé à la collecte et à l'analyse des données en utilisant des dispositifs tels que la station météo et le capteur PurpleAir. En parallèle, j'ai collaboré de manière étroite avec l'équipe constituée de M. Bory, M. Fall et M. Sambou qui m'ont initié à la collecte du dépôt de poussières sur le collecteur CAPYR en suivant le protocole établi. J'ai effectué ma toute première collecte sur le collecteur CAPYR à partir du 4 avril 2023 en présence de M. Bory. Dans la suite de ces travaux, je me suis occupé de la collecte des données de concentrations en  $\text{PM}_{10}$  et de vents en se basant sur les instructions du manuel ainsi que participé à la maintenance de la tour.

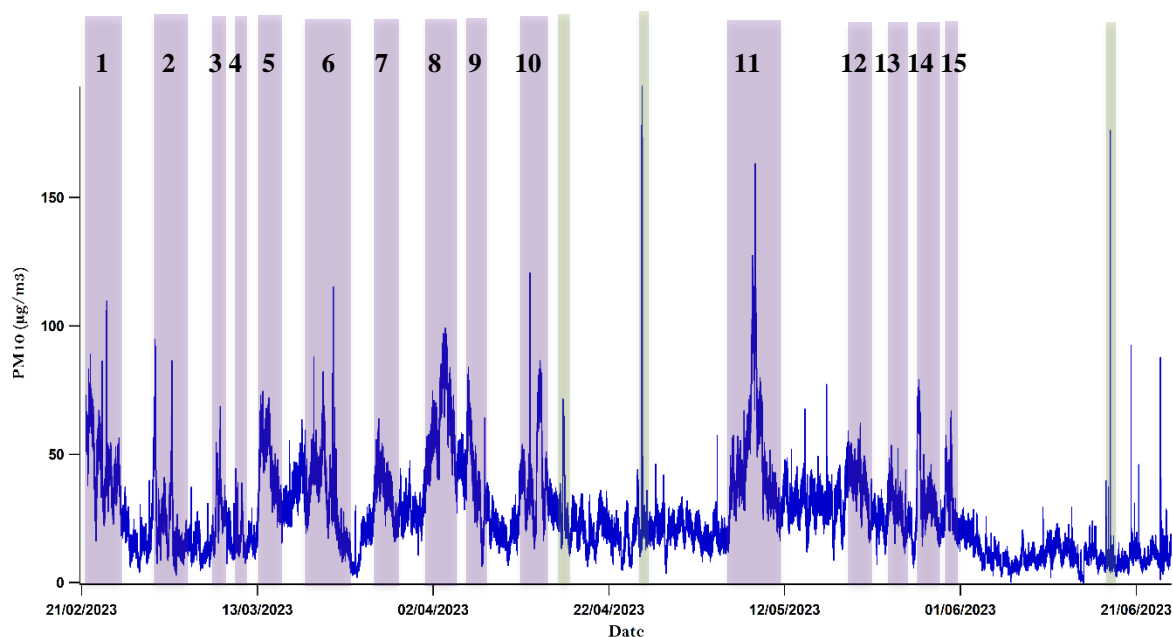


# Résultats et Discussions

Dans ce chapitre, nous présentons et discutons les résultats obtenus en exploitant les données mesurées par les dispositifs installés à Pointe Saint Georges ainsi que les données issues des modèles de transport atmosphérique (HYSPLIT pour les rétro-trajectographies de masses d'air, et NAAPS pour les concentrations de poussières au sol) ainsi que les produits satellitaires (images IDDI) décrits dans le chapitre précédent.

## 1.8 Analyse des concentrations en PM<sub>10</sub>

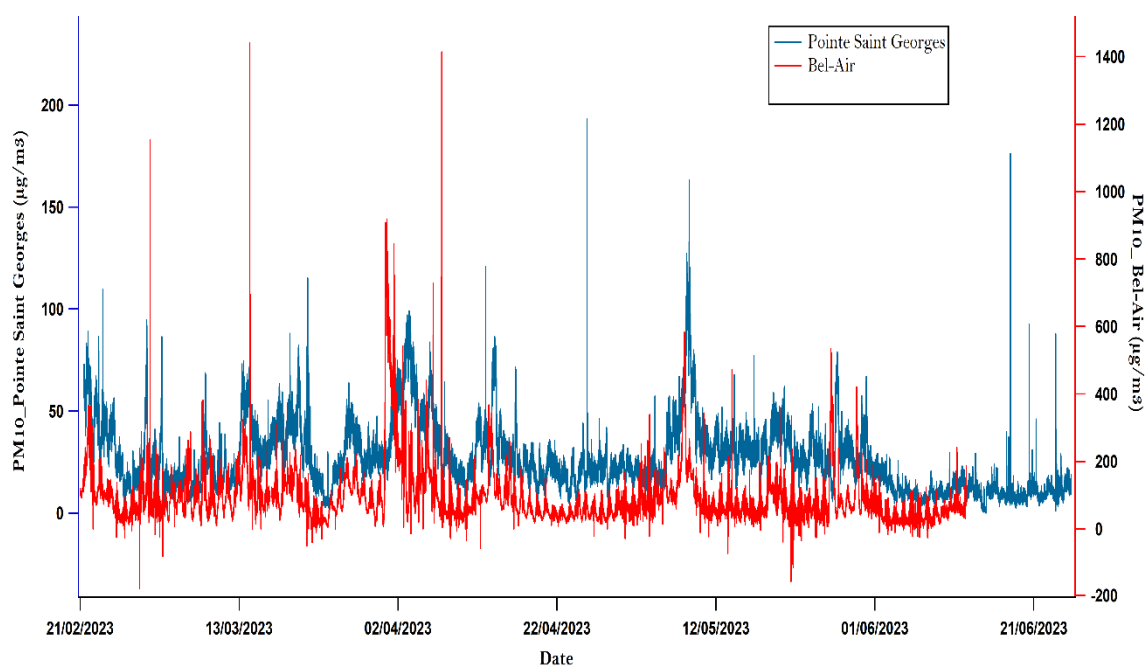
Les données de concentrations en particules fines dont le diamètre est inférieur à 10µm en suspension dans l'air mesurées pour un pas de temps de 2 minutes, constituent la première série temporelle obtenue dans le cadre de cette étude à Pointe Saint Georges. La figure 3.1 représente l'évolution temporelle des concentrations en PM<sub>10</sub> pour la période du 21 février au 25 juin 2023. Les concentrations varient entre 0,5 µg/m<sup>3</sup> (juin) et 190 µg/m<sup>3</sup> (avril). On peut noter des « événements » qui se caractérisent par une augmentation notable ( $\geq$  à facteur 3) des concentrations en PM<sub>10</sub> pendant plusieurs jours par rapport au « background » ou « bruit de fond » (qui se situe généralement autour de 0,5-11µg/m<sup>3</sup>). On dénombre une quinzaine d'événements pendant la période d'étude (cf. figure 3.1). Compte tenu de la durée de ces périodes d'augmentation de la concentration en PM (quelques jours) et des observations réalisées au sol (brume sèche entraînant une baisse de la visibilité et dépôts visibles de particules minérales observés grâce au collecteur CAPYR), on peut faire l'hypothèse que ces « événements » correspondent à des épisodes de transport de poussières minérales sahariennes (cf. chapitre 1). Certains événements étant très rapprochés dans le temps (ex. fin février et mi-avril), il est parfois difficile de savoir s'ils représentent des systèmes de transport distincts ou non. À cela s'ajoute occasionnellement des variations beaucoup plus rapides (« spikes ») qui ne durent que quelques minutes à quelques heures au plus.



**Figure 3. 1:** Série temporelle de la concentration en PM10 mesurée par le capteur PurpleAir à Pointe Saint Georges. Les « événements » sont surlignés en violet et les « spikes » (pointes) en vert.

L'étude des concentrations en PM<sub>10</sub>, sur une période de quatre mois, permet également de mettre en évidence une évolution au cours de la période étudiée. En effet, huit des douze « événements » sont observés avant la mi-avril. Au-delà, et en particulier fin avril et au mois de juin, la concentration reste plus souvent proche du background ; en mai, la concentration présente cependant des valeurs relativement élevées et comprend un des événements les plus importants de la toute série. Cette temporalité (plus grande fréquence des événements avant la mi-avril) est cohérente avec la saisonnalité des événements de poussières observés à Mbour où la station instrumentée du LOG était préalablement installée (Skonieczny et al., 2013 ; Le Quilleuc et al., 2021).





**Figure 3. 2:** Evolution temporelle des concentrations en PM10 mesurées par le capteur PurpleAir à Pointe Saint Georges comparée avec la concentration en PM10 de Bel-Air issue du TEOM.

Les concentrations de PM<sub>10</sub> mesurées à Pointe Saint Georges ont pu être comparées avec celles de Bel-Air issues du TEOM (figure 3.2). L'évolution temporelle des concentrations en PM<sub>10</sub> présente une grande ressemblance aux deux sites, malgré des niveaux de concentration moyens très supérieurs à Bel-Air (103.9 µg/m<sup>3</sup> vs 26.3 µg/m<sup>3</sup> à Pointe Saint Georges). En effet, presque tous les « événements » enregistrés à Pointe Saint Georges le sont également à Bel-Air.

Les événements présentent des « allures » généralement très similaires : la forme des pics et des creux se ressemble beaucoup sur les sites. Cette étroite correspondance est remarquable et indique que les processus responsables des variations sont identiques et opèrent à une échelle spatiale qui couvre plusieurs centaines de kilomètres (Pointe Saint Georges et Dakar sont distants d'environ de 253 km).

Cette figure nous permet d'affirmer que le capteur PurpleAir installé à Pointe Saint Georges enregistre un phénomène régional de poussières.

On note cependant une différence d'intensité : les concentrations enregistrées à Bel-Air pendant les événements sont 5 à 10 fois supérieures à celles relevées à Pointe Saint Georges. Cette différence suggère que l'axe principal des couloirs de transport atmosphérique de poussières est plus proche de Dakar que de Pointe Saint Georges qui se situe plus au sud de cet axe. La différence pourrait également être liée à l'utilisation d'instruments de mesure de PM différents à Pointe Saint Georges (capteur PurpleAir, qui utilise une mesure optique) et à Bel-Air (mesures obtenues par le TEOM, donc à l'aide d'une microbalance oscillante ; cf. chapitre 2).

On observe également un léger décalage temporel d'une durée variable (16h à 24h) entre les événements enregistrés à Bel-Air et Pointe Saint Georges. Les événements Sahariens se

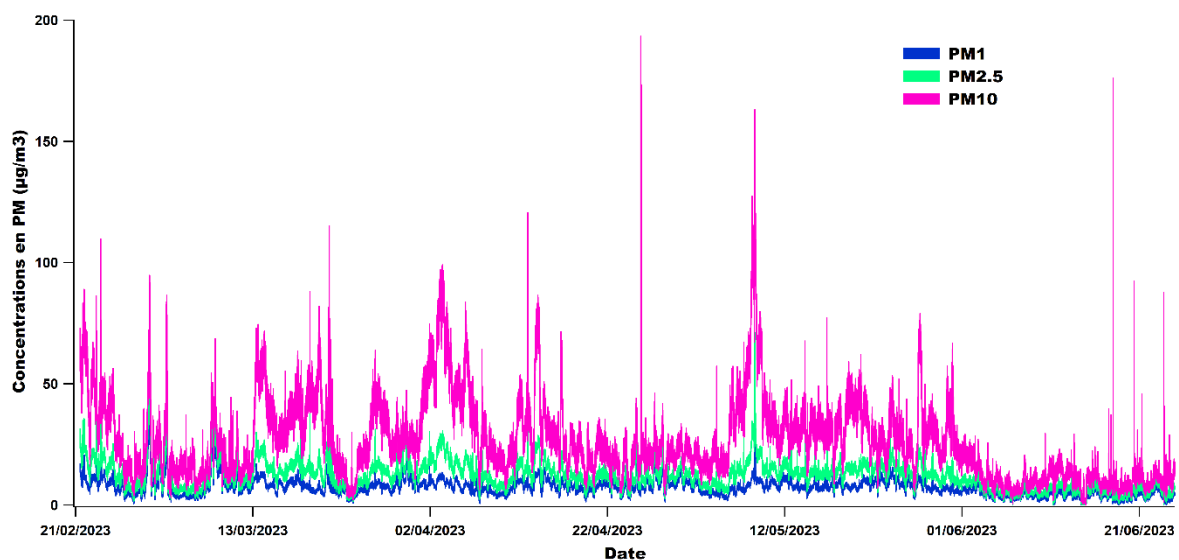
déplaçant globalement du Nord-Est au Sud-Ouest, le léger retard de l'arrivée des masses d'air chargées en poussières à Pointe Saint Georges serait cohérent avec le positionnement des deux sites (Pointe Saint Georges étant plus au sud) vis-à-vis du front de ces masses d'air. Ces observations renforcent l'hypothèse selon laquelle l'essentiel du signal enregistré à Pointe Saint Georges serait d'origine Saharienne (ainsi qu'à Bel-Air donc, malgré le fait que les concentrations qui y sont mesurées sont effectuées en milieu urbain où les sources de PM d'origine anthropique sont plus importantes qu'à Pointe Saint Georges. Certains événements, cependant, présentent des caractéristiques différentes. C'est notamment le cas pour l'un des événements principaux de la série, début avril, qui présente à la fois un décalage plus fortement marqué (3 jours) et une structure différente.

Concernant les « spikes » de PM enregistrés à Pointe Saint Georges, ils ne sont pas observés à Bel-Air. L'origine de ces « spikes » de concentration en particules enregistrés à Pointe Saint Georges, reste donc à déterminer. On peut faire l'hypothèse que ces « spikes » sont associées à des sources locales puisque leur fréquence d'apparition est de l'ordre de quelques minutes.

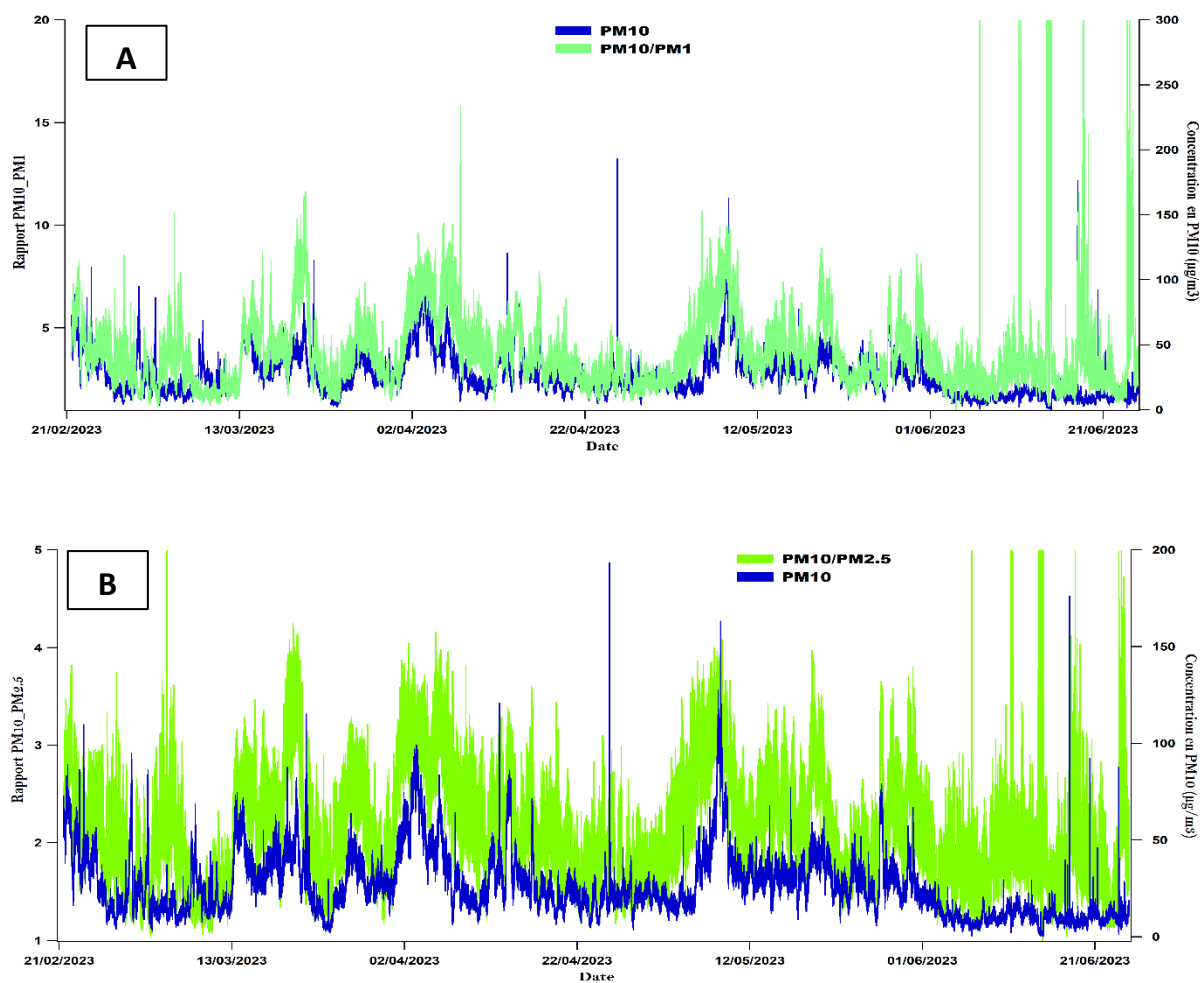
La série temporelle de 21 février au 25 juin montre donc la présence récurrente de poussières sur la marge de l'Afrique de l'Ouest à cette saison, comme l'a révélé Skonieczny et al. (2013) à Mbour sur la base d'un enregistrement de trois ans (2006-2009). La concentration en  $PM_{10}$  est particulièrement soutenue de février à mi-avril, mai et quelques périodes en mars lorsque la concentration est supérieure à  $90 \mu g/m^3$ . A cette période de l'année, les alizés du Nord-Est et du continent oriental soufflent sur l'Afrique de l'Ouest en transportant régulièrement de grandes quantités de poussières vers l'océan atlantique tropical (Shepanski et al., 2009) à basses altitudes (c'est-à-dire dans les 3 premiers kilomètres).

## **1.9 Covariation entre les différentes particules minérales mesurées**

Dans cette partie du chapitre, nous avons superposé les concentrations pour différentes classes granulométriques ainsi que de comparer les rapport  $PM_{10}/PM_{2.5}$  et  $PM_{10}/PM_1$  avec les concentrations en  $PM_{10}$ . Les données de  $PM_1$  et  $PM_{2.5}$  sont mesurées par le capteur PurpleAir (cf. chapitre 2).



**Figure 3. 3 :** Evolution temporelle des concentrations en PM1, PM2.5 et PM10 mesurées à Pointe Saint Georges



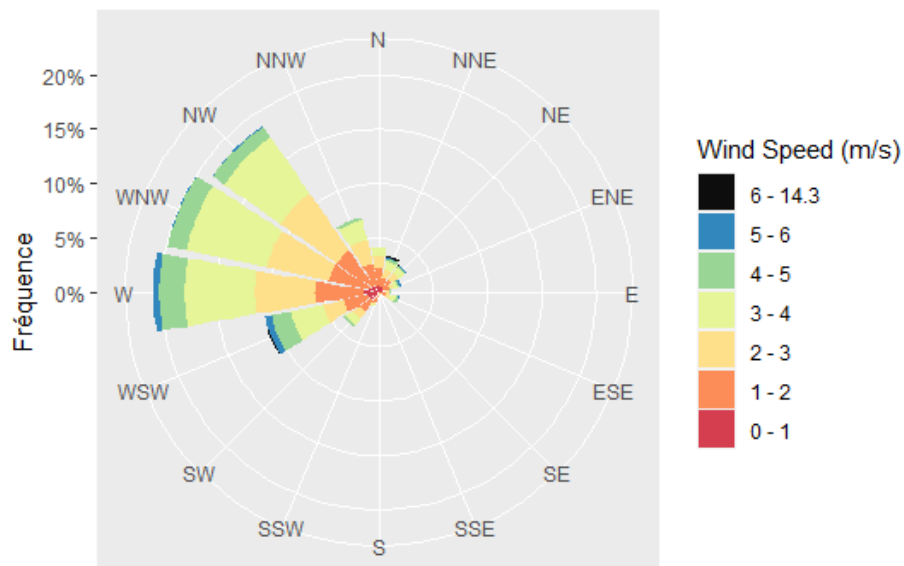
**Figure 3. 4:** Evolution temporelle de la concentration en PM10 et des rapports  $PM_{10}/PM_1$ (A) et  $PM_{10}/PM_{2.5}$  (B)

Les figures 3.3 et 3.4 représentent l'évolution des concentrations en  $PM_{10}$ ,  $PM_{2.5}$  et  $PM_1$  ainsi que l'évolution des rapports  $PM_1/PM_{10}$  respectivement  $PM_{2.5}/PM_{10}$  superposées avec la concentration en  $PM_{10}$ . L'évolution temporelle des concentrations en particules  $PM_1$ ,  $PM_{2.5}$  et  $PM_{10}$  illustrée par la figure 3.2, montre une similitude dans leur évolution, particulièrement entre les  $PM_1$  et  $PM_{2.5}$ . Concernant la figure 3.3, on note une bonne covariation entre la concentration en  $PM_{10}$  et les rapports  $PM_{10}/PM_1$  et  $PM_{10}/PM_{2.5}$ .

Ces résultats laissent entendre que les particules  $PM_1$  et  $PM_{2.5}$  ont probablement une origine commune. Le fait que les événements de poussières sont généralement associés à des rapports  $PM_{10}/PM_1$  (et  $PM_{10}/PM_{2.5}$ ) élevés renforcent l'hypothèse selon laquelle les concentrations en  $PM_{10}$  mesurées à Pointe Saint Georges sont associées à des événements de poussières. En effet, les poussières minérales sont généralement des tailles supérieures aux autres aérosols et aux aérosols anthropiques en particulier (tels que les aérosols de combustion). L'analyse de ces graphiques renforce l'hypothèse selon laquelle les concentrations en  $PM_{10}$  mesurées à Pointe Saint Georges sont associées à des événements de poussières. L'analyse des vents et des rétro-trajectoires va être utilisée pour valider cette hypothèse et tenter de préciser les différents secteurs de provenance des poussières détectées à Pointe Saint Georges.

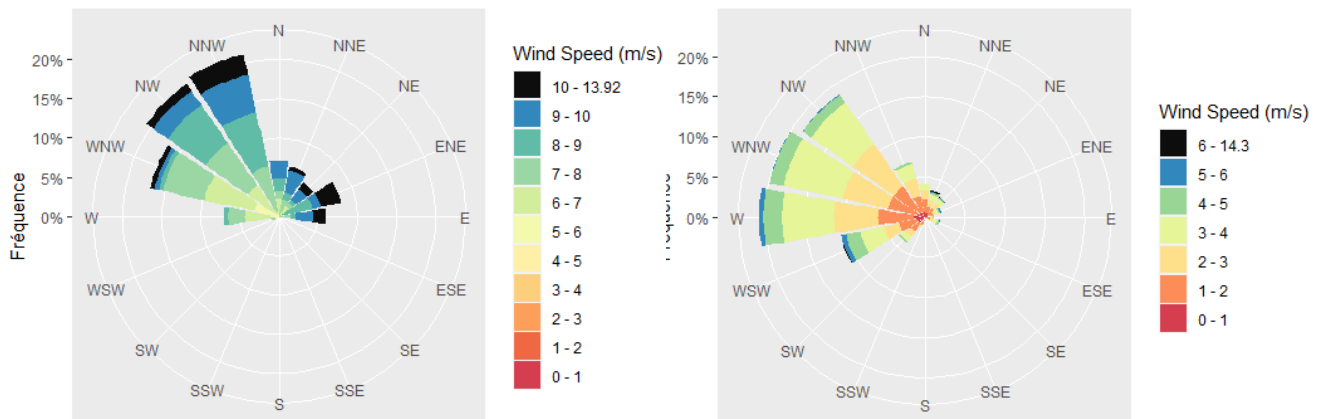
### 1.10 Évaluation de la direction du vent sur le site

L'étude de la répartition du vent est effectuée en utilisant les données collectées sur la station à 10 m du sol pour la période du 15 décembre 2022 au 25 juin 2023. La figure 3.3 représente la rose de vents de Pointe Saint Georges. Le diagramme de la rose des vents est une représentation graphique des données de vent (généralement la direction et la vitesse du vent exprimée en fréquence) pour un emplacement ou une station particulière. La longueur (du centre du cercle vers la périphérie) de chaque « rayon » autour du cercle est liée à la fréquence (en pourcentage) pendant laquelle le vent souffle dans une direction particulière.



**Figure 3. 5:** Rose de vents montrant la vitesse et la direction du vent sur le site de Pointe Saint Georges sur la base de données de 5 minutes

La direction de vents représentée par la rose de vents, montre que les vents dominants oscillent entre l’Ouest (W) et le Nord-Ouest (NW) avec une fréquence d’occurrence approchant 60 % au total dans ce secteur. Les vitesses maximales enregistrées, comprises entre 6 et 14.3 m/s, sont obtenues dans le Nord-Nord-Est (NNE), le Nord-Est (NE), l’Est-Nord-Est (ENE) avec une fréquence d’occurrence inférieure à 5% ainsi qu’à l’Ouest-Sud-Ouest (WSW) avec une fréquence de 10%. L’analyse montre ainsi que les vents provenant du secteur Ouest (W) - Nord-Ouest (NW) sont plus fréquents à Pointe Saint Georges par contre les vitesses maximales sont plus élevées dans le secteur Nord-Nord-Est (NNE) - Est-Nord-Est (ENE) et dans la direction Ouest-Sud-Ouest (WSW).



**Figure 3. 6:** Roses de vents montrant la vitesse et la direction du vent sur le site de Diembéring (à gauche) et sur le site de Pointe Saint Georges (à droite) pour la période du 15 décembre 2022 au 25 juin 2023

La figure ci-dessus représente la rose de vents de la station de Diembéring et celle de la station de Pointe Saint Georges. Nous remarquons que les deux stations présentent une répartition en direction dominante des vents similaire. De plus, on note que les vitesses maximales sont obtenues pour toutes les directions hormis les directions Nord et Ouest à Diembéring alors que les vitesses maximales à Pointe Saint Georges sont obtenues dans le secteur Nord-Nord-Est (NNE) – Est-Nord-Est (ENE) et la direction Ouest-Sud-Ouest (WSW). Ainsi, nous pouvons en déduire que la Pointe Saint Georges est caractérisée par le même régime de vents que Diembéring. Concernant la répartition des vitesses maximales, cela peut s’expliquer par la différence des hauteurs de mesures ainsi qu’à la position géographique des stations puisque Diembéring est situé sur le littoral et la Pointe Saint Georges est située à 20 km à l’intérieur de l’estuaire.

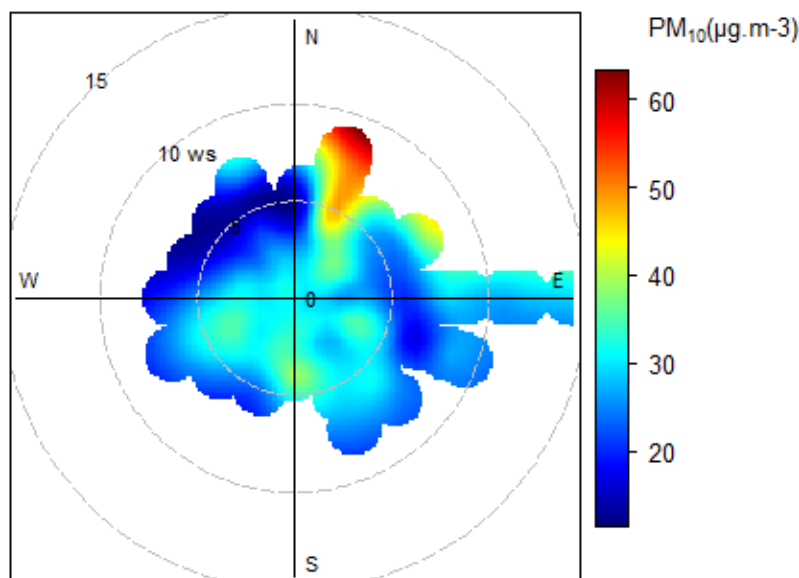
Les observations à Diembéring et à Pointe Saint Georges sont cohérentes avec l’étude de Sabaly et al. (2021) qui montre que la direction dominante en Basse-Casamance est le Nord-Ouest. En Casamance littorale, deux types de vents circulent. La saison sèche, de février à mai-juin, est dominée par les alizés continentaux et maritimes. Les alizés maritimes sont contrôlés par l’anticyclone des Açores et sa direction est dominée par le N-NW. Conformément à notre période de mesure, la Pointe Saint Georges est caractérisée par des alizés continentaux (Harmattan) et maritimes.

### 1.11 Relation entre les concentrations en $PM_{10}$ et l'intensité et la direction du vent

La figure 3.7 illustre la dépendance des concentrations horaires moyennes en  $PM_{10}$  sur la direction et la vitesse du vent pour la période du 21 février au 25 juin 2023. Le tracé polaire révèle trois groupes sources dont :

- L'un dans le secteur Nord-Est pour des valeurs de concentrations en  $PM_{10}$  comprises entre 40 et 60  $\mu g/m^3$  ;
- L'autre dans le secteur Sud-Est et le dernier dans le secteur Sud-Ouest pour les valeurs de concentrations en  $PM_{10}$  inférieures à 40  $\mu g/m^3$  ;

et on note des concentrations moins élevées (inférieures à 30  $\mu g/m^3$ ) provenant vers l'Est pour des vitesses allant jusqu'à 15 m/s.



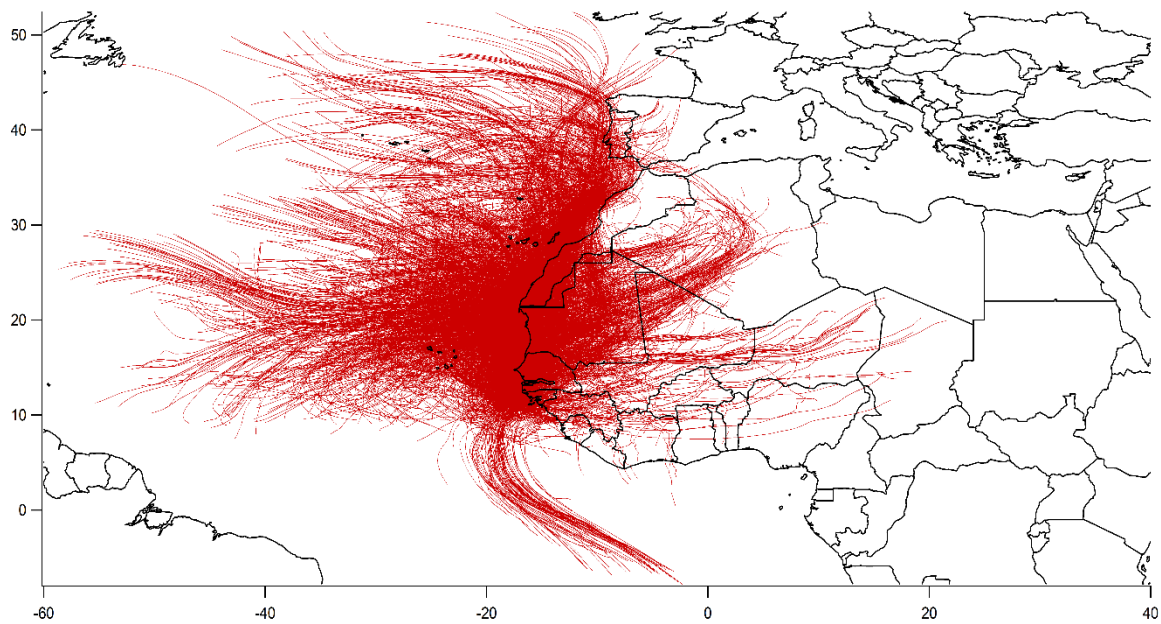
**Figure 3. 7:** Rose des vents de concentration exprimant la dépendance des concentrations horaires moyennes de  $PM_{10}$  sur la direction et la vitesse du vent, localité Pointe Saint Georges, période du 21 février au 25 juin 2023

En se basant sur les figures 3.5 et 3.7, nous remarquons que les vents les moins fréquents sont ceux qui apportent le plus de particules «  $PM_{10}$  » que les vents dominants. Les alizés continentaux qui soufflent de manière constante pendant la saison sèche, pourraient expliquer les valeurs maximales de concentration en  $PM_{10}$  obtenues dans le secteur Nord-Est. En effet, ces vents sont associés aux événements de poussières survenant au Sénégal pendant la saison sèche. En somme, la Pointe Saint Georges est caractérisée par des alizés continentaux et maritimes et les concentrations en  $PM_{10}$  les plus élevées sont enregistrées dans le secteur Nord-Est où les vents sont moins fréquents. Afin de déterminer l'origine des  $PM_{10}$ , nous utiliserons le modèle HYSPLIT détaillé dans le chapitre 2.

## 1.12 Origines géographiques des particules minérales « PM<sub>10</sub> » mesurées en surface

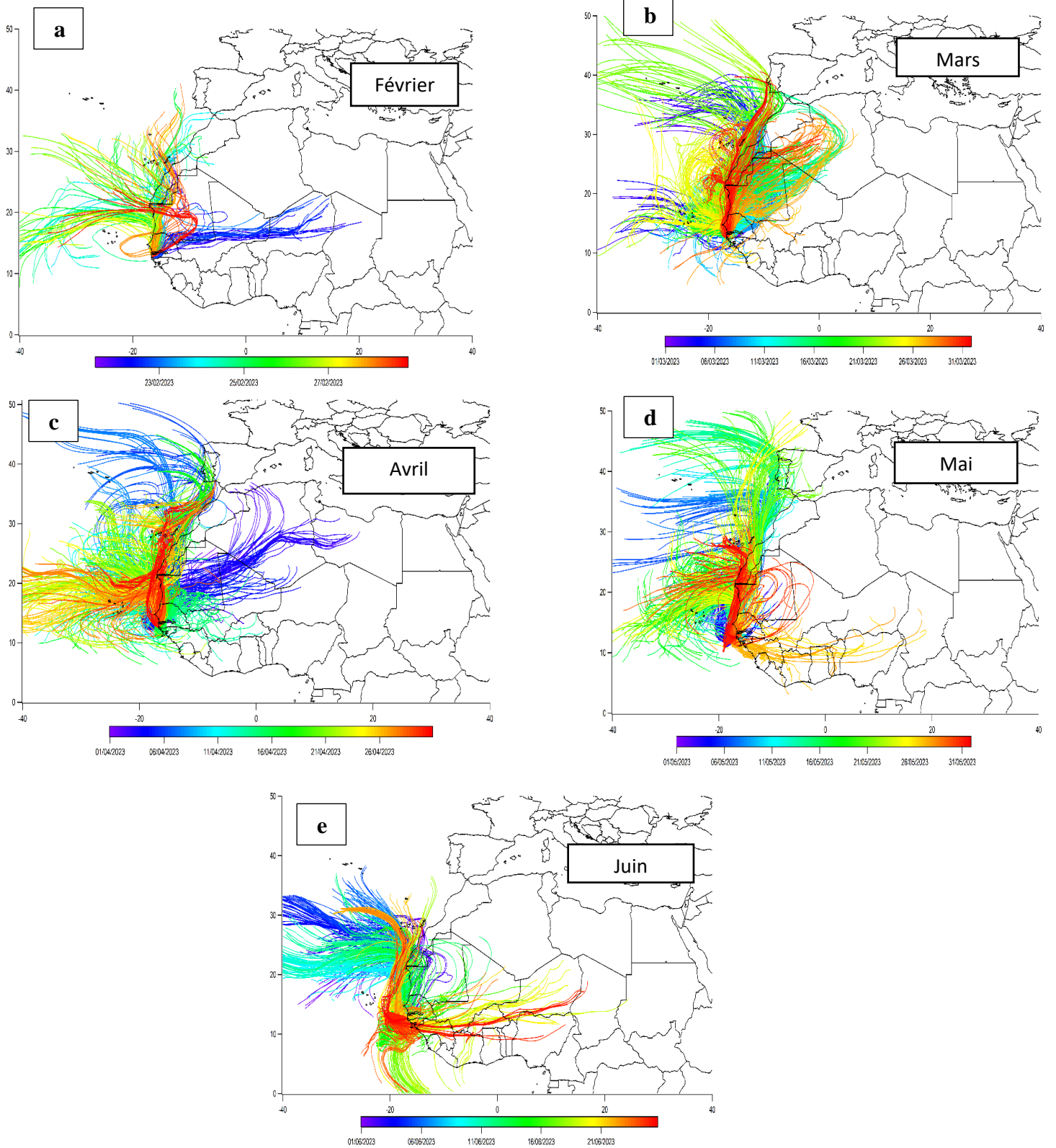
### 3.5.1 Utilisation des Rétro-trajectoires

Pour remonter aux sources d'émissions des PM<sub>10</sub> mesurées, les rétro-trajectoires ont été calculées avec le modèle HYSPLIT du laboratoire NOAA à 500 mètres d'altitude pour une durée de 5 jours. La figure 3.8 illustre les rétro-trajectoires de masses d'air pour la période du 21 février au 25 juin. Nous remarquons qu'une partie des rétro-trajectoires provient du continent et l'autre partie de l'Océan et au Nord de l'Afrique de l'Ouest. Les rétro-trajectoires purement continentales pointent en direction du désert saharien et de la région sahélienne.



**Figure 3. 8:** Rétro-trajectoires de masses d'air de 5 jours générées à Pointe Saint Georges à 500 m pour la période du 21 février au 25 juin toutes les heures avec le modèle Hysplit développé par le NOAA (Stein et al.,2015)





**Figure 3. 9:** Rétro-trajectoires de masses d'air de 5 jours générées à Pointe Saint Georges à 500 m pour la période du 21 février au 25 juin toutes les



La figure 3.9 met en évidence la variabilité saisonnière des rétro-trajectoires, révélant des changements significatifs dans les sources des masses d'air au fil du temps. Il est observé que les rétro-trajectoires présentent une origine marine tout au long de la période. Cependant, une dynamique intéressante se manifeste au niveau des mois de février, mai et juin, où les rétro-trajectoires d'origine continentale dérivent principalement de la bande sahélienne.

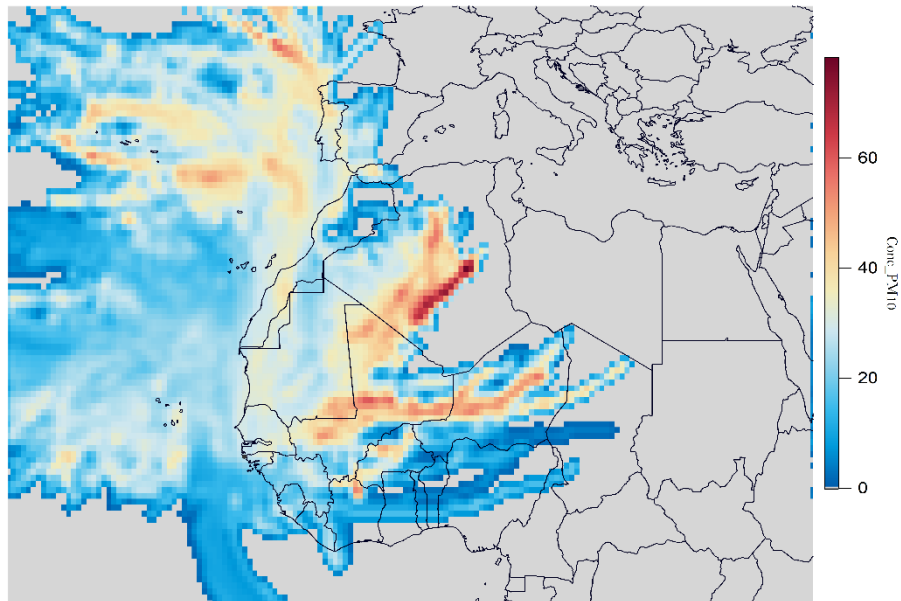
Notons également que, pour les mois de mars et d'avril, les rétro-trajectoires continentales semblent émaner du secteur Algéro-Malien. Cette observation suggère une influence particulière de cette région sur la provenance des masses d'air pendant ces mois spécifiques.

Ainsi, l'analyse détaillée de la variabilité saisonnière des rétro-trajectoires permet de discerner des schémas de circulation distincts, mettant en lumière l'importance des influences marines, côtières, Sahariennes ou Sahéliennes à différentes périodes de la saison sèche.

Dans la suite de ce travail, nous allons combiner les rétro-trajectoires avec les concentrations en  $PM_{10}$  mesurées à Pointe Saint Georges pour tenter de déterminer quelles provenances sont associées aux concentrations les plus importantes.

### **3.5.2 Origines géographiques des masses d'air chargées de poussières à Pointe Saint Georges**

Pour combiner les rétro-trajectoires et les concentrations en  $PM_{10}$ , j'ai utilisé le logiciel Zefir (développé par Petit et al., 2017). Zefir est un logiciel qui utilise et combine les données d'une variable mesurée (la mesure d'un polluant chimique par exemple) et des rétro-trajectoires (ou données de vent) pour tracer la distribution de cette variable et déterminer ainsi son origine. Dans l'étude que j'ai menée, la variable utilisée est la concentration en  $PM_{10}$  mesurée à Pointe Saint Georges. Zefir a permis d'établir quelles étaient les rétro-trajectoires associées aux valeurs de concentration les plus élevées.

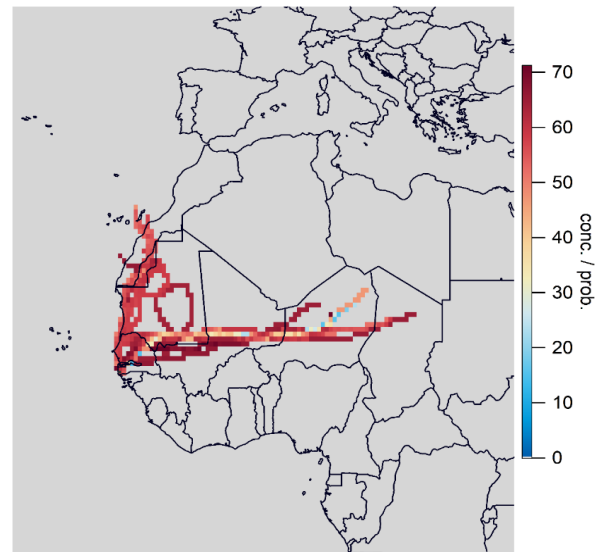
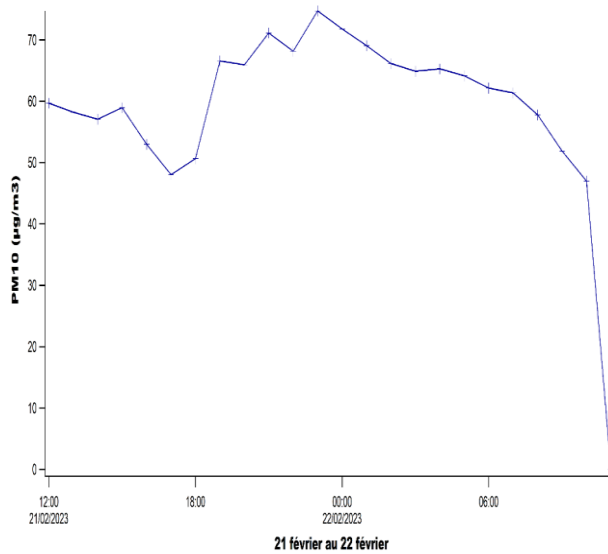


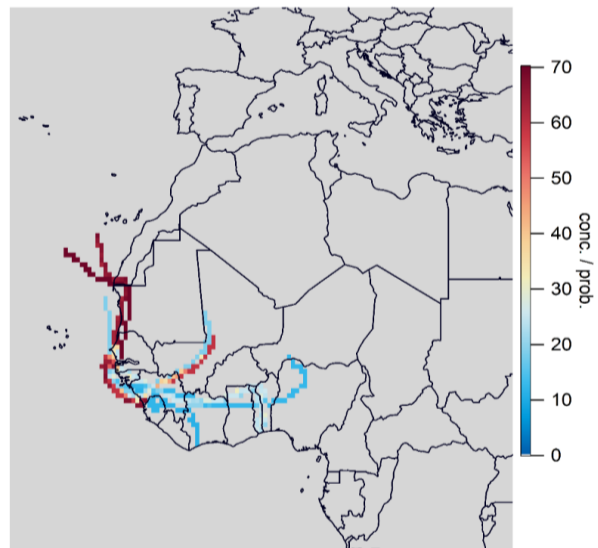
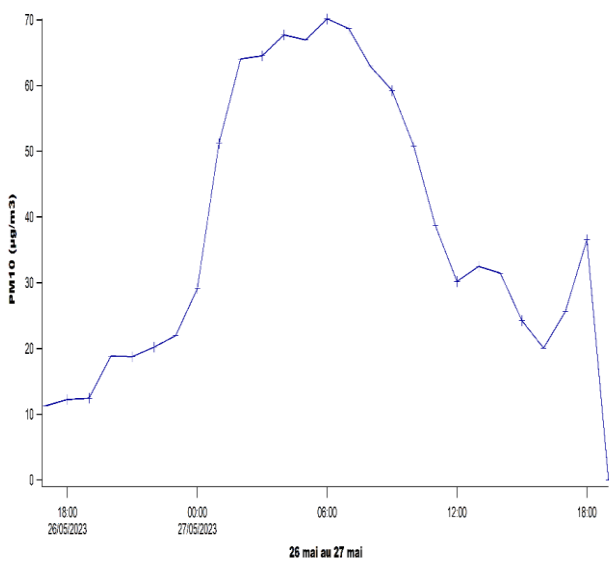
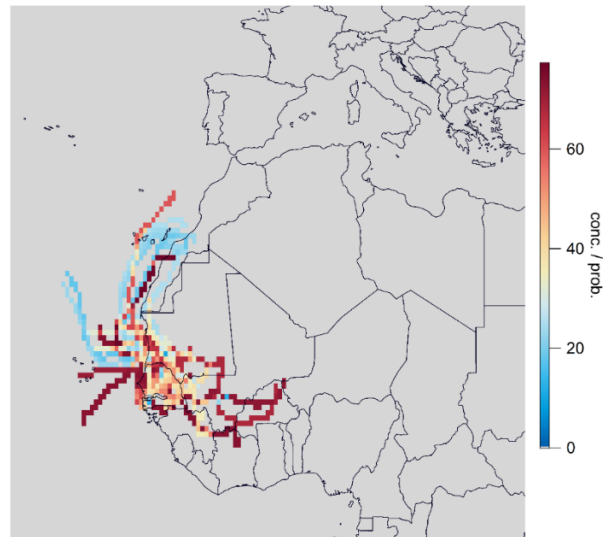
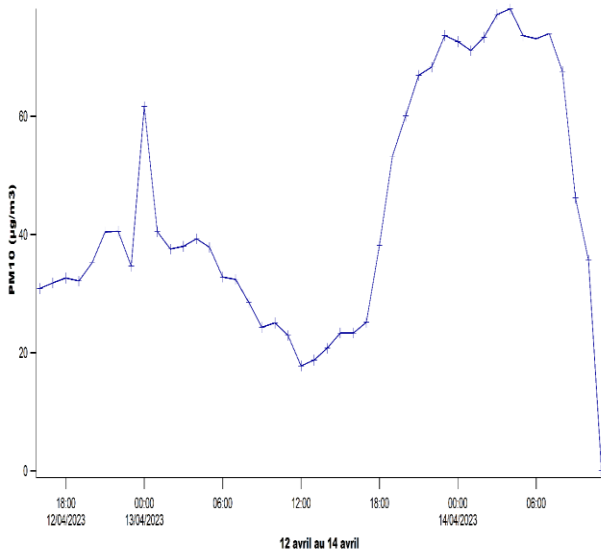
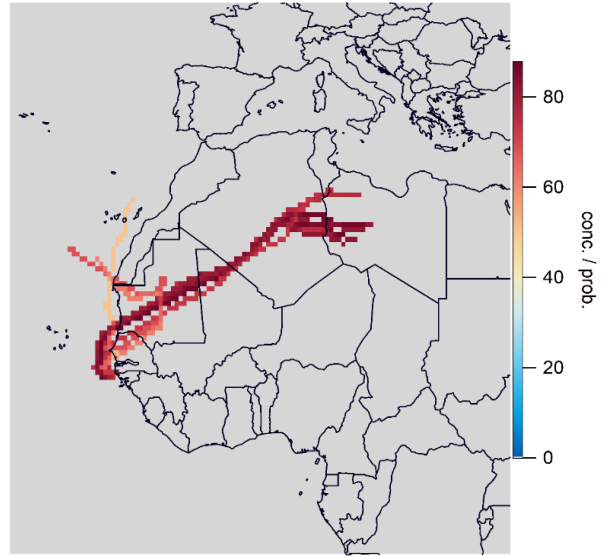
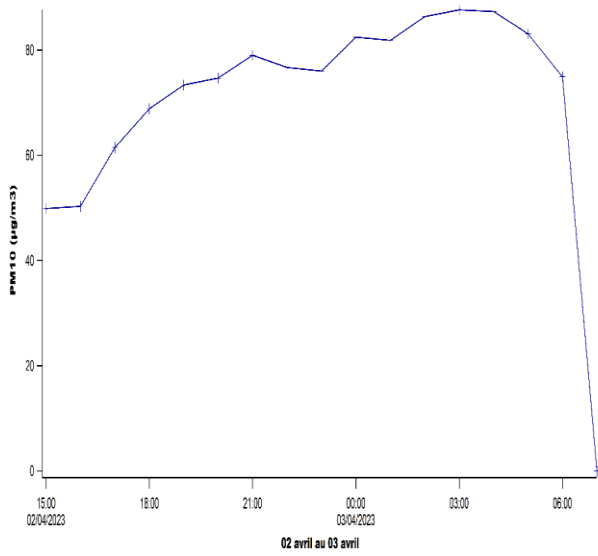
**Figure 3. 10:** Identification des domaines géographiques associés aux concentrations de PM10 à Pointe Saint Georges, grâce aux rétro-trajectoires de masses d'air et au logiciel Zefir

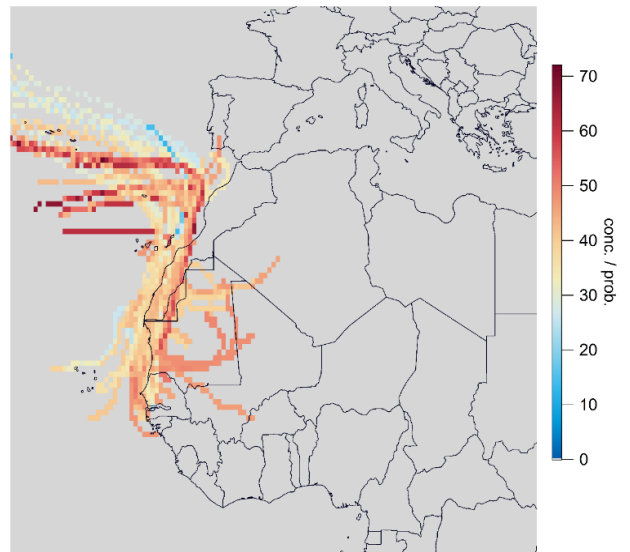
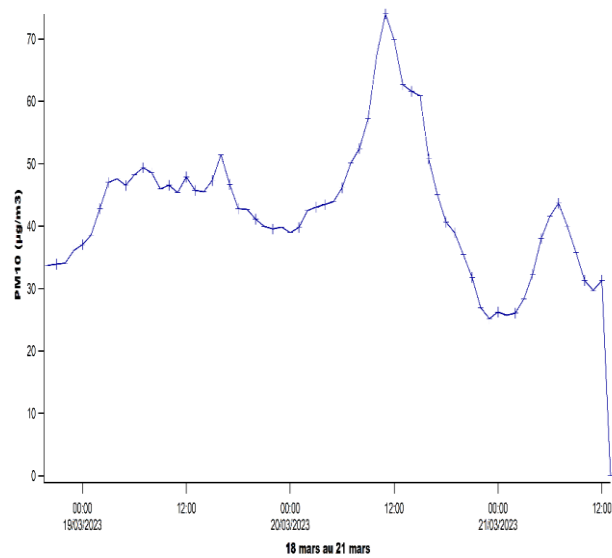
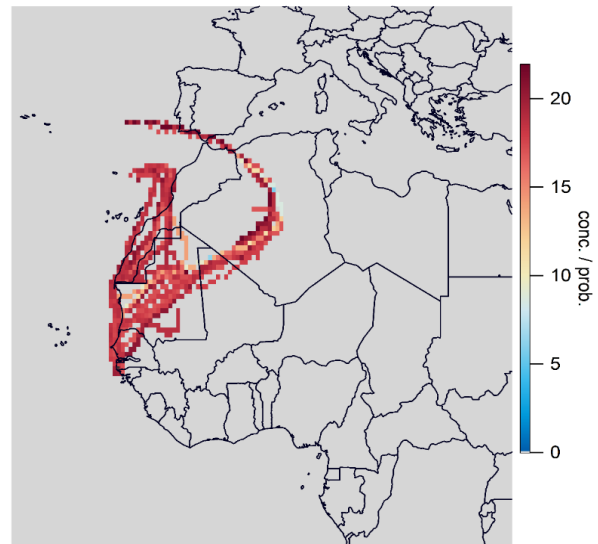
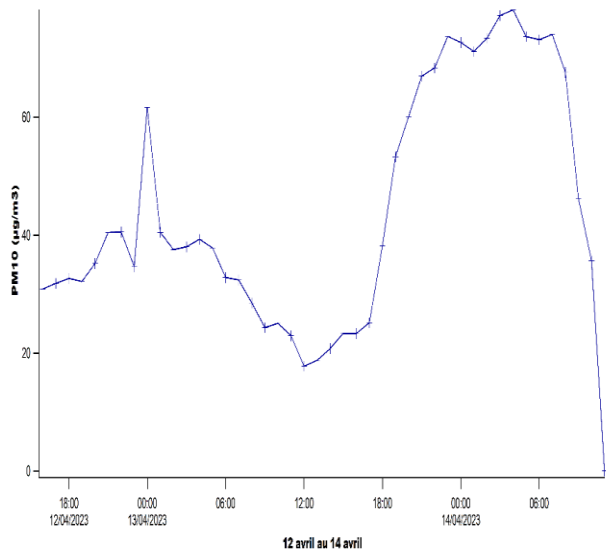
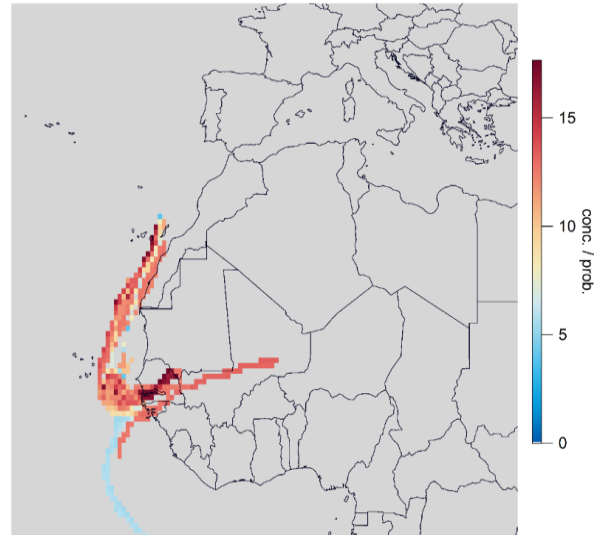
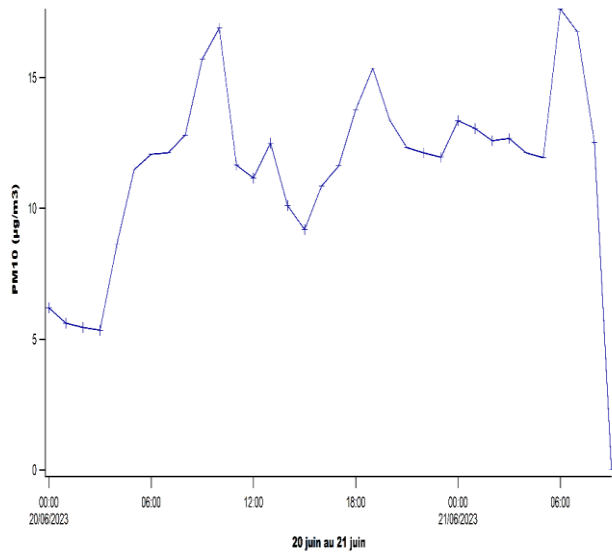
La figure 3.10 révèle que deux régions principales sont associées aux plus fortes concentrations en PM<sub>10</sub> à Pointe Saint Georges : un secteur incluant le nord du Mali et le sud-ouest Algérien d'une part, et d'autre part une région plus étendue dans la bande Sahélienne qui inclut le sud-est Mauritanien, le centre du Mali, le Niger et qui se prolonge jusqu'au Tchad et la frontière Libyenne. Un troisième secteur, associé à des concentrations moins élevées, apparaît plus à l'ouest le long de la marge Ouest-Africaine et comprend le Sahara occidental et l'Ouest Mauritanien. Ces observations confirment que les masses d'air provenant des secteurs Sahariens et Sahéliens sont bien celles qui sont associées aux valeurs de PM les plus élevées. Ceci renforce l'hypothèse que les PM<sub>10</sub> mesurées à Pointe Saint Georges sont essentiellement des poussières minérales issues de la région Sahélo-Saharienne.

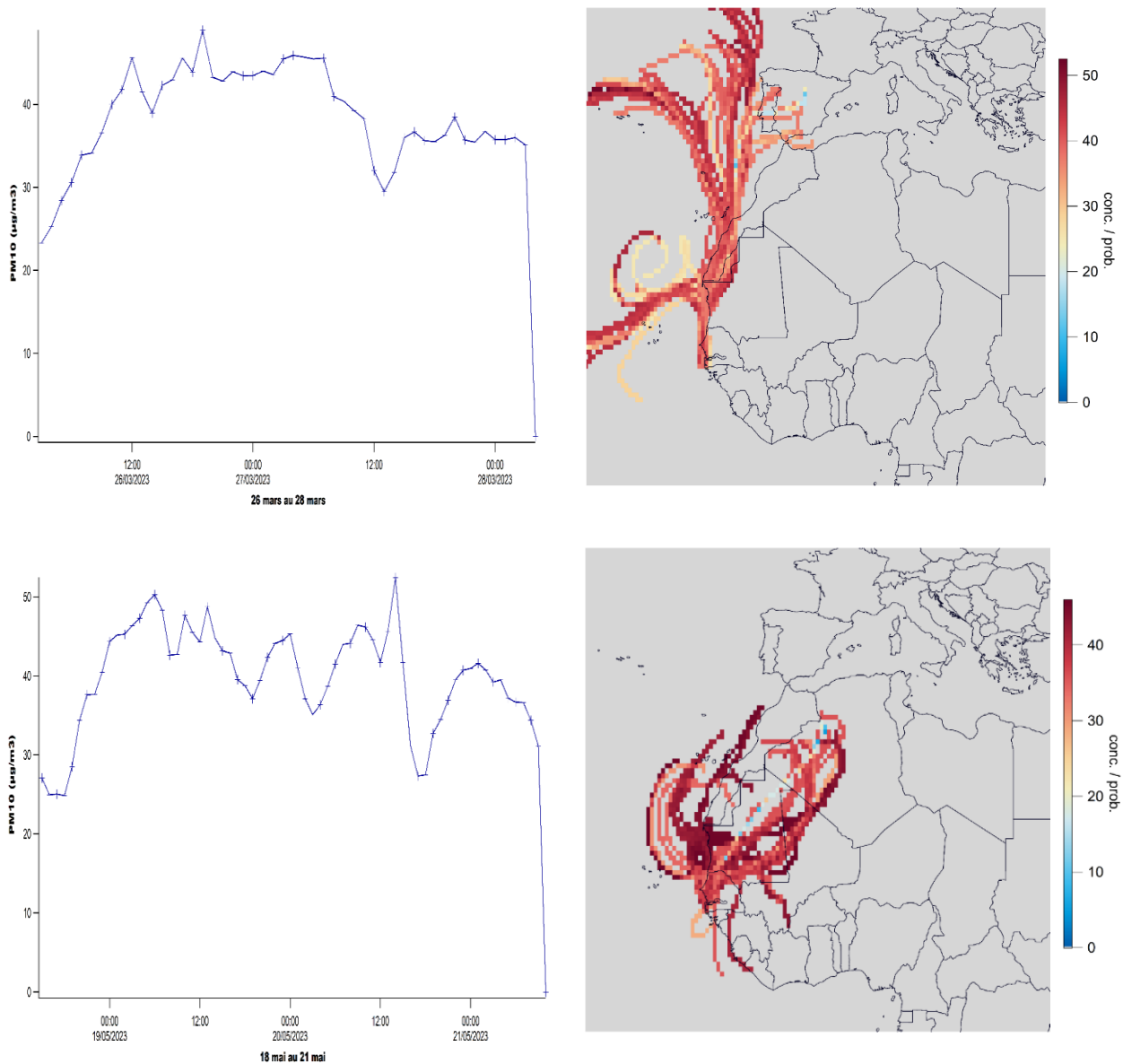
### 1.13 Détermination des secteurs géographiques de provenance des aérosols correspondant aux évènements majeurs à Pointe Saint Georges

Dans cette partie du chapitre, nous avons relevé les périodes associées aux événements de poussières à partir de la figure 3.1 dans le but de déterminer à quelle période ces particules provenaient des sources mises en évidence sur la figure 3.10. Pour chacune des périodes choisies, nous combinons les rétro-trajectoires avec les concentrations en  $PM_{10}$  en utilisant le logiciel Zefir.









**Figure 3. 11:** Identification des sources associées aux pics, grâce au logiciel Zefir combinant les rétro-trajectoires de masses d’air et les concentrations en PM10

La figure 3.11 illustre les sources de provenance de la concentration en PM<sub>10</sub> associée aux pics. Nous remarquons que les sources mises en évidence à la figure 3.9 correspondent bien à l’origine des masses d’air pour les événements choisis. On observe que les concentrations en PM<sub>10</sub> mesurées au début de la série, c’est-à-dire du 21 au 22 février et du 22 au 23 février, proviennent du secteur Mali-Niger-Tchad respectivement du secteur Mali-Niger. Pour la période du 02 au 03 avril, les PM<sub>10</sub> viennent du secteur Algérie-Libye. Les particules issues du sud du Mali et du sud du Niger sont obtenues pour les périodes du 12 au 14 avril, du 26 au 27 mai et du 20 au 21 juin. On note que pour la période du 18 au 21 mars, la majorité des PM<sub>10</sub> est d’origine marine et la minorité d’origine continentale provient du Mali, de l’Algérie et de la Mauritanie. Les PM<sub>10</sub> combinées aux rétro-trajectoires du 26 au 28 mars, montrent que ces particules sont originaires à la fois du sud-ouest de l’Algérie et du Mali, mais aussi de la Mauritanie, du Sahara Occidental et du Maroc.

À l'instar de la période du 18 au 21 mai où les masses d'air associées aux concentrations élevées proviennent du Nord et ont traversé le Sahara Occidental et l'Ouest de la Mauritanie avant d'atteindre le Sénégal.

L'analyse de la figure 3.11 nous a permis de déterminer les zones de provenance des  $PM_{10}$  pour les événements choisis. Ainsi, nous constatons que les régions de provenance diffèrent selon la période et que les particules minérales qui atteignent Pointe Saint Georges proviennent potentiellement de sources variées au sein du Sahara et du Sahel.

En résumé, nos observations confirment de manière concluante que les concentrations en  $PM_{10}$  mesurées dans notre zone d'étude sont étroitement liées aux régions d'émission de poussières désertiques. Ces résultats ont révélé des zones géographiques spécifiques agissant comme des sources potentielles de poussières. Les particules détectées émanent spécifiquement des secteurs côtier (Sahara Occidental et Maroc), mauritanien, algéro-malien et sahélien, d'après les résultats de notre analyse des rétro-trajectoires. Ces résultats sont cohérents avec celles déjà déterminées par la littérature en s'appuyant sur les travaux antérieurs réalisés à Mbour par Skonieczny et al. (2011) et Le Quilleuc et al. (2021).

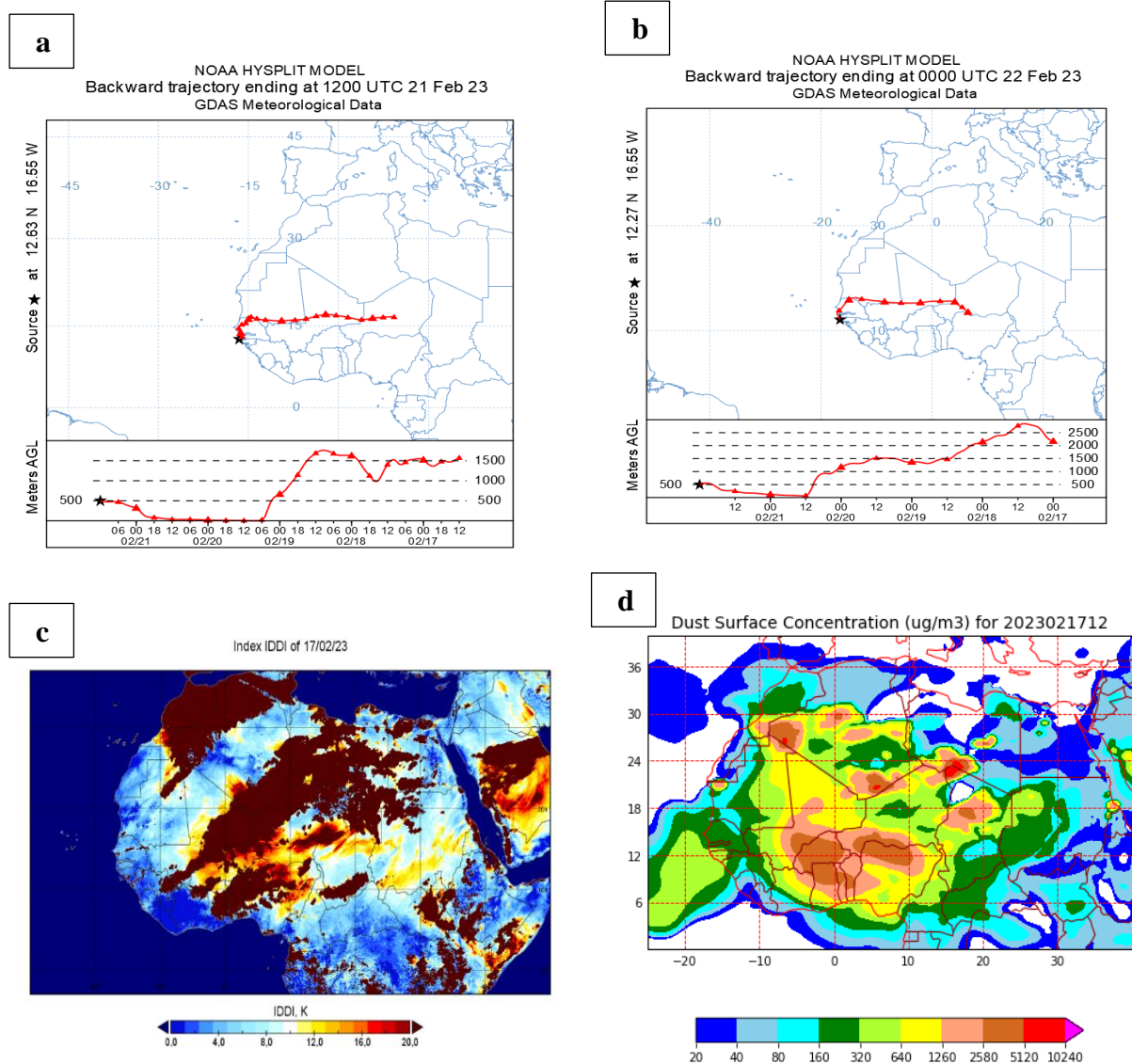
En complément de l'étude des rétro-trajectoires, nous allons étudier les images obtenues à partir du satellite Meteosat (MSG) et du modèle NAAPS présentant les sources actives d'aérosols désertiques afin, d'une part, de vérifier si les régions sources étaient bien actives lors du passage des masses d'air associées aux concentrations élevées et, d'autre part, de préciser la localisation des zones d'émission.

#### **1.14 Etudes des images $IDD_{MSG}$ quotidiennes et du modèle NAAPS associées aux rétro-trajectoires**

Les rétro-trajectoires de masses d'air nous permettent de reconstruire les trajets effectués par les masses d'air chargées en poussières arrivées au site d'échantillonnage et donc d'aider à identifier la région source qui a émis les poussières collectées à une date donnée. L'analyse de l'ensemble des rétro-trajectoires sur toute la période de mesure combinées aux fortes concentrations en  $PM_{10}$ , nous a permis de déterminer les principales zones de provenance des particules pour chaque événement considéré individuellement, par contre, nous ne disposons que des rétro-trajectoires (l'analyse statistique par Zefir n'est pertinente que si l'on considère toute la série temporelle). Il n'est donc pas possible de savoir le(s) moment(s) et la (les) zone(s) géographique(s) où la masse d'air s'est chargée en poussières. Afin de tenter de préciser la localisation des sources qui ont alimenté un événement donné, nous avons donc analysé les données quotidiennes  $IDD$  produites par le LOA qui permettent de visualiser les sources actives à 12h.

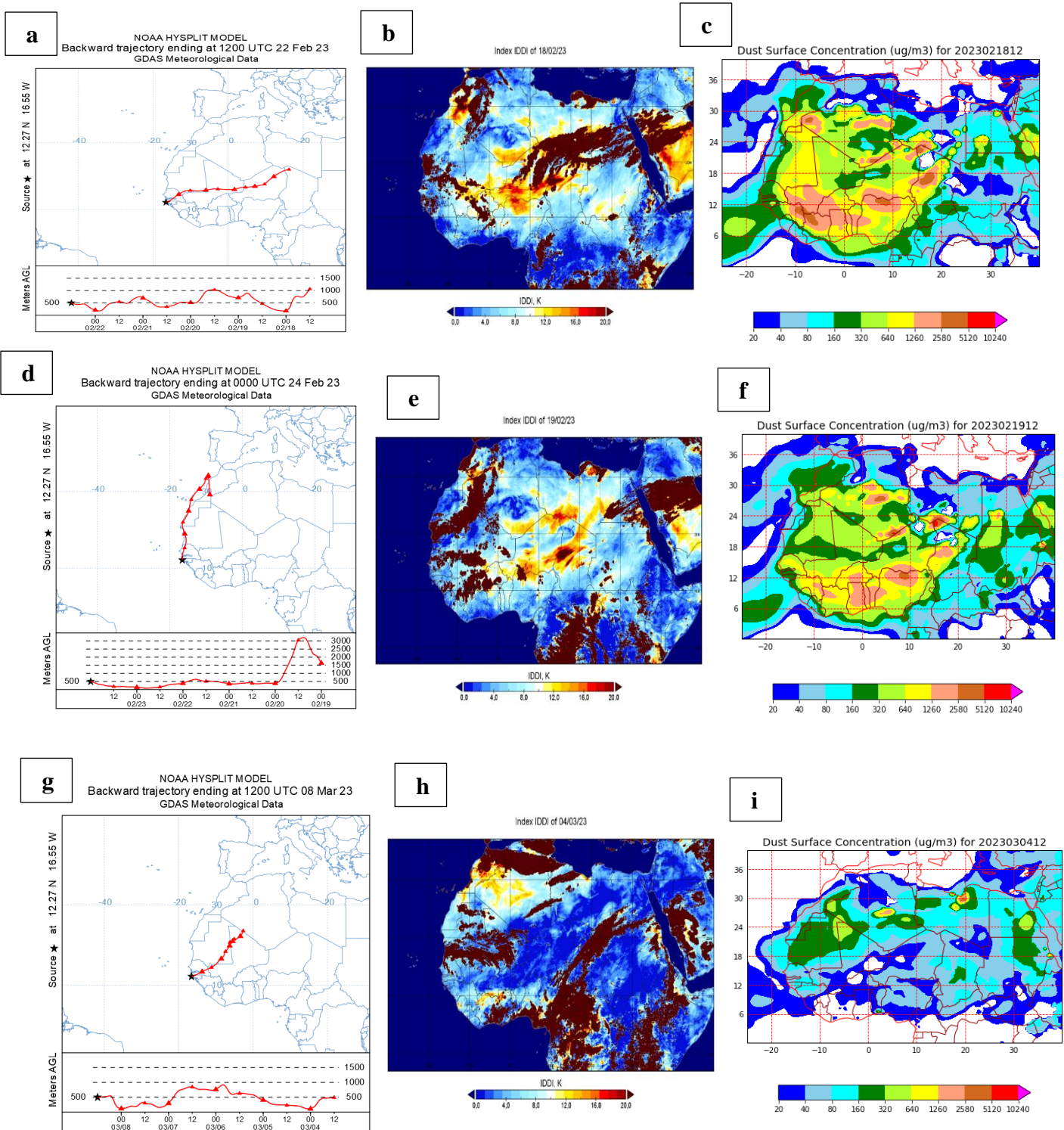
Pour chaque secteur défini par les différentes rétro-trajectoires, nous avons utilisé des images  $IDD$  remontant 5 jours après l'arrivée de la masse d'air sur notre site. Ces rétro-trajectoires ont été coupées à 12 h du jour de l'image  $IDD$  puisque l'information fournie par  $IDD$  est obtenue à 12 h. De ce fait, nous pourrions connaître la position de la masse d'air pour un jour précis à midi et identifier si une source y était active à ce moment-là.

Les images des concentrations d'aérosols désertiques à la surface déterminées par le modèle NAAPS du Naval Research Laboratory (Westphal et al., 2009) ont aussi été ajoutées afin de les comparer avec les images de l'indice IDDI.

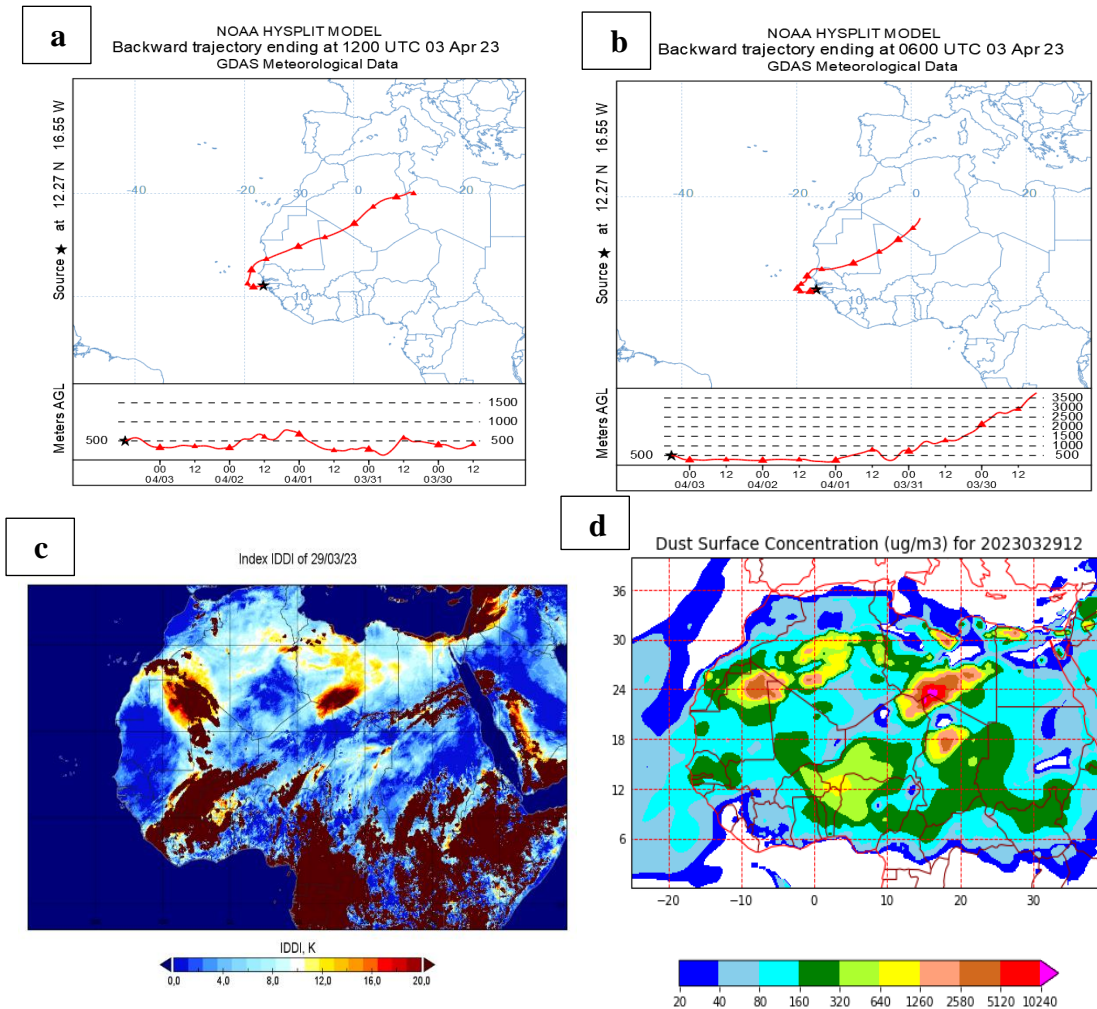


**Figure 3. 12:** Rétro-trajectoires de masses d'air du 21 février 2023 à 12 h (a) et du 22 février 2023 à 00 h (b) à 500 m d'altitude générées à Pointe Saint Georges, modèle NAAPS du 17 février 2023 (d) et image de l'indice IDDI du 17 février 2023 (c)





**Figure 3. 13:** Rétro-trajectoires de masses d'air du 22 février à 12 h (a), 24 février à 00h (d) et 08 mars 2023 à 12h (g), images de l'indice IDDI du 18 février (b), 19 février (e) et 04 mars 2023 (h) et du modèle NAAPS du 18 février (c), 19 février (f) et 04 mars 2023 (i)



**Figure 3. 14:** Rétro-trajectoires de masses d’air du 03 avril 2023 à 12 h (a) et à 06h (b), modèle NAAPS du 29 mars 2023 (d) et de l’image de l’indice IDDI du 29 mars 2023 (c)

Sur la figure 3.12, on peut observer que les masses d’air arrivant à Pointe Saint Georges le 21 février à 12h et le 22 février à 00h remontent jusqu’au Niger et au Tchad. L’image de l’indice IDDI du 17 et 18 février montre une intense activité d’émission dans cette région avec plusieurs zones où l’indice est élevé : il atteint ses valeurs maximales à l’Est, au niveau de la dépression du Bodélé. Ces images suggèrent que les poussières qui ont atteint la Pointe Saint Georges à cette période provenaient de cette source et/ou au Niger où plusieurs zones d’émission sont apparentes. Les données IDDI ne permettent toutefois pas de distinguer les émissions du transport de poussières : il est donc possible qu’une partie du signal sur le Niger corresponde à des poussières transportées depuis le Tchad. L’activation de sources situées au Niger semble toutefois corroborée par les sorties du modèle NAAPS.

Sur la figure 3.13, les rétro-trajectoires proviennent :

- pour le 22 février à 12h le Nord du Tchad ;
- pour le 24 février à 00h le Maroc ;
- et pour le 08 mars à 12h le secteur Algéro-malien.

Les images de l'indice IDDI du 18 février, 19 février et du 04 mars nous indiquent que des sources d'aérosols situées au nord du Tchad, au Maroc et dans le secteur Algéro-malien sont très actives. Les images NAAPS du 18 février, du 19 février et du 04 mars sont cohérentes avec les informations fournies par les images de l'indice IDDI correspondantes.

On observe sur les images de la figure 3.14 que les rétro-trajectoires du 03 avril à 06h et à 12h remontent en Algérie et même jusqu'en Libye. L'indice IDDI du 29 mars détecte une forte activité d'émission de particules désertiques dans le sud-ouest algérien et à la frontière algéro-libyenne. L'image NAAPS semble confirmer l'émission d'aérosols désertiques dans ces deux secteurs. On observe donc une très bonne concordance entre les informations fournies par les rétro-trajectographies et les données IDDI qui permettent de préciser les régions d'émission où les masses d'air se sont potentiellement chargées en poussière. Cet exemple comme celui du 21 et 22 février montrent que plusieurs sources peuvent contribuer à un même événement.

L'analyse de ces figures illustre que les concentrations en  $PM_{10}$  correspondent à des épisodes importants de soulèvements de particules dans les secteurs d'aérosols désertiques du Sahara et du Sahel identifiés grâce aux rétro-trajectoires. Les images de l'indice IDDI et le modèle NAAPS fournissent de surcroît des précisions très utiles quant à la localisation des sources sur les trajets des masses d'air renseignés grâce aux rétro-trajectoires (figures 3.1 et 3.2). Les données IDDI et NAAPS montrent que les particules  $PM_{10}$  mesurées à Pointe Saint Georges peuvent être associées à des masses d'air passant au niveau de plusieurs sources qui peuvent être actives à quelles heures d'intervalles grâce à des processus météorologiques enclenchant l'émission de particules dans l'atmosphère. Ces données confirment que les particules collectées à Pointe Saint Georges proviennent potentiellement de nombreuses zones d'émissions au sein du secteur algéro-malien, du Tchad, du Niger, de la Mauritanie, du Maroc et de la Libye. Ces résultats sont très encourageants quant à la capacité de documenter les caractéristiques minéralogiques et géochimiques d'un grand nombre de sources grâce aux dépôts collectés pendant les événements de poussières identifiés par les mesures de  $PM_{10}$ .

# Conclusion et perspectives

L'objectif de ce travail est de documenter l'origine des particules en suspension ( $PM_{10}$ ) dans l'atmosphère à la station instrumentée LOG-LOSEC de Pointe St Georges pendant la saison sèche, période à laquelle l'Afrique de l'ouest et le Sénégal en particulier sont soumis à des apports fréquents de poussières Sahariennes. Les données utilisées ont une résolution de 2 minutes pour les concentrations en  $PM_{10}$  et de 10 minutes pour les données de vent.

Les données de concentration en  $PM_{10}$  constituent la première série de données de particules en Casamance en milieu éloigné des sources anthropiques. Cette série temporelle de 4 mois et demi (21 février au 25 juin) a montré qu'il existe une variabilité de la teneur en PM entre 0,5 et 190  $\mu g/m^3$ . La série fait apparaître une quinzaine d'événements pendant lesquels la concentration des  $PM_{10}$  augmente significativement pendant plusieurs jours, plus fréquents de février à avril, même si des événements importants ont également lieu par la suite, particulièrement en mai. Cette série a été comparée avec une série équivalente acquise par l'IRD à Dakar (Bel-Air) à la même période. Malgré des concentrations globalement très supérieures à Dakar (la concentration moyenne y est 2 fois supérieure), la comparaison des deux séries temporelles a révélé une forte similarité : la plupart des « événements » sont en effet observés dans les sites.

Compte tenu des environnements très différents dans lesquelles les mesures ont été réalisées et de la distance qui sépare les sites (environ 253 km) et le fait que les variations de  $PM_{10}$  soient globalement synchrones renforce l'hypothèse selon laquelle elles seraient dominées par un processus d'échelle synoptique et donc qu'elles correspondent à des épisodes de transport de poussières Sahariennes. Les données de vent ont montré que les vents du Nord-Est, qui ne sont pas les plus fréquents à Pointe Saint Georges, sont associés aux concentrations les plus élevées en PM ; cette direction est cohérente avec un transport depuis l'intérieur du continent (région saharienne) par les alizés continentaux à cette période de l'année.

Les trajectographies de masse d'air, qui ont été utilisées pour remonter à l'origine des masses d'air sur 5 jours, montrent une grande diversité de provenances. De nombreuses masses d'air sont d'origine marine et dérivent du secteur Nord-Ouest, d'autres proviennent essentiellement du Nord avec des trajectographies qui longent la marge ouest Africaine, et une partie d'entre elle a une origine continentale avec des trajectographies qui se répartissent selon trois secteurs préférentiels : un secteur « Sahélien » (avec des masses d'air dont les trajectoires passent par le centre du Mali, le Niger et parfois jusqu'au Tchad), un secteur « Saharien » avec des masses d'air qui proviennent d'Algérie en passant par le Nord du Mali et la frontière Libyenne, et un secteur situé au nord-ouest, proche de la marge Africaine, et qui comprend le Sahara occidental et l'ouest de la Mauritanie. Pour finir, les images quotidiennes de l'indice IDDI et du modèle NAAPS ont permis d'affirmer que les événements importants de la série temporelle correspondent à des épisodes de soulèvements de particules dans les secteurs sources identifiés par les rétro-trajectographies.

Dans la suite de ce travail, il serait intéressant de déterminer les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des poussières collectées avec le collecteur de dépôt CAPYR en Casamance, ainsi que de comparer les données de concentrations avec celles effectuées à Saint-Louis. À cela s'ajoutera l'étude de l'impact de ces poussières sur la santé.

# Bibliographie

**Alizadeh-Choobari, O., Sturman, A., & Zawar-Reza, P. (2014).** A global satellite view of the seasonal distribution of mineral dust and its correlation with atmospheric circulation. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 68, 20–34.

<https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2014.07.002>

**Alpert, P., Neeman, B. U., & Shay-El, Y. (1990).** Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 42(1), 65-77. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v42i1.11860>

**Alpert, P., & Ziv, B. (1989).** The Sharav Cyclone: Observations and some theoretical considerations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D15), 18495-18514. <https://doi.org/10.1029/JD094iD15p18495>

**Andreae, M. O. (1991).** Biomass burning—Its history, use, and distribution and its impact on environmental quality and global climate. MIT Press.

**Barkan, J., Alpert, P., Kutiel, H., & Kishcha, P. (2005).** Synoptics of dust transportation days from Africa toward Italy and central Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D7). <https://doi.org/10.1029/2004JD005222>

**Bauer, S. E., Balkanski, Y., Schulz, M., Hauglustaine, D. A., & Dentener, F. (2004).** Global modeling of heterogeneous chemistry on mineral aerosol surfaces: Influence on tropospheric ozone chemistry and comparison to observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D2). <https://doi.org/10.1029/2003JD003868>

**Bergametti, G., Gomes, L., Remoundaki, E., Desbois, M., Martin, D., & Buat-Ménard, P. (1989).** Present Transport and Deposition Patterns of African Dusts to the North-Western Mediterranean. In *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport* (p. 227-252). [https://doi.org/10.1007/978-94-009-0995-3\\_9](https://doi.org/10.1007/978-94-009-0995-3_9)

**Bergametti, G., Remoudaki, E., Losno, R., Steiner, E., Chatenet, B., & Buat-Menard, P. (1992).** Source, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the Northwestern Mediterranean. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 14(1), 501-513. <https://doi.org/10.1007/BF00115254>

**Beukes, J. P., Van, Z. P. G., Venteric, A. D., Josipov, M., Jaars, K., Tiitta, P., Pienaar, J. J., Laakso, L., Vakkari, V., Kulmala, M., & Worsnop, D. (2013).** Source region plume characterization of the interior of South Africa as observed at Welgegund. *Clean Air Journal Tydskrif vir Skoon Lug*, 23(1), 7-10. <https://doi.org/10.10520/EJC148129>

**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. <https://doi.org/10.1175/1520-0477-38.5.283>

**Bou Karam, D., Flamant, C., Knippertz, P., Reitebuch, O., Pelon, J., Chong, M., & Dabas, A. (2008).** Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon



intertropical discontinuity region: A representative case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(632), 621-634. <https://doi.org/10.1002/qj.244>

**Bou Karam, D., Flamant, C., Tulet, P., Todd, M. C., Pelon, J., & Williams, E. (2009a).** Dry cyclogenesis and dust mobilization in the intertropical discontinuity of the West African Monsoon: A case study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D5). <https://doi.org/10.1029/2008JD010952>

**Bristow, C. S., Hudson-Edwards, K. A., & Chappell, A. (2010).** Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust: African Fertilizer for Amazon and Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 37(14), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GL043486>

**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* (p. 1-25). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/0-306-48086-7\\_1](https://doi.org/10.1007/0-306-48086-7_1)

**Callot, Y. (1987).** Géomorphologie et paléoenvironnements de l'atlas saharien au grand erg occidental : Dynamique éolienne et paléo-lacs holocènes [These de doctorat, Paris 6]. <https://www.theses.fr/1987PA066683> (409 p.)

**Campbell, J. R., Reid, J. S., Westphal, D. L., Zhang, J., Tackett, J. L., Chew, B. N., Welton, E. J., Shimizu, A., Sugimoto, N., Aoki, K., & Winker, D. M. (2013).** Characterizing the vertical profile of aerosol particle extinction and linear depolarization over Southeast Asia and the Maritime Continent: The 2007–2009 view from CALIOP. *Atmospheric Research*, 122, 520-543. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.05.007>

**Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., & Legrand, M. (2002).** Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D15), AAC 4-1-AAC 4-12. <https://doi.org/10.1029/2000JD000247>

**Charba, J. (1974).** Application of Gravity Current Model to Analysis of Squall-Line Gust Front. *Monthly Weather Review*, 102(2), 140-156. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1974\)102<0140: AOGCMT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1974)102<0140: AOGCMT>2.0.CO;2)

**Chiapello, I., Bergametti, G., Chatenet, B., Bousquet, P., Dulac, F., & Soares, E. S. (1997).** Origins of African dust transported over the northeastern tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D12), 13701-13709. <https://doi.org/10.1029/97JD00259>

**Coudé-Gaussen, G. (1984).** Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des Loess péri-désertiques Quaternaires. *Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des Loess péri-désertiques Quaternaires*, 8(1), 167-182.

**D'Almeida, G. A. (1986).** A Model for Saharan Dust Transport. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 25(7), 903-916. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1986\)025<0903: AMFSDT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025<0903: AMFSDT>2.0.CO;2)

**D'Almeida, G. A. (1987).** On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 92(D3), 3017-3026. <https://doi.org/10.1029/JD092iD03p03017>

- Deconinck, J. F., & Chamley, H. (1987).** Signification des assemblages argileux méso-cénozoïques à Gubbio (Apennin septentrional, Italie). 132-133. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=7580665>
- Diba, I., Basse, J., Ndiaye, M., Sabaly, H. N., Diedhiou, A., & Camara, M. (2021).** Potential Dust Induced Changes on the Seasonal Variability of Temperature Extremes Over the Sahel: A Regional Climate Modeling Study. *Frontiers in Earth Science*, 8. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.591150>
- Dietrich, R. V. (1977).** Impact Abrasion of Harder by Softer Materials. *The Journal of Geology*, 85(2), 242-246. <https://doi.org/10.1086/628289>
- Drame, M. S., Camara, M., & Gaye A. T. (s. d.) (2012).** Simulation de l'impact des aérosols sur le rayonnement solaire à Mbour, Sénégal. *La Météorologie*, 2012(79), 51-58. <https://doi.org/10.4267/2042/48513>
- Draxler, R. R., & Hess, G. D. (1998).** An overview of the HYSPLIT\_4 modelling system for trajectories. *Australian meteorological magazine*, 47(4), 295-308.
- Droegemeier, K. K., & Wilhelmson, R. B. (1987).** Numerical Simulation of Thunderstorm Outflow Dynamics. Part I: Outflow Sensitivity Experiments and Turbulence Dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(8), 1180-1210. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<1180: NSOTOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<1180: NSOTOD>2.0.CO;2)
- 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<0590: VOAAOP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<0590: VOAAOP>2.0.CO;2)
- Dunion, J. P., & Velden, C. S. (2004).** The Impact of the Saharan Air Layer on Atlantic Tropical Cyclone Activity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 353-366. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-353>
- Egger, J., Alpert, P., Tafferter, A., & Ziv, B. (1995).** Numerical experiments on the genesis of Sharav cyclones: Idealized simulations. *Tellus A*, 47(2), 162-174. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1995.t01-1-00002.x>
- Engelstaedter, S., Tegen, I., & Washington, R. (2006).** North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, 79(1), 73-100. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.06.004>
- Engelstaedter, S., & Washington, R. (2007).** Temporal controls on global dust emissions: The role of surface gustiness. *Geophysical Research Letters*, 34(15). <https://doi.org/10.1029/2007GL029971>
- Evan, A. T., Flamant, C., Gaetani, M., & Guichard, F. (2016).** The past, present and future of African dust. *Nature*, 531(7595), Article 7595. <https://doi.org/10.1038/nature17149>
- Flamant, C., Chaboureaud, J.-P., Parker, D. J., Taylor, C. M., Cammas, J.-P., Bock, O., Timouk, F., & Pelon, J. (2007).** Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical

discontinuity region of the West African Monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(626), 1175-1189. <https://doi.org/10.1002/qj.97>

**Flamant, C., Knippertz, P., Parker, D. J., Chaboureau, J.-P., Lavaysse, C., Agusti-Panareda, A., & Kergoat, L. (2009).** The impact of a mesoscale convective system cold pool on the northward propagation of the intertropical discontinuity over West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(638), 139-159. <https://doi.org/10.1002/qj.357>

**Formenti, P., Schütz, L., Balkanski, Y., Desboeufs, K., Ebert, M., Kandler, K., Petzold, A., Scheuvens, D., Weinbruch, S., & Zhang, D. (2011).** Recent progress in understanding physical and chemical properties of African and Asian mineral dust. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(16), 8231-8256. <https://doi.org/10.5194/acp-11-8231-2011>

**Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J. M., Holben, B., Dubovik, O., & Lin, S.-J. (2001).** Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D17), 20255-20273. <https://doi.org/10.1029/2000JD000053>

**Goossens, D., & Rajot, J. L. (2008).** Techniques to measure the dry aeolian deposition of dust in arid and semi-arid landscapes: A comparative study in West Niger. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(2), 178-195. <https://doi.org/10.1002/esp.1533>

**Goudie, A. S., Cooke, R. U., & Doornkamp, J. C. (1979).** The formation of silt from quartz dune sand by salt-weathering processes in deserts. *Journal of Arid Environments*, 2(2), 105-112. [https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(18\)31786-5](https://doi.org/10.1016/S0140-1963(18)31786-5)

**Greeley, R., & Iversen, J. D. (1987).** *Wind as a Geological Process: On Earth, Mars, Venus and Titan.* CUP Archive.

**Hamady, N. S., Jules, B., Ibrahima, D., Alioune, B. S., & Moctar, C. (2021).** Analysis of wind distribution and potential wind energy in Senegal with a focus on Basse Casamance. *International Journal of Physical Sciences*, 16(2), 52-67. <https://doi.org/10.5897/IJPS2020.4918>

**Haywood, J. M., Francis, P. N., Glew, M. D., & Taylor, J. P. (2001).** Optical properties and direct radiative effect of Saharan dust: A case study of two Saharan dust outbreaks using aircraft data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D16), 18417-18430. <https://doi.org/10.1029/2000JD900319>

**Herman, J. R., Bhartia, P. K., Torres, O., Hsu, C., Seftor, C., & Celarier, E. (1997).** Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16911-16922. <https://doi.org/10.1029/96JD03680>

**Highwood, E. J., Haywood, J. M., Silverstone, M. D., Newman, S. M., & Taylor, J. P. (2003).** Radiative properties and direct effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during Saharan Dust Experiment (SHADE): 2. Terrestrial spectrum. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D18). <https://doi.org/10.1029/2002JD002552>

**Horvath, K., Fita, L., Romero, R., Ivančan-Picek, B., & Stiperski, I. (2006).** Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains: A factor separation numerical study. *Advances in Geosciences*, 7, 327-331. <https://doi.org/10.5194/adgeo-7-327-2006>



**IPCC (2001).** Intergovernmental Panel on Climate Change: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, New York.

**Jankowiak, I. (1992).** Surveillance des aérosols désertiques à partir de l'imagerie METEOSAT et estimation de leur impact radiatif [These de doctorat, Lille 1]. <https://www.theses.fr/1992LIL10029>

**Jickells, T. D., An, Z. S., Andersen, K. K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J. J., Boyd, P. W., Duce, R. A., Hunter, K. A., Kawahata, H., Kubilay, N., laRoche, J., Liss, P. S., Mahowald, N., Prospero, J. M., Ridgwell, A. J., Tegen, I., & Torres, R. (2005).** Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate. *Science*, 308(5718), 67-71. <https://doi.org/10.1126/science.1105959>

**Journet, E., Desboeufs, K. V., Caquineau, S., & Colin, J.-L. (2008).** Mineralogy as a critical factor of dust iron solubility. *Geophysical Research Letters*, 35(7). <https://doi.org/10.1029/2007GL031589>  
**Kaly, F., Marticorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Janicot, S., Niang, A., Yahi, H., Thiria, S., Maman, A., Zakou, A., Coulibaly, B. S., Coulibaly, M., Koné, I., Traoré, S., Diallo, A., & Ndiaye, T. (2015).** Variability of mineral dust concentrations over West Africa monitored by the Sahelian Dust Transect. *Atmospheric Research*, 164-165, 226-241. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.05.011>

**Knippertz, P. (2008).** Dust emissions in the West African heat through the role of the diurnal cycle and of extratropical disturbances. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(5), 553-563. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2008/0315>

**Knippertz, P., Deutscher, C., Kandler, K., Müller, T., Schulz, O., & Schütz, L. (2007).** Dust mobilization due to density currents in the Atlas region: Observations from the Saharan Mineral Dust Experiment 2006 field campaign. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D21). <https://doi.org/10.1029/2007JD008774>

**Knippertz, P., & Fink, A. H. (2006).** Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(617), 1153-1177. <https://doi.org/10.1256/qj.05.109>

**Koren, I., Kaufman, Y. J., Rosenfeld, D., Remer, L. A., & Rudich, Y. (2005).** Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds. *Geophysical Research Letters*, 32(14). <https://doi.org/10.1029/2005GL023187>

**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, Paris 12]. <https://www.theses.fr/2005PA120050>

**Laurent, B., Heinold, B., Tegen, I., Bouet, C., & Cautenet, G. (2008).** Surface wind accuracy for modeling mineral dust emissions: Comparing two regional models in a Bodélé case study. *Geophysical Research Letters*, 35(9). <https://doi.org/10.1029/2008GL033654>

**Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Léon, J. F., & Mahowald, N. M. (2008).** Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D14). <https://doi.org/10.1029/2007JD009484>

- Le Quilleuc, M. (2019).** Caractérisation élémentaire et isotopique (Sr et Nd) des dépôts d'aérosols sahariens sur la marge sénégalaise : Implications pour la signature géochimique des sources [These de doctorat, Université de Lille (2018-2021)]. <https://www.theses.fr/2019LILUR075> (306 p.)
- Le Quilleuc, M., Bory, A. J.-M., Philippe, S., Derimian, Y., Skonieczny, C., Petit, J.-E., Ponlevé, D., Diallo, A., Ndiaye, T., Alaimo, V., Louis, Q., Tribovillard, N., & Bout-Roumazeilles, V. (2021).** Major Element Signatures of Silicate Dust Deposited on the West African Margin: Links With Transport Patterns and Provenance Regions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(20), e2021JD035030. <https://doi.org/10.1029/2021JD035030>
- Legrand, M., Plana-Fattori, A., & N'doumé, C. (2001).** Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat: 1. Infrared difference dust index. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D16), 18251-18274. <https://doi.org/10.1029/2000JD900749>
- Levin, Z., Ganor, E., & Gladstein, V. (1996).** The Effects of Desert Particles Coated with Sulfate on Rain Formation in the Eastern Mediterranean. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 35(9), 1511-1523. [https://doi.org/10.1175/15200450\(1996\)035<1511: TEODPC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200450(1996)035<1511: TEODPC>2.0.CO;2)
- Lu, D., Li, H., Tian, M., Wang, G., Qin, X., Zhao, N., Huo, J., Yang, F., Lin, Y., Chen, J., Fu, Q., Duan, Y., Dong, X., Deng, C., Abdullaev, S. F., & Huang, K. (2023).** Secondary aerosol formation during a special dust transport event: Impacts from unusually enhanced ozone and dust backflows over the ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23(21), 13853-13868. <https://doi.org/10.5194/acp-23-13853-2023>
- M. Fernandes. (2019).** Veille technologique sur les capteurs pour les mesures de polluants de l'air ambiant, Laboratoire Central de Surveillance de la Qualité de l'Air, Paris, 66p. <https://www.lcsqa.org/fr/rapport/veille-technologique-sur-les-capteurs-pour-les-mesures-de-polluants-de-lair-ambiant>.
- Mahowald, N., Albani, S., Kok, J. F., Engelstaeder, S., Scanza, R., Ward, D. S., & Flanner, M. G. (2014).** The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system. *Aeolian Research*, 15, 53-71. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2013.09.002>
- Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Schulz, M., & Rodhe, H. (1999).** Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D13), 15895-15916. <https://doi.org/10.1029/1999JD900084>
- Marsham, J. H., Parker, D. J., Grams, C. M., Taylor, C. M., & Haywood, J. M. (2008).** Uplift of Saharan dust south of the intertropical discontinuity. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D21). <https://doi.org/10.1029/2008JD009844>

- Martcorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Bergametti, G., Deroubaix, A., Vincent, J., Kouoi, A., Schmechtig, C., Coulibaly, M., Diallo, A., Koné, I., Maman, A., NDiaye, T., & Zakou, A. (2017).** Mineral dust over west and central Sahel: Seasonal patterns of dry and wet deposition fluxes from a pluriannual sampling (2006–2012). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(2), 1338-1364. <https://doi.org/10.1002/2016JD025995>
- Martcorena, 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. <https://doi.org/10.5194/acp-10-8899-2010>
- Martiny, N., & Chiapello, I. (2013).** Assessments for the impact of mineral dust on the meningitis incidence in West Africa. *Atmospheric Environment*, 70, 245-253. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.01.016>
- Meigs, P. (1953).** World distributions of arid and semi-arid homoclimates, in *Review of research on arid zone hydrology*. Arid zone program, 1, 203-209.
- Miller, R. L., & Tegen, I. (1998).** Climate Response to Soil Dust Aerosols. *Journal of Climate*, 11(12), 3247-3267. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<3247: CRTSDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<3247: CRTSDA>2.0.CO;2)
- Paris, R., Desboeufs, K. V., Formenti, P., Nava, S., & Chou, C. (2010).** Chemical characterisation of iron in dust and biomass burning aerosols during AMMA-SOP0/DABEX: Implication for iron solubility. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(9), 4273-4282. <https://doi.org/10.5194/acp-10-4273-2010>
- Parker, D. J., Burton, R. R., Diongue-Niang, A., Ellis, R. J., Felton, M., Taylor, C. M., Thorncroft, C. D., Bessemoulin, P., & Tompkins, A. M. (2005).** The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(611), 2839-2860. <https://doi.org/10.1256/qj.04.52>
- Pedgley, D.E. (1972).** Desert depressions over north-east Africa, *Meteor. Mag.*, 01, 228–244.
- Peters, M., & Tetzlaff, G. (1988).** The structure of West African Squall Lines and their environmental moisture budget. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 39(2), 74-84. <https://doi.org/10.1007/BF01041933>
- Petit, J.-E., Favez, O., Albinet, A., & Canonaco, F. (2017).** A user-friendly tool for comprehensive evaluation of the geographical origins of atmospheric pollution: Wind and trajectory analyses. *Environmental Modelling & Software*, 88, 183-187. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.11.022>
- Petit, R. H., Legrand, M., Jankowiak, I., Molinié, J., Asselin de Beauville, C., Marion, G., & Mansot, J. L. (2004).** Transport of Saharan dust over the Caribbean Islands: Study of an event. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 110, D18S09. <https://doi.org/10.1029/2004JD004748>
- Péwé, T. L., & Science, A. A. for the A. of. (1981).** *Desert Dust: Origin, Characteristics, and Effect on Man*. Geological Society of America.

- Presley D. and Tartako, J. (2009).** Principles of wind erosion and its control. Kansas State University. Available at: <http://www.weru.ksu.edu> [Accessed 12th March 2019].
- Prospero, J. M. (1999).** Assessing the Impact of Advected African Dust on Air Quality and Health in the Eastern United States. *Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal*, 5(3), 471-479. <https://doi.org/10.1080/10807039.1999.10518872>
- Prospero, J. M., Blades, E., Mathison, G., & Naidu, R. (2005).** Interhemispheric transport of viable fungi and bacteria from Africa to the Caribbean with soil dust. *Aerobiologia*, 21(1), 1-19. <https://doi.org/10.1007/s10453-004-5872-7>
- Rajot, J.-L., Touré, A. A., Desboeufs, K., Formenti, P., Marticorena, B., & Sow, M. (2012).** Le cycle des aérosols terrigènes au Sahel : Ce que AMMA nous a appris. *La Météorologie*, 8(Special-AMMA), 33.
- Rognon, P., Coudé-Gaussen, G., Bergametti, G., & Gomes, L. (1989).** Relationships between the Characteristics of Soils, the Wind Energy and Dust Near the Ground, in the Western Sandsea (N.W. Sahara). In M. Leinen & M. Sarnthein (Éds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport* (p. 167-184). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-0995-3\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-009-0995-3_6)
- Rolph, G., Stein, A., & Stunder, B. (2017).** Real-time Environmental Applications and Display system: READY. *Environmental Modelling & Software*, 95, 210-228. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.06.025>
- 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(D10). <https://doi.org/10.1029/2008JD010325>
- Schollaert, S. E., & Merrill, J. T. (1998).** Cooler sea surface west of the Sahara Desert correlated to dust events. *Geophysical Research Letters*, 25(18), 3529-3532. <https://doi.org/10.1029/98GL52591>
- Schwanghart, W., & Schütt, B. (2008).** Meteorological causes of Harmattan dust in West Africa. *Geomorphology*, 95(3), 412-428. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.07.002>
- Senghor, H., Machu, É., Hourdin, F., & Gaye, A. T. (2017).** Seasonal cycle of desert aerosols in western Africa: Analysis of the coastal transition with passive and active sensors. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(13), 8395-8410. <https://doi.org/10.5194/acp-17-8395-2017>
- Skonieczny, C., Bory, A., Bout-Roumazeilles, V., Abouchami, W., Galer, S. J. G., Crosta, X., Stuut, J.-B., Meyer, I., Chiapello, I., Podvin, T., Chatenet, B., Diallo, A., & Ndiaye, T. (2011).** The 7–13 March 2006 major Saharan outbreak: Multiproxy characterization of mineral dust deposited on the West African margin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D18). <https://doi.org/10.1029/2011JD016173>
- Skonieczny, C., McGee, D., Winckler, G., Bory, A., Bradtmiller, L. I., Kinsley, C. W., Polissar, P. J., De Pol-Holz, R., Rossignol, L., & Malaizé, B. (2019).** Monsoon-driven Saharan dust variability over the past 240,000 years. *Science Advances*, 5(1), eaav1887. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav1887>

**Skonieczny, C., Bory, A., Bout-Roumazielles, V., Abouchami, W., Galer, S. J. G., Crosta, X., Diallo, A., and Ndiaye, T. (2013):** A three-year time series of mineral dust deposits on the West African margin: Sedimentological and geochemical signatures and implications for interpretation of marine paleo-dust records, *Earth and Planetary Science Letters*, 364, 145-156, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.039>

**Smith, R. K., & Reeder, M. J. (1988).** On the Movement and Low-Level Structure of Cold Fronts. *Monthly Weather Review*, 116(10), 1927-1944. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<1927:OTMALL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<1927:OTMALL>2.0.CO;2)

**Sokolik, I. N., Winker, D. M., Bergametti, G., Gillette, D. A., Carmichael, G., Kaufman, Y. J., Gomes, L., Schuetz, L., & Penner, J. E. (2001).** Introduction to special section: Outstanding problems in quantifying the radiative impacts of mineral dust. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D16), 18015-18027. <https://doi.org/10.1029/2000JD900498>

**Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., & Ngan, F. (2015).** NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), 2059-2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>

**Sultan, B., Labadi, K., Guégan, J.-F., & Janicot, S. (2005).** Climate Drives the Meningitis Epidemics Onset in West Africa. *PLOS Medicine*, 2(1), e6. <https://doi.org/10.1371/journal.pmed.0020006>

**Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., & Kållberg, P. (1992).** Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus B*, 44(2), 133-149. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.1992.t01-1-00005.x>

**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). <https://doi.org/10.1029/2002JD003273>

**Tegen, I., & Fung, I. (1994).** Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D11), 22897-22914. <https://doi.org/10.1029/94JD01928>

**Tegen, I., Harrison, S. P., Kohfeld, K., Prentice, I. C., Coe, M., & Heimann, M. (2002).** Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D21), AAC 14-1-AAC 14-27. <https://doi.org/10.1029/2001JD000963>

**Tegen, I., Werner, M., Harrison, S. P., & Kohfeld, K. E. (2004).** Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission. *Geophysical Research Letters*, 31(5). <https://doi.org/10.1029/2003GL019216>

**Thorncroft, C. D., & Flocas, H. A. (1997).** A Case Study of Saharan Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 125(6), 1147-1165. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2)

- 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). <https://doi.org/10.1029/2006JD007170>
- Trigo, I. F., Bigg, G. R., & Davies, T. D. (2002).** Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean. *Monthly Weather Review*, 130(3), 549-569. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<0549: COCMIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0549: COCMIT>2.0.CO;2)
- Twomey, S. (1974).** Pollution and the planetary albedo. *Atmospheric Environment* (1967), 8(12), 1251-1256. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(74\)90004-3](https://doi.org/10.1016/0004-6981(74)90004-3)
- Washington, R., Todd, M. C., Engelstaedter, S., Mbainayel, S., & Mitchell, F. (2006).** Dust and the low-level circulation over the Bodélé Depression, Chad: Observations from BoDEX 2005. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D3). <https://doi.org/10.1029/2005JD006502>
- Westphal, D. L., Curtis, C. A., Liu, M., & Walker, A. L. (2009).** Operational aerosol and dust storm forecasting. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 7(1), 012007. <https://doi.org/10.1088/1755-1307/7/1/012007>
- Wilcox, E. M., Lau, K. M., & Kim, K.-M. (2010).** A northward shift of the North Atlantic Ocean Intertropical Convergence Zone in response to summertime Saharan dust outbreaks. *Geophysical Research Letters*, 37(4). <https://doi.org/10.1029/2009GL041774>
- Wurzler, S., Reisin, T. G., & Levin, Z. (2000).** Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D4), 4501-4512. <https://doi.org/10.1029/1999JD900980>
- Zender, C. S., Bian, H., & Newman, D. (2003).** Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14). <https://doi.org/10.1029/2002JD002775>