



HAL
open science

La distribution en taille des particules fines dans le cycle des poussières désertiques

Bouthaina Khalfallah

► **To cite this version:**

Bouthaina Khalfallah. La distribution en taille des particules fines dans le cycle des poussières désertiques. Autre. Université Paris-Est Créteil Val-de-Marne - Paris 12, 2021. Français. NNT : 2021PA120023 . tel-03707180

HAL Id: tel-03707180

<https://theses.hal.science/tel-03707180>

Submitted on 28 Jun 2022

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

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

L'école doctorale Sciences, Ingénierie et l'Environnement de l'Université Paris Est

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de docteur d'Université

Spécialité : Sciences et Techniques de l'Environnement

La distribution en taille des particules fines dans le cycle des poussières désertiques

KHALFALLAH Bouthaina

Soutenue le 11 mars 2021

Devant le jury composé de :

| | |
|--|--------------------|
| Charles BIELDERS : Professeur à l'Université Catholique de Louvain (Belgique) | Rapporteur |
| Isabelle CHIAPELLO : Chargée de recherche au CNRS - LOA | Rapporteur |
| Cyrielle DENJEAN : Chargée de recherche à Météo France - CNRM | Examinatrice |
| Laurent MENUT : Directeur de recherches au CNRS - LMD | Examineur |
| Michel ATTOUI : Maître de conférences à l'Université Paris-Est Créteil - LISA | Invité |
| Stéphane ALFARO : Professeur à l'Université Paris-Est Créteil - LISA | Directeur de thèse |
| Christel BOUET : Chargée de recherche à l'IRD - LISA/iEES-Paris | Co-encadrante |

Titre : La distribution en taille des particules fines dans le cycle des poussières désertiques

Résumé

Les aérosols d'origine désertique sont une composante majeure du système climatique. Ces aérosols sont émis depuis les régions arides et semi-arides de la planète par érosion éolienne de la surface du sol et jouent un rôle significatif sur l'environnement depuis leur zone d'émission jusqu'en zone de retombée. A l'heure actuelle, leur rôle dans le bilan radiatif terrestre reste indéterminé du fait de la diversité de leurs propriétés physiques et chimiques résultant de la diversité de leurs origines.

Afin de prédire l'impact de ces aérosols sur le système climatique, il convient donc non seulement d'en quantifier les émissions, mais également de caractériser leurs propriétés physico-chimiques. Parmi celles-ci, la granulométrie (ou distribution en taille) est un élément fondamental pour caractériser le temps de résidence de l'aérosol dans l'atmosphère (plus les particules émises seront fines, plus elles pourront être transportées sur de longues distances et inversement) et les interactions de cet aérosol avec l'environnement.

C'est pourquoi ce travail de thèse a pour principal objectif de documenter la concentration résolue en taille de l'aérosol désertique tout au long de son cycle afin de réduire les incertitudes dans les modèles d'émission-transport-dépôt de ces aérosols.

Cette thèse s'appuie principalement sur les données acquises pendant les deux campagnes expérimentales réalisées aux printemps 2017 et 2018 en conditions d'émission et de transport sur la parcelle expérimentale de l'Institut des Régions Arides de Médenine dans le sud tunisien dans le cadre du projet ANR WIND-O-V.

Les données collectées nous ont permis de 1) déterminer l'intensité et la distribution granulométrique du flux vertical par la méthode du gradient sur 11 classes de tailles comprises entre 0,46 et 8,66 μm et les facteurs dynamiques qui les contrôlent, 2) améliorer les modèles existants du flux vertical à l'émission et de discuter les désaccords entre eux, 3) étudier la granulométrie des particules advectées en-dehors des périodes d'érosion active.

En particulier, cette étude a mis en évidence que la distribution granulométrique du flux vertical dépend non seulement de la vitesse de friction, mais également de la stabilité thermique de la couche limite de surface. Le flux vertical des particules de taille inférieure à environ 4 μm augmente avec la vitesse de friction mais aussi très rapidement avec l'instabilité thermique, et ce d'autant plus que les particules sont fines. Pour les particules plus grosses que 4 μm , l'effet de l'instabilité est négligeable. En revanche, le flux augmente d'autant plus vite avec u_* que les particules sont grosses, ce qui conduit à un enrichissement du flux vertical en conditions de vent fort.

Ces résultats m'ont conduit à proposer une nouvelle paramétrisation basée sur l'équation proposée par Gillette & Passi (1988) dans laquelle on prend en compte non seulement l'augmentation du flux vertical avec u_* mais aussi l'effet de l'instabilité de la couche limite de surface. Cette nouvelle paramétrisation améliore de façon significative la représentation des flux verticaux mesurés.

Finally, by analyzing the granulometric distribution in number and in volume of episodes of advection, we were able to highlight the presence of three modes of particles. A fine mode and an intermediate mode centered on 0.6 and 2 μm are dominant in the number distributions. In the volume distributions, the fine mode is negligible and the intermediate mode located around 4 to 5 μm coexists with a coarse mode centered around 10 to 12 μm . The proportions of these modes in the transported aerosol are linked to the dynamic conditions prevailing at the time of emission (the most violent events being enriched in fine and intermediate particles), possibly modified by the fact of a transport more or less distant.

Mots-clés : aérosols désertiques, distribution en taille, mesures in-situ, stabilité atmosphérique, Tunisie, WIND-O-V

Title: The size distribution of fine particles in the desert dust cycle

Abstract

Desert dust is a major component of the climate system. These aerosols are released by aeolian abrasion of the soil surface in arid and semi-arid regions and they have a significant impact on the environment from their emission to their final deposition. However, their effect on the Earth's radiative balance is still largely uncertain because of the diversity of their physical and chemical properties.

Therefore, predicting the impact of these aerosols on climate requires a better assessment not only of the magnitude of the emission fluxes but also of their physico-chemical characteristics. Among these, size-distribution is crucial for quantifying the particles atmospheric residence time (the smaller they are, the farther they can be transported) and their interactions with the environment.

The main objective of this Ph. D. is to document the size-resolved concentration of desert dust all along its atmospheric cycle in order to better constrain the emission/transport/deposition modelling of these aerosols. The data were essentially acquired in south Tunisia over the experimental plot of the Institut des Régions Arides of Médenine, during the 2017 and 2018 field campaigns of the WIND-O-V (WIND erOsion in presence of sparse Vegetation) project.

The analysis of the collected data allowed us to 1) assess the magnitude and size-distribution of the vertical emission flux by application of the gradient method in 11 size-classes between 0.46 and 8.66 μm as well as the dynamical factors controlling them, 2) improve the current emission models and discuss their discrepancies, and 3) document the size-distribution of the particles transported in the atmosphere outside the erosion periods.

In particular, this study showed for the first time that the size-distribution of the vertical flux does not depend only on the wind friction velocity but also on the thermal stability of the Surface Boundary Layer (SBL). Indeed, the vertical flux of particles smaller than approximately

4 μm increases with wind speed but also very rapidly with instability, and this even more so as the particles become finer. For particles with above 4 μm diameter, instability plays a negligible role. Conversely, the increase of the vertical flux with u_* is faster for the coarsest particles, which leads to an overall enrichment of this type of particles by strong wind.

These results led me to propose a new parameterization, based on the Gillette & Passi (1988) equation, and in which the increase of the vertical flux with both u_* and the SBL instability are accounted for. As compared to the previous model, this new parameterization improves significantly the representation of the vertical flux measured on the field.

Finally, by analyzing the number and volume size-distributions of the transported aerosols, the presence of three modes of particles could be evidenced. One fine and one intermediary modes centered on 0.6 and 2 μm dominate the number size-distributions. In the volume ones, the fine mode is negligible and the intermediated mode located around 4 to 5 μm coexist with a coarse mode centered on 10 to 12 μm . The proportions of these modes can be linked to the dynamical conditions prevailing during the emission (the most energetic events being enriched in fine and intermediate modes), subsequently modified by selective deposition of the coarsest mode during a more or less long-range transport.

Keywords: desert dust, size distribution, in-situ measurements, atmospheric stability, Tunisia, WIND-O-V

Laboratoire : Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA)
UMR CNRS 7583, Université Paris-Est Créteil, Université de Paris, Institut
Pierre Simon Laplace
Faculté des Sciences et Technologie
61 avenue du Général de Gaulle
94010 Créteil Cedex, France

Remerciements

Après un long chemin de 3 ans et demi, il est temps de remercier toutes les personnes qui ont permis la réalisation de ce travail. Je désire leur témoigner ma gratitude via ces quelques lignes.

Mes sentiments de reconnaissance vont en premier lieu à mon directeur de thèse, Stéphane ALFARO, et à ma co-encadrante de thèse, Christel BOUET, pour la confiance qu'ils m'ont accordée en acceptant d'encadrer ce travail doctoral. Cela a été un plaisir et un grand honneur de travailler sous votre direction. Tout au long de la thèse, vous avez été toujours disponibles et à l'écoute de mes nombreuses questions. Avec vous, j'ai appris à bien communiquer et présenter mes travaux, à vérifier toutes les hypothèses, à amener des preuves et à les argumenter. Merci de m'avoir aidée, conseillée, guidée, encouragée et de m'avoir permis d'en arriver là où je suis aujourd'hui.

Je voudrais remercier tout particulièrement l'ensemble des membres du jury, qui m'ont fait l'honneur d'accepter de juger mon travail : M. Charles BIELDERS et Mme. Isabelle CHIAPELLO pour avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse, Mme. Cyrielle DENJEAN et M. Laurent MENUT qui ont bien voulu être examinateurs, et M. Michel ATTOUI pour avoir accepté l'invitation à participer à ce jury.

Je remercie le CNRS d'avoir financé cette thèse et M. Patrice COLL qui m'a accueillie comme doctorante au LISA et prodigué son soutien administratif tout au long de ce travail.

Je remercie Jean Louis d'avoir assuré mon encadrement pendant 3 mois sur le terrain au cours des campagnes WIND-O-V, le travail avec toi c'est toujours un plaisir. Mes remerciements s'adressent à Gilles BERGAMETTI et Jean Louis RAJOT, pour les conseils (méthodologiques, bibliographiques et de recherche) et les échanges constructifs que l'on a pu avoir au cours de la thèse. Merci de sacrifier beaucoup de votre temps à discuter avec moi pour répondre à mes questions, suggestions, doutes me permettant d'avoir des réponses et des idées plus claires.

Merci à Béatrice MARTICORENA pour nous avoir fourni le programme de calcul des paramètres dynamiques, tes explications, tous tes conseils et ton extrême gentillesse.

J'adresse mes remerciements à Guillaume SIOUR qui a réalisé les simulations d'émission de poussières avec le modèle CHIMERE.

Je tiens à remercier M. Houcine KHATTELI, directeur de l'Institut des Régions Arides de Médenine, pour nous avoir donné accès à la parcelle expérimentale de Dar Dhaoui et pour l'aide logistique fournie pendant toute l'expérience. Je remercie également toute l'équipe « érosion éolienne » du laboratoire d'érémologie et de lutte contre la désertification (Mohamed LABIADH, Saâd SEKRAFI et Mohsen LTIFI) qui nous a accueillis. Elle a permis d'assurer le succès des campagnes WIND-O-V. Une grande pensée pour les gardiens des stations expérimentales (Noureddine, Boukhli, Mokhtar Elghoul et Mousbah Elghoul) que je remercie pour leur aide et la surveillance constante du système expérimental.

Je remercie Anaïs FERON, Sandra LAFON, Servanne CHEVAILLIER, Thierry HENRY DES TUREAUX, pour les moments partagés sur le terrain durant les deux campagnes de mesure WIND-O-V.

Un grand merci aux professeurs Yaping SHAO et Masahide ISHIZUKA pour avoir accepté de partager avec nous les données de la campagne JADE ainsi qu'à Mme. Cyrielle DENJEAN qui nous a fourni les données des mesures aéroportées de SAMUM, FENNEC, ADRIMED et AMMA.

J'adresse une dédicace spéciale à tous les membres du personnel du laboratoire LISA, en particulier aux membres de l'équipe modélisation avec qui j'ai partagé de bons moments, la liste étant sans doute trop longue, je remercie ici toute personne que je n'aurais pas citée et qui a contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail. .

Ma gratitude et mes très sincères remerciements à ma mère Amel NJEH qui a cru en moi et en mes capacités, qui m'a laissé choisir ma voie sans jamais me critiquer et qui a toujours eu confiance en moi. De tout mon cœur, je te dis : « Merci maman ».

Je tiens également à remercier la famille Ali NJEH et la famille Mahmoud KRID pour leur amour, leur bienveillance et leur respect sans lesquels je ne serais pas ce que je suis aujourd'hui.

Je tiens à exprimer ma grande gratitude envers mon oncle Taha NJEH et Fawzi MALLEK qui m'ont toujours soutenu dans mes études ainsi que à ma grand-mère Baya et Tata Essia pour leur soutien moral indéfectible et leurs prières qui m'ont toujours protégées.

Ce travail est dédié à toute personne qui m'a aidée à
franchir un horizon dans
ma vie...

Bouthaina

Table des matières

| | |
|---|-----------|
| CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE | 1 |
| CHAPITRE 2 : CONTEXTE DE L'ETUDE | 7 |
| 1. DYNAMIQUE DE LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE | 7 |
| 1.1. LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE | 7 |
| 1.2. LA STABILITE DE L'ATMOSPHERE | 7 |
| 1.3. PARAMETRES DYNAMIQUES | 9 |
| 2. LA PHYSIQUE DE L'EROSION EOLIENNE ET DE L'EMISSION DES AEROSOLS DESERTIQUES | 11 |
| 2.1. L'HORIZON DE SURFACE DES SOLS ARIDES ET SEMI-ARIDES | 11 |
| 2.2. LA SALTATION | 12 |
| 2.3. LE SANDBLASTING ET SON EFFICACITE MASSIQUE | 13 |
| 2.4. LA GRANULOMETRIE A L'EMISSION (THEORIE, MESURES DE TERRAIN...) | 18 |
| 3. LE TRANSPORT ET LE DEPOT | 19 |
| 3.1. L'ENTRAINEMENT VERTICAL ET LE TRANSPORT HORIZONTAL | 19 |
| 3.2. LES PROCESSUS DE DEPOT ET LEUR IMPACT SUR LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE | 22 |
| CHAPITRE 3 : STRATEGIE EXPERIMENTALE | 25 |
| 1. LES CAMPAGNES DE TERRAIN WIND-O-V | 25 |
| 1.1. DESCRIPTION DE LA PARCELLE EXPERIMENTALE | 25 |
| 1.2. DESCRIPTION DU DISPOSITIF DE MESURE | 27 |
| 2. DETERMINATION DES PARAMETRES DYNAMIQUES | 28 |
| 3. LE COMPTEUR OPTIQUE WELAS® | 29 |
| 3.1. DEFINITION | 29 |
| 3.2. PRINCIPE | 29 |
| 3.3. MISE EN ŒUVRE | 30 |
| 3.4. CALIBRATION | 31 |
| 3.5. PRECAUTIONS | 31 |
| 3.6. INTERCOMPARAISON DES DEUX WELAS® | 31 |
| 4. RESUME DES CRITERES DE SELECTION D'UN EVENEMENT D'EROSION EOLIENNE | 36 |
| 5. MESURE DES AEROSOLS PAR TELEDETECTION | 36 |
| 5.1. AERONET | 37 |
| 5.2. LA DETERMINATION DE L'ORIGINE DE PROVENANCE DES PANACHES DE POUSSIERES | 39 |
| 5.2.1. <i>Le capteur MODIS</i> | 39 |
| 5.2.2. <i>Le modèle HYSPLIT</i> | 39 |
| 5.2.3. <i>Modélisation CHIMERE</i> | 42 |
| CHAPITRE 4 : CARACTERISATION DU FLUX VERTICAL DE POUSSIERE DETERMINE PAR LA METHODE DU GRADIENT EN SITUATION D'EROSION. IMPLICATIONS POUR LE TRANSPORT VERTICAL DES PARTICULES DANS LA CLS | 43 |
| 1. PARTIE A : INFLUENCE DE LA STABILITE ATMOSPHERIQUE SUR LA DISTRIBUTION EN TAILLE DU FLUX VERTICAL DE POUSSIERE MESUREE EN CONDITIONS D'EROSION AU-DESSUS D'UN CHAMP SABLEUX NU | 43 |
| 1.1. INTRODUCTION | 43 |
| 1.2. FAC SIMILE DE L'ARTICLE | 43 |
| 1.3. RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS | 44 |
| 1.4. DISCUSSION | 44 |

| | | |
|------------|---|-----------|
| 1.4.1. | <i>Influence du fetch</i> | 44 |
| 1.4.2. | <i>Impact de l'incertitude liée aux faibles concentrations</i> | 48 |
| 1.4.2.1. | Méthodologie : principe du calcul de l'incertitude relative sur les flux verticaux par classe de tailles .. | 48 |
| 1.4.2.2. | Résultats | 49 |
| 1.4.2.2.1. | Incertitude sur C liée à l'intercomparaison | 49 |
| 1.4.2.2.2. | Incertitude sur C liée à la moyenne..... | 50 |
| 1.4.3. | <i>Comparaison avec les flux obtenus par Eddy-Covariance (EC)</i> | 55 |
| 1.4.3.1. | Principe et limites de la méthode d'EC..... | 55 |
| 1.4.3.2. | Protocole d'intercomparaison des deux méthodes..... | 56 |
| 1.4.3.3. | Résultats | 57 |
| 1.4.3.3.1. | Ajustement d'une fonction puissance sur les données expérimentales | 57 |
| 1.4.3.3.2. | Ecart à la loi en puissance | 58 |
| 1.5. | INFLUENCE DE L'ETAT DE SURFACE | 60 |
| 1.5.1. | <i>WIND-O-V 2018</i> | 60 |
| 1.5.2. | <i>AMMA</i> | 62 |
| 1.6. | CONCLUSION PARTIELLE | 63 |
| 2. | PARTIE B : PRISE EN COMPTE DE L'IMPACT DE LA STABILITE ATMOSPHERIQUE DANS LA REPRESENTATION DU FLUX VERTICAL DE POUSSIERES EN CONDITIONS D'EROSION | 64 |
| 2.1. | NOUVELLE PARAMETRISATION | 64 |
| 2.1.1. | <i>Considérations théoriques</i> | 64 |
| 2.1.2. | <i>Performances de la nouvelle paramétrisation</i> | 65 |
| 2.2. | APPLICABILITE DE LA METHODE AUX RESULTATS DE L'EXPERIENCE JADE..... | 67 |
| 2.3. | IMPLICATIONS POUR LA DETERMINATION DE LA GRANULOMETRIE DES PARTICULES PRODUITES PAR SANDBLASTING ET LA MODELISATION DE LA PHASE INITIALE DU CYCLE DES POUSSIERES..... | 71 |
| | CHAPITRE 5 : GRANULOMETRIE DES AEROSOLS DESERTIQUES TRANSPORTES | 73 |
| 1. | AEROSOL TRANSPORTE PRES DE LA SURFACE PENDANT WIND-O-V | 73 |
| 1.1. | DEFINITION DES EPISODES D'ADVECTION/CRITERES DE SELECTION | 73 |
| 1.2. | RESULTATS | 74 |
| 1.2.1. | <i>Périodes d'advection</i> | 74 |
| 1.2.2. | <i>Distribution granulométrique de l'aérosol transporté près de la surface</i> | 77 |
| 1.2.3. | <i>Interprétation</i> | 79 |
| 1.3. | DECONVOLUTION DES DISTRIBUTIONS GRANULOMETRIQUES DES EPISODES D'ADVECTION..... | 84 |
| 2. | AEROSOL TRANSPORTE DANS L'ENSEMBLE DE LA COLONNE ATMOSPHERIQUE | 87 |
| 2.1. | SITES AERONET RETENUS ET CRITERES DE SELECTION DES EVENEMENTS DE POUSSIERE | 87 |
| 2.2. | RESULTATS | 90 |
| 2.2.1. | <i>Nombre de cas retenus à chaque station</i> | 90 |
| 2.2.2. | <i>Variabilité de la distribution granulométrique en volume</i> | 90 |
| 2.2.3. | <i>Granulométrie en nombre</i> | 91 |
| 3. | COMPARAISON DES GRANULOMETRIES MESUREES PRES DE LA SURFACE (EN CONDITION D'ADVECTION OU D'EMISSION) ET DANS LA COLONNE | 91 |
| 3.1. | METHODE | 92 |
| 3.2. | RESULTATS | 92 |
| 3.3. | DISCUSSION..... | 93 |
| 4. | COMPARAISON AVEC LES DONNEES DE LA LITTERATURE | 94 |
| 4.1. | DONNEES INTEGREES SUR LA COLONNE (AERONET)..... | 94 |
| 4.2. | DONNEES DES CAMPAGNES INTERNATIONALES..... | 95 |
| 4.2.1. | <i>Mesures de surface effectuées pendant AMMA</i> | 95 |
| 4.2.2. | <i>Mesures aéroportées (AMMA, SAMUM, Fennec, ADRIMED)</i> | 96 |

| | |
|---|------------|
| 5. CONCLUSION | 98 |
| CHAPITRE 6 : CONCLUSION ET PERSPECTIVES..... | 101 |
| LISTE DES ACRONYMES | 105 |
| LISTE DES SYMBOLES..... | 107 |
| ANNEXE A | 109 |
| ANNEXE B..... | 114 |
| ANNEXE C..... | 115 |
| ANNEXE D | 129 |
| LISTE DES FIGURES | 139 |
| LISTE DES TABLEAUX | 143 |
| BIBLIOGRAPHIE | 145 |

Chapitre 1 : Introduction générale

Les reconstructions de la composition de l'atmosphère terrestre sur les deux derniers milliers d'années montrent que cette composition est restée relativement stable jusqu'au milieu du 19^{ème} siècle (Forster et al., 2007). Pendant cette longue période, l'homme n'avait qu'une influence extrêmement faible sur cette composition et les concentrations en espèces gazeuses et particulaires correspondaient aux niveaux de fond résultant de processus naturels. Ensuite, avec l'arrivée de l'ère industrielle, les activités humaines se sont intensifiées et ont conduit à l'émission massive de composés solides ou gazeux dans l'atmosphère. Les observations montrent que cette modification de la composition de l'atmosphère a déjà entraîné une évolution notable du climat de la Terre, tant à l'échelle régionale que globale. Ainsi, l'augmentation de 1°C de la température moyenne de la surface de la Terre observée au cours du 20^{ème} siècle (IPCC, 2001) est attribuable à l'intensification de l'effet de serre lié à ces émissions. Les prévisions les plus récentes des modèles sont pessimistes puisqu'elles indiquent que cette élévation de la température moyenne va se poursuivre et pourrait être comprise entre 2 et 7°C à l'horizon 2100 (6^{ème} rapport d'évaluation de l'IPCC prévu pour 2021). Les conséquences du réchauffement climatique deviennent progressivement une réalité à différents endroits de la planète. Parmi ces conséquences, on peut citer à titre d'exemples l'élévation du niveau des océans et l'apparition d'événements météorologiques extrêmes, tels que des records de chaleur, mais aussi des épisodes de froid polaire. Il y a aussi l'augmentation de l'intensité des catastrophes d'origine naturelle telles que des ouragans et des cyclones et l'augmentation de la fréquence des feux de forêts. A long terme, on devrait également voir l'apparition de réfugiés climatiques, dont le nombre est estimé à plus de 143 millions en 2050 (Kumari Rigaud et al., 2018), l'explosion de la pauvreté d'ici à 2030, la disparition d'une espèce sur 6 dans le monde animal, et la recrudescence de maladies, voire l'émergence de nouvelles.

La prévision de l'évolution future de la composition de l'atmosphère et de ses impacts environnementaux est cruciale pour limiter ces impacts ou, dans le cas où cela ne serait pas possible, pour dimensionner les mesures d'adaptation. Ces prévisions requièrent l'utilisation de modèles extrêmement complexes capables de simuler non seulement le cycle de tous les constituants minoritaires de l'atmosphère, mais aussi leurs interactions avec le milieu environnant.

Parmi ces constituants, ce sont les particules solides ou liquides en suspension dans la troposphère qui représentent à l'heure actuelle la source majeure d'incertitude dans les modèles (Boucher, 2012). Ces petites particules, désignées couramment par le terme « aérosols », peuvent être d'origine naturelle ou anthropique.

Les principaux aérosols naturels sont les particules produites par abrasion éolienne des surfaces océaniques (sels de mer) ou continentales (aérosols terrigènes), les sulfates naturels, les aérosols résultant de l'activité volcanique et ceux résultant des feux de forêt d'origine naturelle (aérosols carbonés). L'abondance naturelle de ces types d'aérosols peut être modifiée par les activités humaines. Par exemple, la déforestation, qui expose de plus grandes surfaces à l'action du vent, accroît la quantité de poussières dans l'atmosphère.

Les principaux aérosols d'origine anthropique sont les sulfates, les nitrates et les aérosols carbonés (particules de carbone noir, carbone brun et carbone organique). Beaucoup sont issus directement ou indirectement de la combustion des énergies fossiles.

Lorsque les particules ont été émises directement sous forme solide dans l'atmosphère, on les qualifie de 'primaires'. Lorsqu'elles sont formées par l'intermédiaire des précurseurs gazeux, on parle de particules 'secondaires'.

Selon les estimations les plus récentes de l'IPCC, à l'échelle globale et tous aérosols confondus, les aérosols naturels représentent près de 80% de la masse particulaire et un peu moins de la moitié (30% du total) est constituée des aérosols terrigènes. Les modèles globaux estiment qu'il y a entre 1000 et 3000 Tg d'aérosols terrigènes (également appelés « poussières désertiques ») injectés dans l'atmosphère chaque année (Tab. 1.1).

Tableau 1.1 : Estimation des flux d'émission des principaux types d'aérosols primaires et des précurseurs des aérosols secondaires (Boucher, 2012).

| Type d'aérosol | Flux d'émission (par an) |
|--|--------------------------|
| Aérosols primaires naturels | |
| Poussières désertiques | 1000–3000 Tg |
| Sels marins | 1000–6000 Tg |
| Aérosols de feux de biomasse | 20–35 Tg |
| Aérosols primaires biogéniques | |
| dont bactéries | 40–1800 Gg |
| dont spores | 28 Tg |
| Précurseurs d'aérosols secondaires naturels | |
| DMS | 20–40 Tg S |
| SO ₂ volcanique | 6–20 Tg S |
| Terpènes | 40–400 Tg |
| Aérosols primaires anthropiques | |
| Poussières industrielles | 40–130 Tg |
| Aérosols de feux de biomasse | 50–90 Tg |
| Carbone suie (combustibles fossiles) | 6–10 Tg |
| Carbone organique (combustibles fossiles) | 20–30 Tg |
| Précurseurs d'aérosols secondaires anthropiques | |
| SO ₂ | 70–90 Tg S |
| Composés organiques volatils | 100–560 Tg C |
| NH ₃ | 20–50 Tg N |

Les aérosols terrigènes sont émis principalement depuis les régions hyperarides, arides et semi-arides de la planète (Prospero et al., 2002) par érosion éolienne de la surface du sol d'où le terme « aérosols désertiques » ou « poussières désertiques ». Dans ce travail, les appellations 'particules minérales', voire simplement 'poussières' (dust, en anglais), seront également employées.

La Figure 1.1 présente une cartographie de l'indice d'aridité (*Aridity Index*, ou AI) des surfaces continentales. Cet indice est calculé à partir des données de précipitations et d'évapotranspiration potentielle pour la période 1980-2015, issues de la base de données TerraClimate (Abatzoglou et al., 2018). La similarité entre cette carte et celle des 'sources de poussières' (dust sources) proposée par Prospero et al. (2002) sur la base des observations TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) via l'indice d'absorption des aérosols (*Absorbing Aerosol Index* en anglais, soit AAI) (Fig. 1.2) est frappante. On observe que les régions hyperarides à semi-arides émettrices d'aérosols minéraux se localisent surtout sur la moitié nord du continent africain, la péninsule arabique, et sur un bon quart de l'Asie. C'est ce qui a valu à ce continuum le surnom de 'dust belt' (Prospero et al., 2002).

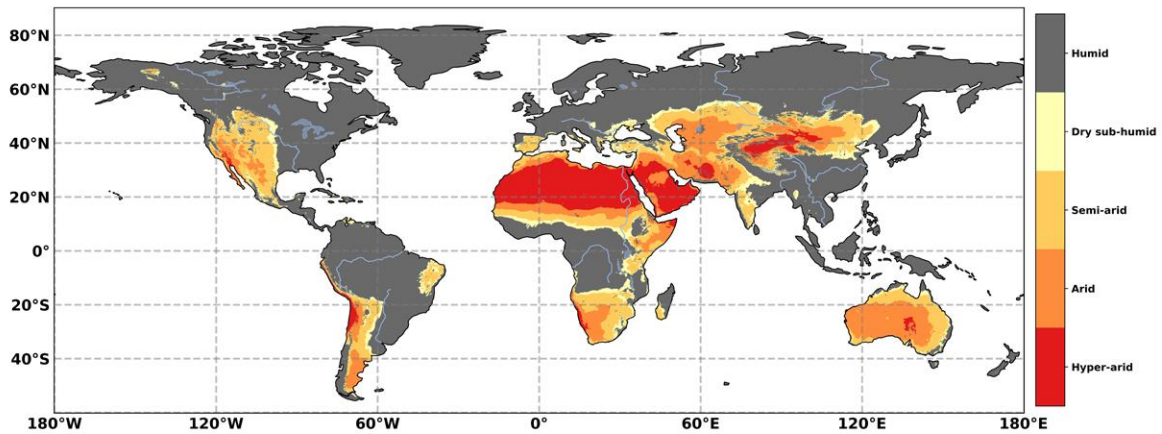


Figure 1.1 : Répartition géographique des zones arides, en fonction de l'indice d'aridité (AI). Une région est définie comme humide lorsque $AI > 0,65$ (en gris), sous-humide sèche pour $0,50 < AI \leq 0,65$ (en jaune), semi-aride pour $0,20 < AI \leq 0,50$ (en orange clair), aride pour $0,05 < AI \leq 0,20$ (en orange), et hyperaride pour $AI < 0,05$ (rouge) (Mirzabaev et al., 2019).

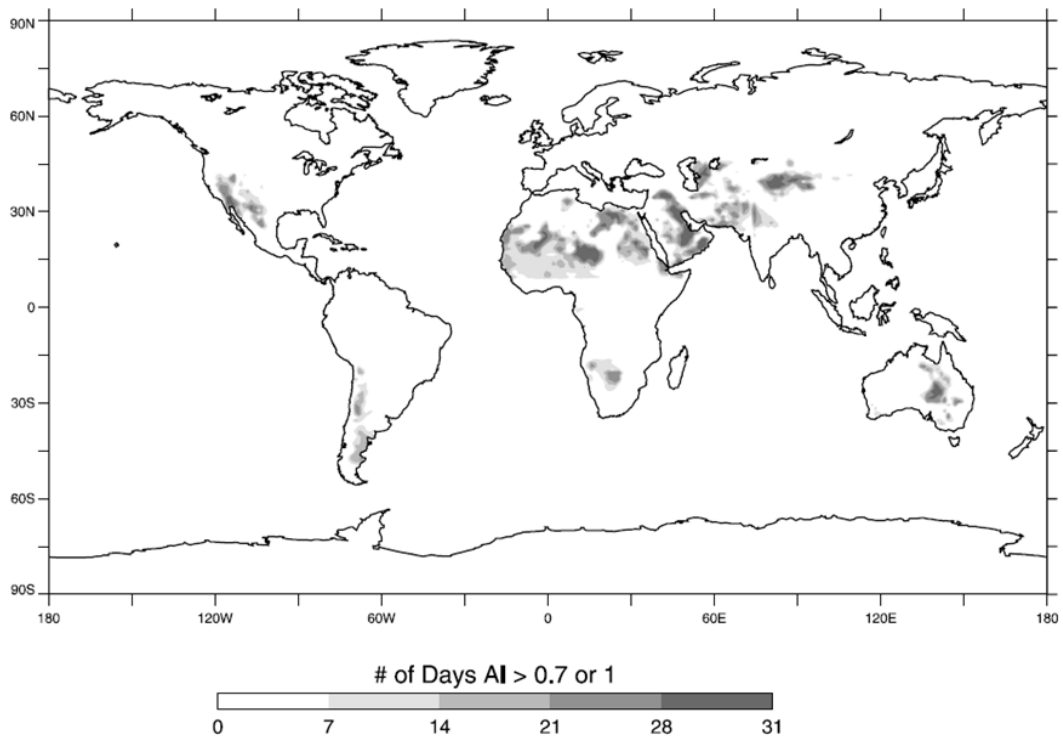


Figure 1.2 : Répartition des sources des aérosols désertiques et leurs intensités par la représentation du nombre de jour où l'indice d'absorption des aérosols (AAI) est supérieur à 0,7 à l'aide de TOMS (Prospero et al., 2002).

Les propriétés physico-chimiques des aérosols dépendent de la nature des sols à partir desquels ils sont émis et des processus mis en jeu à l'émission et au cours de leur transport. Les aérosols désertiques sont des mélanges complexes de minéraux (Tab. 1.2). Ils sont composés généralement de quartz, de calcite, de dolomite.

Ainsi, ils contribuent à la redistribution d'éléments chimiques entre les différents réservoirs (atmosphère, surfaces océaniques et continentales) du système Terre (Duce et al., 2008; Mahowald et al., 2017; Swap et al., 1992) par exemple dans les régions agricoles, la perte des particules fines libérées par l'érosion éolienne entraîne une dégradation progressive des sols,

car ces particules sont riches en nutriments et en matière organique (Bielders et al., 2002; Sterk et al., 1996; Webb et al., 2012). Inversement, à l'autre extrémité du cycle, le dépôt de particules minérales peut représenter une précieuse source de nutriments (fer ou phosphore...) pour les écosystèmes marins, via le développement du phytoplancton (Duce et al., 1991; Jickells et al., 2005), ou terrestres (e.g., Swap et al. (1992) pour la forêt amazonienne).

Tableau 1.2 : Estimation en masse (en μg) des minéraux (quantifiée par Diffraction à Rayons X – DRX) pour des échantillons d'aérosols désertiques prélevés au Niger (N) et en Tunisie (T1 / T2 / T3) (Nowak et al., 2018).

| Sample mineral masses (μg) | N | T1 | T2 | T3 |
|---|-----|-----|-----|-----|
| Kaolinite | 370 | 94 | 25 | 43 |
| Illite | 175 | 188 | 57 | 85 |
| Palygorskite | - | 108 | 28 | 29 |
| Quartz | 680 | 118 | 46 | 64 |
| Calcite | - | 829 | 320 | 447 |
| Dolomite | - | 64 | 25 | 32 |
| Microcline | 175 | - | - | - |

Une fois émis, les aérosols désertiques sont transportés par les mouvements de l'atmosphère avant de finir par se déposer soit par voie sèche, soit par voie humide. Au cours de ce cycle, ils ont des impacts importants sur leur environnement.

Lors de leur phase de transport, c'est-à-dire lorsqu'ils sont encore en suspension dans l'air, les aérosols désertiques absorbent et diffusent les rayonnements solaire et tellurique (Sokolik et al., 2001). Dans les régions où les concentrations sont les plus fortes, ceci peut entraîner une réduction de visibilité dangereuse pour le trafic aérien ou terrestre (Pauley et al., 1996). Plus généralement, l'absorption et la diffusion du rayonnement par les aérosols désertiques contribuent à modifier le climat de notre planète (Miller et al., 2014) : on parle alors d'effet radiatif 'direct'.

Même si elles sont généralement considérées comme peu hydrophiles (Herich et al., 2009), certains auteurs (e.g., Levin et al., 1996 ; Derimian et al., 2017) ont montré que lorsqu'elles sont mélangées à d'autres types d'aérosols (notamment, les sulfates), les particules désertiques peuvent interagir avec la vapeur d'eau et favoriser la formation des nuages (Weger et al., 2018) ou modifier leurs propriétés microphysiques (Wurzler et al., 2000). Ceci a potentiellement des conséquences non seulement sur les précipitations (Rosenfeld et al., 2001) mais également sur l'aptitude des nuages à réfléchir le rayonnement solaire (albédo) : c'est le 'premier effet indirect' (Twomey, 1991).

Les aérosols désertiques jouent aussi un rôle clé dans la chimie atmosphérique (voir l'article de synthèse de Usher et al. (2003) par exemple). Ils peuvent intervenir soit directement en adsorbant et diminuant la concentration de certains gaz très réactifs tels que l'ozone (Dentener et al., 1996), soit en modifiant par leur présence la densité de flux de rayonnement (flux actinique) nécessaire à l'initiation de réactions photochimiques (Dickerson et al., 1997)

Enfin, les particules minérales en suspension dans les couches de l'atmosphère proches de la surface, et plus spécialement les particules les plus fines qui peuvent pénétrer profondément dans les voies respiratoires, ont un impact négatif sur la santé humaine (Middleton, 2017; Venero-Fernández, 2016; Zhang et al., 2016). Il est à noter que, s'ils sont nocifs pour l'homme, les aérosols ont également un impact sur les animaux (Idso, 1976) et les végétaux (Armbrust & Retta, 2000; Farmer, 1993; Prajapati, 2012).

Etant émis depuis la surface, les aérosols désertiques sont trouvés essentiellement dans la troposphère. Leur durée de vie y varie entre seulement quelques heures pour les plus grosses particules et quelques jours pour les plus fines (Schepanski, 2018). Du fait de ce temps de séjour relativement court, les plus fortes concentrations sont observées à proximité ou sous le vent des principales zones d'émission. C'est en partie cette hétérogénéité spatiale des champs de concentration, combinée à une variabilité temporelle également importante, qui rend difficile l'évaluation de l'impact des aérosols désertiques sur leur environnement. L'information sur les champs de concentration et la distribution granulométrique associée ne peut être obtenue que par la modélisation du cycle des particules désertiques. Cette modélisation repose elle-même sur une bonne compréhension de tous les processus régissant leur 1) production, 2) transport atmosphérique, et 3) dépôt. La validation des modèles proposés ne peut être réalisée que par comparaison de leurs produits avec les résultats de mesures réalisées directement en conditions naturelles. Malheureusement, compte tenu de leur lourdeur, et donc de leur coût, les mesures les plus complexes mettant en œuvre de nombreuses techniques instrumentales et parfois des moyens mobiles (avions...) sont généralement réalisées au cours de campagnes expérimentales spécialement dédiées mais limitées dans le temps.

En outre, connaître la concentration ne suffit pas pour quantifier les impacts : il est également nécessaire de connaître, à chaque instant et en tout point de l'atmosphère, les caractéristiques physiques et compositionnelles des particules. Parmi celles-ci, la granulométrie (ou distribution en taille) joue un rôle crucial. En effet, comme indiqué ci-dessus, elle contrôle l'aptitude des particules au transport atmosphérique, l'efficacité de leurs interactions avec le rayonnement, leur surface d'échange pour la chimie hétérogène, et leur capacité à être inhalée plus ou moins profondément dans les voies respiratoires. Il en résulte qu'à l'heure actuelle, la granulométrie de l'aérosol désertique, malgré son rôle clef à la fois dans le cycle et dans les impacts, reste une source d'incertitude majeure dans les modèles climatiques. A titre d'exemple, Menut et al. (2007) ont démontré que, pour un nombre de classe de taille fixé, l'utilisation du modèle proposé par Foret et al. (2006) pour décrire la granulométrie des aérosols désertiques dans les modèles 3D réduisait d'un facteur 2 les erreurs numériques sur les concentrations simulées comparée au schéma iso-log classiquement utilisé. Plus récemment, grâce aux résultats du projet Aerosol Comparisons between Observations and Models (AEROCOM ; Huneus et al. (2011); Textor et al. (2006, 2007)), qui était une initiative internationale visant à faire avancer la compréhension des aérosols et de leurs impacts sur le climat, Bergametti & Forêt (2014) ont pu montrer que, selon la distribution en taille utilisée, les différences (exprimées sous la forme d'un rapport) entre 2 modèles extrêmes du dépôt massique annuel simulé passaient de 3,7 à 1,9.

Si l'on veut réduire l'incertitude des modèles, il est donc nécessaire de documenter aussi précisément que possible le domaine de variabilité de la distribution granulométrique de l'aérosol désertique mesurée en conditions naturelles, et ce pour des conditions aussi différentes que lors d'un événement d'émission, au cours du transport, voire lors du dépôt.

Dans ce travail, nous allons exploiter les données acquises pendant les deux campagnes de mesures intensives du projet WIND-O-V (WIND erOsion in presence of sparse Vegetation) financé par l'Agence Nationale de la Recherche (2016-2020). Elles se sont déroulées au printemps 2017 et 2018 dans la région de Médenine (sud de la Tunisie). Le projet WIND-O-V a pour objectifs d'améliorer les schémas d'émission des modèles régionaux de dispersion de poussières, de déduire une organisation optimale des cultures pour une gestion durable des sols et de quantifier l'érosion éolienne et la perte en fertilité des sols en fonction de la végétation et du vent. D'une manière générale, le sud tunisien est une région source très active dans laquelle on peut étudier in situ l'émission d'aérosols désertiques, mais c'est également une région sous le vent des déserts du nord de l'Afrique (Sahara, déserts libyens) dans laquelle on peut caractériser l'aérosol transporté depuis des sources plus ou moins lointaines. Parmi les données

acquises pendant les deux campagnes, celles réalisées avec deux compteurs optiques placés à quelques mètres de la surface ont été particulièrement précieuses pour caractériser la granulométrie des aérosols désertiques au cours de plusieurs événements d'émission et d'advection.

En complément des mesures réalisées sur le site expérimental WIND-O-V lui-même, nous avons également bénéficié de la présence d'un photomètre du réseau AERONET (AErosol RObotics NETwork, Holben et al. (1998)) installé à l'Institut des Régions Arides (IRA) de Médenine. Nous avons exploité les mesures de cet instrument pour documenter la granulométrie de l'aérosol désertique transporté non plus seulement près de la surface mais dans l'ensemble de la colonne atmosphérique.

Cette thèse est organisée suivant 6 chapitres :

Le chapitre 1 qui est la présente introduction générale.

Le chapitre 2 est consacré à une étude du contexte général de ma thèse. Les principales caractéristiques physiques de la couche limite de surface et les processus responsables de l'émission et du dépôt des aérosols terrigènes y sont rappelés.

Le chapitre 3 présente la stratégie expérimentale qui a été utilisée. On y précise les caractéristiques du site expérimental ainsi que les techniques employées lors des campagnes de terrain du projet WIND-O-V pour caractériser les conditions dynamiques (vitesse de friction, rugosité de surface, critères de stabilité...) et la distribution granulométrique (concentration en nombre par classe de taille) à l'émission ou pendant les épisodes d'advection. Ce chapitre présente également les mesures complémentaires (photomètre, notamment) utilisées pour documenter la granulométrie de l'aérosol transporté.

Le chapitre 4 présente les premiers résultats obtenus dans cette thèse, sous la forme d'un article publié dans la revue internationale à comité de lecture *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, dont les principaux résultats sont l'étude de la distribution granulométrique des aérosols désertiques à l'émission, et la relation entre la distribution en taille à l'émission et les paramètres dynamiques. En complément à cet article, une comparaison entre ces nouveaux résultats et d'autres obtenus au Niger pendant la campagne Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA) est présentée, ainsi qu'une brève présentation du récent travail de Shao et al. (2020) qui converge dans le même sens que nous avec des données de la campagne JADE (The Japanese Australian Dust Experiment). En plus, dans ce chapitre, une nouvelle paramétrisation de l'équation classique de détermination du flux vertical est proposée.

Le chapitre 5 traite de la granulométrie des aérosols désertiques au cours de leur transport, d'abord près de la surface, puis intégrée sur la colonne atmosphérique, par l'exploitation des mesures in situ, des mesures aéroportées et spatiales.

Au terme de ce document, les conclusions générales de cette étude sont exposées dans le chapitre 6. Des perspectives sont ensuite présentées afin de compléter et approfondir les travaux menés.

Chapitre 2 : Contexte de l'étude

Dans ce chapitre, nous allons détailler les éléments théoriques nécessaires à la bonne compréhension des processus décrits dans cette thèse. Nous rappellerons d'abord les principales caractéristiques physiques de la couche limite de surface, puis nous ferons le point sur l'état actuel de la connaissance des processus responsables de l'émission, du transport et du dépôt des aérosols terrigènes.

1. Dynamique de la couche limite atmosphérique

1.1. La couche limite atmosphérique

La Couche Limite Atmosphérique (CLA) est définie comme étant la partie de la troposphère directement influencée par la surface terrestre (Stull, 1988). Au sein de la CLA, les échanges surface-atmosphère comprennent les flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité ainsi que les flux d'aérosols. L'épaisseur de la CLA peut varier de quelques centaines de mètres à deux kilomètres de hauteur, en lien avec les cycles journaliers de réchauffement et de refroidissement de la surface terrestre, et aussi en lien avec la nature de la surface du sol et sa topographie. La Figure 2.1 schématise l'évolution sur 24 heures de l'altitude des différentes couches d'air composant la CLA. Sur cette figure, on peut aussi distinguer la Couche Limite de Surface (CLS) qui est la partie de la couche limite directement en contact avec le sol. La couche de surface représente environ 10% de la hauteur de la CLA mélangée (Panofsky & Dutton, 1984). Elle est définie comme la région où la température diminue rapidement avec l'altitude pendant la journée, et où les flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible et latente sont supposés conservatifs et égaux à ceux du sol (c'est l'hypothèse dite de la 'couche à flux constant').

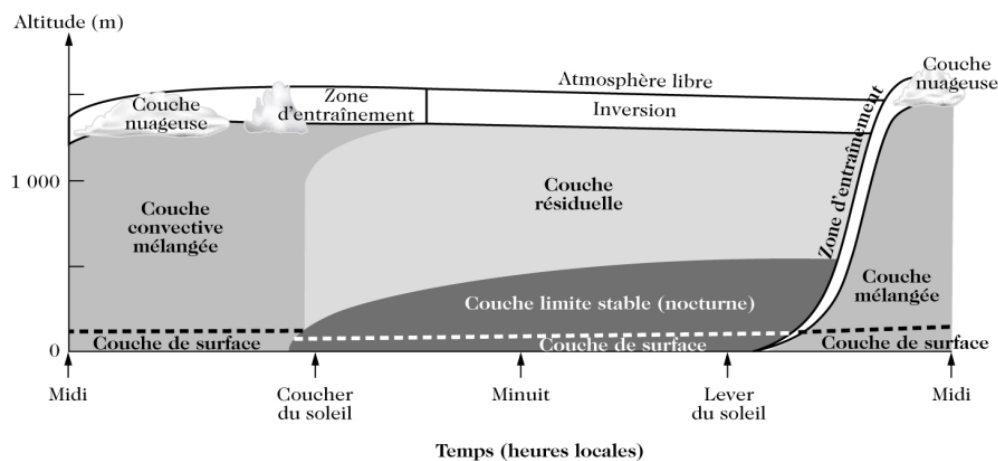


Figure 2.1 : Représentation schématique des couches d'air composant la couche limite atmosphérique (Stull, 1988).

1.2. La stabilité de l'atmosphère

La stabilité atmosphérique est un paramètre qui permet de définir l'état de l'atmosphère et donc sa capacité de mélange. Elle est le résultat de la combinaison d'effets thermiques et dynamiques et elle peut avoir trois états : stable, instable ou neutre (Delmas et al., 2005). Lorsque la surface terrestre est plus chaude que l'air, ce qui se produit le plus souvent en journée, les couches d'air les plus proches du sol se réchauffent et se dilatent. Sous l'effet de la poussée d'Archimède,

elles sont alors entraînées vers le haut. Inversement, les couches d'air froid (donc dense) d'altitude descendent les remplacer. La turbulence en résultant est qualifiée de convective. On l'appelle aussi parfois turbulence thermique puisque son origine est liée à l'existence d'un gradient vertical (négatif) de température. Dans le cas d'un gradient vertical positif (c'est-à-dire lorsque le sol est plus froid que l'air), on a au contraire une situation thermiquement favorable à la stabilité de l'atmosphère.

La turbulence purement thermique est donc observée principalement en journée et en l'absence de nuage, mais également par vents faibles. En effet, lorsque le vent augmente, une deuxième forme de turbulence (la turbulence mécanique) est générée par le fort gradient vertical de vent résultant de la contrainte exercée par le sol sur l'écoulement d'air. En s'opposant à la formation des courants de convection, la turbulence mécanique provoque un déplacement de l'état de la couche limite vers la neutralité. Cette turbulence mécanique augmente l'intensité des transferts et favorise principalement le transport horizontal (advection) des particules éventuellement présentes dans la CLS. Enfin, lorsque les deux sources (thermique et mécanique) de turbulence sont peu actives, la couche limite est stable.

La description ci-dessus des trois états de l'atmosphère n'étant que qualitative, le besoin de disposer de critères quantitatifs s'est vite fait sentir. Plusieurs paramètres, adimensionnels ou non (voir par exemple Golder (1972)), ont donc été proposés pour quantifier la stabilité de l'atmosphère. D'une façon ou d'une autre, ils comparent tous l'importance de la source mécanique de turbulence à celle de la source (ou du puits, en cas de situation thermiquement stable) thermique. Dans la suite de ce travail, nous utiliserons soit la longueur de Monin-Obukhov (L) soit le nombre de Richardson (Ri) pour quantifier la stabilité de la CLS.

Dans le cas de la longueur de Monin-Obukhov (L), la vitesse de friction (u_*) est utilisée pour quantifier le gradient vertical de vitesse de vent horizontal moyen et la température de friction (θ_*) pour caractériser le gradient thermique. Son équation est la suivante :

$$L = \frac{u_*^2}{k \cdot g \cdot \theta_*} \quad (2.1)$$

Avec :

L : la longueur de Monin-Obukhov (en m),

u_* : la vitesse de friction (en $m \cdot s^{-1}$),

θ_* : la température de friction (en K),

g : l'accélération de la pesanteur ($g = 9,81 \cdot m \cdot s^{-2}$),

k : la constante de von Karman ($k = 0,4$).

Contrairement à L , le nombre de Richardson Ri (Richardson, 1920) est adimensionnel. Il est défini par :

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\partial \theta / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2} \quad (2.2)$$

Avec :

T : la température absolue de l'air (en K),

θ : la température potentielle (en K),

u : la composante horizontale de la vitesse moyenne du vent (en m s^{-1}),

z : la hauteur par rapport au sol (en m).

Dans l'équation 2.2, le signe de $\partial\theta/\partial z$ définit celui de Ri et indique si l'atmosphère est thermiquement stable ($Ri > 0$) ou instable ($Ri < 0$). L'amplitude de Ri donne des informations sur la prédominance des effets dynamiques par rapport aux effets thermiques sur la stabilité atmosphérique : plus les effets dynamiques seront importants, plus la valeur de Ri sera faible.

1.3. Paramètres dynamiques

La base de la masse d'air qui se déplace près de la surface rugueuse est soumise à une contrainte de cisaillement de la part du sol. En raison du principe de l'action et de la réaction, elle exerce elle-même une contrainte de même intensité (notée τ) sur cette surface. Cette contrainte est donnée par l'équation suivante (Stull, 1988) :

$$\tau = \rho \cdot \sqrt{(u' \cdot w')^2 + (v' \cdot w')^2} \quad (2.3)$$

Avec :

ρ : la masse volumique de l'air (en kg m^{-3}),

u', v' et w' : les fluctuations, respectivement, des deux composantes horizontales et de la composante verticale de la vitesse du vent (en m s^{-1}).

Par convention, la racine intervenant dans l'équation 2.3 et dont la dimension est celle du carré d'une vitesse est notée u_*^2 . L'expression de la contrainte τ devient donc simplement :

$$\tau = \rho \cdot u_*^2 \quad (2.4)$$

La dimension de τ est celle d'un flux de quantité de mouvement (en $\text{kg m s}^{-1}/(\text{m}^2 \text{ s})$). La théorie de von Karman qui stipule que la contrainte est indépendante de l'altitude dans la CLS (hypothèse du flux constant) montre que, dans des conditions proches de la neutralité, le profil de la vitesse horizontale moyenne du vent ne dépend que de l'altitude (z) et de la rugosité de la surface (Z_0) (Panofsky & Dutton, 1984). Il est donné par l'équation :

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{Z_0}\right) \quad (2.5)$$

Cela signifie que, si on fait l'hypothèse de la neutralité, la vitesse de friction et la hauteur de rugosité peuvent être obtenues expérimentalement à partir de la simple mesure des profils verticaux de vent moyen dans la couche limite de surface et de leur ajustement à l'équation 2.5.

Dans la réalité, la condition de neutralité n'est vérifiée que sur des laps de temps très courts au voisinage du lever et du coucher du soleil. Le reste du temps, la stratification thermique stable

ou instable de la couche limite de surface provoque des déviations par rapport au profil neutre. Pour ces conditions non neutres, la théorie de similitude de Monin-Obukhov (Monin & Obukhov, 1954) fournit une expression modifiée du profil vertical de vent (Arya, 1988) :

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right) \right] \quad (2.6)$$

Où ψ_m est la fonction de correction de stabilité. Sa valeur dépend de la stabilité de la couche limite de surface, elle-même décrite par le paramètre $\frac{z}{L}$.

Une équation comparable peut être écrite pour le profil vertical de température, ce qui donne accès à la température de friction θ_* :

$$\Delta\theta = \theta(z_2) - \theta(z_1) = \frac{\theta_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right) - \psi_h\left(\frac{z_2}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_1}{L}\right) \right] \quad (2.7)$$

Avec :

z_1 et z_2 les hauteurs de mesure de la température (en m).

L'expression des fonctions de stabilité ψ_m et ψ_h est la suivante :

- Pour $\frac{z}{L} < 0$, on est dans des conditions instables et dans ce cas :

$$\psi_m = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (2.8)$$

$$\psi_h = \ln\left(\frac{1+y}{2}\right) \quad (2.9)$$

Avec :

$$x = \left(1 - 15 \frac{z}{L}\right)^{\frac{1}{4}} \text{ et } y = \left(1 - 15 \frac{z}{L}\right)^{\frac{1}{2}}.$$

- Pour $\frac{z}{L} > 0$, on est dans des conditions stables et dans ce cas :

$$\Psi_m = \Psi_h = -15 \frac{z}{L} \quad (2.10)$$

Finalement, que les conditions soient stables, instables ou neutres, la mesure simultanée des profils verticaux de vitesse de vent et de température moyennes ainsi que leur ajustement par les équations ci-dessus permettent de déterminer les valeurs des paramètres dynamiques de la CLS.

2. La physique de l'érosion éolienne et de l'émission des aérosols désertiques

Lors de l'interaction d'une masse d'air avec la surface du sol, une partie de son énergie est transférée au sol via la contrainte aérodynamique exercée sur lui. Dans certaines conditions (voir plus bas), cette contrainte peut devenir suffisamment importante pour contrebalancer l'action du poids et des forces de cohésion inter-particulaires qui tendent à maintenir les particules du sol à la surface. On comprend que l'érosion éolienne est donc un phénomène non-linéaire qui ne peut être observé qu'au-dessus d'une contrainte minimale ; on parle alors de phénomène à seuil. Habituellement, le seuil d'érosion est exprimé en termes de vitesse de friction. Cette vitesse seuil u_{*t} est donc la vitesse à partir de laquelle au moins une classe de taille des particules constituant l'horizon de surface du sol est mise en mouvement.

Dans les sous-sections suivantes, nous allons d'abord rappeler quelques notions fondamentales sur la structure des sols arides et semi-arides, puis résumer l'état actuel des connaissances sur les deux processus fondamentaux de l'érosion éolienne que sont la saltation et le sandblasting.

2.1. L'horizon de surface des sols arides et semi-arides

La simple observation à l'œil nu des horizons de surface des sols arides et semi-arides permet de distinguer qu'ils sont constitués d'un ensemble de très nombreux 'grains'. La distribution en taille de ces grains peut être précisée par tamisage à sec (Chatenet et al., 1996). On constate alors que la gamme des tailles est comprise entre une dizaine et plusieurs centaines de micromètres, voire plus. Une autre façon de procéder serait d'employer un tamisage humide avec utilisation d'agents dispersants et ultrasonage. Dans ces conditions, on observe en général une augmentation de la proportion des particules de tailles allant de quelques fractions de μm à quelques dizaines de micromètres. Cela suggère que les 'grains' sont en fait des agrégats dans lesquels les particules les plus fines sont retenues par des forces de cohésion (électriques de type van der Waals, ponts salins...). C'est bien ce que confirme les observations microscopiques. Sur les photographies de 'grains' de sable prises au microscope électronique à balayage (Fig. 2.2), on peut très nettement distinguer la présence de particules de quelques micromètres collées à la surface de grains de quartz de plusieurs dizaines de microns.

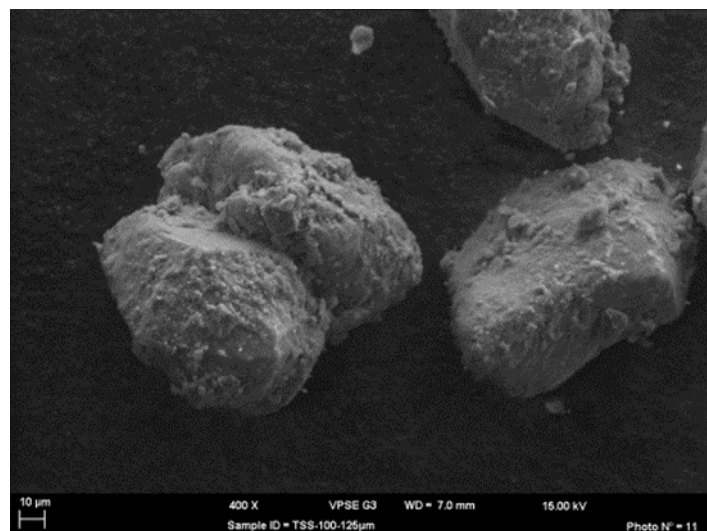


Figure 2.2 : Image réalisée au Microscopie Electronique à Balayage (MEB) de grains de sable collectés dans le sud tunisien (Ben Dbabis, 2014).

On comprend alors qu'il va falloir fournir une certaine quantité d'énergie pour extraire ces particules très fines des agrégats dans lesquels elles sont emprisonnées. Cette énergie va être rendue disponible grâce à la mise en mouvement des grains libres à la surface du sol. La principale forme de cette mise en mouvement est appelée 'saltation'.

2.2. La saltation

Pour qu'un agrégat présent à la surface du sol se mette en mouvement, il faut donc que les forces aérodynamiques qui s'exercent sur lui compensent les effets combinés de son poids et des forces inter-particulaires qui le lient à ses voisins. Le poids augmente avec la taille de la particule. Les forces interarticulaires peuvent être de natures différentes. Elles peuvent être de nature électriques, des ponts salins ou biologiques, ou capillaires dans le cas des sols suffisamment humides pour qu'un film liquide apparaisse entre les particules contigües (Fécan et al., 1999). Dans le cas simple des sols lisses, secs et non encroûtés pour lesquels seuls le poids et les forces électriques sont à prendre en compte, Chepil (1951) a pu montrer que l'évolution du seuil de mobilisation des agrégats (u_{*t}) avec leur taille présentait un minimum aux alentours de 70-100 μm (Fig. 2.3). Pour les particules plus grosses que 100 μm , le poids joue un rôle prépondérant. Pour les plus fines que 70 μm , ce sont les forces inter-particulaires, d'autant plus fortes que les particules sont petites, qui dominent. L'examen de la Figure 2.3 montre donc que dans le cas de ces sols simples, l'érosion éolienne débute avec la mise en mouvement de particules de 70 à 100 μm de diamètre pour des vitesses de friction comprises entre 0,10 et 0,20 m s^{-1} . Lorsque u_* augmente au-dessus de cette valeur, le spectre de taille des particules mobilisées s'élargit à la fois vers les plus grands et les plus petits diamètres.

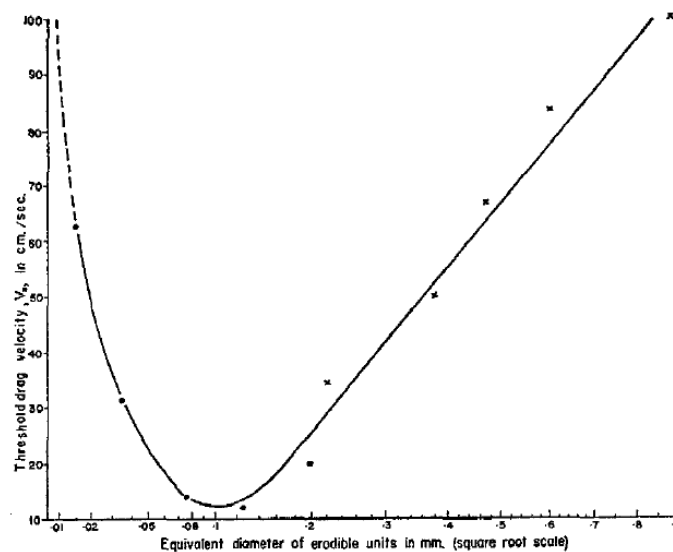


Figure 2.3 : Vitesse de friction seuil (u_{*t} en cm s^{-1}) en fonction de la taille des particules (diamètre équivalent de la fraction érodable en mm) (Chepil, 1951).

Tout processus qui 1) réduit les forces aérodynamiques appliquées à une particule ou 2) augmente la cohésion entre agrégats va augmenter la valeur du seuil de mobilisation. Dans la première catégorie, on peut citer la présence d'éléments non-érodables (cailloux, végétation) qui absorbent une partie de l'énergie disponible. Dans la deuxième catégorie, on peut mentionner l'humidité des sols ou la formation de croûtes de natures diverses.

Une fois mises en mouvement, les caractéristiques des mouvements des particules de sol dépendent de leur taille et elles peuvent être transportées sur des distances plus ou moins longues (Fig. 2.4). Les particules les plus grossières (diamètre > 500 μm) vont rouler sur le sol

suivant un mouvement dit de 'reptation' (*creeping* en anglais). Les particules dont le diamètre est compris entre 70 et 500 μm vont également se déplacer suivant un mouvement essentiellement horizontal, appelé 'saltation'. Dans ce cas, les particules suivent une trajectoire balistique et peuvent être soulevées jusqu'à plusieurs mètres au-dessus du sol, bien que l'essentiel de la masse soit transportée dans les premiers décimètres. Du fait de leur masse importante, ces particules de taille sableuse retombent malgré tout très vite. Les agrégats de taille inférieure à 70 μm sont suffisamment légers pour rester un peu plus longtemps en suspension dans l'air. En anglais, leur mouvement est qualifié de « *short-term suspension* ».

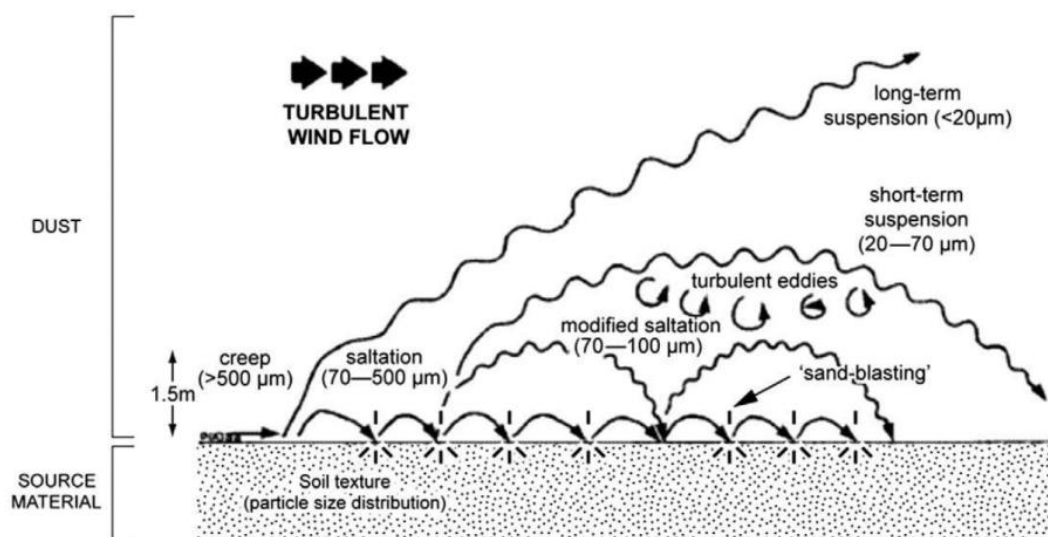


Figure 2.4 : Représentation schématisée des principaux processus intervenant dans l'émission des poussières désertiques (la saltation et le sandblasting) quand le seuil d'érosion est dépassé selon leur taille (adapté de Pye (1987) par Maher et al. (2010)).

Généralement, la reptation et la saltation ne sont pas distinguées dans les modèles : Gillette & Walker (1977) ont en effet démontré que la distribution en taille des particules en reptation est similaire à celle des particules libres des sols parents.

Le modèle de saltation actuellement le plus abouti et le plus utilisé est celui développé en 1995 par Marticorena et Bergametti. Il applique l'équation empirique proposée par White (1979) pour estimer le flux massique de particules entraînées en saltation dans chaque classe de taille et prend en compte tous les effets déjà cités et ayant une influence sur la vitesse de friction seuil. Il permet de calculer le flux horizontal résolu en taille à partir des données d'entrée suivantes : la distribution en taille des agrégats libres, la longueur de rugosité du sol, son humidité et la vitesse de friction. Au final, le flux horizontal total est obtenu en sommant les contributions des différentes classes de taille mobilisées.

2.3. Le sandblasting et son efficacité massique

Chepil (1965) a été le premier à identifier et définir le processus de sandblasting. Lors d'un épisode de saltation, les grains de sable entrent en collision soit entre eux, soit avec la surface de sol. Ce sont ces chocs qui fournissent l'énergie suffisante pour libérer les particules fines emprisonnées dans les agrégats. Contrairement aux particules en saltation qui sont lourdes, les particules les plus fines (de taille environ $< 70 \mu\text{m}$) sont suffisamment légères pour rester en suspension pendant des durées relativement courtes (*short-term suspension* sur la Figure 2.4) si elles ont une taille comprise entre environ 20 et 70 μm , mais beaucoup plus importantes si elles sont plus petites que 20 μm (*long-term suspension* sur cette même figure). En fonction de

Tableau 2.1 : Résumé des caractéristiques (intensité et, dans certains cas, distribution granulométrique) du flux vertical disponibles dans la littérature.

| Année | Type de mesure | Nombre de mesures | Méthode de calcul | Caractéristiques des instruments | Localisation | Surface et texture du sol | Références | u_* (m s ⁻¹) | Z_0 (mm) |
|-----------------|----------------|--------------------|-------------------|---|------------------------------------|--|-----------------------------|----------------------------|------------|
| mars-avril 1971 | Terrain | 4 | Gradient | Impacteur + microscope [1-6 µm] | Nebraska (USA) | Loamy fine soil | Gillette et al. (1972) | - | - |
| mars-avril 1972 | Terrain | 6 | Gradient | Impacteur + microscope [1-10 µm] | Nebraska (USA) | Loamy fine soil | Gillette et al. (1974) | [0,24-0,78] | - |
| 1972 | Soufflerie | 3 | - | Soufflerie de 7,2*0,9*1,2m+impacteur [1-20 µm] | Nebraska (USA) | Loamy fine soil - | Gillette et al. (1974) | [0,74-1,13] | |
| avril 1973 | Terrain | 3 | Gradient | [1-10] | ouest du Texas (USA) | 3 sols | Gillette (1974) | [0,18-0,78] | - |
| 1997 | Soufflerie | 3 | - | Analyseur laser de particules (Malvern) [1-10 µm] | - | Argile | Alfaro et al. (1997) | [0,40; 0,45 et 0,53] | - |
| 25 mai 2005 | Terrain | 1 (GB1) | Eddy covariance | compteur optique [0,26-7 µm] | Chine : Désert d'Alashan, Mongolie | surface nue et homogène avec une légère végétation très dispersées | Fratini et al. (2007) | [0,15-0,45] | - |
| 12 mars 2006 | Terrain | 1 (événement t 10) | Gradient | Compteur optique [0,7-7 µm] | Australie | 13% argile ; 11.5% limon ; 75.5% sable | Ishizuka et al. (2014) + | [0,25-0,6] | - |

| | | | | | | | | | |
|------------------------------------|---------|---------------------------|----------|--|-------|---|-----------------------|-----------|----------------|
| | | | | | | | Shao et al. (2011) | | |
| juin 2006 et juillet 2007 | Terrain | 3 (ME1, ME4 et CE4) | Gradient | Compteur optique (GRIMM) [0,3-20 µm] | Niger | – | Sow et al. (2009) | [0,3-0,8] | [0,23- 3,7] |

leur taille, les particules fines sont plus ou moins facilement entraînées vers le haut par la turbulence de la CLS. Elles peuvent alors passer dans la CLA, voire dans l'atmosphère libre, et éventuellement parcourir des milliers de kilomètres avant de se redéposer (Schütz, 1980).

On imagine bien que l'efficacité du transfert entre la surface où elles sont produites et les couches plus élevées de l'atmosphère doit dépendre de la taille des particules. Cela signifie que la distribution granulométrique des particules en suspension dans l'atmosphère ne reflète pas nécessairement celle du flux d'émission. Pour espérer documenter les caractéristiques de ce flux d'émission, il faut donc se placer le plus près possible de la surface, c'est-à-dire dans la CLS. C'est ce qu'ont fait Gillette et ses différents collaborateurs pour réaliser les premières mesures historiques du flux vertical massique de particules fines. Plus précisément, Gillette et al. (1972) ont mis au point la méthode dite 'du gradient' (voir détails dans la section 3.1. ci-dessous) pour déterminer l'intensité du flux à partir de la mesure de la concentration massique des particules en suspension à deux niveaux de la CLS. Cette méthode fait toujours référence aujourd'hui. Outre Gillette et ses collaborateurs qui l'ont utilisée pour mesurer les flux verticaux au-dessus de nombreuses surfaces érodables aux Etats-Unis (Gillette et al., 1974; Gillette & Goodwin, 1974), la méthode du gradient a été utilisée au Canada (Nickling, 1978, 1983), en Espagne (Gomes et al., 2003), au Niger (Rajot et al., 2003; Sow et al., 2009), en Australie (Shao et al., 2011). (Voir aussi la compilation du Tableau 2.1).

L'exploitation de ces résultats expérimentaux a d'abord conduit Gillette & Passi (1988) à proposer une paramétrisation de l'intensité du flux vertical faisant intervenir la vitesse de friction et sa valeur seuil :

$$F_v = A. u_*^4 \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \quad (2.11)$$

Où A est une constante.

Cependant, puisqu'ils avaient montré que le sandblasting était une conséquence de la saltation, Gillette & Walker (1977) ont également postulé que le flux vertical de particules fines devait être proportionnel au flux horizontal de saltation et qu'il pouvait donc s'exprimer sous la forme :

$$F_v = \alpha. Q \quad (2.12)$$

Dans cette équation, la dimension de α est l'inverse d'une longueur. Sa valeur numérique augmente avec l'aptitude d'un sol donné à libérer des particules fines quand la saltation se produit. C'est donc une mesure de l'efficacité du sandblasting. Les résultats de mesures de terrain compilés par Alfaro et al. (2004) montrent que la gamme de variation des valeurs de α couvre plusieurs ordres de grandeur entre 10^{-6} et 10^{-4} m^{-1} . En se fondant sur l'idée que plus la texture d'un sol est riche en particules fines, plus il sera apte à libérer ce type de particules, Marticorena & Bergametti (1995) ont attribué une partie de la variabilité de α à la diversité de contenu des sols source en argiles. Shao et al. (1993) partageaient cette idée puisqu'ils proposèrent d'attribuer des valeurs différentes de α aux sols selon qu'ils étaient sableux ou limoneux (Tab. 2.2). Le défaut de cette hypothèse est qu'il ne rend pas compte des variations de α avec la vitesse du vent sur un sol source donné. Plus récemment, les théories du sandblasting proposées par Alfaro & Gomes (2001) et Shao et al. (2011) ont permis de réinterpréter les variations de l'efficacité massique du sandblasting et d'en attribuer une grande part au fait que la distribution granulométrique de l'aérosol produit n'est pas immuable mais

dépend des conditions aérodynamiques (vitesse de friction) lors de l'émission. La section suivante va résumer les principes de base des principales théories du sandblasting.

Tableau 2.2 : Les modèles pour la détermination du flux vertical.

| Références du modèle | Equation |
|---------------------------------|---|
| White (1979) | $F = C \cdot \rho \cdot (u_* - u_{*t})$ <p>C = constante proportionnelle ρ = densité des particules</p> |
| Gillette & Passi (1988) | $F = \begin{cases} C_2 \cdot u_*^n \cdot (1 - u_{*t}/u_*) & u_* \geq u_{*t} \\ 0 & u_* < u_{*t} \end{cases}$ <p>C_2: constante selon l'équation $n = 4$</p> |
| Shao et al. (1993) | $F = \gamma_b \cdot Q$ <p>Q: flux de saltation $\gamma_b = 2.4 \times 10^{-2} \text{ m}^{-1}$ (sols limoneux) $= 1.7 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ (sols sableux)</p> |
| Marticorena & Bergametti (1995) | $\log(F/Q) = 0,134 \cdot (\% \text{ argile}) - 6 \text{ où } 0 < \% \text{ argile} < 20\%$ |
| Shao et al. (2011) | $\ln(F) = \begin{cases} p_3 \cdot u_*^3 + p_2 \cdot u_*^2 + p_1 \cdot u_* + p_0 & u_* \geq 0,28 \text{ m s}^{-1} \\ 7,55 \cdot u_* - 1,325 & u_* < 0,28 \text{ m s}^{-1} \end{cases}$ <p>$p_0 = -64.1 \pm 19.7$ $p_1 = 424.2 \pm 154.1$ $p_2 = -849.8 \pm 397.2$ $p_3 = 580.2 \pm 336.5$</p> |
| Kok (2011a) | Brittle fragmentation theory |

2.4. La granulométrie à l'émission (théorie, mesures de terrain...)

La détermination de l'intensité du flux vertical en masse dans la CLS ne répond pas à la question fondamentale qui est celle de la distribution granulométrique des particules produites par l'érosion éolienne. Gillette lui-même avait tenté de déterminer cette distribution en effectuant des comptages sur des images (prises au microscope) de particules collectées à deux niveaux au-dessus de surfaces source (Gillette et al., 1972). Plus récemment, trois approches différentes, mais pas nécessairement exclusives, ont été mises en œuvre :

Chronologiquement, la première a consisté à simuler en soufflerie, donc en conditions parfaitement contrôlées, stables et reproductibles, les processus de saltation et de sandblasting. Ces simulations furent d'abord réalisées avec des sols idéalisés (Alfaro et al., 1997), puis avec des sols réels importés de zones source africaines (Niger, Tunisie) et espagnole (Alfaro et al., 1998). Ces auteurs ont ainsi montré que la distribution granulométrique des particules de taille inférieure à 20 μm était constituée d'un mélange de trois populations et que la proportion relative des deux modes les plus fins augmentait avec la vitesse du vent, donc avec l'énergie cinétique des agrégats en saltation. Cela a conduit Alfaro & Gomes (2001) proposer une théorie du sandblasting selon laquelle les particules sont d'autant plus fermement liées aux agrégats en saltation qu'elles sont petites et que, par conséquent, des énergies cinétiques de plus en plus grandes sont nécessaires pour les libérer.

La deuxième voie empruntée par Shao (2004), puis par Kok (2011a) a été plus purement théorique. Les premiers auteurs considèrent que les particules en saltation creusent un cratère lors de leur impaction sur le sol et que la matière de ce volume abrasé va être d'autant plus finement divisée que les chocs sont violents. Malgré des différences conceptuelles, cette théorie rejoint celle de Alfaro & Gomes (2001) sur le point que la distribution granulométrique des particules produites par le sandblasting s'enrichit en particules de plus en plus fines au fur et à mesure que la vitesse du vent augmente. Inversement, Kok (2011a) propose dans sa 'brittle theory' que des microfailles délimitant des zones de tailles constantes préexistent dans les particules en saltation et que les chocs ne font que séparer ces zones. La granulométrie du flux d'émission ne dépendrait dans ce cas pas de la vitesse du vent (Kok, 2011b).

Enfin, la troisième approche est purement expérimentale. Elle a consisté à profiter des avancées technologiques dans le domaine des méthodes optiques de comptage des particules, en particulier de l'augmentation de leur résolution temporelle, pour mesurer en conditions naturelles la granulométrie des flux verticaux de particules dans la CLS. Par exemple, Fratini et al. (2007) ont réalisé des mesures simultanées et à haute résolution de vitesse de vent et de concentrations dans le désert d'Alashan (Chine du nord), puis appliqué la méthode d'Eddy-Covariance pour évaluer les flux verticaux de particules minérales résolus en taille. Ces flux obtenus pour des vitesses de friction comprises entre 0,15 et 0,45 m s^{-1} étaient des flux en nombre dans la gamme de diamètres allant de 0,26 μm à 7 μm . Malheureusement, les auteurs de cette étude ne précisent pas à quelle hauteur leurs mesures ont été effectuées, ni même si c'était dans la CLS ou au-dessus.

Dans leurs mesures réalisées en 2006 et 2007 au Niger sur un champ agricole, Sow et al. (2009) ont appliqué la méthode du gradient pour mesurer le flux vertical des aérosols terrigènes produits par 3 événements d'érosion. La gamme de tailles (0,3-30 μm) est celle des deux compteurs optiques (GRIMM) installés à 2,1 et 6,5 m. Pendant les événements d'érosion documentés, la vitesse de friction du vent a varié entre 0,4 et 0,6 m s^{-1} mais elle a atteint ses valeurs les plus fortes pendant le seul événement convectif (CE4), les deux autres (ME1 et ME4) étant des événements 'de mousson' plus modérés. Le fait que la distribution granulométrique du flux moyen soit plus riche en particules fines pendant CE4 que pendant ME1 ou ME4 semblait confirmer à la fois la théorie de Alfaro & Gomes, (2001) et celle de

Shao (2004). Toutefois, les auteurs notaient l'absence de variation de la distribution granulométrique à l'intérieur d'un événement donné, et ce malgré des variations importantes de u_* .

Enfin, Shao et al. (2011) ont également appliqué la méthode du gradient pour mesurer le flux vertical de particules minérales au-dessus d'un sol agricole limoneux/sableux, en Australie. Trois compteurs optiques positionnés à 1,0, 2,0 et 3,5 m ont été utilisés. Leur gamme de mesure s'étendait de 0,3 à 8,4 μm et celle des vitesses de frottement documentées allait de 0,20 à 0,55 m s^{-1} . Dans leur article, les auteurs s'intéressent essentiellement à l'évolution du flux avec la vitesse de friction mais ne documentent pas d'éventuelles variations de granulométrie avec u_* .

En résumé, comme nous l'avons vu dans l'introduction de cette thèse, de grandes incertitudes existent dans le traitement de la distribution en taille des particules à l'émission dans les modèles de circulation atmosphérique (Cakmur et al., 2006; Kok, 2011a). En particulier, il n'est toujours pas clair si la distribution en taille des poussières émises dépend, ou pas, de la vitesse du vent. En effet, concernant cette dépendance, les résultats expérimentaux sont contradictoires. Un ensemble d'études en soufflerie (Alfaro, 2008; Alfaro et al., 1997, 1998) a montré que la taille des aérosols de poussière diminuait quand la vitesse du vent augmentait. D'autres mesures en soufflerie plus anciennes et les très rares mesures de terrain (Gillette et al., 1972, 1974; Shao et al., 2011; Sow et al., 2009) n'ont pas mis en évidence de co-variation claire de la distribution en taille du flux vertical de poussières et de la vitesse du vent au cours d'un événement donné.

3. Le transport et le dépôt

3.1. L'entraînement vertical et le transport horizontal

Comme déjà indiqué plus haut, les particules fines libérées par le sandblasting à la surface du sol peuvent être entraînées vers le haut par la turbulence. Si elles ne sont pas trop lourdes, elles vont alors potentiellement traverser la CLS, puis arriver dans la CLA, voire dans l'atmosphère libre. A une altitude z , l'importance de ce transfert peut être quantifiée au moyen du flux vertical de particules, lui-même pouvant être exprimé soit en nombre ($\text{part m}^{-2} \text{s}^{-1}$), soit en masse ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Par convention, le flux sera positif s'il est dirigé vers le haut.

Gillette et al. (1972) suppose que la CLS est une couche à flux constant et que les flux turbulents sont proportionnels au gradient vertical de concentration moyenne entre deux niveaux de la CLS. L'équation du flux vertical s'écrit :

$$F_v = -K_p \frac{\partial C}{\partial z} \quad (2.13)$$

Avec :

F_v : le flux vertical d'aérosols (en $\text{part m}^{-2} \text{s}^{-1}$),

K_p : le coefficient d'échange turbulent de la quantité de matière.

Dans des conditions neutres et pour les particules de diamètre inférieur à 20 μm , Gillette et al. (1972) ont considéré que les coefficients d'échange de mouvement K_m et de la matière K_p sont égaux, vu que les particules sont suffisamment petites pour suivre sans difficulté les trajectoires des masses d'air dans lesquelles elles se trouvent. Alors K_p est égal à :

$$K_p = K_m = k u_* z \quad (2.14)$$

En combinant les équations (2.13) et (2.14), le flux vertical peut s'écrire sous la forme :

$$F_v = u_* k \frac{(C_l - C_h)}{\ln\left(\frac{z_h}{z_l}\right)} \quad (2.15)$$

Avec :

C_l : la concentration en aérosols au niveau bas (en part m^{-3}),

C_h : la concentration en aérosols au niveau haut (en part m^{-3}),

z_l : la hauteur de mesure en bas (en m),

z_h : la hauteur de mesure en haut (en m).

Comme les conditions sont rarement neutres dans des conditions naturelles, l'équation (2.15) peut être corrigée à l'aide de la fonction de stabilité ψ_m (Businger et al., 1971) calculée à l'aide de la longueur de Monin-Obukhov (L) :

$$F_v = u_* k \frac{(C_l - C_h)}{\ln\left(\frac{z_h}{z_l}\right) - \psi_m\left(\frac{z_h}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_l}{L}\right)} \quad (2.16)$$

Le flux obtenu par application de l'équation (2.16) est aussi appelé flux net. On remarque qu'il est calculé à partir des concentrations mesurées aux altitudes z_l et z_h , et donc valable entre ces deux hauteurs. Pour obtenir le flux 'diffusif' F_d supposé être constant dans la CLS et donc égal à sa valeur à la surface qui est le flux d'émission, il faut corriger ce flux net de l'effet de la sédimentation.

$$F_d = F_v - F_s \quad (2.17)$$

Rappelons que le flux de sédimentation, F_s , étant dirigé vers le bas, est négatif. Sa valeur absolue est le produit de la vitesse de sédimentation par la concentration moyenne. Comme la vitesse de sédimentation augmente avec la taille des particules, la correction ne sera importante que pour les plus grosses particules. De plus, la concentration dépendant de l'altitude, cette correction dépend également de l'altitude à laquelle sont effectuées les mesures de concentrations.

On voit donc que le terme générique « flux de poussière » est imprécis puisqu'il peut, suivant le contexte ou les auteurs, faire référence à des flux différents. La Figure 2.5 présente les différents flux existants dans la CLS parmi lesquels le « flux d'émission » égal au « flux diffusif » censé être constant dans la CLS, le « flux vertical » synonyme de « flux de gradient » ou de « flux net », et le flux de sédimentation.

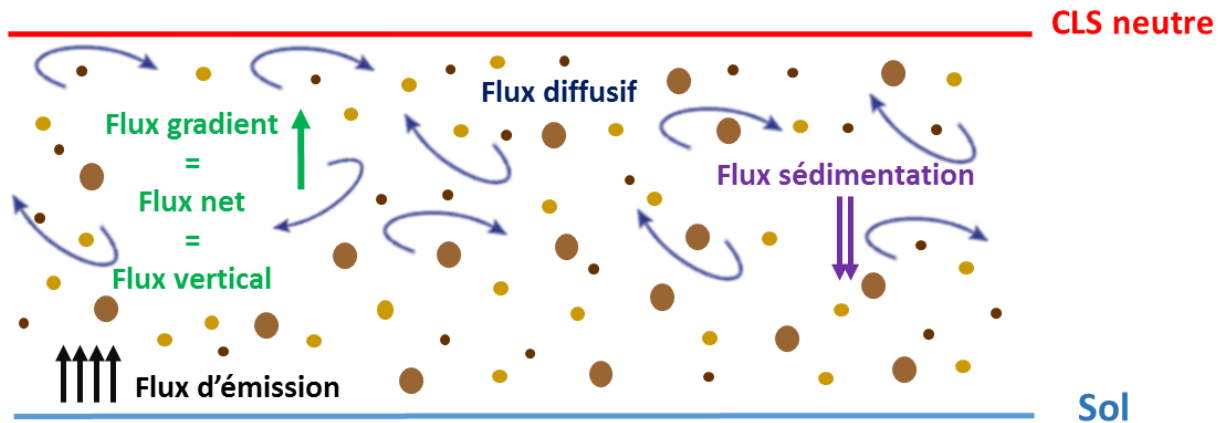


Figure 2.5 : Illustration des différents « flux de poussière » existant dans la CLS.

Si les mesures de concentrations sont résolues en taille, l'équation (2.16) peut être appliquée à chacune des classes de taille pour déterminer le flux vertical correspondant. Pour une classe de taille i , cela donne :

$$F_{v,i} = u_* k \frac{(C_{l,i} - C_{h,i})}{\ln\left(\frac{z_h}{z_l}\right) - \psi_m\left(\frac{z_h}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_l}{L}\right)} \quad (2.18)$$

Avec :

$F_{v,i}$: le flux vertical d'aérosols pour chaque classe de taille i (en $\text{part m}^{-2} \text{s}^{-1}$),

$C_{l,i}$: la concentration en aérosols au niveau bas pour la classe de taille i (en part m^{-3}),

$C_{h,i}$: la concentration en aérosols au niveau haut pour la classe de taille i (en part m^{-3}).

En résumé, la détermination du flux vertical nécessite de connaître la concentration en particules à deux niveaux ainsi que la vitesse de friction, u_* , et la longueur de Monin-Obukov, L . La concentration en particules peut être mesurée directement, par classe de taille ou non, alors que les paramètres dynamiques sont obtenus à partir de la mesure des profils verticaux de vent moyen et de température.

Les particules ayant traversé la CLS de bas en haut arrivent dans la CLA. Dans cette couche atmosphérique, les gradients de vent sont beaucoup plus faibles que près de la surface, et la source de turbulence mécanique perd de son importance. On comprend que, dans ces conditions, la turbulence thermique joue un rôle majeur. On estime ainsi que les événements convectifs vont être très efficaces pour amener les particules terrigènes jusqu'à des altitudes élevées, ce qui leur permettra ensuite d'être transportées en altitude horizontalement et jusqu'à de grandes distances des sources (voir par exemple Prospero (1999); Swap et al. (1992); Yu et al. (2015)) pour le transport transatlantique des poussières sahariennes et (Bergametti et al. (1989); Dayan et al. (1991); Israelevich et al. (2002; 2012)) pour le transport des poussières sahariennes vers le bassin méditerranéen).

3.2. Les processus de dépôt et leur impact sur la distribution granulométrique

Une fois injectées dans l'atmosphère, les poussières vont être transportées mais aussi, comme toute autre particule, se déposer. On distingue deux types de dépôt : 1) par voie humide dans laquelle les particules sont entraînées ou captées par les gouttes de pluie, et 2) par voie sèche, dans laquelle les particules sédimentent ou/et sont retenues lors de leur rencontre avec la surface. À proximité des régions sources, on pourrait penser que le dépôt sec est dominant en raison du climat plutôt sec prévalant majoritairement dans ces régions et de la présence plus abondante de grosses particules sédimentant facilement. Cependant, la concomitance de fortes concentrations de poussière dans l'atmosphère et de précipitations courtes mais abondantes, comme lors des événements convectifs sahéliens, peut expliquer une prédominance du dépôt humide (Marticorena et al., 2017). En revanche, loin des régions source, c'est toujours le dépôt humide qui domine (Bergametti et al., 1989). Dans le cas du sud tunisien semi-aride dans lequel se trouve notre zone d'étude, Bibi et al. (2020) estiment que les importances relatives des dépôts sec et humide sont comparables, puisque le dépôt sec y représenterait 47% du dépôt total.

Hormis les modèles, il n'existe que peu, voire pas, de travaux portant sur la sélectivité granulométrique du dépôt humide des poussières désertiques. Compte tenu de l'efficacité de ce type de dépôt, on peut penser qu'il a surtout pour effet d'abattre les concentrations atmosphériques en particules mais peu d'impact sur la distribution granulométrique. Il n'en va pas de même pour le dépôt sec dont nous allons résumer les principaux processus.

Le premier et le plus simple est le processus de sédimentation gravitationnelle. Il opère tant que la particule reste en suspension dans l'air et dépend principalement de sa taille et de sa densité. Une particule tombant librement est soumise à la force de gravité, à la poussée d'Archimède et à la force de traînée. Lorsque ces forces sont en équilibre, la particule atteint la vitesse dite terminale des particules ou vitesse de sédimentation gravitationnelle donnée par la formule de Stokes, V_s , qui représente la force exercée par un fluide sur une particule en mouvement dans ce fluide :

$$V_s = \frac{d_p^2 \cdot (\rho_p - \rho_a) \cdot g \cdot C_c}{18 \cdot \mu_a} \quad (2.19)$$

où d_p (en μm) est le diamètre des particules, ρ_p et ρ_a (en kg m^{-3}) sont respectivement les densités des particules et de l'air, μ_a (en Pa s) est la viscosité dynamique de l'air et C_c est le facteur de correction de Cunningham. Ce dernier se calcule comme suit :

$$C_c = 1 + \left(\frac{\lambda_a}{d_p} \right) + \left(1,257 + 0,4 \cdot \exp\left(\frac{-0,55 d_p}{\lambda_a} \right) \right) \quad (2.20)$$

et

$$\lambda_a = 2 \cdot \mu_a \cdot \left(P \sqrt{\frac{8}{\pi \cdot R \cdot T}} \right) \quad (2.21)$$

où λ_a est le libre parcours moyen des molécules de gaz dans l'air ($\lambda_a = 6,6 \cdot 10^{-6}$ cm) avec R (en $\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$) la constante des gaz parfaits, T (en K) la température et P (en Pa) la pression.

Dans le cas où une particule est proche de la surface, les processus d'impaction, d'interception, de diffusion brownienne et de rebond s'ajoutent à la sédimentation (Bergametti et al., 2018). L'efficacité de ces processus dépend de la taille des particules et des caractéristiques de l'écoulement de l'air à proximité de la surface. Leur modélisation physique fait appel à la notion de résistance aérodynamique (r_a) et de résistance de surface (r_s) et l'efficacité de l'ensemble des processus est prise en compte au moyen de la vitesse de dépôt (V_d) que l'on exprime généralement en fonction de V_s (m s^{-1}), de r_a et r_s (s m^{-1}) (Slinn, 1982) :

$$V_d = V_s + \frac{1}{f(r_a, r_s)} \quad (2.22)$$

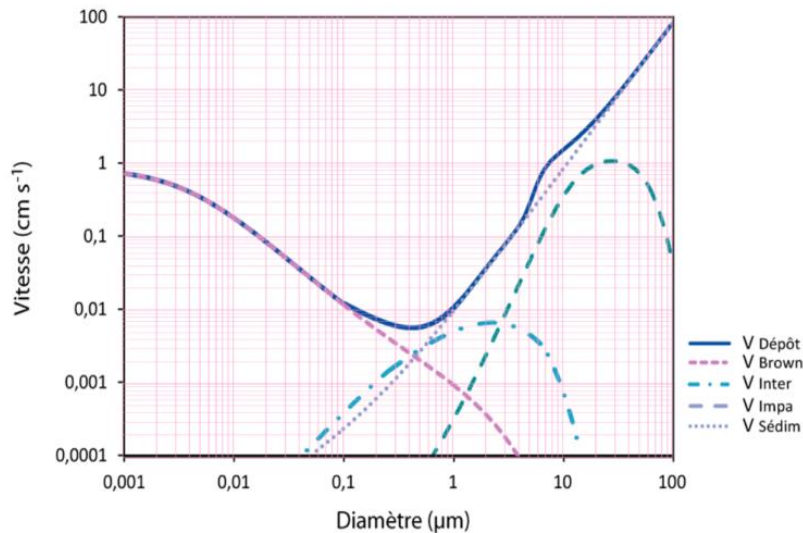


Figure 2.6 : Vitesse de dépôt sec calculée ($V_{\text{Dépôt}}$) et contribution des processus de diffusion brownienne (V_{Brown}), d'interception (V_{Inter}), d'impaction (V_{Impa}) et de sédimentation ($V_{\text{Sédim}}$) en fonction de la taille des particules pour une vitesse de vent de 10 m s^{-1} (d'après Slinn & Slinn (1980) tiré de Laurent (2018)).

La Figure 2.6 représente les variations de la vitesse de dépôt sec et de la contribution des différents processus en fonction du diamètre des particules. Pour les particules désertiques dont la gamme de tailles pertinentes est comprise entre $0,1 \mu\text{m}$ et plusieurs dizaines de microns, on remarque que la vitesse de dépôt est à peu près constante jusqu'à $1 \mu\text{m}$ environ, mais qu'au-delà la sédimentation devient le processus majoritaire, ce qui explique une augmentation très rapide, sur plusieurs ordres de grandeur, de la vitesse de dépôt.

Selon cette théorie, le dépôt sec devrait enlever lors du transport préférentiellement les grosses particules et la granulométrie devrait évoluer dans le sens d'une raréfaction progressive des particules supermicroniques. C'est bien ce qui a été observé par exemple par Ryder et al. (2013) lors du projet Fennec (Marshall et al., 2013; Washington et al., 2012) en 2011. En effet, l'analyse de 42 profils réalisés au cours de différents vols entre le nord du Mali et de la Mauritanie et les îles Canaries au mois de juin 2011 a révélé 1) que les distributions en taille des poussières sahariennes montraient une perte de 60 à 90% de particules de diamètre supérieur

à 30 μm 12 heures après leur mise en suspension à l'exception des cas de haboobs, et 2) que le diamètre effectif moyen des poussières sahariennes dans la Saharan Air Layer (i.e., des aérosols dont l'âge était au moins égal à 18 h) était 4,5 μm plus petit que dans la couche contenant les poussières fraîchement émises. Cependant, les observations de particules 'géantes' loin des sources van der Does et al. (2018) ont observé des aérosols désertiques de diamètre allant jusqu'à 450 μm à plus de 2000 km de la côte ouest-africaine) suggèrent que d'autres processus, tels que la flottabilité et/ou la turbulence dans la couche limite ou encore l'électrification des particules (Nicoll et al., 2011; Toth III et al., 2020) non pris en compte, pourraient maintenir les particules en suspension plus longtemps que prévu par les modèles.

A l'heure actuelle, il y a toujours des incertitudes sur la granulométrie des flux d'émission et sur la variabilité spatiale et temporelle de la granulométrie des poussières transportées de la zone source et au cours du transport. Ces incertitudes vont être rediscutées et analysées en détails dans les chapitres 4 et 5.

Chapitre 3 : Stratégie expérimentale

Dans le chapitre précédent, nous avons rappelé les éléments théoriques permettant de caractériser la couche limite de surface et les flux d'émission de poussières. En conditions réelles, cette caractérisation nécessite la mesure directe de certaines grandeurs physiques comme la vitesse du vent, la température, les concentrations des particules dans l'atmosphère... Ce chapitre détaille donc la stratégie expérimentale mise en œuvre lors des 2 campagnes intensives du projet WIND-O-V ainsi que les données et outils complémentaires qui se sont révélés indispensables pour l'exploitation et l'interprétation de ces données.

1. Les campagnes de terrain WIND-O-V

1.1. Description de la parcelle expérimentale

La parcelle sur laquelle ont été menées les campagnes de terrain 2017 et 2018 du projet WIND-O-V se situe au cœur du domaine de Dar Dhaoui, site expérimental de l'Institut des Régions Arides (IRA) de Médenine. Dar Dhaoui est situé à ($33^{\circ}17'41''\text{N}$; $10^{\circ}46'57''\text{E}$) dans la région aride de Médenine/Zarzis où les précipitations sont faibles ($\approx 200 \text{ mm an}^{-1}$), irrégulières et enregistrées principalement en automne et en hiver (Kallel, 2001). Ce domaine est mis en défens depuis plus de 30 ans de sorte que la surface du sol est encroûtée et recouverte d'une végétation relativement dense, ce qui la protège de l'érosion éolienne qui peut être observée dans les champs d'oliviers alentours.

Dans la classification CPC (Commission de Pédologie et de Cartographie des sols, Aubert et al. (1967)), les sols de la parcelle de Dar Dhaoui sont classés comme iso-humiques subtropicaux tronqués, pauvres en matière organique. Ils peuvent également être classés comme ARENOSOL cambique dans la classification de la FAO (Food and Agriculture Organisation). Le matériel parent est constitué de dépôt de sable fin d'origine éolienne reposant sur une croûte calcaire (Labiadh et al., 2013). Comme nous l'avons vu précédemment, cette information n'est pas suffisante à elle seule pour déterminer la susceptibilité de la parcelle à l'érosion éolienne car elle ne nous renseigne pas sur les caractéristiques de la surface du sol. Pour ce faire, nous avons donc tout d'abord déterminé la distribution en taille des agrégats qui constituent les premiers centimètres du sol.

En sciences du sol, la granulométrie d'un sol est réalisée en phase humide suivant différentes techniques : la méthode traditionnelle à la « pipette de Robinson » (Robinson, 1922) ou en utilisant un granulomètre, par exemple. Quand on étudie l'érosion éolienne, cette information n'est pas exactement celle qui nous intéresse.

En effet, c'est plutôt la granulométrie en phase sèche qui va être clef, parce que c'est la seule qui reflète fidèlement la taille des particules susceptibles d'être mises en mouvement par l'action du vent. C'est pourquoi Chatenet et al. (1996) ont mis au point un protocole de tamisage à sec qui permet de déterminer la granulométrie des agrégats du sol mobilisables ($< 2 \text{ mm}$). Après avoir été séchés pendant 24 h à 105°C , les échantillons sont tout d'abord tamisés doucement à la main pour ne garder que la fraction inférieure à 2 mm. Cette dernière est ensuite tamisée par fraction de 70 g à l'aide d'un branleur automatique (composé de 13 tamis dans notre étude).

Pour caractériser la granulométrie de la surface de la parcelle, six échantillons composites (c'est-à-dire constitués d'environ 15 échantillons de la surface meuble du sol (jusqu'à environ 1 cm de profondeur) prélevés tous les 10 m le long des rayons de la parcelle) ont été analysés

suivant les deux méthodes présentées ci-avant (voies sèche et humide). L'analyse de la granulométrie par voie humide a tout d'abord nécessité d'éliminer la matière organique du sol. Pour ce faire, les échantillons ont été placés dans une solution de H_2O_2 à 15% 24 h à 50°C, puis 72 h à 25°C. Les échantillons ont ensuite été soigneusement rincés à l'eau déminéralisée, puis les agrégats ont été totalement dispersés par ultrasonage. Enfin, l'ajout d'hexametaphosphate de sodium a permis de maintenir les particules argileuses les plus fines en suspension. La solution ainsi obtenue a finalement été analysée à l'aide d'un granulomètre Laser (LS 230 Laser Diffraction Particle Size Analyzer - Beckman Coulter®). La Figure 3.1 présente les résultats obtenus par les deux méthodes d'analyse. Dans les deux cas, la médiane de la distribution en tailles est de 90 μm . La masse moyenne de la fraction de sol inférieure à 10 μm représente 3,25% (écart type = 0,49%) de l'échantillon de sol (Fig. 3.1 - courbe rouge).

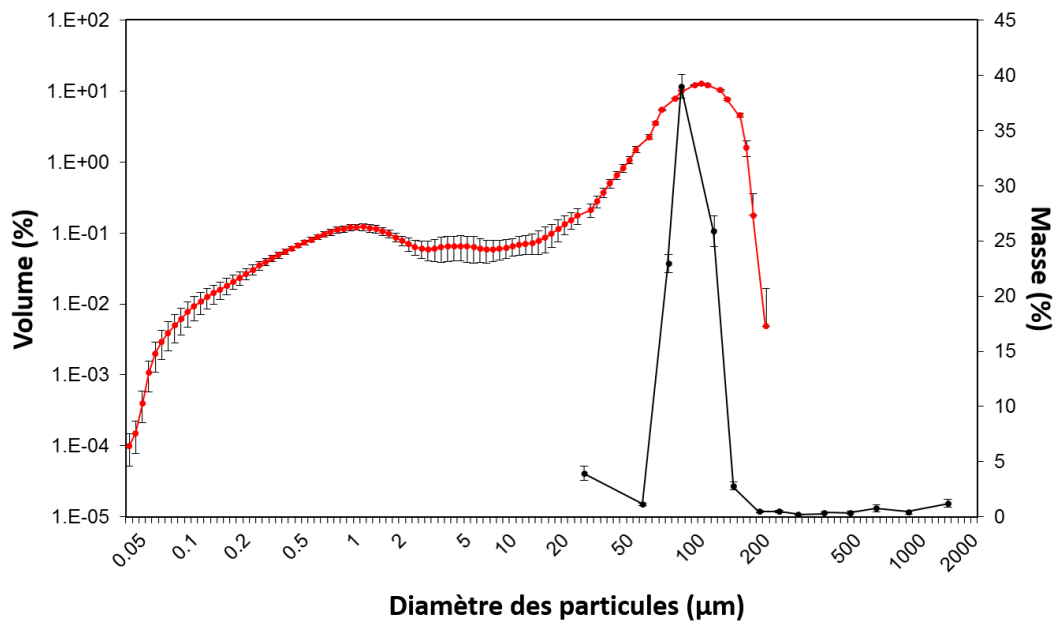


Figure 3.1 : Distribution en taille moyenne du sol totalement dispersé par voie humide (courbe rouge - échelle de gauche) et du sol tamisé à sec (courbe noire - échelle de droite). Les barres d'erreur représentent l'écart type de la moyenne de 4 échantillons composites de sol.

Dans le cadre des campagnes de terrain du projet WIND-O-V, une parcelle semi-circulaire d'environ 4 ha a été débroussaillée, labourée à l'aide d'un tiller, puis d'une déchaumeuse à disques et enfin lissée à l'aide d'une planche tirée derrière le tracteur afin de rendre la surface la plus lisse et la plus sensible possible à l'érosion éolienne (Fig. 3.2a). Au cours de la campagne 2017, afin de maintenir cet état de surface tout au long de la campagne, la planche a été passée de nouveau les 13-14 mars et 19 avril et un labour au tiller suivi du passage de la planche a également été réalisé entre le 29 avril et le 1^{er} mai. Pour la campagne 2018, la parcelle a été végétalisée (Fig. 3.2b) : après labour, de l'orge a été semé en poquets espacés de 3,3 m du 4 au 11 décembre 2017. Afin de s'assurer de la bonne croissance de la plante, une irrigation au goutte-à-goutte a été mise en place du 29 novembre 2017 au 8 mars 2018. Au terme de l'irrigation, la parcelle a été labourée entre les poquets à l'aide d'un tiller puis lissée à l'aide d'une planche tirée derrière le tracteur afin de rendre la surface nue entre la végétation la plus lisse, et donc la plus sensible à l'érosion éolienne, possible.

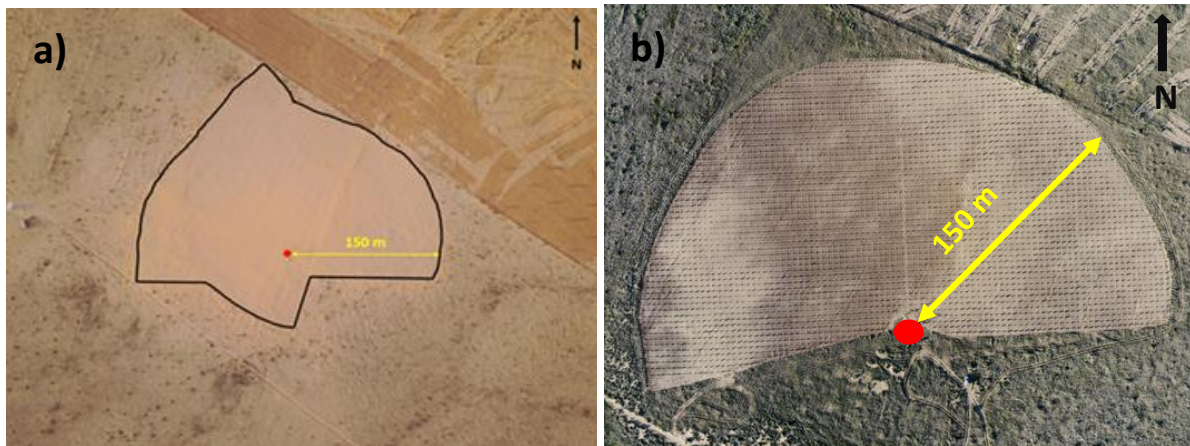


Figure 3.2 : Vue aérienne de la parcelle expérimentale au sein de la mise en défens de Dar Dhaoui en 2017 (a) (©IRD-IRA-Christian Lamontagne) et en 2018 (b). L'emplacement des dispositifs de mesure (échafaudage, tour de mesure des profils de vent, etc.) est au centre de la photographie (rond rouge). La distance entre le bord de la parcelle labourée et le dispositif de mesure est de 150 m au minimum (flèches jaunes).

La parcelle est orientée de telle sorte qu'on ait un fetch minimal de 150 m depuis l'ouest jusqu'à l'est en passant par le nord, ce qui couvre en théorie les principales directions de vents forts. La parcelle est limitée au nord-ouest par de petits buissons ($0,34\pm 0,08$ m de haut et $0,58\pm 0,20$ m de diamètre) et au nord-est par de jeunes oliviers ($1,7\pm 0,3$ m de hauteur et $1,5\pm 0,4$ m de diamètre) espacés régulièrement de 26 m environ. D'après la littérature, il apparaît que le fetch de 150 m de notre parcelle est assez court. C'est pourquoi une analyse détaillée a été conduite pour examiner l'impact potentiel de ce point sur nos mesures lors de l'analyse des résultats expérimentaux. Les détails de cette analyse sont décrits dans l'annexe de l'article Khalfallah et al. (2020) mais, pour faciliter la lecture, ils sont également repris dans la discussion du chapitre 4 « Granulométrie des flux en condition d'émission ».

1.2. Description du dispositif de mesure

La parcelle a été équipée de deux échafaudages « poussières » : l'un pour prélever les particules sur des portes filtres et l'autre pour caractériser leurs concentrations à l'aide de deux Welas[®] et deux TEOM[™] (Figs. 3.3 et 3.4).

Une tour a également été installée pour mesurer les profils de vitesse du vent et de température à l'aide, respectivement, de sept anémomètres à coupelles (A100R Vector Instrument[®] ; résolution = $0,25 \text{ m s}^{-1}$) situés à 0,223 m ; 0,647 m ; 1,334 m ; 1,827 m ; 3,010 m ; 3,997 m et 5,236 m, et de quatre thermocouples (type T cuivre/Constantan ; résolution = $0,2^\circ\text{C}$) situés à 0,477 m ; 1,657 m ; 3,827 m ; 5,066 m. Quatre anémomètres soniques 3D, un Welas[®] et une caméra ont également été installés sur cette tour. En 2018, une girouette complétait ce dispositif. De part et d'autre de la tour, ont été installés des pièges à sable du type BSNE (Big Spring Number Eight, Fryrear (1986)) pour mesurer les flux de saltation et deux saltiphones (Eijkelkamp[®], Giesbeek, the Netherlands ; Spaan & van den Abeele (1991)) pour identifier les périodes d'érosion locale dans le champ et mesurer leurs intensités et leurs durées.

A environ 100 m de ces instruments, une station météo permettait de mesurer la vitesse (moyenne et maximum) et la direction du vent, l'humidité relative et la température de l'air et la hauteur des précipitations à un pas de temps de 5 min.

L'ensemble des instruments était alimenté par l'énergie solaire à l'exception du dispositif mis en place pour le prélèvement des aérosols sur porte-filtres qui était alimenté à l'aide d'un groupe électrogène.

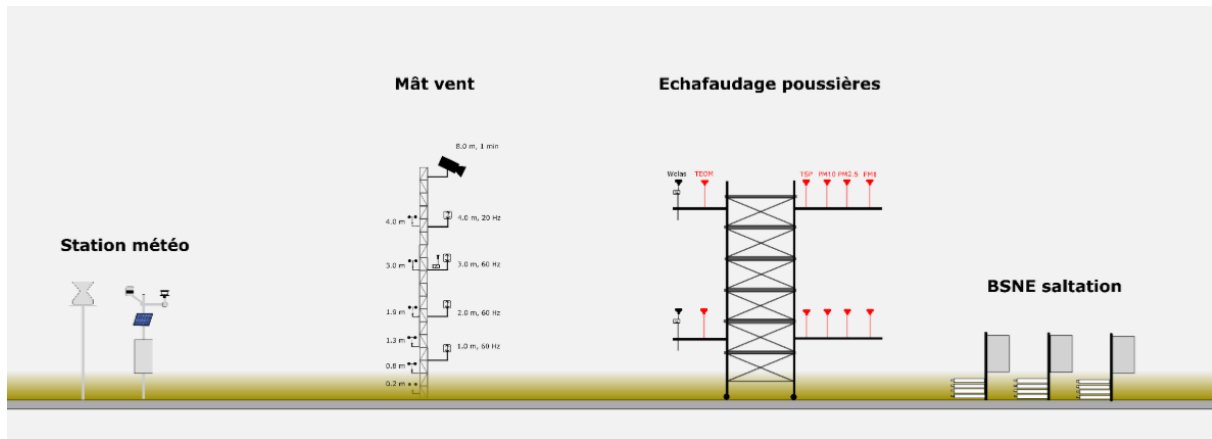


Figure 3.3 : Vue schématique de l'installation des instruments sur la parcelle expérimentale de Dar Dhaoui (schéma réalisé par S. Dupont).

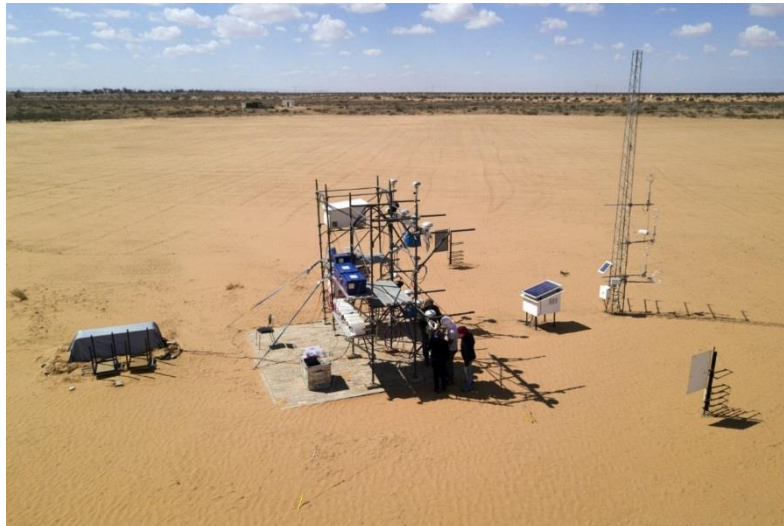


Figure 3.4 : Vue aérienne (©IRD-IRA-Christian Lamontagne) de l'installation des instruments sur la parcelle expérimentale de Dar Dhaoui en 2017.

2. Détermination des paramètres dynamiques

Les paramètres dynamiques nécessaires au calcul des flux verticaux (u_* et L) ont été obtenus par ajustement des profils de vent et de température sur les mesures. Il est à noter que l'utilisation de cette méthode suppose d'utiliser des valeurs moyennées sur au minimum 10 min. afin d'intégrer les principales échelles de turbulence qui existent dans la couche limite de surface (Wieringa, 1993). Dans cette étude, nous avons donc choisi de moyenner le vent et la température sur 16 min. en conformité avec les résultats obtenus par Dupont et al. (2018) pendant la campagne 2017 de WIND-O-V. Concrètement, les paramètres dynamiques ont été calculés à l'aide d'un programme d'ajustement développé par Frangi & Richard (2000). Par la suite, nous avons appliqué les critères proposés par Marticorena et al. (2006), adaptés à la résolution de nos instruments, afin de ne retenir que les données dont nous étions sûrs de la qualité. Au final, les valeurs des paramètres dynamiques calculés par le programme de Frangi & Richard (2000) ne sont pas retenues si :

- $u_* < 0,2 \text{ m s}^{-1}$
- le nombre de Richardson $Ri > 0,2$ (cas très stable)

- $Z_0 > 100 \text{ m}$ et $Z_0 < 10^{-10} \text{ m}$
- l'écart relatif sur les vitesses $\frac{(U_m(Z_i) - U_f(Z_i))}{U_m(Z_i)} > 5\%$, avec U_m la vitesse mesurée et U_f la vitesse calculée par le programme d'ajustement au niveau Z_i
- l'écart sur les températures $(\Delta\theta_m(Z_i) - \Delta\theta_f(Z_i)) > 0,2^\circ\text{C}$ (résolution des sondes de température), avec $\Delta\theta_m$ l'écart de température mesuré entre deux niveaux et $\Delta\theta_f$ l'écart de température calculé par le programme d'ajustement entre les deux mêmes niveaux.

3. Le compteur optique Welas®

3.1. Définition

Pour mesurer simultanément la concentration en nombre et la taille des particules en suspension dans l'atmosphère, le compteur optique Welas® 2300 (White Light Spectrometer, PALAS) a été utilisé. En effet, cet instrument permet de visualiser en temps réel à un pas de temps de 1 minute la concentration et sa répartition en taille. Il permet aussi de déporter le capteur jusqu'à 10 m à l'aide d'une fibre optique. Le Welas® 2300 permet de faire des mesures en situation de très fortes concentrations de poussières. En théorie, il permet aussi de mesurer dans un assez large spectre de tailles (de $0,237 \mu\text{m}$ à $17,78 \mu\text{m}$ ici) qui couvre, avec un nombre important de canaux (15 par décades), la gamme des tailles utiles dans l'étude des poussières désertiques. Cependant, comme recommandé par le constructeur la mesure réalisée dans le premier canal centré sur $0,28 \mu\text{m}$ est considérée comme non fiable et n'a donc pas été prise en compte par la suite.

3.2. Principe

La détermination de la concentration et la détermination de la taille sont faites en même temps sans s'influencer.

Le principe du comptage de particules repose sur le fait que les particules traversent une à une un volume de mesure défini optiquement et éclairé de manière homogène. Chaque particule diffuse de la lumière vers un photomultiplicateur et le nombre de pulses lumineux mesurés par unité de temps nous permet de remonter à la concentration en aérosols.

Le Welas® utilise la lumière diffusée par les particules pour déterminer leur taille. La mesure de la taille d'une particule traversant un faisceau lumineux ne peut être précise que si l'intensité du faisceau est homogène sur tout le volume de mesure que traverse la particule. La distribution gaussienne de puissance d'un faisceau laser (lumière monochromatique) ne permet pas d'obtenir une homogénéité suffisante sur tout le volume de mesure et induit donc des erreurs d'appréciation de la taille sur les bords du faisceau appelées « border zone errors ». C'est pourquoi le Welas® utilise une DEL (diode électroluminescente) émettant un rayonnement « blanc » de très haute puissance.

La lumière diffusée est détectée à 90° du faisceau incident (Figs. 3.5a et c). Ce signal est focalisé dans une fibre optique à l'aide d'un jeu de deux lentilles et d'un miroir. Cette fibre optique achemine le signal ainsi collecté jusqu'à un photomultiplicateur qui mesure en temps réel l'intensité lumineuse du signal diffusé par les aérosols.

Cette technique offre une courbe de calibration univoque entre la taille des particules proches de la longueur d'onde et l'intensité dans la longueur d'onde de la lumière (Fig. 3.5b), ce qui garantit la non ambiguïté des résultats obtenus pour des particules dont le diamètre est différent de la longueur d'onde incidente.

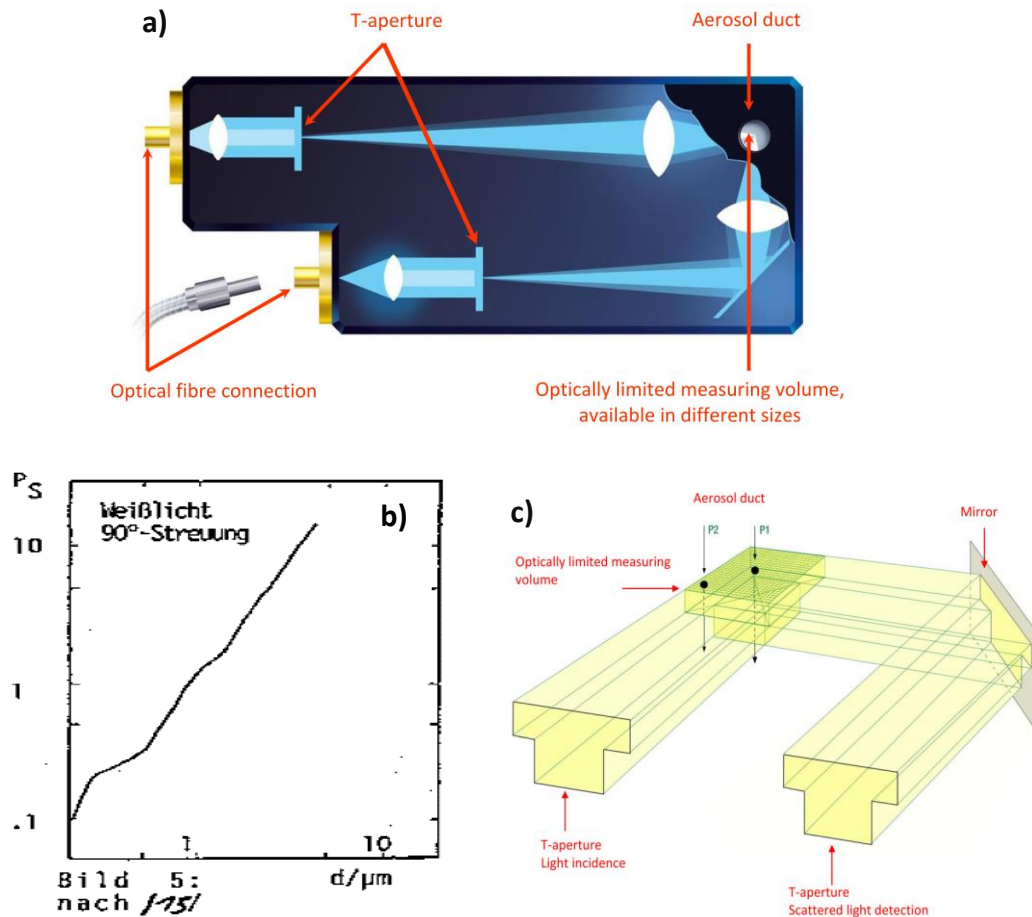


Figure 3.5 : a) Schéma du compteur optique Welas®, b) Exemple de courbe de calibration du Welas® avec $P_s = \frac{D_p}{\lambda}$, c) Représentation schématique de la cellule de mesure du Welas® et du trajet optique. (Figures tirées du guide d'utilisation du Welas®)

La géométrie en forme de T du volume de mesure (Fig. 3.5c) permet de déterminer la taille des particules et leur nombre jusqu'à des concentrations élevées sans effet de bord. Si une particule suit le trajet P1, sa taille sera alors mesurée exactement et augmentera d'une unité le nombre de particules dans la classe de taille correspondante ; dans le cas où une particule suit le trajet P2, le comptage sera rejeté.

3.3. Mise en œuvre

Les Welas® utilisés pour le calcul des flux par la méthode des gradients ont chacun été équipés d'une tête de prélèvement TSP (Total Suspended Particles ; BGI by Mesa Labs, Butler, NJ USA). Le débit nominal à l'entrée de la tête TSP est de $16,7 \text{ L min}^{-1}$. Ce flux est ensuite divisé de façon isocinétique en deux : un flux principal de 5 L min^{-1} est envoyé vers le compteur optique Welas® à travers un court tube vertical pour minimiser la perte de particules avant la mesure, et un flux auxiliaire ($11,7 \text{ L min}^{-1}$) contrôlé par un contrôleur de débit volumétrique automatisé (MCR50SLPM, Alicat Scientific).

Vanderpool et al. (2018) ont effectué des tests en soufflerie sur six têtes TSP bas volume omnidirectionnelles couramment utilisées pour déterminer leur performance en fonction de la taille aérodynamique des particules et de la vitesse du vent. Ces essais ont été réalisés pour trois vitesses de vent (2, 8 et 24 km h^{-1} , soit $0,56$, $2,2$ et $6,7 \text{ m s}^{-1}$, respectivement) dans des conditions

contrôlées en utilisant des aérosols solides polydispersés. Les résultats montrent que pour la tête TSP que nous avons utilisée, l'efficacité de la mesure augmente avec la vitesse du vent. Pour les particules les plus grossières, l'efficacité de collecte estimée de la concentration totale en masse variait de 79% à 0,56 m s⁻¹ à 99% à 2,2 m s⁻¹ et 102% à 6,7 m s⁻¹. Compte tenu de la plage de vitesse du vent mesurée pendant les périodes d'émission (> 5 m s⁻¹ à environ 2 m), nous pouvons supposer que l'utilisation des têtes TSP n'induit pas de perte significative des particules grossières de poussière.

3.4. Calibration

La calibration des Welas® a été faite par le constructeur. Les paramètres de calibration des deux Welas® ont été ajustés au début de chaque campagne suivant la procédure de calibration décrite dans le manuel d'utilisation de l'appareil en utilisant le produit « monodisperse caldust 1500 » fourni par le constructeur et qui se compose de billes de dioxyde de silicone de diamètre 1,28 µm dont l'indice de réfraction dans le visible est $m = 1,43-0i$ de sorte que les diamètres des particules mesurés correspondent aux diamètres optiques de particules sphériques qui ont une efficacité d'extinction équivalente à celle de la silice. A la fin de chaque campagne, nous avons vérifié que pour chacun des deux Welas® les paramètres de calibration n'avaient pas évolué.

3.5. Précautions

Les Welas® sont capables de détecter les particules aussi bien sous forme solide que liquide. Cela signifie que suivant les conditions météorologiques, ils pourront détecter autre chose que des poussières comme des gouttelettes de bouillard, par exemple. Afin de s'affranchir de tout risque de contamination des mesures, nous n'avons donc considéré comme valides que les mesures de concentration pour lesquelles l'humidité relative était inférieure à 80%.

3.6. Intercomparaison des deux Welas®

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la méthode du gradient repose, pour le calcul des flux de poussières, sur la différence de concentrations mesurées entre deux niveaux. Avant toute chose, il est donc indispensable de s'assurer que la différence mesurée entre les deux Welas® est significative, i.e., qu'elle n'est pas simplement un artefact lié au bruit de mesure. C'est pourquoi, avant et après chaque campagne de mesures, les deux compteurs optiques (Welas®7215 et Welas®7218) ont été intercomparés pour tester la similarité de leur réponse. Pour ce faire, les deux instruments ont été installés au même niveau (4,1 m) sur l'« échafaudage poussières » (Fig. 3.6). Les périodes d'intercomparaison sont données dans le Tableau 3.1.

Tableau 3.1 : Dates de début et fin des périodes d'intercomparaison avant et après les campagnes de 2017 et 2018.

| | Intercomparaison avant campagne | | Intercomparaison après campagne | |
|---------------|---------------------------------|------------|---------------------------------|------------|
| | Début | Fin | Début | Fin |
| Campagne 2017 | 03/03/2017 | 05/03/2017 | 10/05/2017 | 18/05/2017 |
| Campagne 2018 | 26/02/2018 | 23/03/2018 | 14/05/2018 | 4/06/2018 |



Figure 3.6 : Les deux Welas® (7218 et 7215) en position d'inter-comparaison (©J. L. Rajot). Noter les têtes de prélèvement TSP adaptées aux instruments.

Compte tenu de la géométrie du dispositif instrumental (Fig. 3.6), la direction du vent doit être prise en considération. En effet, entre $[80^\circ-100^\circ]$ et entre $[260^\circ-280^\circ]$, il existe un problème d'ombrage dû à l'encombrement des têtes de prélèvement. Ainsi, pendant les périodes d'intercomparaison, n'ont été considérées comme valides que les mesures réalisées pour des directions du vent comprises entre 280° et 80° (en passant par $360^\circ/0^\circ$) d'une part et entre 100° et 260° d'autre part.

Tableau 3.2 : Paramètres statistiques de l'intercomparaison des 2 Welas® au cours des deux périodes d'intercomparaison de la campagne 2017 par classe de taille ($D_{g,i}$) : nombre de points (N), pente de la droite de régression linéaire et coefficient de détermination (R^2).

| $D_{g,i}$ (μm) | Avant campagne | | | Après campagne | | |
|-----------------------------|----------------|-------|-------|----------------|-------|-------|
| | N | Pente | R^2 | N | Pente | R^2 |
| 0,37 | 110 | 1,17 | 0,94 | 160 | 0,99 | 0,97 |
| 0,49 | 110 | 0,94 | 0,97 | 160 | 0,94 | 1,00 |
| 0,66 | 110 | 0,91 | 0,99 | 160 | 0,93 | 1,00 |
| 0,87 | 110 | 0,94 | 0,99 | 160 | 0,97 | 0,99 |
| 1,17 | 110 | 0,99 | 1,00 | 160 | 0,98 | 0,99 |
| 1,56 | 110 | 0,97 | 0,99 | 160 | 0,94 | 0,99 |
| 2,07 | 110 | 0,99 | 0,99 | 160 | 0,92 | 0,98 |
| 2,77 | 110 | 1,03 | 0,99 | 160 | 0,89 | 0,97 |
| 3,69 | 110 | 1,07 | 0,99 | 160 | 0,85 | 0,96 |
| 4,92 | 110 | 1,09 | 0,99 | 160 | 0,82 | 0,95 |
| 6,56 | 110 | 1,16 | 0,99 | 160 | 0,81 | 0,95 |
| 8,75 | 110 | 1,19 | 0,98 | 160 | 0,76 | 0,92 |
| 11,67 | 110 | 1,25 | 0,95 | 160 | 0,72 | 0,86 |
| 15,56 | 110 | 1,43 | 0,93 | 160 | 0,59 | 0,73 |

Avant d'intercomparer les mesures acquises par les deux Welas®, les données à une minute ont été moyennées par blocs indépendants de 16 minutes, afin de réduire les irrégularités et singularités des données et atténuer ce qui peut être considéré comme une perturbation ou un bruit de mesure.

L'intercomparaison des deux instruments a tout d'abord consisté à comparer les concentrations mesurées pour chaque classe de taille au cours des différentes périodes. Pour ce faire, nous avons tracé les concentrations du Welas®7218 en fonction des concentrations du Welas®7215 (voir Figs. A1 à A4 de l'Annexe A) et calculé les paramètres statistiques de la régression linéaire correspondante (droite de régression linéaire forcée à 0 et coefficient de détermination, R^2). Les Tableaux 3.2 et 3.3 synthétisent les résultats obtenus pour les campagnes de 2017 et 2018, respectivement.

Tableau 3.3 : Idem Tableau 3.2 mais pour la campagne 2018.

| $D_{g,i}$ (μm) | Avant campagne | | | Après campagne | | |
|-----------------------------|----------------|-------|-------|----------------|-------|-------|
| | N | Pente | R^2 | N | Pente | R^2 |
| 0,37 | 1133 | 0,87 | 0,99 | 550 | 0,45 | 0,99 |
| 0,49 | 1133 | 0,93 | 1,00 | 550 | 0,97 | 1,00 |
| 0,66 | 1133 | 0,92 | 1,00 | 550 | 0,81 | 1,00 |
| 0,87 | 1133 | 0,97 | 1,00 | 550 | 0,65 | 1,00 |
| 1,17 | 1133 | 1,01 | 1,00 | 550 | 0,60 | 1,00 |
| 1,56 | 1133 | 0,99 | 1,00 | 550 | 0,58 | 1,00 |
| 2,07 | 1133 | 1,03 | 1,00 | 550 | 0,53 | 1,00 |
| 2,77 | 1133 | 1,07 | 1,00 | 550 | 0,48 | 1,00 |
| 3,69 | 1133 | 1,06 | 1,00 | 550 | 0,45 | 1,00 |
| 4,92 | 1133 | 0,99 | 0,99 | 550 | 0,43 | 0,99 |
| 6,56 | 1133 | 0,95 | 0,99 | 550 | 0,44 | 0,99 |
| 8,75 | 1133 | 0,93 | 0,99 | 550 | 0,43 | 0,99 |
| 11,67 | 1133 | 0,87 | 0,99 | 550 | 0,40 | 0,99 |
| 15,56 | 1133 | 0,87 | 0,96 | 550 | 0,39 | 0,96 |

Quelle que soit la période d'intercomparaison considérée, on note qu'il existe des écarts plus ou moins marqués entre les concentrations mesurées par l'un ou l'autre des Welas® : les pentes varient en effet entre 0,39 et 1,43 (Tabs. 3.2 et 3.3). Par ailleurs, ces écarts sont différents d'une classe de taille à une autre. Pour pouvoir appliquer la méthode des gradients, il va donc nous falloir corriger ces écarts. Pour ce faire, nous avons choisi de recalculer un signal par rapport à l'autre en utilisant les résultats de la régression linéaire. Le calcul des corrections a été réalisé indépendamment pour chaque classe de taille. Durant toute notre étude, nous avons choisi de recalculer le Welas®7215 par rapport au Welas®7218 en utilisant la régression suivante :

$$\text{Welas}^{\text{®}}7218 = \text{Welas}^{\text{®}}7215 \text{ recalé} = a \times \text{Welas}^{\text{®}}7215 \quad (3.1)$$

Où a est la moyenne des pentes obtenues en prenant alternativement le Welas®7215 et le Welas®7218 comme référence pour une classe de taille donnée.

Pour la campagne de 2017, les concentrations mesurées au cours de la première période d'intercomparaison sont très faibles par rapport à celles mesurées lors la seconde (voir Figs. A1 et A2 de l'Annexe A). De plus, le nombre de points exploitables pendant cette première période d'intercomparaison est près d'un tiers plus faible que pendant la seconde période (110 points contre 160 points, respectivement). C'est pourquoi, pour la campagne 2017, le recalage du Welas®7215 a été effectué en utilisant les coefficients a issus de la seconde période d'intercomparaison uniquement.

Concernant la campagne de 2018, pour la première période d'intercomparaison, il y a un très bon accord entre les deux Welas® : pour la majorité des canaux la pente est proche de 1 et les coefficients de détermination sont au minimum de 0,96. Pour la seconde période d'intercomparaison en revanche, les écarts observés entre les deux instruments sont très importants avec des pentes qui sont plus généralement autour de 0,5. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer les différences de comportement observées entre ces 2 périodes. La première est que les concentrations faibles mesurées au cours de la seconde période d'intercomparaison (voir Fig. A4 de l'Annexe A) ne permettent pas de corriger de façon fiable les mesures. La seconde hypothèse, que nous privilégions, est que le passage des Welas® en position gradient le 23 mars 2018 a perturbé les capteurs, entraînant une dérive de la mesure au cours du temps. C'est pourquoi pour la campagne de 2018, le recalage du Welas®7215 a été effectué en utilisant les coefficients a issus de la première période d'intercomparaison et que seules les mesures antérieures au 31 mars 2018 inclus ont été considérées.

Les coefficients utilisés pour recalibrer le Welas®7215 pour chacune des campagnes sont présentés dans le Tableau 3.4.

Tableau 3.4 : Valeurs du coefficient a ayant servi à recalibrer les mesures du Welas®7215 pour les campagnes de 2017 et 2018.

| $D_{g,i}$ (μm) | Campagne 2017 | Campagne 2018 |
|-----------------------------|---------------|---------------|
| 0,37 | 1,00 | 0,87 |
| 0,49 | 0,94 | 0,93 |
| 0,66 | 0,93 | 0,92 |
| 0,87 | 0,97 | 0,97 |
| 1,17 | 0,99 | 1,01 |
| 1,56 | 0,95 | 0,99 |
| 2,07 | 0,93 | 1,03 |
| 2,77 | 0,90 | 1,07 |
| 3,69 | 0,86 | 1,06 |
| 4,92 | 0,83 | 0,99 |
| 6,56 | 0,82 | 0,95 |
| 8,75 | 0,79 | 0,93 |
| 11,67 | 0,76 | 0,87 |
| 15,56 | 0,68 | 0,89 |

Afin de nous assurer que le recalage était efficace, comme précédemment, nous avons tracé les concentrations du Welas®7218 en fonction des concentrations du Welas®7215 recalé (voir Figs. A5 et A6 de l'Annexe A) et calculé les paramètres statistiques de la régression linéaire correspondante (droite de régression linéaire forcée à 0 et coefficient de détermination, R^2). Les Tableaux 3.5 et 3.6 synthétisent les résultats obtenus pour les campagnes de 2017 et 2018, respectivement.

Pour les deux campagnes, on peut noter que même après recalage, les coefficients de détermination R^2 restent inférieurs à 0,9 pour les deux classes 11,67 μm et 15,56 μm (Tabs. 3.5 et 3.6). C'est pourquoi dans la suite de ce travail, seule la gamme de taille [0,37 μm ; 8,75 μm] sera considérée pour le calcul des flux. En revanche, l'évaluation de la distribution granulométrique des concentrations, qui est beaucoup moins sensible aux écarts entre les mesures des deux instruments, sera faite sur l'ensemble de la gamme de taille, c'est-à-dire [0,37 μm ; 15,56 μm].

Tableau 3.5 : Paramètres statistiques de l'intercomparaison des 2 Welas® après avoir recalé le Welas®7215 au cours de la seconde période d'intercomparaison de la campagne 2017 par classe de taille ($D_{g,i}$) : nombre de points (N), pente de la droite de régression linéaire et coefficient de détermination (R^2).

| $D_{g,i}$ (μm) | N | Pente | R^2 |
|-----------------------------|-----|-------|-------|
| 0,37 | 160 | 1,00 | 1,00 |
| 0,49 | 160 | 0,94 | 1,00 |
| 0,66 | 160 | 0,93 | 1,00 |
| 0,87 | 160 | 0,97 | 1,00 |
| 1,17 | 160 | 0,99 | 1,00 |
| 1,56 | 160 | 0,95 | 1,00 |
| 2,07 | 160 | 0,93 | 1,00 |
| 2,77 | 160 | 0,90 | 1,00 |
| 3,69 | 160 | 0,86 | 1,00 |
| 4,92 | 160 | 0,83 | 1,00 |
| 6,56 | 160 | 0,82 | 1,00 |
| 8,75 | 160 | 0,79 | 1,00 |
| 11,67 | 160 | 0,76 | 1,00 |
| 15,56 | 160 | 0,68 | 1,00 |

Tableau 3.6 : Idem Tableau 3.4 mais pour la première période d'intercomparaison de la campagne 2018.

| $D_{g,i}$ (μm) | N | Pente | R^2 |
|-----------------------------|------|-------|-------|
| 0,37 | 1133 | 0,75 | 0,99 |
| 0,49 | 1133 | 0,86 | 1,00 |
| 0,66 | 1133 | 0,85 | 1,00 |
| 0,87 | 1133 | 0,94 | 1,00 |
| 1,17 | 1133 | 1,03 | 1,00 |
| 1,56 | 1133 | 0,98 | 1,00 |
| 2,07 | 1133 | 1,06 | 1,00 |
| 2,77 | 1133 | 1,14 | 1,00 |
| 3,69 | 1133 | 1,13 | 1,00 |
| 4,92 | 1133 | 0,98 | 0,98 |
| 6,56 | 1133 | 0,90 | 0,90 |
| 8,75 | 1133 | 0,86 | 0,86 |
| 11,67 | 1133 | 0,76 | 0,76 |
| 15,56 | 1133 | 0,77 | 0,77 |

4. Résumé des critères de sélection d'un évènement d'érosion éolienne

Lors du traitement des données pour sélectionner un évènement d'érosion éolienne, on a utilisé un critère lié à la géométrie de la parcelle et des critères liés à la mesure des compteurs optiques (Welas[®]). On ne prend que les évènements dont la direction est comprise dans l'intervalle $[275^\circ-85^\circ]$. Comme indiqué précédemment, les compteurs optiques mesurent les particules solides mais aussi liquides. Pour éliminer les cas de brouillard, j'ai mis un critère sur l'humidité relative : seules les concentrations mesurées quand cette humidité est $< 80\%$ sont retenues. Pour appliquer la méthode du gradient, il faut que l'écart de concentration entre les deux compteurs soit significatif : lors des périodes d'intercomparaison, cette valeur a été fixée à 23% pour la campagne 2017 et à 7% pour la campagne 2018. Finalement, pour garantir qu'on mesure un minimum de concentration, il faut que la concentration du compteur bas soit $> 5 \text{ P cm}^{-3}$.

5. Mesure des aérosols par télédétection

Le sud de la Tunisie est une région soumise non seulement à l'émission locale d'aérosols désertiques, mais c'est également une région sous le vent des déserts du nord de l'Afrique (Sahara, déserts libyens). C'est pourquoi, en complément des mesures réalisées lors des deux campagnes WIND-O-V, nous avons également exploité les données issues des stations du réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork – Holben et al. (1998)) installées dans le sud tunisien pour documenter la granulométrie de l'aérosol désertique au cours de son transport. Ce paragraphe détaille les mesures utilisées et la méthode mise en œuvre pour déterminer l'origine des poussières transportées.

5.1. AERONET

Le réseau mondial AERONET est un ensemble de photomètres solaires automatisés basés au sol, opérés par la National Aeronautics and Space Administration (NASA) et le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) du Centre National de Recherche Scientifique (CNRS) à travers le programme Photométrie de Traitement Opérationnel pour la Normalisation Satellitaire (PHOTONS). Le réseau est considérablement renforcé par différentes collaborations avec des agences nationales, des instituts, des universités, des scientifiques associés à travers le monde. L'objectif de ce réseau est de caractériser et surveiller les aérosols à l'échelle mondiale. Depuis la mise en place de ce réseau, les données sont disponibles en accès libre à partir du site Internet <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>. Près de 1060 stations, réparties sur l'ensemble du globe, sont actuellement répertoriées (Fig. 3.7).

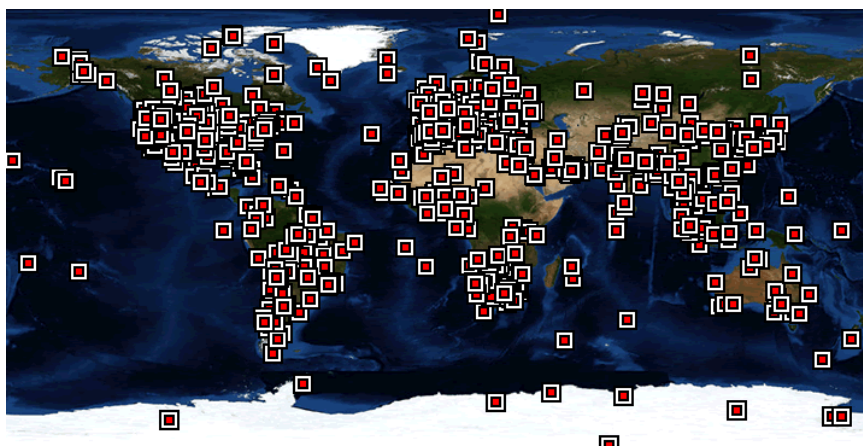


Figure 3.7 : Localisation des différentes stations AERONET à travers le monde en 2020 (©AERONET).

En condition de ciel clair et en l'absence de nuages, les photomètres solaires d'AERONET fournissent des observations intégrées sur la colonne atmosphérique, comme l'épaisseur optique spectrale, le coefficient d'Angström, la distribution en tailles des particules et le contenu en vapeur d'eau, grâce à un détecteur qui vise le soleil et qui suit sa course tout au long de la journée.

Chaque photomètre est équipé d'un panneau solaire et de batteries rechargeables, ce qui lui confère une autonomie complète (Fig. 3.8). Il est constitué d'un robot avec deux axes permettant des mouvements dans les plans zénithaux et azimutaux et peut viser tout point de la voûte céleste avec une précision de $0,05^\circ$ et un champ de vue de $1,2^\circ$.

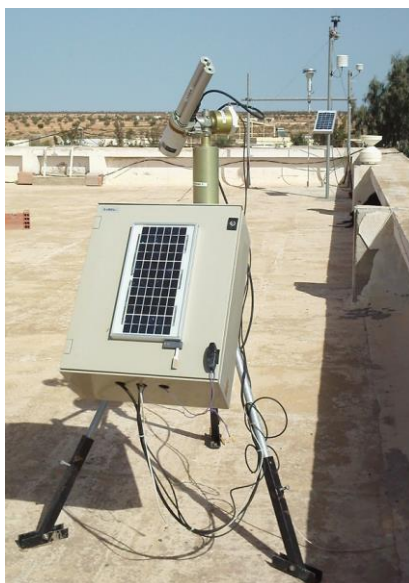


Figure 3.8 : Photo du photomètre solaire installé à l'IRA Médenine.

Les photomètres du réseau AERONET effectuent deux grands types de mesures :

- des mesures directes d'extinction du rayonnement solaire (mesures dite « Direct Sun ») en visée directe du soleil dans 8 longueurs d'onde (340, 380, 440, 500, 670, 870, 1020 et 1640 nm) d'une façon régulière au cours de la journée,
- puis, au bout d'un nombre fixe d'acquisitions, des mesures de luminance du ciel dans 4 longueurs d'onde (440, 675, 870 et 1020 nm) dans le plan principal et dans le plan d'almucantar (c'est-à-dire dans le plan à angle zénithal fixe défini en faisant varier l'angle azimutal).

A partir des mesures directes et d'Almucantar, les données recueillies aux 4 longueurs d'ondes (440, 670, 870 et 1020 nm) sont corrélées aux sorties d'un modèle de transfert radiatif et ainsi grâce au dernier modèle d'inversion développé par AERONET (Dubovik et al., 2002; Dubovik & King, 2000), on obtient les propriétés microphysiques des aérosols. Généralement, les mesures directes servent à estimer notamment l'épaisseur optique en aérosols (ou *Aerosol Optical Depth*, AOD, en anglais) à partir de la loi de Beer-Lambert, et le coefficient d'Angström α (ou coefficient de taille des aérosols) à partir de la formule d'Angström :

$$AOD_{\lambda} = AOD_1 \exp(-\alpha \cdot \lambda) \quad (3.2)$$

Dans cette expression, AOD_{λ} et AOD_1 représentent les AOD aux longueurs d'onde λ et 1 (en μm) respectivement.

L'épaisseur optique en aérosols caractérise la transparence du milieu atmosphérique, plus spécifiquement comment les aérosols affectent le passage de la lumière à travers l'atmosphère. Elle est calculée à partir des mesures de l'intensité du rayonnement solaire direct au cours du déplacement du Soleil à plusieurs longueurs d'onde 340, 670, 870, et 1020 nm. Généralement, plus la visibilité est réduite plus l'épaisseur optique sera importante. Dans les cas extrêmes où la visibilité sera vraiment très réduite, l'épaisseur optique ne pourra plus être calculée, le photomètre ne pouvant plus viser le Soleil.

Le coefficient d'Angström (α) qui quantifie la dépendance spectrale de l'AOD varie entre des valeurs typiquement de l'ordre de 0 (voire légèrement négatives) et environ 2. Sa valeur est un

bon indicateur de la taille des particules : les valeurs faibles sont associées aux aérosols supermicroniques, donc grossiers (poussières désertiques, aérosols océaniques), alors que les aérosols anthropiques, plutôt submicroniques, ont typiquement des coefficients compris entre 1 et 2.

L'inversion des mesures directes et diffuses permet d'accéder à la distribution en taille volumique des aérosols en fonction du rayon r des particules entre $0,05 \mu\text{m}$ et $15 \mu\text{m}$. Cette distribution, notée $dV/d\ln r$, est exprimée en $\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$ (Dubovik et al., 2006).

Il existe trois niveaux de traitement de données : le niveau 1 où les données sont brutes, le niveau 1.5 où les données sont filtrées par un masque nuage et enfin le niveau 2 où les données sont de qualité optimale.

5.2. La détermination de l'origine de provenance des panaches de poussières

5.2.1. Le capteur MODIS

Une observation en continu de l'aérosol atmosphérique à l'échelle globale de la Terre est nécessaire pour préciser son impact. Aujourd'hui, les capteurs embarqués sur satellite offrent de nouveaux outils pour étudier la variabilité spatiale et temporelle des émissions des particules en zones d'émission et visualiser les panaches d'aérosols désertiques.

Parmi les capteurs existants, on peut citer MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) qui est un radiomètre imageur à résolution moyenne mis au point pour mesurer les propriétés des nuages et les flux d'énergie radiatifs, les poussières désertiques ainsi que détecter les incendies et les éruptions volcaniques. Les données MODIS sont téléchargeables en libre accès directement depuis le site de MODIS (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>).

L'instrument MODIS, embarqué sur les deux satellites Aqua et Terra, acquiert les données dans 36 bandes spectrales. Les orbites de Terra et Aqua autour de la Terre sont héliosynchrones, à 705 kilomètres de la Terre. Le satellite Terra tourne autour de la Terre du nord au sud en passant au-dessus de l'équateur dans la matinée vers 10h30TU alors qu'Aqua passe au-dessus de l'équateur du sud au nord dans l'après-midi vers 13h30TU. Ceci permet une couverture complète du globe à peu près tous les 1 à 2 jours. Les données satellitaires MODIS à haute résolution dans le visible contribuent, mais de façon plus qualitative, à la détermination des zones d'émission et à la visualisation des panaches d'aérosols désertiques même si l'imagerie visible est surtout efficace pour l'étude des aérosols au-dessus des surfaces foncées, i.e., l'océan.

Dans le chapitre 5, les observations MODIS dans le domaine visible seront utilisées pour visualiser la densité des poussières pour vérifier la détection des épisodes d'émission ainsi que des épisodes d'advection.

5.2.2. Le modèle HYSPLIT

La simulation de rétro-trajectoires avec le modèle HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectories ; Rolph et al. (2017); Stein et al, (2015)) qui est l'un des modèles les plus utilisés pour l'étude et l'observation des aérosols permet d'apporter des réponses complémentaires aux observations MODIS.

Le modèle HYSPLIT ne simule pas des aérosols mais seulement des trajectoires de vent à partir de données météorologiques organisées en points de grille. Combinées aux observations

MODIS, ces simulations nous renseignent sur la provenance des aérosols transportés par le vent pour un point donné.

Les données utilisées dans ce travail sont celles de la base de données d'archive GDAS (Global Data Assimilation System) à 1° de résolution allant de 2006 jusqu'à aujourd'hui. Les trajectoires HYSPLIT sont déterminées à partir du site suivant : <https://www.ready.noaa.gov/hypub-bin/trajtype.pl?runtype=archive>.

La version actuelle du modèle HYSPLIT (version 4.9) est utilisable via une interface graphique (GUI), où en premier lieu, on commence par choisir la base de données météo, puis on localise le point d'arrivée qui nous intéresse en précisant ses coordonnées géographiques (géolocalisation) et son altitude au-dessus du sol. Puis on sélectionne la date, la durée de la reconstruction, le nombre de trajectoires souhaitées et la durée les séparant s'il y en a plusieurs (Figs. 3.9 et 3.10).

The screenshot shows the HYSPLIT GUI interface. At the top, there is a dropdown menu for 'Meteorology' set to 'GDAS (1 degree, global, 2006-present)' and a 'More info' link. Below this is the 'Source Location' section with the instruction '(enter using one of the following methods):'. A map of the Mediterranean region is displayed, with a blue location pin placed over Dar Dhaoui in Tunisia. Below the map, there are four input methods: 'Decimal Degrees Latitude' (selected), 'DDD/MM/SS Latitude', 'City (Country or State: name: lat: lon)', and 'Airport or WMO ID (i.e., dca)'. The 'Decimal Degrees Latitude' method shows a latitude of 33.0685277 N and a longitude of 11.3104248 E. The 'City' method has a dropdown menu, and the 'Airport or WMO ID' method has an 'ID Lookup' button.

Figure 3.9 : Interface HYSPLIT pour fixer la localisation (Dar Dhaoui) et la base de données météorologiques (GDAS).

Model Parameters

Trajectory direction: Forward Backward (Change the default start time!) [More info](#)

Vertical Motion: Model vertical velocity Isobaric Isentropic [More info](#)

Start time (UTC): Current time: 13:10
 year: 17 month: 03 day: 14 hour: 21 [More info](#)

Total run time (hours): 48 [More info](#)

Start a new trajectory every: 24 hrs Maximum number of trajectories: 2 [More info](#)

Start 1 latitude (degrees): 33.295833 [More info](#)

Start 1 longitude (degrees): 10.782500 [More info](#)

Start 2 latitude (degrees):

Start 2 longitude (degrees):

Start 3 latitude (degrees):

Start 3 longitude (degrees):

Automatic mid-boundary layer height? Yes No [More info](#)

Will override selections below.

Level 1 height: 100 meters AGL meters AMSL [More info](#)

Level 2 height: 0

Level 3 height: 0

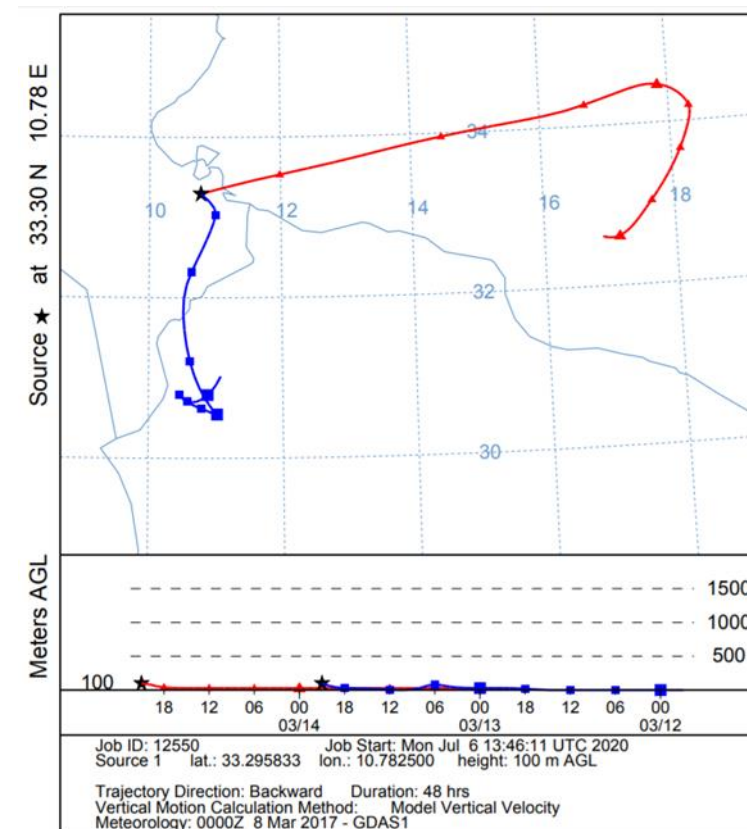


Figure 3.10 : a) Interface de paramétrisation d'un évènement donné (14 mars 2017), b) Trajectoires HYSPLIT du 14 mars 2017 arrivant à Dar Dhaoui à une hauteur de 100 m ; deux trajectoires ont été simulées, d'une durée de 48 h, séparées de 24 h, la dernière prenant fin à 21 h le 14 mars 2017.

5.2.3. Modélisation CHIMERE

Le modèle CHIMERE (<https://www.lmd.polytechnique.fr/chimere/>) est un modèle de chimie-transport qui est utilisé depuis de nombreuses années pour simuler les émissions de poussières désertiques et leurs impacts sur la chimie atmosphérique à l'échelle régionale (Cuesta et al., 2015; Flaounas et al., 2009; Schmechtig et al., 2011; Q. Zhang et al., 2012).

Dans notre étude, les émissions de poussières désertiques ont été simulées à l'aide de la version 2014b du modèle CHIMERE (Menuet et al., 2013) en utilisant le modèle d'émission d'aérosols désertiques développés par Marticorena & Bergametti (1995) et la base de données des propriétés de surface documentées au $\frac{1}{4}^\circ$ par Laurent et al. (2008) pour le nord de l'Afrique. Les données météorologiques utilisées pour forcer le modèle CHIMERE toutes les 3 h sont les prévisions opérationnelles à T0 du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais) à la résolution de $\frac{1}{4}^\circ$. Deux simulations ont été réalisées du 1^{er} février au 31 mai 2017, puis du 1^{er} février au 31 mai 2018 afin de couvrir les deux campagnes d'observations intensives du projet WIND-O-V, sur un domaine qui s'étend de 23°N à 38°N et de -2°E à 35°E (Fig. 3.11) et comprend ainsi les principales régions sources qui impactent le sud de la Tunisie : les déserts du nord de la Lybie, les régions sources de l'Algérie et le sud tunisien lui-même (Bouet et al., 2017).

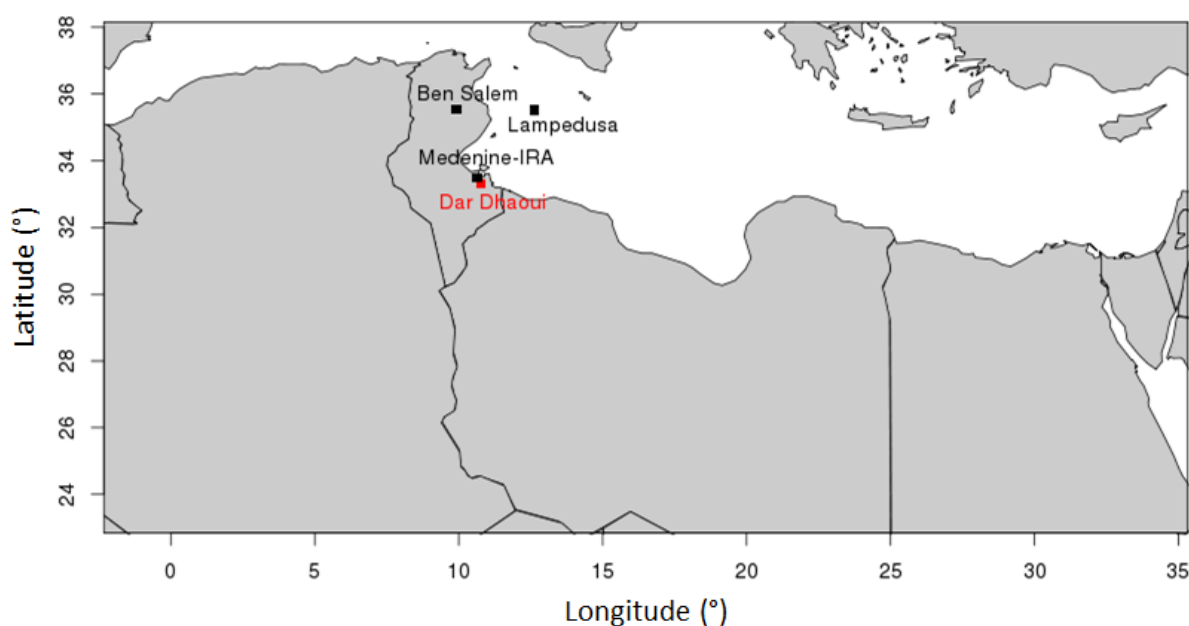


Figure 3.11 : Domaine de simulation CHIMERE. Sont reportées les positions des sites de mesures in-situ utilisés dans cette étude : la parcelle expérimentale de Dar Dhaoui (en rouge) et les stations AERONET de Medenine-IRA, Ben Salem et Lampedusa (en noir).

Chapitre 4 : Caractérisation du flux vertical de poussière déterminé par la méthode du gradient en situation d'érosion. Implications pour le transport vertical des particules dans la CLS.

Ce chapitre va être subdivisé en deux grandes parties. Dans la première, les résultats expérimentaux obtenus par application de la méthode du gradient en conditions d'érosion seront présentés, puis discutés. Dans la deuxième partie, nous proposerons une nouvelle paramétrisation du transport vertical des particules dans la CLS permettant de rendre compte à la fois des observations et des désaccords observés avec la théorie 'classique'.

1. Partie A : influence de la stabilité atmosphérique sur la distribution en taille du flux vertical de poussière mesurée en conditions d'érosion au-dessus d'un champ sableux nu

1.1. Introduction

Dans les deux premiers chapitres de cette thèse, a été rappelée l'importance de connaître l'intensité et la distribution granulométrique des particules émises en tout point de l'atmosphère pour la modélisation du cycle atmosphérique des poussières minérales, ainsi que la nature des facteurs qui les contrôlent. Les recherches bibliographiques ont par ailleurs mis en avant que les mesures in situ du flux d'émission de poussières produit par l'érosion éolienne dans les conditions naturelles sont rares du fait de la difficulté à les mettre en œuvre.

Pendant la campagne expérimentale WIND-O-V qui a été réalisée dans le sud de la Tunisie sur un champ sableux, homogène et lisse en 2017, 8 événements d'érosion ont pu être échantillonnés et le flux vertical a été déterminé pour chacun de ces événements en appliquant la méthode du gradient. Cette méthode nous a permis de documenter conjointement l'évolution de différents paramètres dynamiques (comme la vitesse de friction et la stabilité) et la rugosité de la surface au cours de chaque événement. Ainsi, nous avons pu analyser quel(s) paramètre(s) étai(en)t responsable(s) des variations du flux vertical et de sa granulométrie observées en conditions d'érosion. Une partie de cette analyse est synthétisée dans l'article Khalfallah et al. (2020) publié dans la revue internationale à comité de lecture '*Journal of Geophysical Research: Atmosphere*' et qui est reproduit dans le paragraphe suivant.

1.2. Fac similé de l'article

1.3. Résumé des principaux résultats

L'analyse conduite dans l'article Khalfallah et al. (2020) a mis en évidence qu'en conditions d'érosion au cours de la campagne 2017 du projet WIND-O-V :

- la distribution en tailles du flux d'émission était plus riche en particules supermicroniques au cours des périodes thermiquement neutres des événements, alors que la proportion de particules submicroniques augmentait dans des conditions instables.
- les distributions en tailles mesurées semblent être contrôlées davantage par l'instabilité thermique que par la vitesse de friction u_* et que l'effet de ce dernier paramètre, bien que mis en évidence dans des expériences en soufflerie (Alfaro et al., 1997, 1998), apparaît comme étant de deuxième ordre dans les conditions naturelles, tout au moins celles que nous avons rencontrées pendant la campagne 2017 de WIND-O-V.
- fondamentalement, il apparaît que les distributions en tailles déterminées à partir de mesures in situ effectuées à une hauteur de quelques mètres ne reflètent pas nécessairement directement la répartition réelle des particules produites en surface.
- les résultats sont en contradiction avec deux des hypothèses de la méthode du gradient : (1) le coefficient de turbulence des particules inférieures à 10 μm est indépendant de la taille des particules et (2) les fonctions de stabilité couramment utilisées pour tenir compte de la stratification thermique de la couche de surface sont directement applicables au transport vertical des particules de poussière.

1.4. Discussion

Nos résultats remettant en cause l'applicabilité de la méthode du gradient telle qu'elle a été employée jusqu'ici, il est primordial de s'assurer de leur validité. En particulier, il est important de vérifier dans un premier temps qu'ils ne sont pas dus au fait que le fetch de la parcelle expérimentale était relativement court. C'est ce que nous allons faire dans la première partie de cette discussion. De plus, durant certaines périodes d'érosion 'modérée', les concentrations en particules sont faibles dans certaines classes de taille des Welas[®]. La question se pose alors de savoir si, dans ces conditions, les flux estimés à partir de ces concentrations sont fiables et, si ce n'était pas le cas, est-ce que cela remettrait en cause la conclusion de l'article disant que l'enrichissement en particules fines ($D_p < 1,78 \mu\text{m}$) est dû à une augmentation de l'instabilité thermique ? C'est ce que nous verrons dans la deuxième partie de cette discussion. Enfin, en parallèle des mesures de gradient, des mesures du flux vertical de poussières par la méthode d'eddy-covariance ont été effectuées sur le terrain de Dar Dhaoui. Cette méthode étant complètement indépendante de la nôtre, il sera intéressant de comparer les résultats obtenus par les deux méthodes. Les résultats issus de la méthode d'eddy-covariance nous ont été fournis par nos collègues de l'INRAE de Bordeaux.

1.4.1. Influence du fetch

Pour respecter les conditions d'application de la méthode du gradient, il faut s'assurer que les deux OPC sont situés dans la couche à flux constant. Théoriquement, cela n'est possible que lorsque le fetch est suffisamment long. Dans le cas contraire, le capteur le plus haut risque de se retrouver en-dehors de cette couche.

Les valeurs minimales et maximales du fetch pour les 8 événements de poussière qui se sont produits pendant la campagne 2017 de WIND-O-V sont reportées dans le Tableau 4.1. On peut voir que le fetch maximum est de 195 m. Cela pourrait être problématique pour l'OPC situé à 4,1 m (Welas[®]7215). C'est pourquoi, il est nécessaire de vérifier l'impact du fetch sur 1) les

paramètres dynamiques déterminés et 2) les concentrations résolues en taille mesurées par l'OPC supérieur.

Tableau 4.1. Fetch minimum et maximum (en m) pour les évènements d'émission et les paramètres statistiques en fonction du nombre d'anémomètres utilisés pour le calcul de u_* (nombre de points (N), pente de la régression linéaire et coefficient de détermination (R^2)).

| Date (2017) | Fetch minimum (m) | Fetch maximum (m) | 6 vs. 7 | | | 5 vs. 7 | | |
|----------------|-------------------------|-------------------------|---------|-------|-------|---------|-------|-------|
| | | | N | pente | R^2 | N | pente | R^2 |
| 7 mars | 150 | 175 | 333 | 1,04 | 0,97 | 293 | 1,06 | 0,85 |
| 8 mars | 150 | 195 | 327 | 0,98 | 1,00 | 327 | 0,98 | 1,00 |
| 9 mars | 150 | 170 | 519 | 0,96 | 0,99 | 519 | 0,94 | 0,96 |
| 15 mars | 150 | 150 | 540 | 0,98 | 1,00 | 540 | 1,00 | 0,99 |
| 14 avril | 150 | 150 | 326 | 1,12 | 0,94 | 271 | 1,05 | 0,61 |
| 16 avril | 150 | 195 | 360 | 1,00 | 1,00 | 360 | 1,02 | 0,98 |
| 20 avril | 150 | 150 | 587 | 0,96 | 1,00 | 587 | 0,93 | 0,97 |
| 2 mai | 150 | 150 | 590 | 0,99 | 0,98 | 590 | 1,04 | 0,91 |

Concernant les paramètres dynamiques, nous avons testé deux situations avec des fetchs différents mais des variations équivalentes de u_* (8 mars et 15 mars 2017). Pour ces deux événements, nous avons calculé u_* en utilisant les 7 anémomètres puis comparé ces valeurs avec celles obtenues en n'utilisant que les 6, puis les 5 anémomètres les plus proches du sol.

La Figure 4.1 qui présente les résultats obtenus pour ces 2 dates montre que le nombre d'anémomètres utilisés pour calculer u_* a une influence négligeable sur la valeur de u_* calculée. Ceci suggère fortement que les 7 anémomètres étaient tous situés à l'intérieur de la couche à flux constant. La même conclusion peut être tirée en examinant le Tableau 4.1 qui présente la synthèse des statistiques obtenues pour tous les événements érosifs : les pentes et coefficients de détermination (R^2) sont proches de 1 pour tous les événements, sauf le 14 avril.

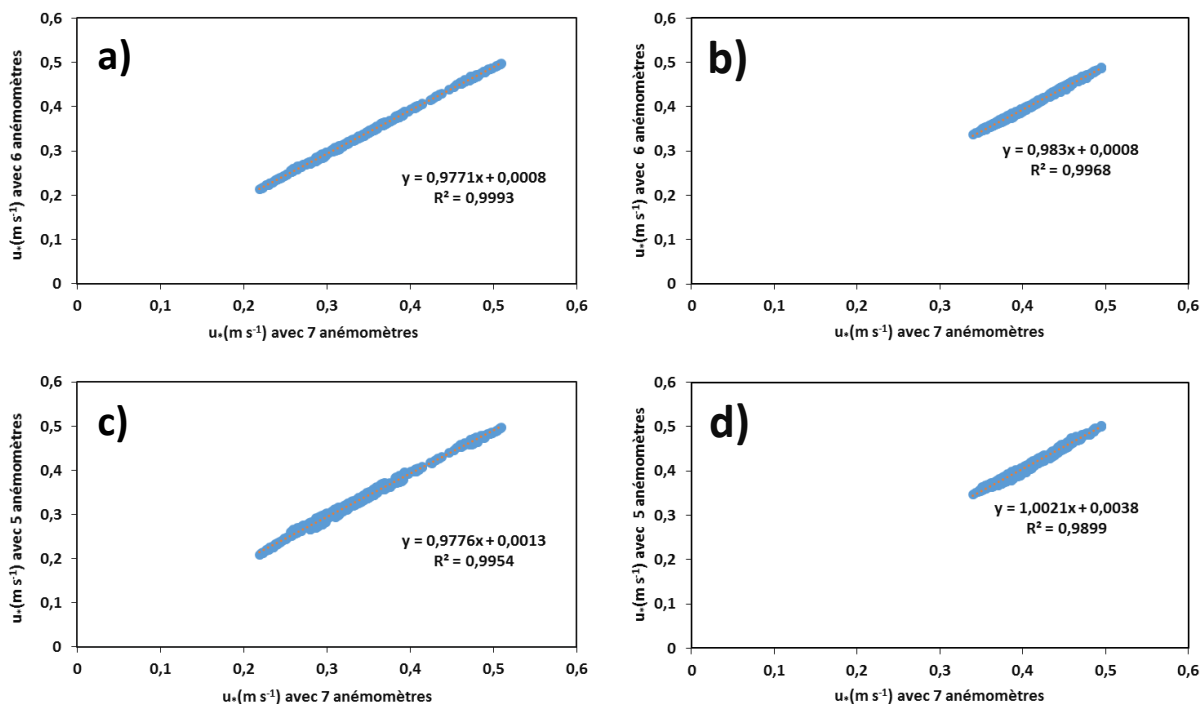


Figure 4.1. u_* calculée en utilisant respectivement 6 (a, et c) et 5 (b et d) anémomètres en fonction de u_* calculée en utilisant 7 anémomètres pour le 8 mars 2017 (a, et b) et le 15 mars 2017 (c et d). Sur chaque graphe sont reportés l'équation de la droite de régression linéaire et le coefficient de détermination (R^2) associé.

Pour tester si le fetch provoque un biais lors de la mesure de la concentration et par la suite un biais sur la distribution en taille du flux vertical, nous avons développé le raisonnement suivant :

On calcule la différence relative (RD) entre les concentrations mesurées par le Welas[®]7218 (dénommé Welas[®] bas ci-après) et par le Welas[®]7215 (dénommé Welas[®] haut ci-après). Si le capteur du haut était situé à l'extérieur de la couche à flux constant en raison d'un fetch trop court, la concentration au niveau supérieur serait anormalement basse et RD serait surestimée. Cela serait particulièrement visible pour les particules les plus grossières (les plus lourdes) qui sont moins mobiles que les fines.

Dans ce qui suit, RD sera normalisée en utilisant la moyenne géométrique de C_l et C_h et sera calculée pour chaque classe de taille de particules comme suit :

$$RD = (C_l - C_h) / \sqrt{C_l C_h} \quad (4.1)$$

Vu que la turbulence aide les particules les plus grossières à atteindre le capteur supérieur, la surestimation de RD devrait diminuer à mesure que l'intensité de la turbulence augmente. Dans la couche de surface, la turbulence est produite par la contrainte de cisaillement et par l'instabilité thermique, qui sont quantifiées au moyen de la vitesse de friction du vent (u_*) et du gradient de température ($-\partial\theta/\partial z$), respectivement.

Par conséquent, s'il y avait un problème de fetch, on s'attendrait à ce que RD soit une fonction décroissante de u_* et de $\partial\theta/\partial z$ pour les classes de taille les plus grossières. Ce point est facile

à vérifier : il suffit de tracer l'évolution de RD avec 1) u_* pour différents intervalles de $\partial\theta/\partial z$, et 2) $\partial\theta/\partial z$ pour différents intervalles de u_* .

La Figure 4.2 illustre pour 4 classes de taille (0,65, 2,05, 3,65 et 6,49 μm) la variation de RD avec u_* lorsque $\partial\theta/\partial z$ reste dans la plage $[-0,2 \text{ K m}^{-1}; -0,1 \text{ K m}^{-1}]$. De même, la Figure 4.3 montre, pour les mêmes classes de taille, l'évolution de RD avec $\partial\theta/\partial z$ pour une plage limitée de u_* (0,3 à 0,4 m s^{-1}).

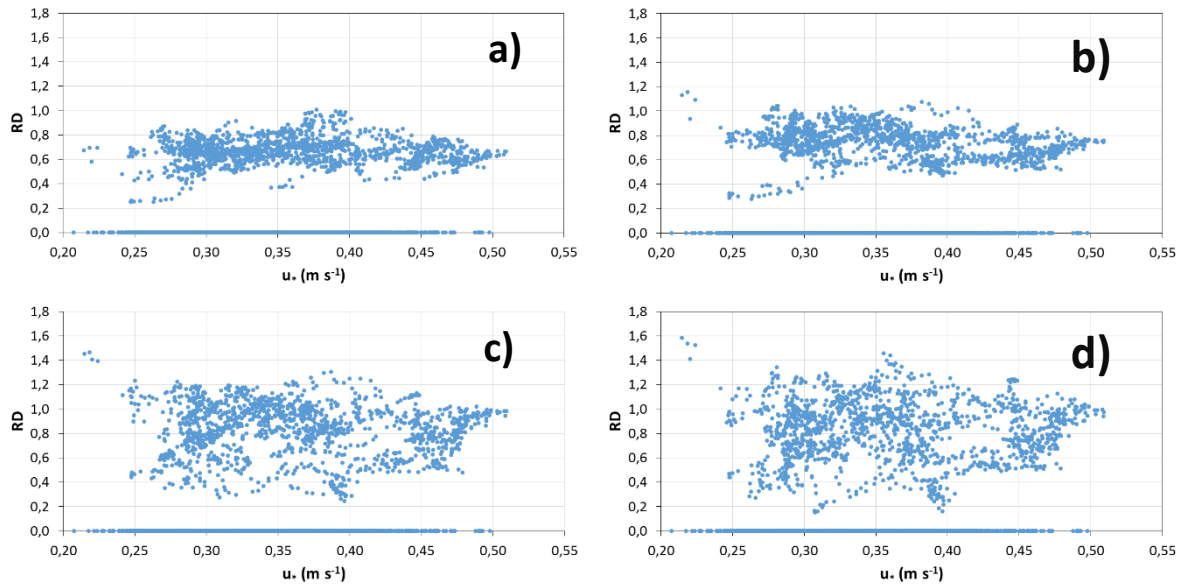


Figure 4.2 : Variation de RD (différence relative des concentrations mesurées par les deux Welas[®] haut et bas) en fonction de u_* pour une gamme fixe de $\partial\theta/\partial z$ $[-0,2 ; -0,1 \text{ °C m}^{-1}]$ pour les 4 classes de taille suivantes : (a) 0,65 μm , (b) 2,05 μm , (c) 3,65 μm , et (d) 6,49 μm .

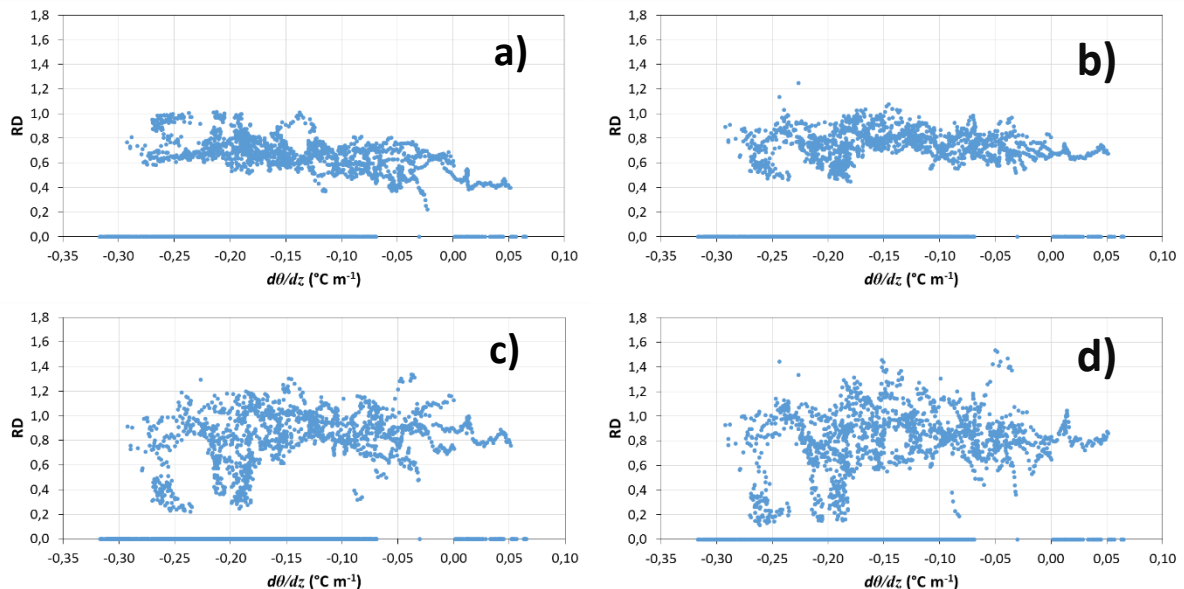


Figure 4.3 : Variation de RD en fonction de $\partial\theta/\partial z$ pour une gamme fixe de u_* $[0,3 ; 0,4 \text{ m s}^{-1}]$ pour les 4 classes de taille suivantes : (a) 0,65 μm , (b) 2,05 μm , (c) 3,65 μm , et (d) 6,49 μm .

Malgré une dispersion relativement importante, les résultats de la Figure 4.2 ne montrent aucun signe de diminution de RD quand u_* augmente, même pour les classes de taille les plus

grossières. Cela contredit l'hypothèse initiale selon laquelle le Welas[®] haut aurait pu être situé à l'extérieur de la couche à flux constant. Par ailleurs, sur la Figure 4.3, pour les classes de tailles grossières (Figs. 4.3c et 4.3d), il n'y a pas d'évolution claire de RD avec $\partial\theta/\partial z$, ce qui tend à confirmer que le Welas[®] haut n'était pas à l'extérieur de la couche à flux constant malgré le fetch limité. Pour la classe de taille la plus fine (Fig. 4.3a), RD ne diminue pas lorsque l'instabilité thermique augmente ; au contraire, une nette augmentation est observée. Cela signifie qu'une stratification thermique instable de la couche de surface favorise l'entraînement vers le haut des particules les plus fines.

L'ensemble de ces résultats permet donc de conclure que pour, les particules grossières, il n'y a pas d'évolution de RD avec la contrainte de cisaillement et la turbulence thermique. Cela permet de confirmer que le Welas[®] haut était bien situé dans la couche à flux constant pendant les événements étudiés.

1.4.2. Impact de l'incertitude liée aux faibles concentrations

Durant certaines périodes d'érosion 'modérée', les concentrations en particules sont faibles dans certaines classes de taille des Welas[®]. La question se pose alors de savoir si, dans ces conditions, les flux estimés à partir de ces concentrations sont fiables et si ce n'était pas le cas, est-ce que cela remettrait en cause la conclusion de l'article disant que l'enrichissement en particules fines ($D_p < 1,78 \mu\text{m}$) est dû à une augmentation de l'instabilité thermique ? L'objectif de ce paragraphe est donc 1) d'évaluer l'incertitude sur les flux liée à l'incertitude sur les concentrations mesurées aux niveaux bas et haut lors des événements érosifs de 2017, et 2) de vérifier si la dépendance de la proportion de particules fines à l'instabilité thermique reste valable après élimination des éventuels cas 'douteux' (c'est-à-dire ceux pour lesquels l'incertitude relative sur la détermination des flux verticaux est supérieure à une limite considérée comme 'acceptable').

1.4.2.1. Méthodologie : principe du calcul de l'incertitude relative sur les flux verticaux par classe de tailles

D'après l'équation 2.13, les flux verticaux (F_v) sont directement proportionnels à la différence $C_l - C_h$. Ces concentrations sont des valeurs obtenues après correction des mesures brutes ($C_{l\text{mes}}$ et $C_{h\text{mes}}$) par un coefficient a dont la valeur diffère d'une classe à l'autre (Tab. 3.4). a a été obtenu à partir des mesures effectuées pendant la période d'intercomparaison (voir chapitre 3 – sous-section 3.6).

Il en résulte que l'incertitude relative sur F_v liée à une incertitude sur C_l et C_h est donnée par la formule suivante :

$$\frac{dF_v}{F_v} = \frac{dC_l + dC_h}{C_l - C_h} \quad (4.2)$$

Il faut donc estimer les incertitudes sur les concentrations moyennes aux niveaux haut et bas (dC_l et dC_h , respectivement).

D'une part, les concentrations C_l et C_h sont la moyenne de 16 mesures, d'autre part, elles ont été obtenues par application de la correction a (Eq. 3.1).

La part de l'incertitude sur les concentrations résultant de la moyenne de 16 valeurs à la minute est $\sigma/\sqrt{16}$, soit $\sigma/4$ (dans cette équation, σ est l'écart-type des 16 mesures utilisées pour le calcul de la moyenne). On peut noter que l'évolution possible des concentrations au cours d'une

période de 16 minutes va augmenter la valeur de σ . Cette façon de procéder fournit donc un majorant de l'incertitude sur les concentrations moyennes.

Il reste aussi à estimer l'incertitude résultant de la détermination de a , c'est-à-dire sur la pente des courbes d'intercomparaison. On peut s'attendre à ce que cette incertitude dépende de la classe de taille considérée. En effet, pour les classes de tailles les plus grosses, la corrélation devenant moins bonne, la précision sur la valeur de a diminue, ce qui entraîne des incertitudes plus fortes sur les valeurs de C_l et C_h (après correction). Pour déterminer la pente des droites d'intercomparaison et l'incertitude associée, j'ai utilisé la fonction DROITEREG d'Excel, qui fournit ces deux valeurs.

1.4.2.2. Résultats

1.4.2.2.1. Incertitude sur C liée à l'intercomparaison

Pour illustrer la méthode, la Figure 4.4 ci-dessous montre les courbes d'intercomparaison pour une classe 'fine' (la classe 4 à $0,65 \mu\text{m}$ – Fig. 4.4a) et la classe la plus grossière considérée dans l'article (la classe 13 à $8,66 \mu\text{m}$ – Fig. 4.4b). Pour chaque classe, il y a 160 points.

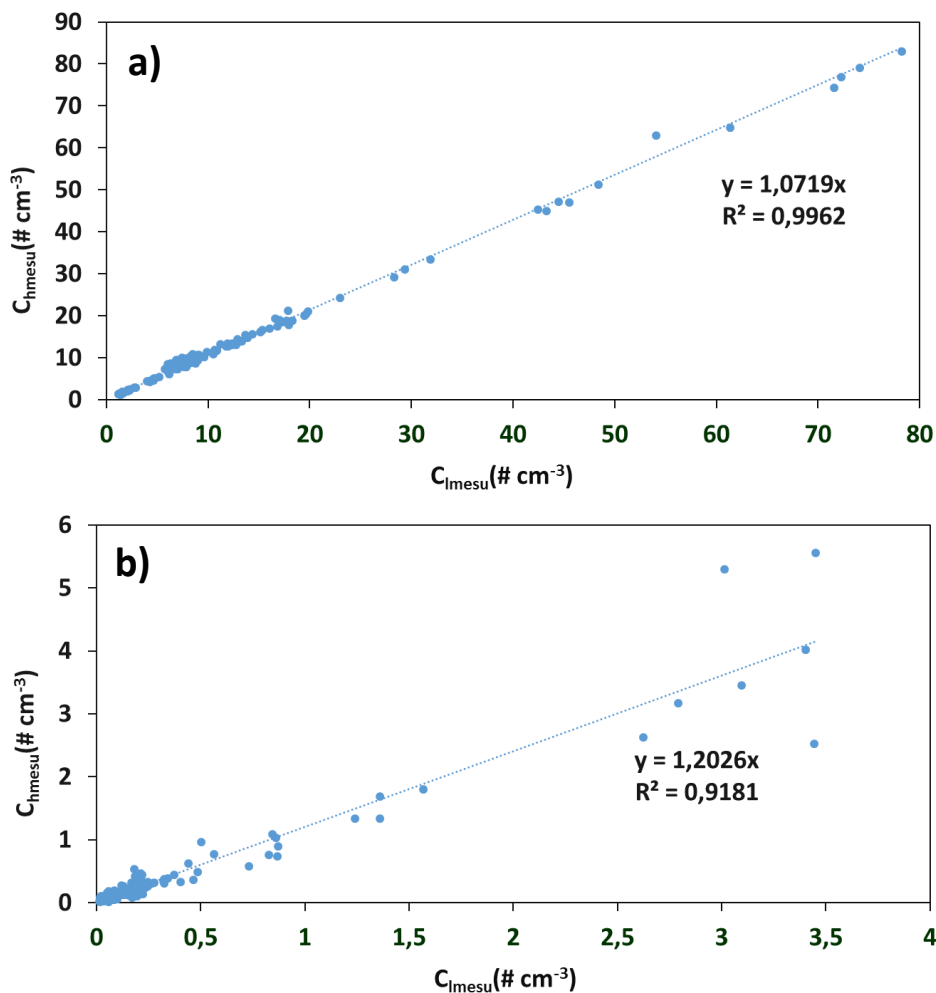


Figure 4.4 : Droite d'intercomparaison des Welas[®] pour les classes à $0,65 \mu\text{m}$ (a) et $8,66 \mu\text{m}$ (b). (NB : par souci de cohérence ici, on a appelé les instruments 'bas' et 'haut', mais bien sûr ils sont à la même hauteur pendant l'intercomparaison.)

Les valeurs des pentes et les incertitudes absolue et relative associées sont reportées dans le tableau 4.2.

En tout état de cause, on peut en conclure que l'incertitude relative sur C_l et C_h liée à l'intercomparaison est inférieure à 3% sur toutes les classes de tailles. Ce résultat est d'ailleurs conforme à ce qui a déjà été montré quand on a comparé les flux calculés à partir des concentrations corrigées de l'intercomparaison et ceux calculés à partir des concentrations 'brutes' (non corrigées). Pour mémoire, ces résultats, sont fournis en Annexe B. On voit bien à leur examen qu'il existe une corrélation parfaite ($R^2 > 0,98$) entre les flux corrigés et les flux non corrigés, ce qui démontre que la correction ne dégrade en rien les flux, si ce n'est d'augmenter leur valeur absolue (au maximum de 55%, dans la plus grosse classe de taille, celle à 8,66 μm).

Tableau 4.2 : Pentés et incertitudes associées issues de l'intercomparaison des Welas[®].

| D_{g,i} (μm) | Pente | Δpente | Incertainitude |
|---|--------------|---------------------------------|-----------------------|
| 0,37 | 0,999 | 0,008 | 0,8% |
| 0,49 | 1,060 | 0,004 | 0,4% |
| 0,65 | 1,072 | 0,004 | 0,4% |
| 0,87 | 1,029 | 0,006 | 0,6% |
| 1,15 | 1,009 | 0,007 | 0,7% |
| 1,54 | 1,051 | 0,008 | 0,8% |
| 2,05 | 1,064 | 0,011 | 1,0% |
| 2,74 | 1,094 | 0,014 | 1,2% |
| 3,65 | 1,143 | 0,017 | 1,5% |
| 4,87 | 1,176 | 0,018 | 1,5% |
| 6,49 | 1,190 | 0,019 | 1,6% |
| 8,66 | 1,203 | 0,026 | 2,1% |

On constate que, en raison du grand nombre de points utilisés ($N = 160$) et de la très bonne corrélation entre les mesures des deux Welas[®], l'incertitude sur la pente est extrêmement faible (2,1% au maximum) y compris dans les plus grosses classes de taille.

NB important : cette augmentation est strictement la même pour tous les événements, qu'ils soient instables ou neutres, intenses ou pas. En particulier, cela signifie qu'il n'y a donc pas de biais introduit par la correction sur l'évolution de la granulométrie constatée en fonction de l'instabilité thermique.

1.4.2.2.2. Incertainitude sur C liée à la moyenne

Pour chaque événement, j'ai tracé la concentration en nombre des Welas[®] haut et bas en fonction du temps pour les périodes qui ont un flux déjà validé auparavant pour chaque classe de taille. De plus, sur chaque courbe de la concentration moyenne, j'ai ajouté l'incertainitude sur la moyenne ($\pm\sigma/4$, voir ci-dessus). Dans un second temps, j'ai tracé en fonction du temps l'incertainitude relative sur le flux résultant de l'incertainitude sur les concentrations mesurées par les Welas[®] haut et bas (dF_v/F_v). Les Figures 4.5 et 4.6 illustrent la démarche pour le 7 mars 2017 ; les courbes correspondant aux autres événements sont présentées dans l'Annexe C.

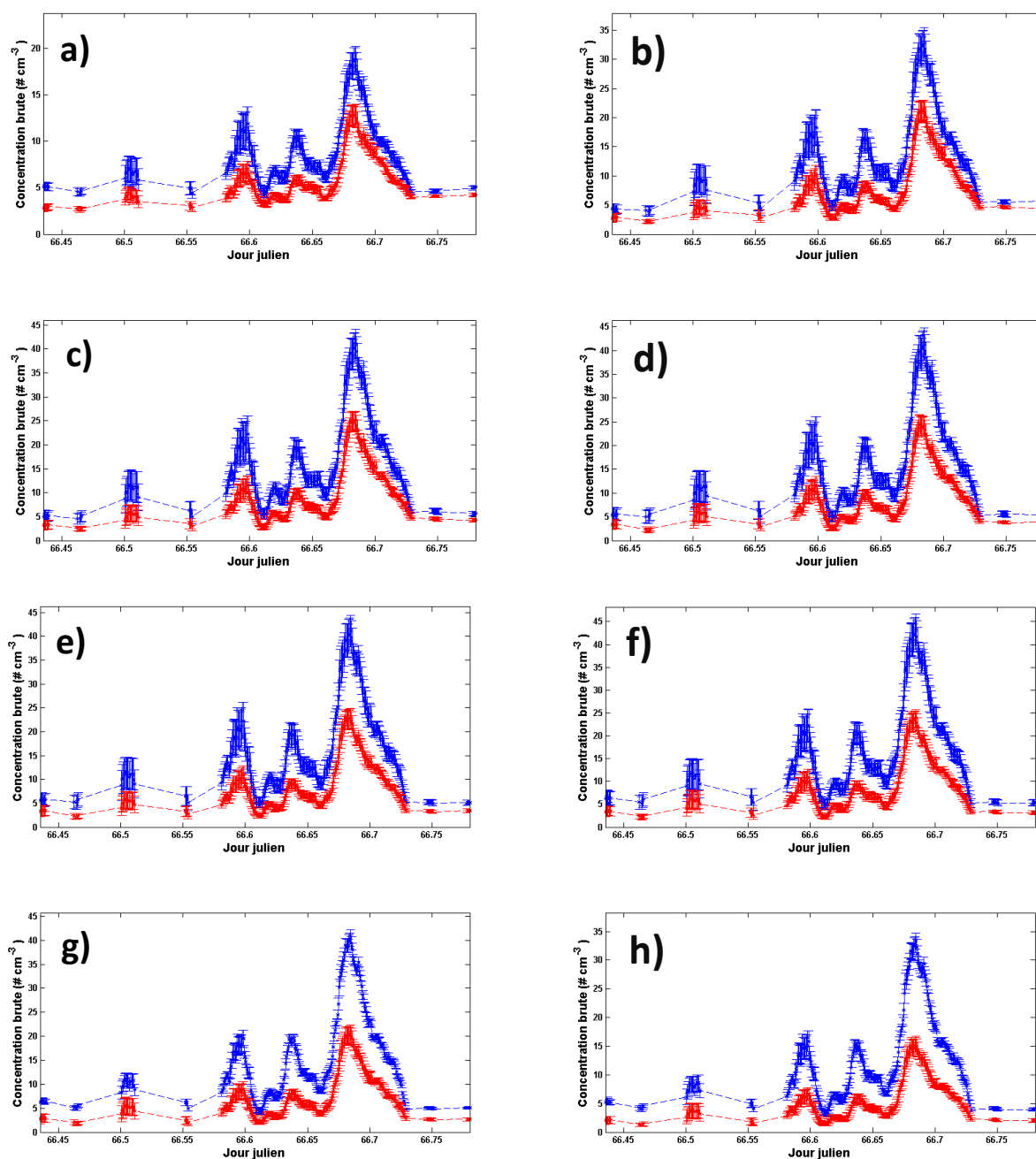


Figure 4.5 : Evolution temporelle de la concentration en particules (en # cm⁻³) pour le Welas[®] bas (courbe bleue) et le Welas[®] haut (courbe rouge) pour les classes de taille centrées sur (a) 0,37 μm, (b) 0,49 μm, (c) 0,65 μm, (d) 0,87 μm, (e) 1,15 μm, (f) 1,54 μm, (g) 2,05 μm, (h) 2,74 μm, (i) 3,65 μm, (j) 4,87 μm, (k) 6,49 μm et (l) 8,66 μm le 7 mars 2017. Les barres d'erreur représentent l'incertitude sur la moyenne à 16 min ($\pm\sigma/4$).

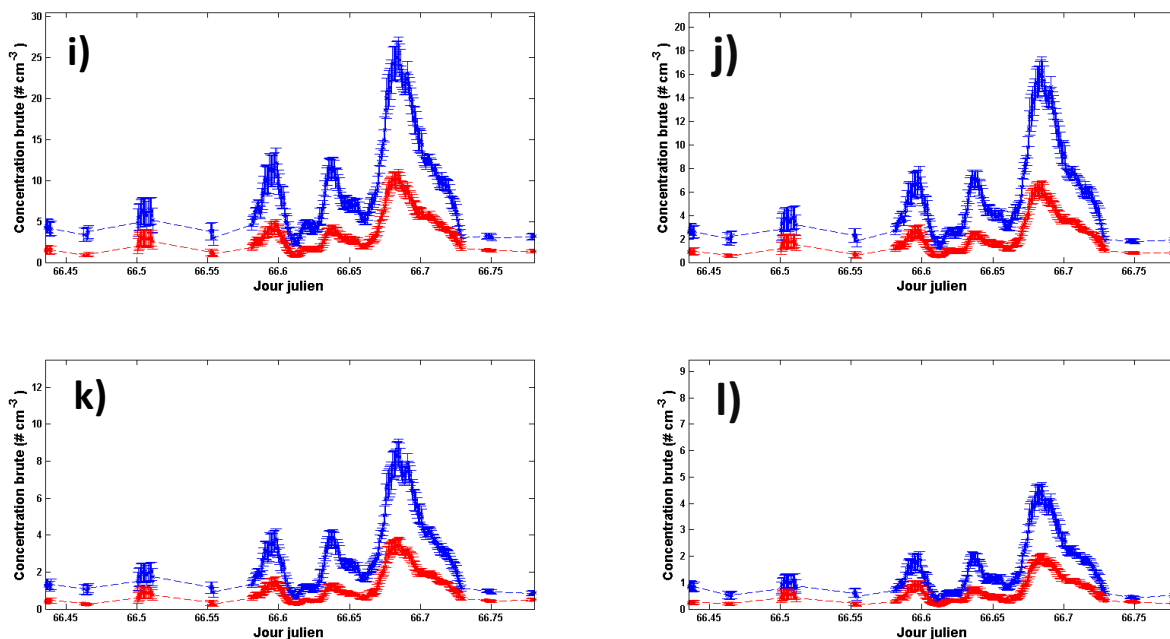


Figure 4.5 suite.

A l'examen de l'incertitude relative sur le flux liée à l'incertitude sur les concentrations, il apparait 1) qu'elle est très supérieure à celle résultant de l'intercomparaison, et 2) que pour certains instants, cette incertitude devient très forte dans au moins certaines classes de taille (à noter que ce n'est pas systématiquement dans les plus grosses). Afin de vérifier que ce n'est pas cela qui est responsable de la tendance à l'enrichissement du flux en fines lorsque $\partial\theta/\partial z$ devient fortement négatif, nous avons décidé d'éliminer les points 'douteux'. Au vu des courbes présentées ci-dessus, nous avons donc choisi arbitrairement de ne conserver que les points pour lesquels les incertitudes relatives dans toutes les 12 classes de taille sont inférieures à 0,8.

Cette procédure élimine 405 points sur la figure 7 de l'article. Le résultat obtenu est représenté sur la Figure 4.7 ci-dessous. On constate que la tendance déjà observée persiste, et qu'elle n'est donc pas un artefact lié à la prise en compte de points litigieux. La tendance observée sur la distribution en taille (Figure 8 de l'article) persiste également (Fig. 4.8).

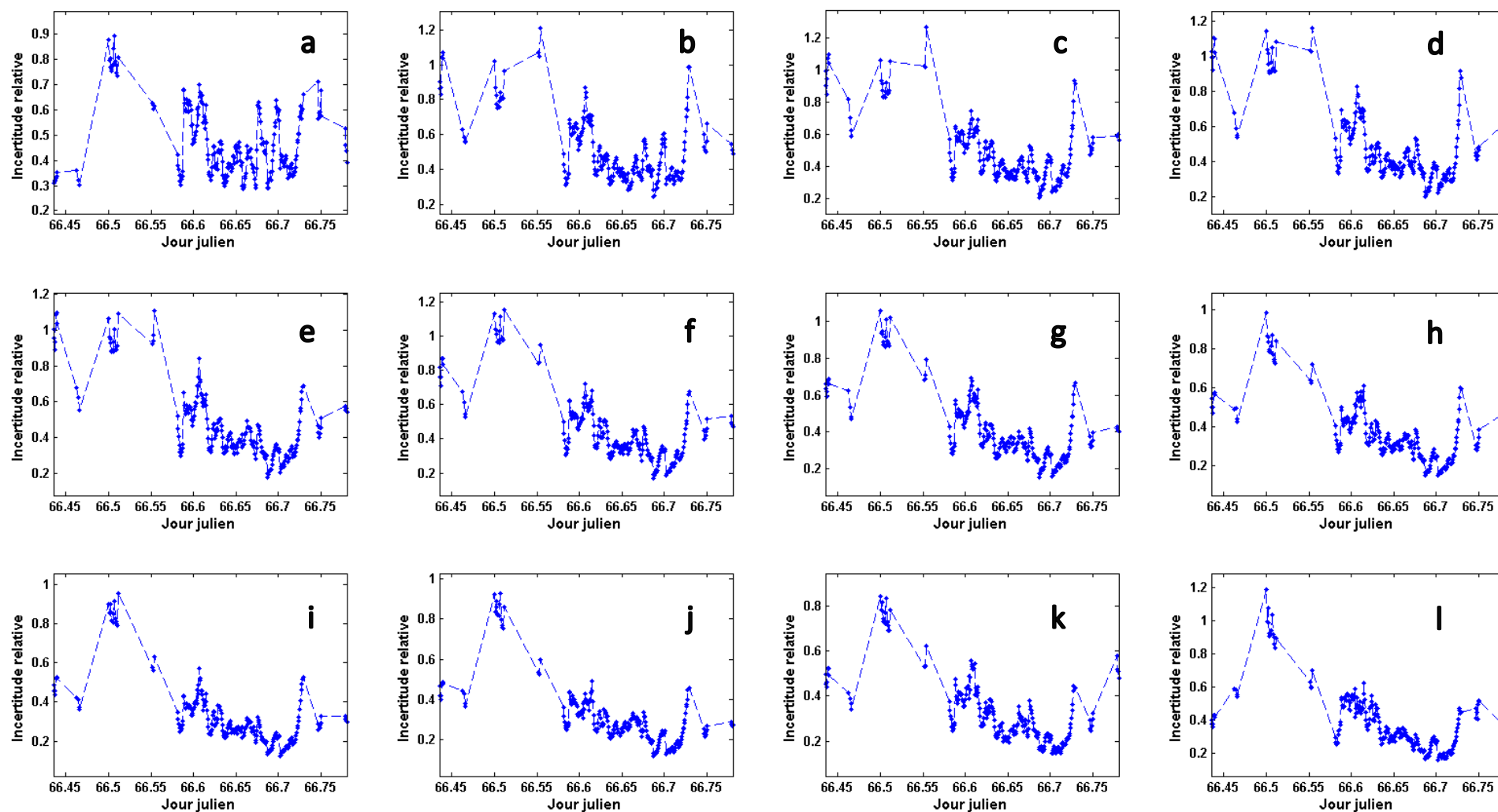


Figure 4.6 : Evolution temporelle de l'incertitude relative sur le flux résultant de l'incertitude sur les concentrations mesurées par les Welas® haut et bas (dF_v/F_v) pour les classes de taille centrées sur (a) $0,37 \mu\text{m}$, (b) $0,49 \mu\text{m}$, (c) $0,65 \mu\text{m}$, (d) $0,87 \mu\text{m}$, (e) $1,15 \mu\text{m}$, (f) $1,54 \mu\text{m}$, (g) $2,05 \mu\text{m}$, (h) $2,74 \mu\text{m}$, (i) $3,65 \mu\text{m}$, (j) $4,87 \mu\text{m}$, (k) $6,49 \mu\text{m}$ et (l) $8,66 \mu\text{m}$ le 7 mars 2017.

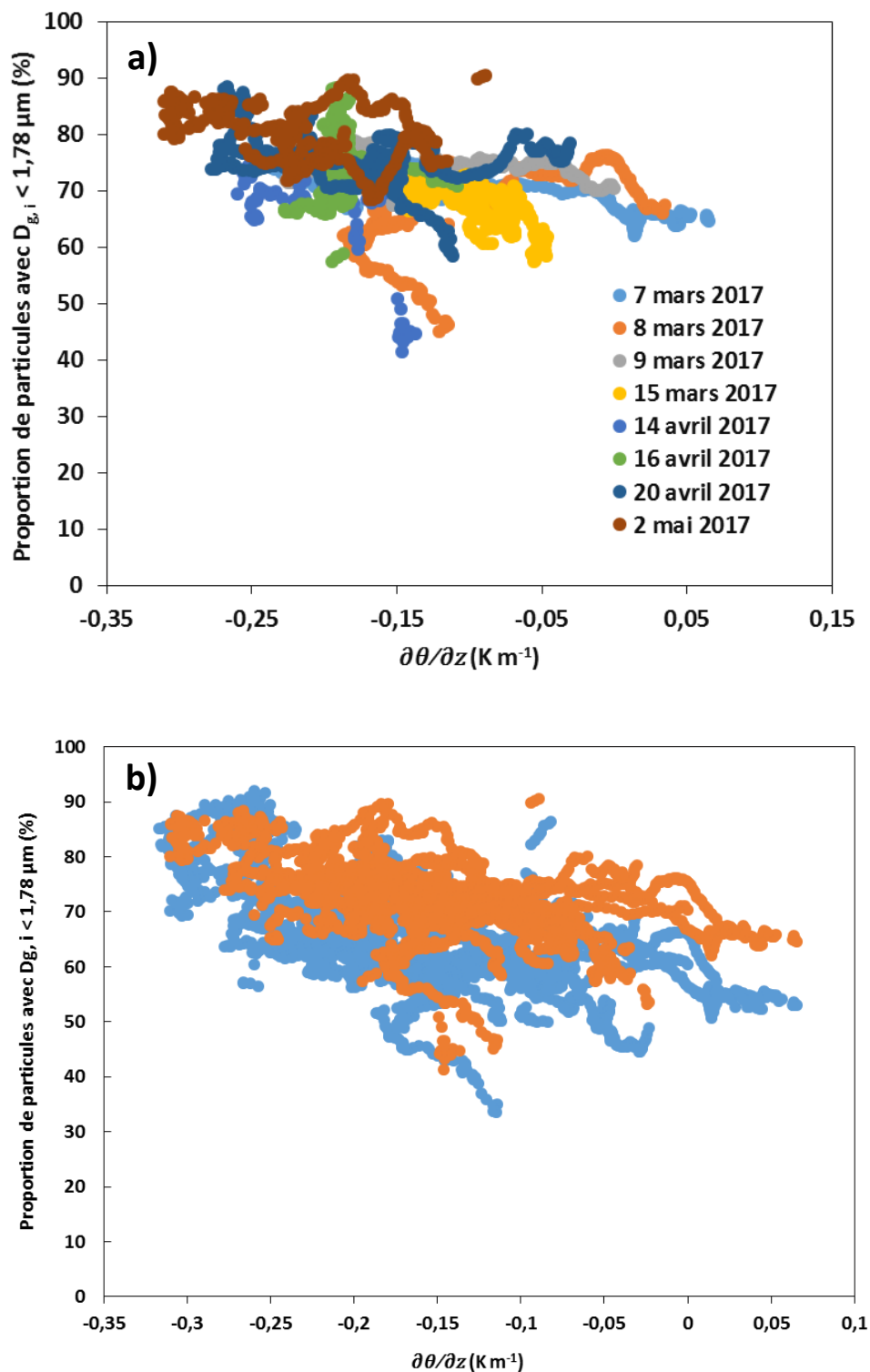


Figure 4.7 : Evolution de la proportion de particules dont le diamètre est inférieur à $1,78 \mu\text{m}$ en fonction de $\partial\theta/\partial z$ (en K m^{-1}) pour les 8 événements d'émission. (a) Chaque couleur représente un événement donné. Seules les valeurs pour lesquelles l'incertitude relative dF_v/F_v est inférieure à 0,8 dans l'ensemble des classes de taille sont reportées ($N = 2720$). (b) Les points bleus représentent le jeu de données original (sans condition sur l'incertitude relative ; $N = 3135$) et les points orange le jeu de données pour lesquelles l'incertitude relative dF_v/F_v est inférieure à 0,8 dans l'ensemble des classes de taille ($N = 2720$).

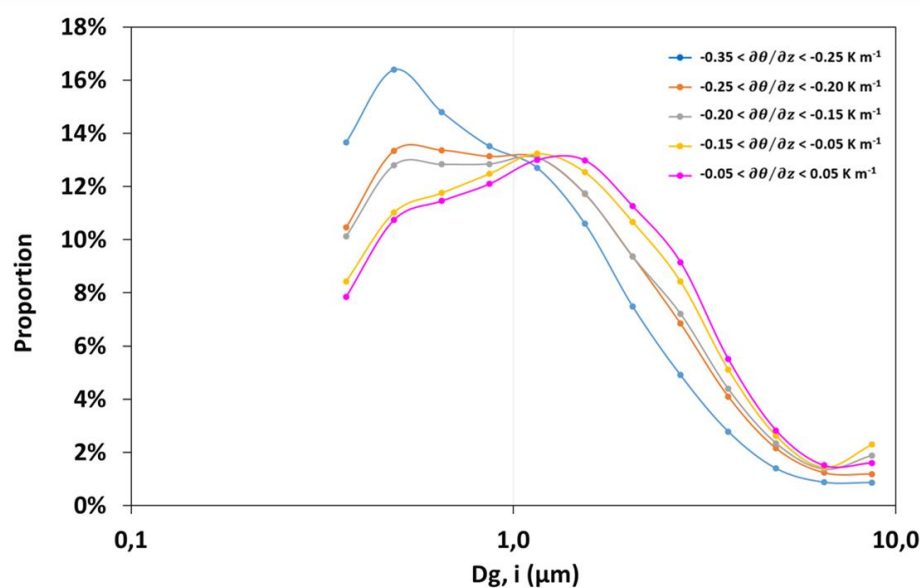


Figure 4.8 : Distribution granulométrique relative du flux vertical F_v , en nombre par classe de $\partial\theta/\partial z$ (en K m^{-1}), avec une incertitude relative $\Delta F_v/F_v < 0,8$.

1.4.3. Comparaison avec les flux obtenus par Eddy-Covariance (EC)

1.4.3.1. Principe et limites de la méthode d'EC

La méthode d'Eddy-Corrélation, ou Eddy-Covariance (EC), estime les flux turbulents à partir de la moyenne des produits des fluctuations de la concentration et de la vitesse dans la direction du transport envisagée (Stull, 1988). Ainsi, le flux vertical de particules, F_v , est donné par la relation suivante :

$$F_v = \langle w'c' \rangle \quad (4.3)$$

Dans cette expression, w' représente les fluctuations de la composante verticale de la vitesse du vent (positive vers le haut) et c' celles de la concentration.

Actuellement, la difficulté d'application de cette méthode classique pour les gaz réside dans le fait qu'elle nécessite de mesurer à haute fréquence (idéalement > 10 Hz) et au même endroit, les variations de ces deux grandeurs physiques. Pour la vitesse, les anémomètres soniques 3D sont parfaitement adaptés à ce type de mesure, mais les instruments permettant de collecter sans biais des particules dont le spectre de tailles est large, puis de mesurer leur concentration à haute fréquence ne sont pas encore au point. Dans WIND-O-V, un Welas[®] (appelé Welas[®] INRA par la suite) a été utilisé pour la mesure des concentrations à 1 Hz. Pour des raisons d'encombrement, il n'a pas été équipé de la même tête de prélèvement que ceux utilisés en position gradient (Fig. 4.9). C'est ce qui explique que les concentrations des plus grosses particules (> 2 ou $3 \mu\text{m}$) sont nettement sous-estimées (S. Dupont, comm. pers.) et donc les flux également. En revanche, les concentrations mesurées par le Welas[®] INRA et les autres étant comparables pour les particules les plus fines et en particulier les sub-microniques, la méthode semble bien adaptée pour elles.



Figure 4.9 : Dispositif de mesure des flux par la méthode EC : Welas[®] INRA équipé d'une tête de prélèvement de faible encombrement (instrument de gauche) et anémomètre sonique 3D (instrument de droite). (©S. Dupont)

1.4.3.2. Protocole d'intercomparaison des deux méthodes

Que ce soit avec la méthode du gradient ou avec celle de l'EC, les flux verticaux en nombre augmentent avec u_* selon une loi en puissance. Gillette & Passi (1988) (noté GP ci-après) avaient proposé d'inclure la dépendance à u_{*t} dans l'expression de cette fonction (voir équation 2.11).

Nous avons vu que, lorsque l'on trace le flux total en fonction de u_* , une dispersion importante est généralement observée autour de la tendance générale. Dans Khalfallah et al. (2020), au moins une partie de cette dispersion avait été attribuée à des différences de stabilité thermique.

Notre objectif est maintenant de montrer que cette interprétation est soutenue non seulement par les résultats obtenus par la méthode du gradient, mais également par ceux de l'EC. Pour cela, nous allons d'abord déterminer pour chaque classe de taille l'équation de la tendance globale en utilisant la méthode des moindres carrés pour ajuster une fonction puissance (GP) sur les flux mesurés en fonction de u_* . Cela fournit deux valeurs de A et de n dans chaque classe de taille : l'une correspond à la méthode du gradient, l'autre à la méthode EC. Ensuite, nous chercherons à vérifier si les écarts relatifs par rapport à cette tendance globale évoluent bien en fonction de la stabilité de la CLS, de la même manière pour les deux méthodes indépendantes.

$$\frac{dF}{F} = \frac{F_{mesuré} - F_{ajusté}}{F_{mesuré}} \quad (4.4)$$

Pour mettre directement en évidence les effets de la stratification thermique, il aurait été intéressant de tracer les écarts relatifs en fonction de $\partial\theta/\partial z$, mais cela n'a pas été possible parce que nous ne disposons pas des valeurs de $\partial\theta/\partial z$ pour la méthode EC. C'est pourquoi pour les deux méthodes, nous avons utilisé le paramètre z/L (avec $z = 3$ m) pour caractériser la stabilité de la CLS. Un autre point important à signaler est que pour assurer une parfaite comparabilité des deux méthodes, nous avons décidé de travailler avec des moyennes du flux

identiques : les flux calculés en utilisant la méthode de l'EC étant des moyennes sur 15 min indépendantes, j'ai recalculé les flux par la méthode du gradient sur 15 min indépendantes. On dispose ainsi de 193 valeurs de flux pour la méthode d'EC et de 202 points pour la méthode du gradient pour réaliser la comparaison.

1.4.3.3. Résultats

1.4.3.3.1. Ajustement d'une fonction puissance sur les données expérimentales

Pour les différentes classes de taille, l'ajustement d'une fonction de type GP est fait avec la même valeur de u_{*t} ($=0,22 \text{ m s}^{-1}$) pour les deux méthodes. Les résultats sont reportés dans les Tableaux 4.3 et 4.4.

Tableau 4.3 : Résultats de l'ajustement d'une fonction de type GP avec $u_{*t} = 0,22 \text{ m s}^{-1}$ aux valeurs des flux mesurés par la méthode EC (193 points). La pente et la valeur de R^2 sont celles obtenues en traçant les variations du flux ajusté en fonction de celui mesuré.

| $D_{g,i}$ (μm) | 0,49 | 0,65 | 0,87 | 1,15 | 1,54 | 2,05 | 2,74 | 3,65 | 4,87 | 6,49 | 8,66 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| A | 5,46E +6 | 1,43E +7 | 2,06E +7 | 2,44E +7 | 2,66E +7 | 3,11E +7 | 3,88E +7 | 3,88E +7 | 3,44E +7 | 2,44E +7 | 9,32E +6 |
| n | 1,13 | 1,69 | 1,93 | 2,09 | 2,19 | 2,42 | 2,91 | 2,91 | 3,91 | 4,56 | 4,70 |
| Pente | 0,64 | 0,74 | 0,78 | 0,81 | 0,81 | 0,81 | 0,81 | 1,19 | 0,75 | 0,74 | 0,69 |
| R^2 | 0,26 | 0,42 | 0,50 | 0,54 | 0,55 | 0,57 | 0,60 | 0,59 | 0,57 | 0,58 | 0,54 |

Tableau 4.4 : Idem Tableau 4.3, mais pour les valeurs des flux mesurés par la méthode du gradient (202 points).

| $D_{g,i}$ (μm) | 0,49 | 0,65 | 0,87 | 1,15 | 1,54 | 2,05 | 2,74 | 3,65 | 4,87 | 6,49 | 8,66 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| A | 15,3E +6 | 20,5E +6 | 24,8E +6 | 31,3E +6 | 38,3E +6 | 41,3E +6 | 61,9E +6 | 80,3E +6 | 73,5E +6 | 50,3E +6 | 45,2E +6 |
| n | 1,32 | 1,37 | 1,58 | 1,82 | 2,02 | 2,20 | 2,85 | 3,39 | 3,86 | 4,14 | 4,74 |
| Pente | 0,65 | 0,70 | 0,74 | 0,75 | 0,76 | 0,77 | 0,77 | 0,75 | 0,74 | 0,70 | 0,71 |
| R^2 | 0,23 | 0,29 | 0,35 | 0,39 | 0,42 | 0,45 | 0,51 | 0,52 | 0,52 | 0,49 | 0,52 |

D'une manière générale et pour les deux méthodes, les pentes sont supérieures à 0,7 dans la majorité des classes de taille. Quant à la qualité de l'ajustement, dénotée par la valeur de R^2 , elle n'est pas très bonne (valeurs $< 0,6$), mais similaire pour les deux méthodes. Cela tient probablement en partie au fait qu'on a assez peu de points quand on utilise des moyennes sur 15' indépendantes, mais aussi à la dispersion, pour l'instant non prise en compte, résultant de l'instabilité thermique (voir plus loin).

Les valeurs de A peuvent être interprétées physiquement comme étant une sorte d'amplitude du flux vertical qui va être modulée par les variations de u_* . Les variations de cette amplitude en fonction de la taille (Fig. 4.10a) sont complexes à interpréter. En effet, pour une classe de taille

donnée, la valeur de A reflète à la fois l'efficacité du processus d'émission à la surface (le sandblasting), celle du transport vertical entre la surface et le point d'observation, et celle du capteur utilisé pour collecter les particules. Dans le cas de l'EC, puisque l'efficacité de collecte des plus grosses particules n'était pas optimale, on comprend que la décroissance de A soit observée à partir d'un diamètre compris entre 2 et 3 microns, soit à une valeur plus basse que celle (aux environs de 4 μm) obtenue par la méthode du gradient.

De manière plus intéressante, on constate que la valeur de n (Fig. 4.10b) est très proche pour les deux méthodes de mesure (gradient ou EC), et donc que le rythme de son augmentation avec le diamètre des particules est également identique. Dans les deux cas, n augmente d'environ 2 unités quand le diamètre passe de 0,48 à 8,66 μm . Cette tendance à l'augmentation avait déjà été observée pendant JADE (M. Ishizuka et al., 2014) dont les résultats sont également reportés sur la Figure 4.10b.

Cette similarité de comportement suggère que quand u_* augmente, le transport vertical de particules de plus en plus grosses est facilité. Cette sélectivité en fonction de la taille est contraire à l'hypothèse que toutes les particules du domaine PM_{10} ont la même capacité à suivre les mouvements des masses d'air.

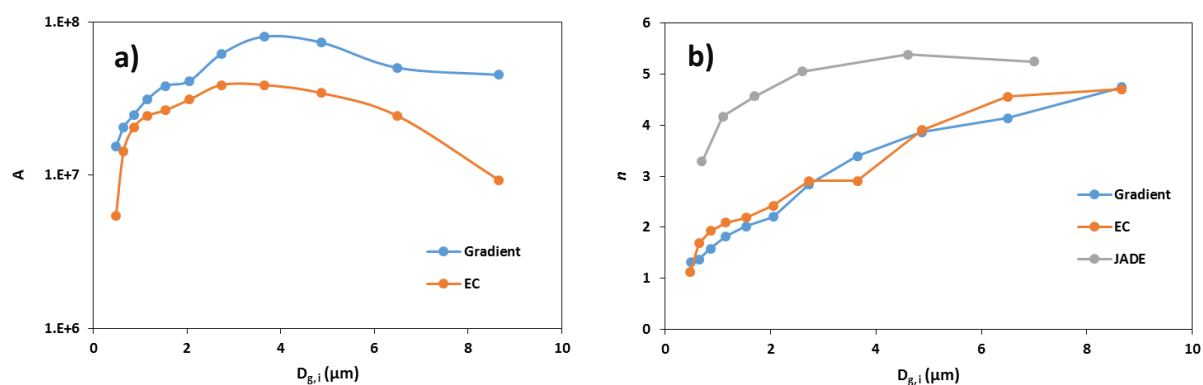


Figure 4.10 : Variation des coefficients A (a) et n (b) de l'équation de Gillette & Passi (1988) par classe de taille pour les deux méthodes (gradient en bleu et EC en orange). Sont également reportées les variations du coefficient n calculé par Ishizuka et al. (2014) pendant JADE (courbe grise sur la figure b).

1.4.3.3.2. Ecart à la loi en puissance

La Figure 4.11 montre, pour les cinq classes les plus fines ($\leq 1,54 \mu\text{m}$), l'influence de l'instabilité de la CLS sur l'écart relatif (dF/F) par rapport au comportement moyen. On observe que le comportement est le même pour la méthode du gradient et celle de l'EC. Dans les deux cas, dF/F est légèrement positif pour les valeurs les plus négatives de z/L , ce qui veut dire que dans ces conditions instables les flux sont supérieurs à ce que prédit la loi en puissance. En revanche, quand z/L se rapproche (par valeurs négatives) de 0, dF/F devient franchement négatif, ce qui dénote une forte diminution des flux dans ces conditions plus proches de la neutralité. Cette comparaison montre d'une part que les résultats de Khalfallah et al. (2020) ne sont pas liés à la méthode employée, et d'autre part que l'enrichissement du flux global en particules fines est dû à un renforcement des flux de particules submicroniques en conditions instables. En raison des doutes sur la représentativité des mesures de concentrations des particules supermicroniques dans la méthode EC, il n'est pas utile de faire la même comparaison pour les plus grosses particules. On peut néanmoins observer (la Figure 4.12 illustre les cas des 5 classes de tailles centrées sur 2,74 μm à 8,66 μm) que pour la méthode du

gradient, il semble y avoir également une diminution de dF/F quand z/L tend vers 0, et ce malgré une forte dispersion des point expérimentaux.

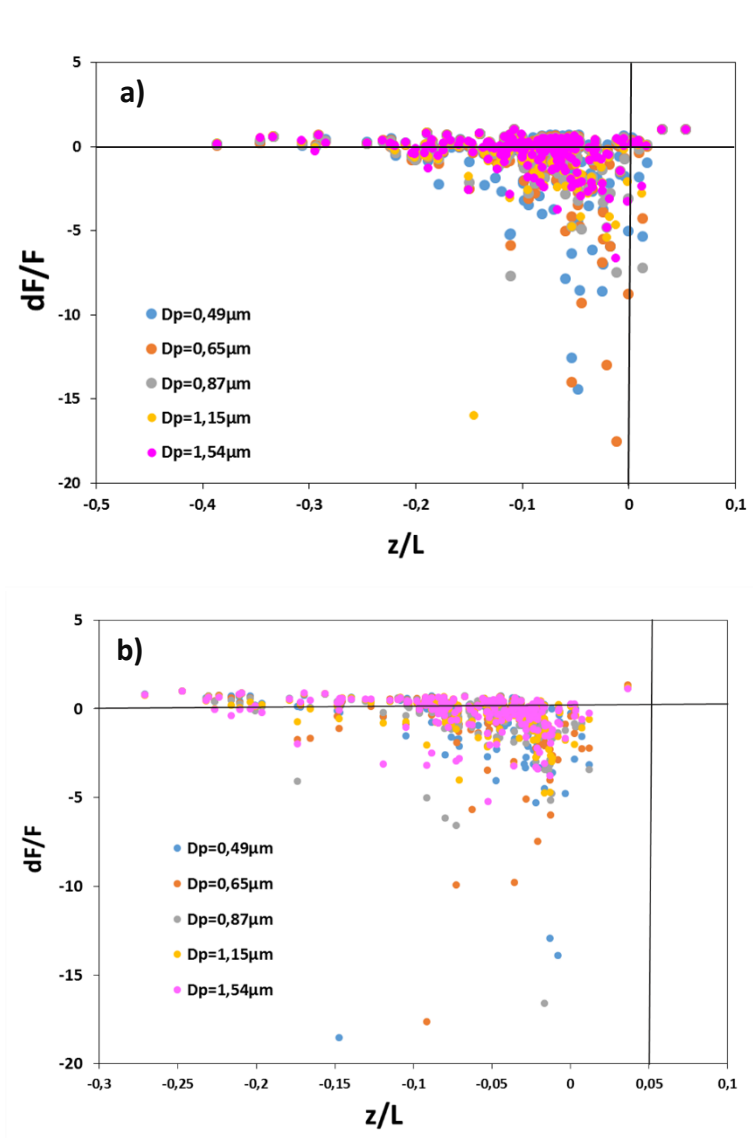


Figure 4.11 : Ecart relatif par rapport au comportement moyen (dF/F) en fonction de la stabilité représentée par z/L dans le cas de la méthode du gradient (a) et dans le cas de l'EC (b) pour 5 classes de taille : 0,49 μm (bleu), 0,65 μm (orange), 0,87 μm (gris), 1,15 μm (jaune) et 1,54 μm (rose).

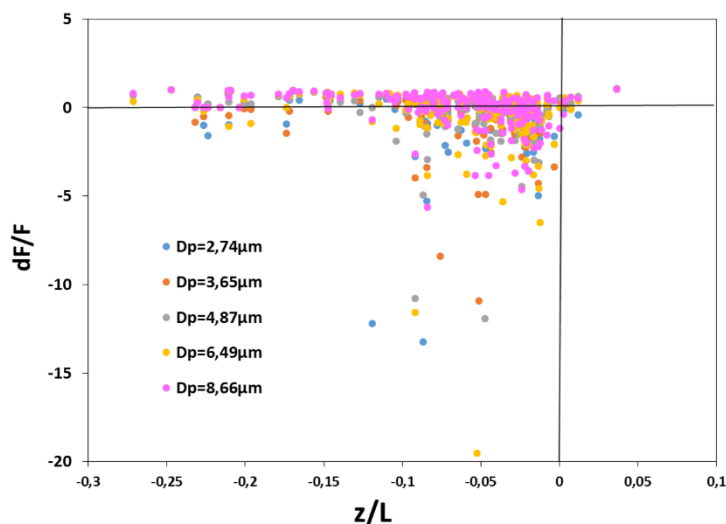


Figure 4.12 : Ecart relatif par rapport au comportement moyen (dF/F) en fonction de la stabilité représentée par z/L dans le cas de la méthode du gradient et pour 5 classes de taille supermicroniques : $2,74 \mu\text{m}$ (bleu), $3,65 \mu\text{m}$ (orange), $4,87 \mu\text{m}$ (gris), $6,49 \mu\text{m}$ (jaune) et $8,66 \mu\text{m}$ (rose).

1.5. Influence de l'état de surface

Après nous être assuré que les incertitudes liées à la méthode du gradient ne remettaient pas en cause les conclusions présentées dans l'article Khalfallah et al. (2020), nous allons maintenant chercher à savoir si la présence de végétation sur la parcelle où sont mesurés les flux de poussières pouvait influencer nos résultats. Pour ce faire, nous allons utiliser les résultats obtenus au cours de deux campagnes de terrain où la surface du sol n'était pas nue, mais pourvue de végétation (vivace ou débris) : la campagne 2018 du projet WIND-O-V et les campagnes intensives du projet AMMA décrites dans Sow et al. (2009).

1.5.1. WIND-O-V 2018

Comme décrit dans le chapitre 3, lors de la campagne 2018 du projet WIND-O-V, la parcelle expérimentale de Dar Dhaoui a été végétalisée en semant de façon régulièrement espacée des poquets d'orge (Fig. 3.2b). Tout au long de la campagne, on s'est ensuite assuré que la surface entre les poquets restait nue et lisse.

L'intercomparaison des Welas[®] réalisée en 2018 ayant révélé une dérive des instruments non linéaire au cours du temps, donc non corrigeable, un seul évènement a pu être identifié de façon certaine et exploité. Cet évènement s'est produit le 27 mars 2018 entre 10h30TU et 15h30TU.

Au cours de cet évènement, la vitesse de friction a varié entre $0,39$ et $0,49 \text{ m s}^{-1}$. Les conditions de stabilité au cours de l'évènement étaient instables puisque le gradient thermique était compris entre $-0,10$ et $-0,26 \text{ K m}^{-1}$. La hauteur de rugosité aérodynamique, Z_0 , était quant à elle de $3,3 \text{ mm}$, ce qui est environ 20 à 100 fois plus important que la valeur mesurée au cours de la campagne de 2017 ($0,03 < Z_0 < 0,16 \text{ mm}$).

La Figure 4.13 présente la variation du flux vertical total en nombre en fonction de la vitesse de friction pour l'ensemble des évènements de 2017 et 2018. On constate tout d'abord que l'intensité des flux mesurés en 2018 est très inférieure à celle des flux mesurés en 2017. On constate ensuite que la vitesse de friction pour laquelle un flux non nul est mesuré est plus élevée en 2018 qu'en 2017. Ces différences s'expliquent par les valeurs de Z_0 bien plus fortes en 2018 qu'en 2017.

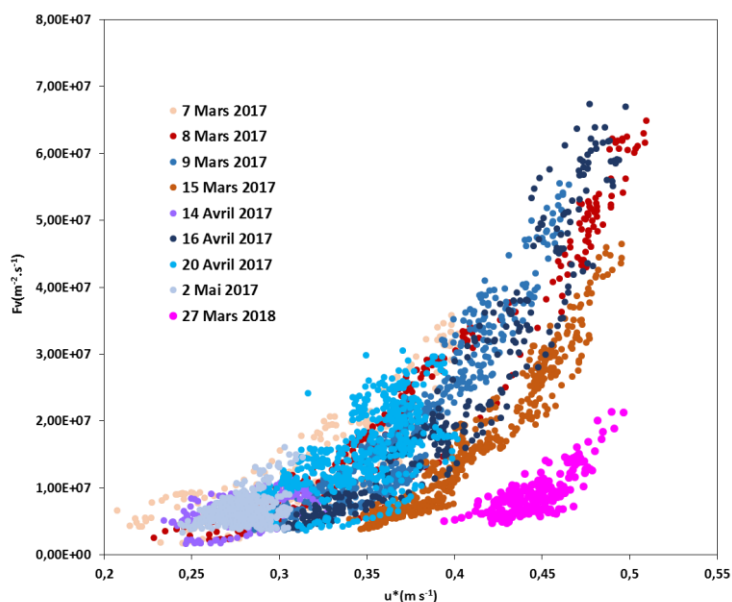


Figure 4.13 : Flux vertical total en nombre (F_v en particules $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en fonction de la vitesse de friction (u_* en m s^{-1}) lors des huit événements d'érosion éolienne de 2017 et de l'événement de 2018.

Pour déterminer l'impact sur la distribution en taille, nous avons comparé la distribution en taille au cours de l'événement de 2018 à la distribution en taille obtenue pour la même gamme de stabilité thermique en 2017. Les résultats, présentés dans la Figure 4.14, montrent que dans les deux cas, la distribution en taille est similaire. Il semble donc que la présence d'une végétation éparse 1) n'a pas d'influence sur la distribution du flux vertical et 2) que les conclusions présentées par Khalfallah et al. (2020) concernant l'influence prédominante de la stabilité thermique sur cette distribution sont confirmées.

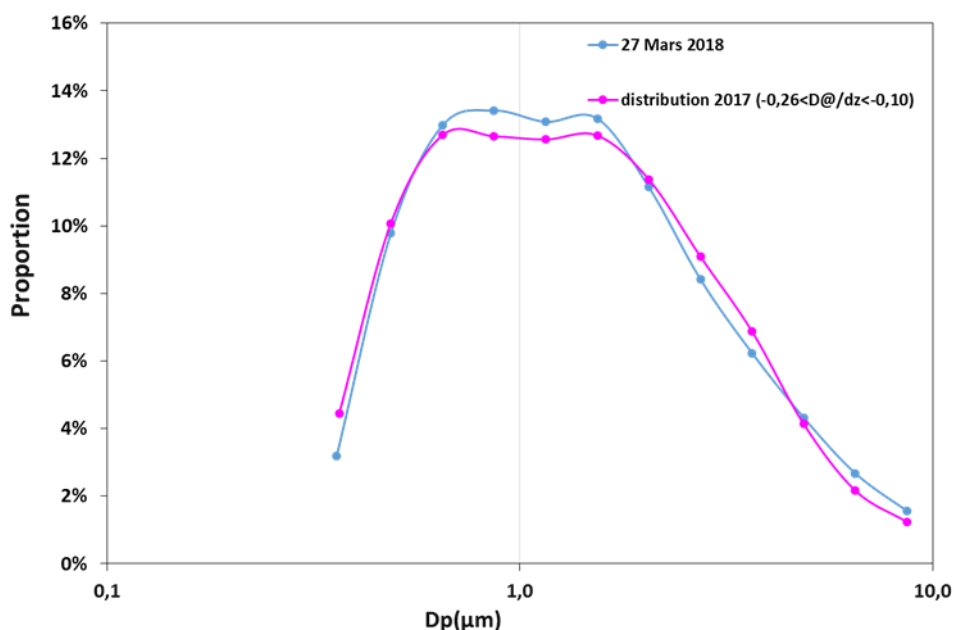


Figure 4.14 : Distribution granulométrique relative du flux vertical en nombre F_v lors de l'événement du 17 mars 2018 (courbe bleue) et pour la même gamme de variabilité de la stabilité thermique en 2017 (courbe rose).

1.5.2. AMMA

En juin-juillet 2006 et 2007, des mesures du flux vertical par la méthode du gradient ont été réalisées sur le super site du programme AMMA au Niger (Sow et al., 2009). Ce site se trouvait au cœur du Sahel, près du village de Banizoumbou (13,5°N ; 2,6°E), dans une zone semi-aride située à 60 km à l'est de la capitale du Niger, Niamey. Durant les deux campagnes de mesures, le dispositif de mesure a été installé au centre d'un champ cultivé en mil de plus d'une vingtaine d'hectares pour obtenir un fetch optimal dans les directions des événements érosifs. Compte tenu de la date des campagnes qui correspond à la fin de la saison sèche/début de la saison des pluies au Sahel, le mil n'avait pas encore été semé et le champ était recouvert de façon aléatoire par des résidus de culture non récoltés lors de la précédente saison agricole.

Pour le calcul des flux par la méthode du gradient, Sow et al. (2009) ont utilisé deux OPC de type GRIMM (GRIMM OPC 1.108, GRIMM Aerosol Technik GmbH & Co., Ainring, Germany), qui mesurent les concentrations à la minute sur 15 classes de tailles sur la gamme entre [0,3-2 μm], connectés chacun à une tête de prélèvement multi-ligne équipée d'une girouette (décrite dans Rajot et al. (2008)) et dont les entrées se trouvaient à 2,1 m et 6,5 m. Les profils de vitesse du vent et de température de l'air ont été déterminés en utilisant respectivement 5 anémomètres à coupelles (A100R Vector Instrument[®]) placés à 0,35, 0,80, 1,50, 2,32, 4,75 et 0,59 m agl, et 4 sondes de température ventilées (Aspirated Shield with FineWire Thermocouple type Chromel Constantan (ASPTC); Campbell[®] Scientific Instruments) placées sur le même mât à 1,27, 2,11, et 4,48 m agl (above ground level).

Trois événements d'érosion ont passé les critères de qualité imposés par les auteurs : ME1 (23 juin 2006 d'une durée de 2 h 09 min), ME4 (29 juin 2006 d'une durée de 39 min) et CE4 (22 juin 2007 d'une durée de 2 h 44 min). En tout, seulement 165, 34, et 59 valeurs de concentrations, flux vertical de poussières et paramètres dynamiques correspondant moyennés sur 15 minutes sont disponibles pour ME1, ME4, et CE4, respectivement (soit 258 points au total). Au cours de ces événements, la vitesse de friction a varié entre 0,25 et 0,73 m s^{-1} et le gradient thermique entre -0,17 et -0,02 K m^{-1} (Fig. 4.15). CE4 est l'évènement pendant lequel les plus fortes vitesses de vent ont été enregistrées, même par rapport aux événements observés pendant WIND-O-V. CE4 est également l'évènement le plus instable thermiquement. Les gammes de variabilité de u_* pendant ME1 et ME4 sont comparables, mais ME4 est nettement plus instable que ME1. Finalement, parce que le vent soufflait dans des directions différentes, la vitesse de friction seuil, u_{*t} , était plus faible pendant ME4 ($\sim 0,3 \text{ m s}^{-1}$) que pendant ME1 et CE4 ($\sim 0,4 \text{ m s}^{-1}$).

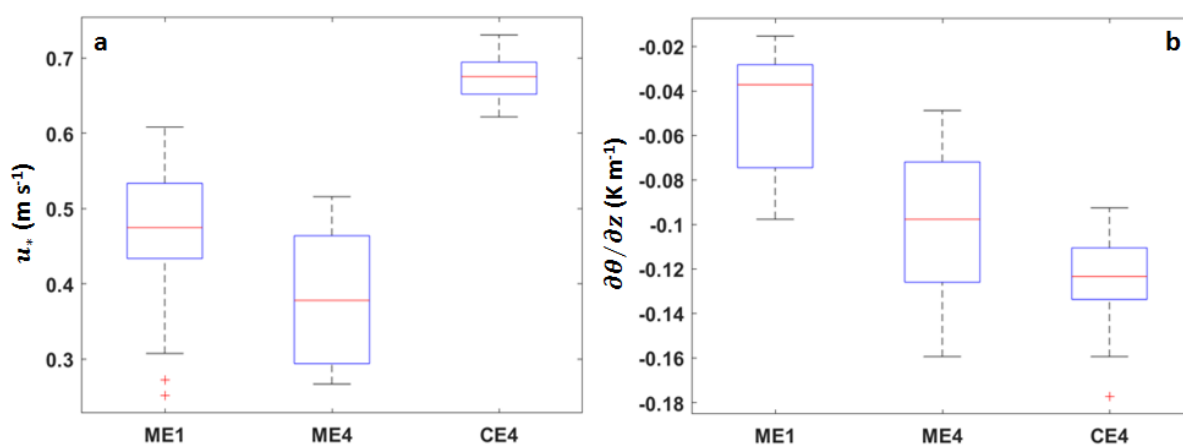


Figure 4.15 : Boîtes à moustaches des variations de la vitesse de friction u_* (a ; en m s^{-1}), et du gradient thermique $\partial\theta/\partial z$ (b ; en K m^{-1}) pendant les 3 épisodes d'érosion d'AMMA. Les moustaches sont tracées à partir des bornes de l'interquartile jusqu'à l'observation la plus

éloignée de l'interquartile, mais située à une distance inférieure à 1,5 fois la valeur de l'interquartile. Les valeurs au-delà de cette distance (croix rouges) sont définies comme des extrema.

Pour vérifier si on observe la même dépendance de la distribution en taille à la stabilité thermique, on a tracé comme pour les événements de la campagne WIND-O-V 2017, l'évolution de la proportion de particules fines en fonction du gradient thermique (Fig. 4.16). Bien que le nombre de points soient nettement plus faibles dans le cas d'AMMA, on observe un enrichissement en particules fines quand l'instabilité augmente : les valeurs de CE4 (événement le plus instable) sont systématiquement plus fortes que les valeurs de ME1 (événement le plus stable) tandis que les valeurs ME4 sont réparties entre celles de CE4 et ME1. Les résultats obtenus pendant la campagne AMMA sont donc en accord avec les conclusions présentées dans Khalfallah et al. (2020).

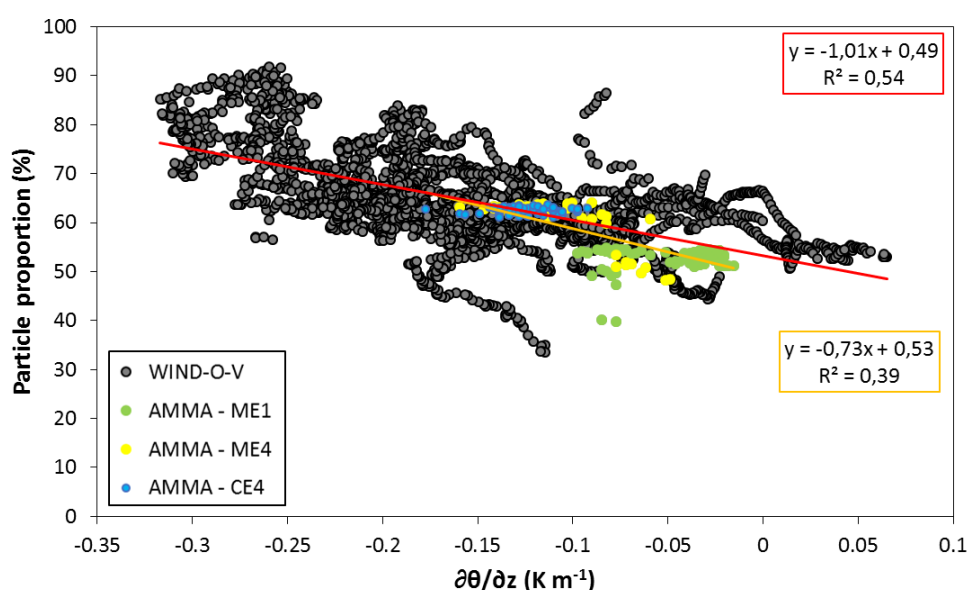


Figure 4.16 : Évolution de la proportion (%) de particules de diamètre $< 1,78 \mu\text{m}$ pour WIND-O-V (points gris ; $N = 3135$) et de diamètre $< 1,26 \mu\text{m}$ pour AMMA (points verts : ME1 avec $N = 130$, points jaunes : ME4 avec $N = 34$, points bleus : CE4 avec $N = 59$) en fonction du gradient thermique $\partial\theta/\partial z$ (en K m^{-1}). La droite de régression linéaire et la qualité de la régression (R^2) sont également reportées en rouge pour WIND-O-V, et en orange pour AMMA (ajustée sur l'ensemble des données avec $N = 258$).

1.6. Conclusion partielle

Nos résultats expérimentaux remettent en question les hypothèses sur lesquelles repose la version actuelle de la méthode du gradient appliquée à la quantification des flux verticaux de particules dans la CLS. Pour ce qui concerne les plus fines particules, l'accroissement de l'efficacité de leur transport en conditions instables suggère que la prise en compte de cette instabilité via les fonctions de correction de stabilité applicables à la quantité de mouvement n'est pas suffisante pour expliquer les observations. Pour ce qui concerne les plus grosses particules, le fait que leur flux augmente de plus en plus vite avec u_* quand leur taille augmente laisse penser que le coefficient de transport turbulent réel augmente plus vite avec u_* que celui de la quantité de mouvement, c'est-à-dire ku_*z , qui leur est actuellement appliqué. Dans la deuxième partie de ce chapitre, nous allons tenter de proposer une théorie en meilleur accord avec toutes ces observations expérimentales.

2. Partie B : Prise en compte de l'impact de la stabilité atmosphérique dans la représentation du flux vertical de poussières en conditions d'érosion

2.1. Nouvelle paramétrisation

2.1.1. Considérations théoriques

Il y a peu de données dans la littérature qui permettraient de mieux comprendre les rôles respectifs de la turbulence mécanique (quantifiée par u_*) et de la turbulence thermique (quantifiée par $\partial\theta/\partial z$) dans le transport vertical des particules. En effet, la turbulence est le plus souvent considérée 'en bloc' et paramétrée via soit le nombre de Richardson, soit la longueur de Monin-Obukhov qui englobent les effets mécaniques et thermiques.

Seuls les travaux déjà anciens de Goroch et al. (1980) abordent la question via l'étude du transfert vertical dans la couche limite marine de particules (de taille comprise entre quelques fractions et une dizaine de μm) émises depuis la surface. De manière intéressante, ces auteurs envisagent que le coefficient de transport turbulent des plus grosses particules devrait être notablement plus faible que celui de la quantité de mouvement, mais que toute augmentation de la turbulence d'origine mécanique ou thermique réduirait l'écart entre les deux.

Si l'on essaye de formaliser cette hypothèse, il en découle que le coefficient de transport K_p des particules doit dépendre de leur taille et être une fonction croissante de u_* et décroissante de $\partial\theta/\partial z$ (pour que K_p augmente en conditions thermiquement instables). Pour les plus petites particules, à l'inertie très faible, on peut considérer que la dépendance de K_p à u_* est relativement bien simulée par l'hypothèse classique $K_p = K_m = ku_*z$ et que l'effet de $\partial\theta/\partial z$ serait simplement de moduler sa valeur autour de cette moyenne. En revanche, pour les plus grosses particules, K_p ne tendrait vers K_m que pour des conditions très turbulentes et d'autant plus lentement que leur taille augmente. En d'autres termes, K_p pourrait s'écrire comme le produit de K_m par une fonction (notée α dans la suite) croissante de u_* , modulée par les variations de $\partial\theta/\partial z$, et dont la valeur dépendante du diamètre D_p des particules tendrait vers 1 en conditions très turbulentes.

$$K_p = \alpha(D_p, u_*, \partial\theta/\partial z) \times K_m = \alpha(D_p, u_*, \partial\theta/\partial z) \times k \times u_* \times z \quad (4.5)$$

La forme mathématique exacte de la fonction α n'est pas connue. Cependant, quand l'expression de K_p est reportée dans l'équation du flux diffusif, l'expérience nous montre que les solutions sont globalement proches d'une fonction en puissance de u_* , de type Gillette & Passi (1988) éventuellement modulée, comme on l'a vu plus haut, par l'instabilité thermique. La manière la plus simple de rendre compte de cette double dépendance de K_p à u_* et $\partial\theta/\partial z$ serait donc de considérer que l'expression du flux vertical est de la forme suivante :

$$F_v = Au_*^n \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*}\right) (1 + B \partial\theta/\partial z) \quad (4.6)$$

Dans cette expression :

- l'exposant n devrait être le plus faible pour les particules les plus fines. En effet, pour elles, le gain d'efficacité du transport lié à une augmentation de la turbulence mécanique (donc de u_*) est minimal puisqu'elles sont déjà facilement transportées par les mouvements de l'atmosphère. Il en va autrement des particules plus grosses pour lesquelles le bénéfice d'une augmentation de la turbulence est notable, et ce d'autant qu'elles sont plus grosses et initialement plus éloignées des conditions idéales. C'est ce qui expliquerait l'augmentation de n avec la taille des particules observée aussi bien dans nos mesures que dans celles de Ishizuka et al. (2014). On notera que pendant WIND-O-V et JADE, les valeurs de u_* restaient relativement modestes puisqu'elles étaient inférieures à 0,51 et 0,60 m s^{-1} , respectivement. Selon notre théorie, l'augmentation de n avec D_p devrait être moins marquée pendant des événements plus violents. En effet, si u_* devenait très fort, toutes les particules du domaine PM_{10} finiraient par être transportées efficacement et les différences de valeurs de K_p en fonction de la taille s'estomperaient.

- B quantifie l'influence de l'instabilité thermique sur la valeur du flux. Nos résultats montrent que sa valeur est négative, ce qui est cohérent avec l'hypothèse que la production de turbulence par instabilité thermique favorise le transport vertical et donc une augmentation du flux par rapport à des conditions neutres ou stables.

En pratique, il est possible de quantifier pour chaque classe de taille le bénéfice lié à l'utilisation de l'équation (4.6) plutôt que la formulation classique de Gillette & Passi (1988). C'est ce que nous allons faire dans la sous-section suivante.

2.1.2. Performances de la nouvelle paramétrisation

En travaillant à nouveau avec des données de flux vertical acquises avec un pas de 1 minute glissante sur 16 minutes, on peut appliquer l'ajustement de l'équation classique de GP d'une part, et d'autre part l'ajustement correspondant à la nouvelle paramétrisation qui prend en compte l'effet de l'instabilité thermique (Eq. 4.6).

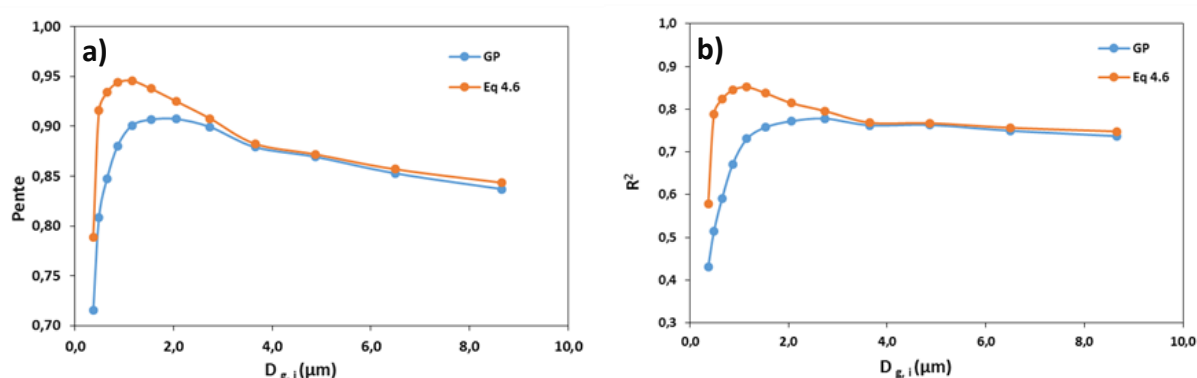
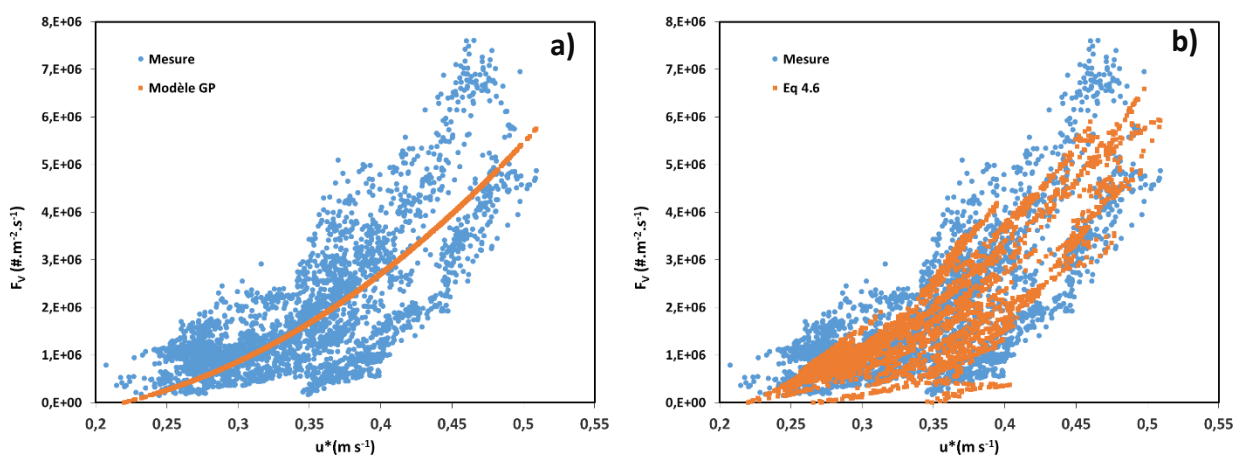
En premier lieu, comparons la qualité du nouvel ajustement, dénotée par la valeur de la pente et de R^2 , avec celle de l'ajustement utilisant une fonction GP ne prenant pas en compte l'effet de l'instabilité thermique (résultats des Tableaux 4.5 et 4.6). On constate que l'amélioration de la pente est surtout importante pour les particules dont la taille est inférieure à 3 μm environ (Fig. 4.17a). Cela montre que la paramétrisation incluant l'effet de l'instabilité thermique permet surtout de rendre compte de la dispersion des mesures de flux dans les classes de taille fines. Pour illustrer ce fait, la figure 4.18 représente le flux mesuré dans la classe centrée sur 0,69 μm et son ajustement par les fonctions de GP puis par l'Equation (4.6).

Tableau 4.5 : Résultats de l'ajustement d'une fonction de type GP avec $u_{*t} = 0,22 \text{ m s}^{-1}$ aux valeurs des flux mesurés par la méthode du gradient (3135 points). La pente et la valeur de R^2 sont celles obtenues en traçant les variations du flux ajusté en fonction de celui mesuré.

| $D_{g,i}$ (μm) | 0,49 | 0,65 | 0,87 | 1,15 | 1,54 | 2,05 | 2,74 | 3,65 | 4,87 | 6,49 | 8,66 |
|-----------------------------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 31,7 | 43,8 | 50,8 | 61,6 | 79,6 | 91,6 | 121,4 | 164,5 | 165,9 | 136,0 | 119,2 |
| A | E+6 | E+6 | E+6 | E+6 | E+6 | E+6 | E+6 | E+6 | E+6 | E+6 | E+6 |
| n | 2,08 | 2,17 | 2,33 | 2,53 | 2,78 | 3,03 | 3,55 | 4,16 | 4,72 | 5,22 | 5,73 |
| Pente | 0,81 | 0,85 | 0,88 | 0,90 | 0,91 | 0,91 | 0,90 | 0,88 | 0,87 | 0,85 | 0,84 |
| R^2 | 0,51 | 0,59 | 0,67 | 0,73 | 0,76 | 0,77 | 0,78 | 0,76 | 0,76 | 0,75 | 0,74 |

Tableau 4.6 : Idem Tableau 4.5 mais en ajustant suivant l'équation (4.6).

| $D_{g,i}$ (μm) | 0,49 | 0,65 | 0,87 | 1,15 | 1,54 | 2,05 | 2,74 | 3,65 | 4,87 | 6,49 | 8,66 |
|-----------------------------|------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------------|--------------|-------------|-------------|
| A | 2,5E +6 | 7,4E +6 | 12,8E +6 | 20,7E +6 | 32,7E +6 | 47,4E +6 | 75,7E +6 | 121,0E +6 | 126,2E +6 | 94,1E +6 | 72,2E +6 |
| B | - 70,33 | - 26,93 | -14,12 | -9,05 | -6,37 | -4,07 | -2,54 | -1,52 | -1,35 | -1,94 | -2,88 |
| n | 2,00 | 2,00 | 2,07 | 2,28 | 2,54 | 2,83 | 3,38 | 4,05 | 4,62 | 5,09 | 5,57 |
| Pente | 0,92 | 0,93 | 0,94 | 0,95 | 0,94 | 0,92 | 0,91 | 0,88 | 0,87 | 0,86 | 0,84 |
| R^2 | 0,79 | 0,82 | 0,84 | 0,85 | 0,84 | 0,81 | 0,80 | 0,77 | 0,77 | 0,76 | 0,75 |

Figure 4.17 : Variation en fonction du diamètre ($D_{g,i}$ en μm) des paramètres statistiques (a) pente et (b) R^2 issus de l'ajustement utilisant une fonction de type Gillette et Passi (1988) (courbe bleue) ou utilisant l'équation (4.6) (courbe orange).Figure 4.18 : Flux vertical (F_v en particules $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$) mesuré dans la classe centrée sur $0,69 \mu\text{m}$ (points bleus) et son ajustement par les fonctions (a) de Gillette et Passi (1988) (courbe orange) et (b) par l'équation (4.6) (points oranges).

La dépendance de l'importance de l'impact de l'instabilité thermique à la taille des particules est bien illustrée par l'évolution de B en fonction du diamètre (Fig. 4.19).

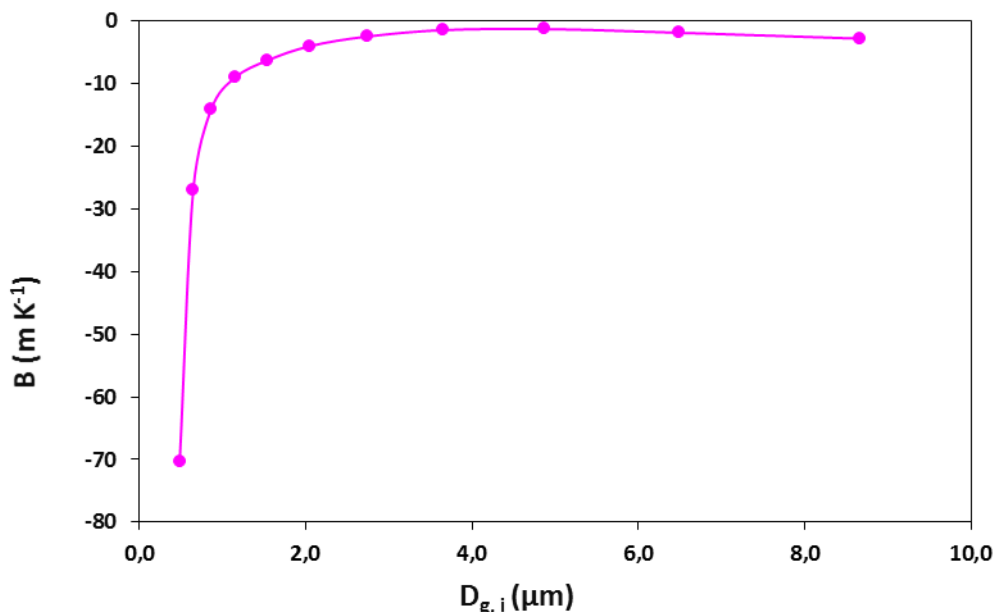


Figure 4.19 : Evolution du coefficient B (en m K^{-1}) en fonction du diamètre ($D_{g,i}$ en μm)

Bien sûr, on retrouve le fait que cet impact est maximal pour les particules submicroniques (B atteint ses valeurs les plus fortement négatives dans ce domaine de taille) et devient très faible au-delà de 2 ou 3 μm . Il peut sembler étonnant que l'instabilité ne joue pratiquement plus de rôle pour les plus grosses particules. Pour expliquer cette apparente contradiction, on peut revenir à la théorie de Goroch et al. (1980) sur laquelle nous nous sommes appuyés pour proposer notre paramétrisation. Selon cette théorie, le coefficient de transport turbulent des particules dépend à la fois de u_* et de $\partial\theta/\partial z$ et toute augmentation de la turbulence d'origine mécanique ou thermique va augmenter sa valeur, c'est-à-dire faciliter son transport vertical. Pour les plus petites particules, K_p est déjà proche de son maximum (K_m) et une augmentation de u_* n'a qu'un impact modéré sur sa valeur moyenne. Dans ces conditions, l'influence des variations de stabilité thermique va pouvoir être pleinement ressentie. En revanche, pour les plus grosses particules, l'effet thermique devient secondaire. Ce sont surtout les variations de u_* qui vont moduler les variations de K_p . Cet effet est pris en compte dans la variation de l'exposant n qui augmente avec la taille. En résumé, les observations suggèrent que les deux sources de turbulence actives dans la CLS coexistent, mais que l'importance relative de leur impact sur le transport vertical des particules via K_p dépend de la proximité initiale du cas idéal ($K_p = K_m$), et donc de la taille des particules.

2.2. Applicabilité de la méthode aux résultats de l'expérience JADE.

Suite à la publication de Shao et al. (2020), qui ont ré-analysé des résultats de deux événements (événements n°10 et n°11) de la période d'observations intensives du projet JADE, nous avons contacté ces auteurs pour leur demander s'ils pourraient partager leur jeu de données expérimentales avec nous, ce qu'ils ont immédiatement accepté.

La campagne JADE a été réalisée du 23 février au 13 mars 2006 sur un champ de blé en jachère à la station Petro ($33^{\circ}50'39,30''\text{S}$; $142^{\circ}43'52,30''\text{E}$), située à 80 km au nord-ouest de Mildura dans le comté de Victoria en Australie (M. Ishizuka et al., 2008, 2014; Shao et al., 2011). Les concentrations, en nombre, de poussière ont été mesurées toutes les minutes dans 8 classes de taille (0,3–0,5, 0,5–0,7, 0,7–1, 1–2, 2–3, 3–5, 5–7 et $> 7 \mu\text{m}$), en utilisant trois OPC identiques (commercialisés par YGK Corporation (Yamanashi, Japon) (Mikami et al., 2005)) placés à des hauteurs de 1, 2 et 3,5 mètres agl. Les profils de vitesse du vent et de température de l'air ont

été mesurés toutes les minutes sur le même mât en utilisant des anémomètres à coupelle (014A, Met One Instruments, Inc., 280 Grants Pass, OR, USA) à 0,5 et 2,16 m agl pour la vitesse du vent, et des sondes HMP45D (Vaisala Corp., Vantaa, Finlande) à 1,015 et 2,813 m agl pour la température de l'air.

Les résultats communiqués correspondent à deux évènements contrastés en termes de conditions de stabilité thermique et à ce titre, ils sont particulièrement intéressants pour nous. L'évènement 10 est instable alors que l'évènement 11 est neutre, voire stable (Fig. 4.20).

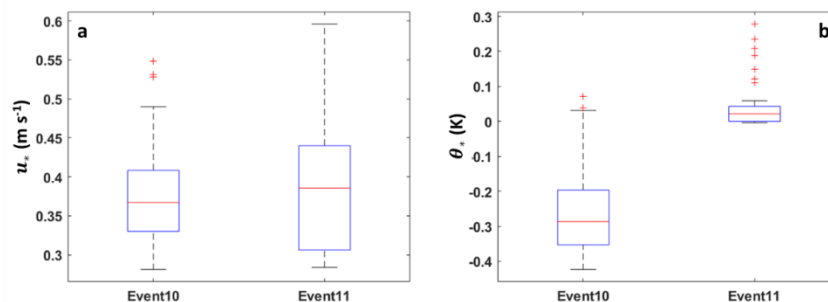


Figure 4.20 : Boîtes à moustaches des variations de la vitesse de friction u_* (a ; en m s^{-1}), et du gradient thermique θ_* (b ; en K) pendant les évènements n°10 et 11 de JADE. Les moustaches sont tracées à partir des bornes de l'interquartile jusqu'à l'observation la plus éloignée de l'interquartile, mais située à une distance inférieure à 1,5 fois la valeur de l'interquartile. Les valeurs au-delà de cette distance (croix rouges) sont définies comme des extrema.

Les jeux de données contiennent :

- les concentrations mesurées dans 8 classes de taille (centrées sur 0,44 ; 0,72 ; 1,10 ; 1,67 ; 2,65 ; 4,56 ; 7,05 et 8,39 μm) à 1, 2 et 3,5 m de hauteur au-dessus de la surface émettrice,
- les valeurs des paramètres dynamiques (u_* , L , θ_* et w_*).

Faute de disposer des valeurs des flux verticaux, nous avons suivi les recommandations de Shao et al. (2020) et considéré que la concentration mesurée à la hauteur la plus basse (1 m) avait une granulométrie représentative de celle du flux vertical. Outre u_* , nous avons utilisé la valeur de θ_* pour quantifier la stratification thermique de la CLS. Cette grandeur est définie à partir des profils verticaux de température potentielle (égale à la température, puisque nous sommes à une pression très proche de 1000 hPa, qui est celle de référence) de la même façon que u_* l'est à partir des profils de vent.

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_*}{kz} \psi_h(z/L) \quad (4.7)$$

Sachant que, en conditions instables ψ_h est égale à :

$$\psi_h = (1 - 16z/L)^{-1/2} \quad (4.8)$$

Finalement, la méthode itérative précédente peut être employée pour ajuster aux données de concentration soit la loi en puissance de GP, soit l'analogue suivant de l'équation (4.6) :

$$C(\mathbf{1}m) = A' u_*^{n'} \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) (1 + B' \theta_*) \quad (4.9)$$

Dans les deux cas, la valeur de u_{*t} est celle indiquée par les auteurs (0,28 m s⁻¹).

Les résultats sont reportés dans les Tableaux 4.7 et 4.8. A des fins de comparaison, nous avons appliqué la même méthode en utilisant les données de concentrations mesurées à la hauteur de 2,04 m pendant la campagne 2017 de WIND-O-V (Tabs. 4.9 et 4.10).

Tableau 4.7 : Résultats de l'ajustement de GP avec $u_{*t} = 0,28 \text{ m s}^{-1}$ aux valeurs de concentrations mesurées pendant la campagne JADE (556 points). La pente et la valeur de R² sont celles obtenues en traçant les variations du flux ajusté en fonction de celui mesuré.

| | | | | | | | | |
|-----------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| D _{g,i} (μm) | 0,44 | 0,72 | 1,10 | 1,67 | 2,65 | 4,56 | 7,05 | 8,39 |
| A' | 1,42E+02 | 1,09E+03 | 3,14E+03 | 2,17E+03 | 1,19E+04 | 4,52E+03 | 5,25E+02 | 6,81E+01 |
| n' | 0,00 | 1,11 | 2,01 | 2,51 | 3,31 | 4,16 | 3,97 | 3,81 |
| Pente | 0,87 | 0,86 | 0,90 | 0,91 | 0,91 | 0,90 | 0,88 | 0,81 |
| R ² | 0,53 | 0,70 | 0,79 | 0,82 | 0,85 | 0,85 | 0,81 | 0,70 |

Tableau 4.8 : Idem Tableau 4.7 mais en ajustant suivant l'Equation (4.9).

| | | | | | | | | |
|-----------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| D _{g,i} (μm) | 0,44 | 0,72 | 1,10 | 1,67 | 2,65 | 4,56 | 7,05 | 8,39 |
| A' | 8,74E+01 | 2,54E+03 | 6,99E+03 | 4,46E+03 | 1,95E+04 | 5,13E+03 | 5,18E+02 | 6,81E+01 |
| n' | 0,00 | 2,56 | 3,24 | 3,60 | 4,05 | 4,35 | 3,96 | 3,81 |
| B' | -2,77 | -2,58 | -1,57 | -1,19 | -0,69 | -0,15 | 0,00 | 0,00 |
| Pente | 0,93 | 0,95 | 0,94 | 0,94 | 0,92 | 0,90 | 0,88 | 0,81 |
| R ² | 0,77 | 0,89 | 0,88 | 0,88 | 0,87 | 0,85 | 0,81 | 0,70 |

Tableau 4.9 : Résultats de l'ajustement de GP avec $u_{*t} = 0,22 \text{ m s}^{-1}$ aux valeurs de concentrations mesurées pendant la campagne WIND-O-V 2017 (3135 points). La pente et la valeur de R² sont celles obtenues en traçant les variations du flux ajusté en fonction de celui mesuré.

| | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| D _{g,i} (μm) | 0,49 | 0,65 | 0,87 | 1,15 | 1,54 | 2,05 | 2,74 | 3,65 | 4,87 | 6,49 | 8,66 |
| A' | 105,63 | 149,16 | 182,47 | 224,11 | 266,98 | 286,72 | 294,61 | 299,09 | 249,37 | 182,08 | 125,94 |
| n' | 1,12 | 1,31 | 1,48 | 1,69 | 1,90 | 2,10 | 2,41 | 2,79 | 3,17 | 3,53 | 3,80 |
| pente | 0,88 | 0,88 | 0,89 | 0,91 | 0,91 | 0,91 | 0,90 | 0,89 | 0,88 | 0,87 | 0,86 |
| R ² | 0,54 | 0,56 | 0,63 | 0,68 | 0,70 | 0,72 | 0,73 | 0,73 | 0,73 | 0,72 | 0,71 |

Tableau 4.10 : Idem Tableau 4.9 mais en ajustant suivant de l'Equation (4.9).

| $D_{g,i}$ (μm) | 0,49 | 0,65 | 0,87 | 1,15 | 1,54 | 2,05 | 2,74 | 3,65 | 4,87 | 6,49 | 8,66 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| A' | 48,11 | 67,48 | 93,18 | 125,96 | 161,88 | 187,82 | 206,80 | 225,66 | 185,78 | 127,86 | 81,98 |
| n' | 1,06 | 1,23 | 1,39 | 1,58 | 1,79 | 2,00 | 2,31 | 2,71 | 3,08 | 3,42 | 3,66 |
| B' | -7,22 | -7,02 | -5,27 | -4,10 | -3,29 | -2,61 | -2,03 | -1,52 | -1,58 | -1,93 | -2,37 |
| penete | 0,92 | 0,92 | 0,93 | 0,93 | 0,92 | 0,92 | 0,91 | 0,90 | 0,89 | 0,87 | 0,87 |
| R^2 | 0,70 | 0,71 | 0,73 | 0,75 | 0,76 | 0,75 | 0,75 | 0,74 | 0,74 | 0,73 | 0,73 |

Pour les évènements érosifs de WIND-O-V ou de JADE, on constate que par rapport à GP, l'inclusion de la paramétrisation de l'effet thermique proposée dans l'Equation (4.9) permet d'améliorer les performances (penete et R^2) du modèle, notamment dans les plus petites classes de taille. La Figure 4.21a illustre comment le nouveau modèle arrive à simuler les fluctuations de la concentration autour de la tendance moyenne à l'augmentation en fonction de u_* . On notera que l'allure de l'évolution de B' en fonction de la taille (Fig. 4.22) est parfaitement conforme à celle déjà trouvée précédemment (données WIND-O-V avec un pas de 1 min) : ses valeurs sont négatives, et plus fortes (en valeur absolue) pour les particules submicroniques. Pour celles de diamètre supérieur à 3 μm environ, les effets thermiques deviennent faibles, voire négligeables.

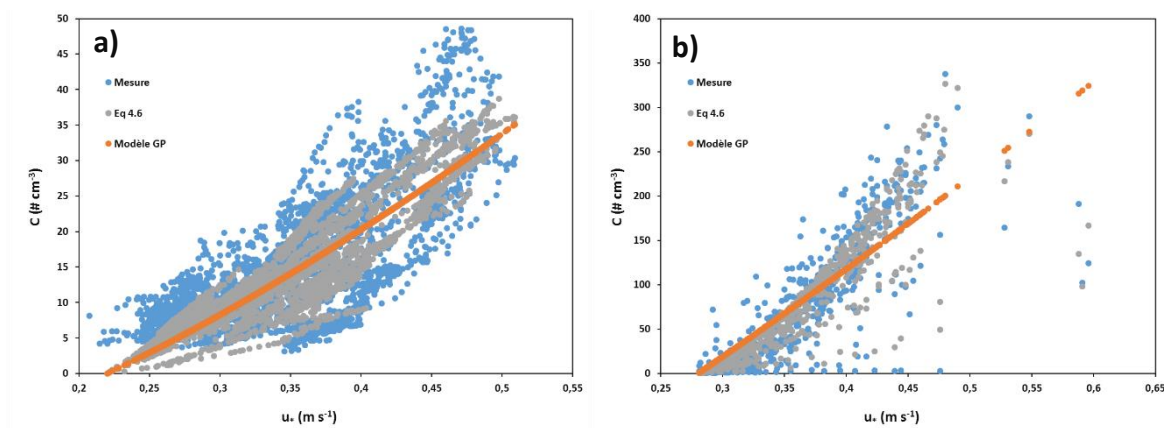


Figure 4.21 : (a) Evolution de la concentration (en particules cm^{-3}) à 2,04 m pour la classe à 0,72 μm mesurée (points bleus) et modélisée en utilisant l'équation (4.9) (points orange) en fonction de u_* (en m s^{-1}) au cours de la campagne WIND-O-V. (b) Evolution de la concentration en masse (en $\mu\text{g m}^{-3}$) à 1 m pour la classe à 0,72 μm mesurée (points bleus) et modélisée en utilisant l'équation (4.9) (points orange) en fonction de u_* (en m s^{-1}) au cours de la campagne JADE.

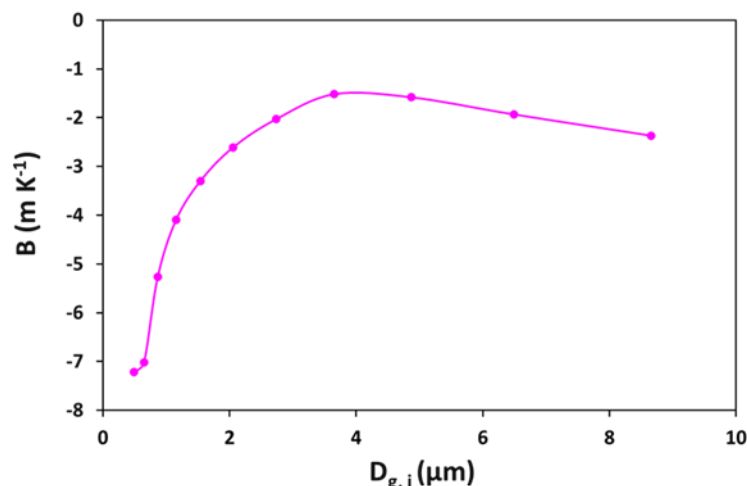


Figure 4.22 : Evolution du coefficient B' (en m K^{-1}) en fonction du diamètre ($D_{g,i}$ en micron) pendant la campagne WIND-O-V.

Finalement, l'exploitation des données des campagnes WIND-O-V et JADE confirment l'importance de la prise en compte de l'instabilité thermique pour l'interprétation des caractéristiques granulométriques des poussières désertiques observées immédiatement au-dessus des surfaces émettrices.

Malheureusement, la même étude n'a pas pu être réalisée avec les données d'AMMA (Sow et al., 2009). En effet, la détermination des valeurs de A , n et B (ou A' , n' et B' , dans le cas des concentrations) par la procédure d'ajustement itératif nécessite d'une part que le nombre de points utilisables (donc la durée du ou des événements) ne soit pas trop faible et d'autre part que les plages de variation de u_* et $\partial\theta/\partial z$ soient relativement larges. Le critère de durée exclut ME4 (seulement 35 points disponibles) et celui des variations de $\partial\theta/\partial z$ (Fig. 4.15b) exclut CE4 dont 80% des valeurs sont comprises entre $-0,14$ et $-0,10^\circ\text{C m}^{-1}$ (percentiles 10 et 90, respectivement, médiane à $-0,12^\circ\text{C m}^{-1}$) et ME1 (valeurs entre $-0,08$ et $-0,03^\circ\text{C m}^{-1}$, médiane à $-0,04^\circ\text{C m}^{-1}$). Pour les deux derniers événements, on peut simplement dire que l'un (CE4) est constamment plutôt instable thermiquement, alors que l'autre (ME1) est constamment plus proche de la neutralité, ce qui pourrait contribuer à expliquer que le flux vertical de CE4 est plus riche en particules fines que celui de ME1.

2.3. Implications pour la détermination de la granulométrie des particules produites par sandblasting et la modélisation de la phase initiale du cycle des poussières

Il a longtemps été admis que la distribution granulométrique du flux vertical mesuré quelques mètres au-dessus de la surface émettrice était représentative de celle du flux d'émission, produit par sandblasting. Nos résultats montrent que ce n'est pas aussi simple. Puisque le coefficient de transport turbulent (K_p) des particules dépend non seulement de leur taille mais aussi de u_* et de $\partial\theta/\partial z$, il faut maintenant bien comprendre que la granulométrie du flux vertical ne permet une observation de celle de l'émission qu'à travers le prisme déformant, et variable, de l'efficacité du transport vertical. Faute de le prendre en compte, on pourrait tirer des conclusions erronées des observations. Par exemple, nous avons vu que le flux vertical de grosses particules augmente plus vite avec u_* que celui des particules les plus fines, ce qui favorise une augmentation avec la vitesse du vent de la proportion relative des particules grossières dans le flux vertical. Contrairement à ce qu'on pourrait penser, ce résultat n'est pas en contradiction avec les simulations de sandblasting effectuées en soufflerie (Alfaro et al., 1997, 1998; Shao et

al., 1993) qui montrent un enrichissement en fines particules aux fortes vitesses de vent : il est simplement le reflet de l'augmentation de l'efficacité du transport des grosses particules quand u_* augmente. Sans vouloir faire une liste trop longue, on pourrait citer un deuxième exemple : si l'on considère deux situations aux conditions de vent identiques, mais thermiquement instable pour l'une et neutre pour la seconde, le flux de particules fines sera plus fort dans le premier cas que dans le second alors que les flux de particules grossières ne seront affectés que marginalement par les différences d'instabilité thermique. La conséquence de cela est que le flux vertical apparaîtra plus riche en particules fines en conditions instables qu'en conditions proches de la neutralité, alors que les flux à la surface sont en fait identiques.

En termes de modélisation du cycle des poussières désertiques, ces résultats compliquent la simulation de la phase initiale composée de l'émission suivie de l'entraînement vertical des particules à travers la CLS. A supposer que les modèles actuels de sandblasting simulent correctement la granulométrie à l'émission, il faudra non seulement connaître les conditions dynamiques (u_*) mais aussi la stratification thermique de la CLS pour estimer les flux verticaux proches de la surface. Comme expliqué plus haut, l'effet thermique concerne surtout les particules les plus fines. Il a donc été fortement visible parce que l'on a travaillé avec des flux en nombre dans lesquels la proportion de ces particules fines est importante. En revanche, l'effet sera réduit si on travaille avec des flux en volume ou en masse. Cela reste encore à affiner quantitativement, mais il est même probable dans ce cas que l'effet thermique devienne du second ordre devant celui des variations de u_* et puisse donc être plus légitimement négligé.

Ces considérations sur la différence de perception de l'effet thermique selon que l'on travaille avec des flux en nombre ou en masse nous ouvrent une piste de recherche pour tenter de répondre enfin à la question de savoir si oui ou non, la granulométrie à l'émission dépend de la vitesse du vent. En effet, il devrait être possible de s'affranchir de l'influence de $\partial\theta/\partial z$, et donc de ne conserver que celle de u_* , si on travaille avec des flux en volume. Donc, contrairement à ce que nous avons fait jusqu'à présent, nous allons consacrer une part importante de nos efforts à la caractérisation des granulométries en volume dans le chapitre suivant dédié à la l'étude de la variabilité de la granulométrie de l'aérosol transporté.

Chapitre 5 : Granulométrie des aérosols désertiques transportés

Nous avons montré dans le chapitre précédent que même si la distribution granulométrique varie en fonction des conditions dynamiques de la CLS, le flux vertical en nombre mesuré pendant WIND-O-V peut toujours être considéré comme étant le mélange de deux populations à distributions log-normales : un mode fin centré autour de $0,58 \mu\text{m}$ et un deuxième mode plus grossier dont le diamètre géométrique moyen varie de $1,93 \mu\text{m}$ en conditions neutres à $1,20 \mu\text{m}$ en conditions instables. Moyennant une hypothèse classique de sphéricité des particules, ces distributions en nombre peuvent facilement être converties en distributions en volume dans lesquelles l'importance relative du mode le plus fin est considérablement diminuée au profit du (ou des ?) modes plus grossiers.

Une fois soulevées, les particules vont rester en suspension pendant une durée plus ou moins longue en fonction de leur taille et c'est pendant cette phase de suspension qu'elles vont être transportées, modifier le climat en interagissant avec les rayonnements solaire et tellurique, avoir un impact sur la santé humaine, sur la chimie atmosphérique, etc... C'est donc la granulométrie de cet aérosol en suspension dans l'atmosphère qui est importante pour la quantification des différents impacts.

Afin de mieux documenter cette granulométrie et son éventuelle évolution au cours du temps, nous nous proposons maintenant de comparer les caractéristiques granulométriques du flux vertical en condition d'émission à celles de l'aérosol en suspension dans l'atmosphère soit près de la surface, soit dans l'ensemble la colonne. Dans un premier temps, nous limiterons la comparaison à la zone d'étude, puis nous élargirons le point de vue en utilisant les données des autres régions source disponibles dans la littérature.

1. Aérosol transporté près de la surface pendant WIND-O-V

1.1. Définition des épisodes d'advection/critères de sélection

Même lorsque la vitesse du vent au-dessus du champ est assez faible, c'est-à-dire en-dessous du seuil d'érosion, les observations visuelles, confirmées par les mesures de concentrations effectuées avec les Welas[®], montrent que l'atmosphère peut être fortement chargée en particules. Ces particules ont été émises depuis des sources situées soit dans la région de notre zone d'étude, soit plus loin en amont. Dans les deux cas, elles sont advectées vers notre site de mesure et nous parlerons donc d'aérosol 'transporté'.

Puisque nous souhaitons caractériser la distribution granulométrique de cet aérosol transporté et la comparer à celle du flux vertical pendant les événements d'émission, il fallait d'une part éviter tout risque de contamination par une émission purement locale (c'est-à-dire depuis le site expérimental lui-même) et, d'autre part, s'intéresser à des événements dont les concentrations ne soient pas très faibles. Après avoir appliqué les critères liés à la limitation technique des Welas[®] (détection des gouttelettes d'eau lorsque $RH > 80\%$) et à l'encombrement des instruments de mesures (élimination des directions de vent comprises entre 80° et 280° en 2017 et comprises entre 80° et 100° et entre 260° et 280° en 2018), cela nous a amenés à adopter deux types de critères pour identifier les événements d'advection intéressants s'étant produits pendant les campagnes de 2017 ou 2018 : 1) le vent à 5 m doit être inférieur au seuil d'érosion (environ 6 m s^{-1}) et 2) la concentration mesurée par le Welas[®] bas doit être supérieure à 5 P cm^{-3} .

³. De plus, un saltiphone ayant fonctionné correctement pendant la phase ‘configuration gradient’ de la campagne 2018, nous avons vérifié que l’application d’un critère supplémentaire (nombre de coups mesurés inférieur au bruit de fond, c’est-à-dire 4 coups par minute) ne modifiait pas le nombre d’évènements trouvés. En 2018, des évènements d’advection ayant été observés pendant la première période d’intercomparaison qui a duré un mois, celle-ci a été incluse dans la recherche. Enfin, après identification des périodes d’advection par application des critères ci-dessus, une vérification supplémentaire a été réalisée en utilisant les images en couleurs réelles issues des observations des capteurs MODIS embarqués sur les satellites Terra et Aqua. Leurs heures de passage au-dessus de la Tunisie sont 10:35 et 12:10TU, respectivement.

1.2. Résultats

1.2.1. Périodes d’advection

Pendant la campagne 2017, un seul évènement d’advection (27 avril 2017) a satisfait nos critères de sélection, mais en 2018, 11 évènements ont été identifiés. Leur durée varie de quelques heures à plusieurs jours dans le cas d’un évènement exceptionnel survenu entre le 1^{er} et le 4 mars 2018 (jours 60 à 63). Les caractéristiques (heure de début, durée, concentration maximale, origine et âge estimé des poussières) de ces douze évènements sont données dans le Tableau 5.1. L’unique évènement de 2017 est nommé à partir de l’année (Adv_2017). Pour ceux de 2018, ils sont nommés à partir du jour de l’année, suivi éventuellement du numéro de la période si l’évènement apparaît devoir être découpé en plusieurs phases (e.g, Adv_78 P1, Adv_78 P2...).

Ces évènements ont eu lieu la nuit (Adv_56, Adv_64, Adv_65, Adv_71...) ou pendant la journée (Adv_2017, Adv_90...). Les images MODIS (Terra) disponibles chaque jour confirme la présence de panaches de poussière au-dessus de la Tunisie et de la mer Méditerranée. La Figure 5.1 illustre les différents évènements.

Tableau 5.1 : Noms et caractéristiques des événements d'advection détectés pendant les deux campagnes de mesure réalisées en Tunisie : date de début (en TU), durée (en heure), concentration maximale (en part cm^{-3}) et origine estimée des poussières.

| Evènement | Date début (TU) | Date fin (TU) | Durée | C_{max} (part cm^{-3}) | Origine |
|--------------|---------------------|---------------------|----------------------|--|---|
| Adv_2017 | 27/04/2017 9h15 | 27/04/2017 11h48 | 02h 33min | 148,68 | Est de la Libye |
| Adv_56 | 25/02/2018 2h50 | 25/02/2018 5h40 | 02h 50min | 9,26 | Extrême sud de la Tunisie + Ouest de la Libye |
| Adv_63 | 01/03/2018 16h57 | 04/03/2018 8h31 | 2 jours 15h 27min | 388,52 | Indéterminée |
| Adv_64 | 05/03/2018 00h27 | 05/03/2018 05h05 | 04h 28min | 61,06 | Est de l'Algérie + Chott El Jerid |
| Adv_65 | 06/03/2018 02h07 | 06/03/2018 07h58 | 05h 51min | 118,60 | Chott El Jerid + contribution locale |
| Adv_66 | 06/03/2018 17h02 | 07/03/2018 08h59 | 16h | 60,88 | Chott El Jerid |
| Adv_71 | 12/03/2018 21h16 | 13/03/2018 00h14 | 02h 58min | 51,75 | Chott El Jerid |
| Adv_77 | 18/03/2018 17h51 | 18/03/2018 20h47 | 02h 56min | 82,99 | Indéterminée |
| Adv_78 P1 | 18/03/2018 22h58 | 19/03/2018 00h24 | 01h 22min | 114,93 | Chott El Jerid + contribution locale |
| Adv_78 P2 | 19/03/2018 00h40 | 19/03/2018 02h19 | 01h 49min | 90,48 | Chott El Jerid + contribution locale |
| Adv_78 P3 | 19/03/2018 04h16 | 19/03/2018 05h24 | 01h 08min | 50,38 | Chott El Jerid + contribution locale |
| Adv_79 | 20/03/2018 18h12 | 20/03/2018 21h00 | 02h 48min | 107,36 | Chott el Jerid + contribution locale |
| Adv_85 | 25/03/2018 21h45 | 26/03/2018 01h24 | 03h 39min | 116,19 | Chott el Jerid + contribution locale |
| Adv_90 | 31/03/2018 04h40 | 31/03/2018 09h00 | 04h 10min | 75,70 | Indéterminée |

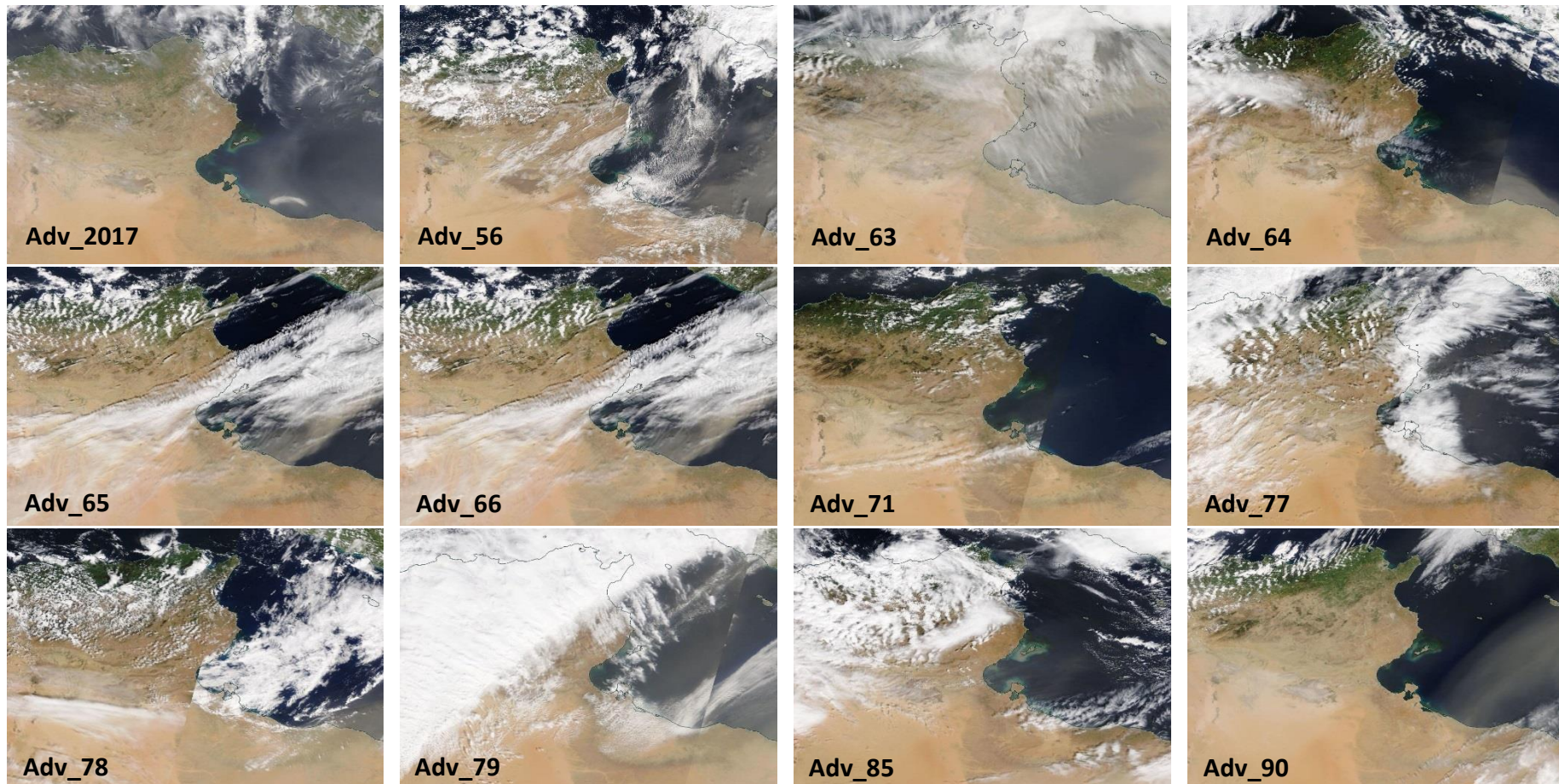


Figure 5.1 : Exemples d'observations MODIS (embarqué sur Terra) mettant en évidence la présence de panaches de poussière au-dessus de la zone d'étude pour les jours où un évènement d'advection a été identifié à partir des mesures 'sol'.

1.2.2. Distribution granulométrique de l'aérosol transporté près de la surface

Lorsque les distributions granulométriques ont été mesurées aux niveaux haut et bas, c'est-à-dire pendant la période de mesures en configuration 'gradient', les granulométries relatives aux deux niveaux sont parfaitement semblables (Fig. 5.2). Dans la suite, nous travaillerons donc avec la granulométrie brute mesurée par les Welas[®] bas que celui-ci soit en position gradient ou intercomparaison.

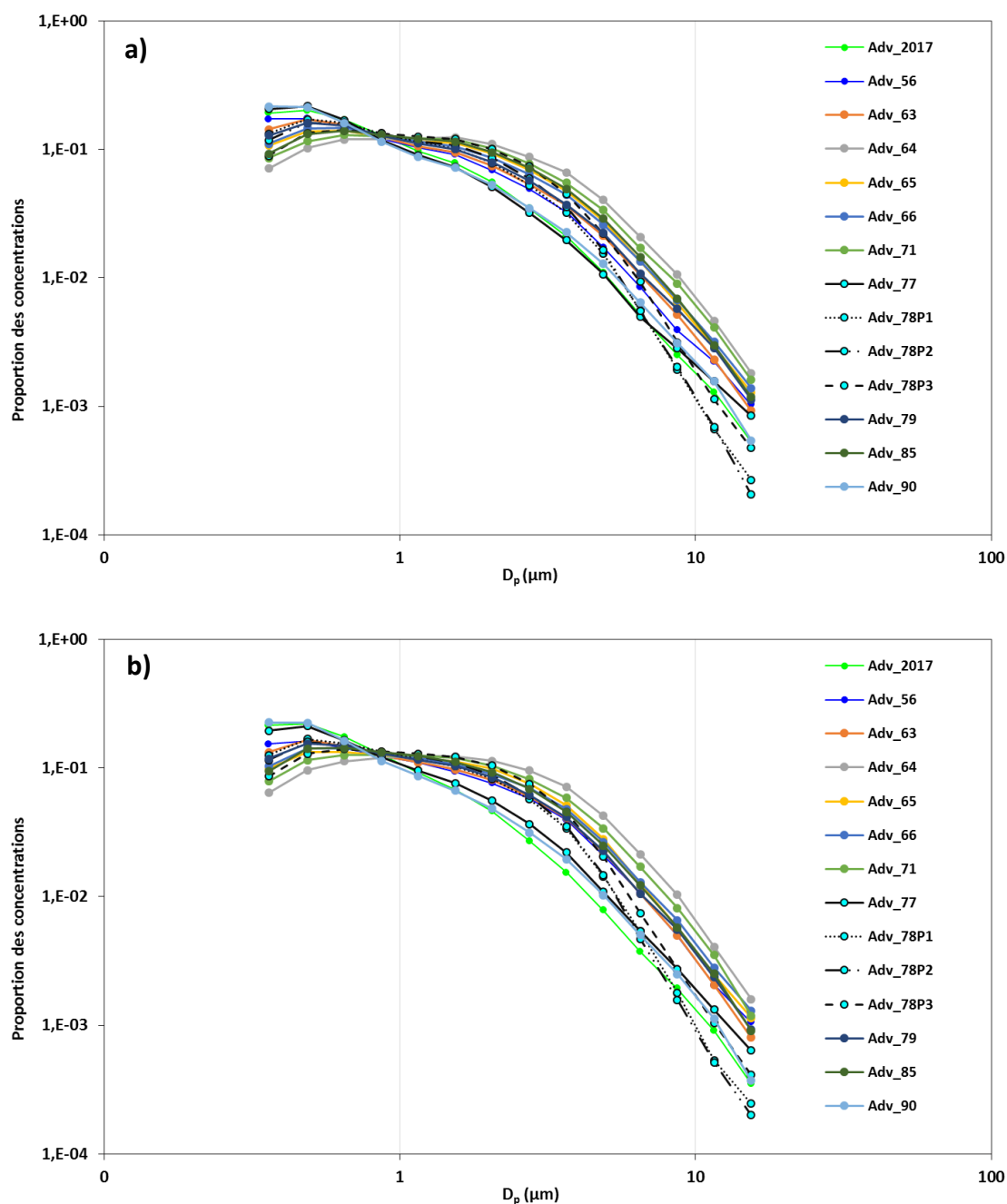


Figure 5.2 : Distributions granulométriques relatives des poussières mesurées aux niveaux bas (a) et haut (b) pendant les évènements d'advection.

Les distributions granulométriques normalisées des concentrations en nombre mesurées pendant les 14 évènements ou sous-périodes sont très variables (Fig. 5.3). Certains évènements (Adv_2017, Adv_77 et Adv_90) sont très riches en particules submicroniques, alors que

d'autres (Adv_64) sont riches en particules supermicroniques. Leur granulométrie est alors proche de celles mesurées pendant les événements d'émission, qu'ils aient lieu en conditions neutres ou instables.

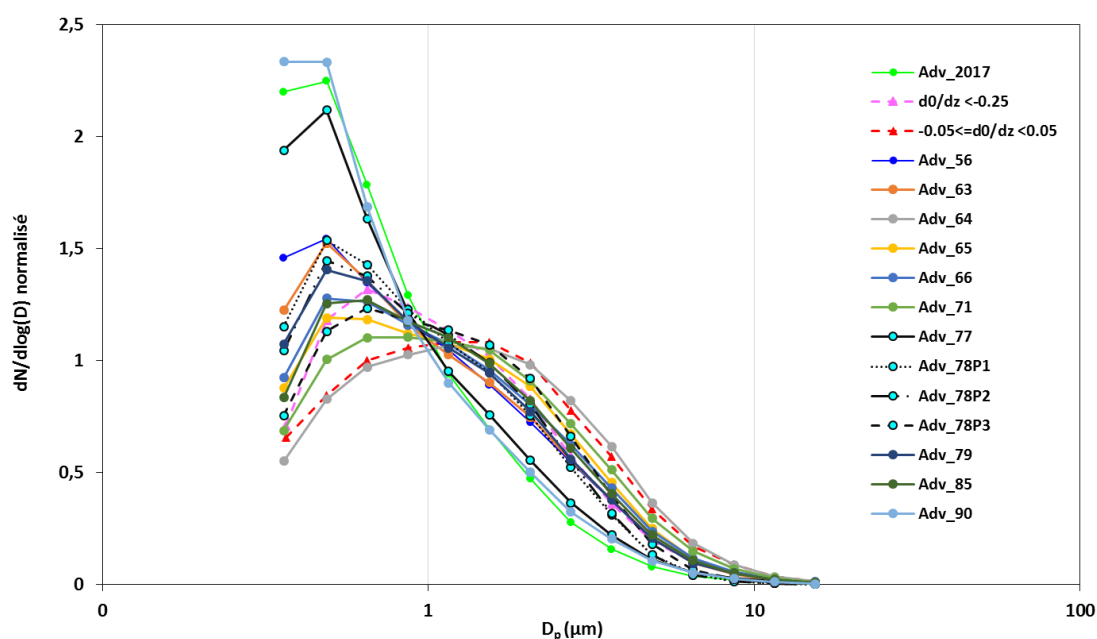


Figure 5.3 : Distribution granulométrique normalisée des concentrations mesurées sur le site de Dar Dhaoui pendant les quatorze périodes d'advection. Pour faciliter la comparaison, la granulométrie des périodes d'émission en conditions instables ($\partial\theta/\partial z < -0,25^{\circ}\text{C m}^{-1}$) et stables ($-0,05 < \partial\theta/\partial z < 0,05^{\circ}\text{C m}^{-1}$) est rappelée.

Etant donné leurs concentrations très faibles, les plus grosses particules terrigènes n'apparaissent pratiquement pas sur les distributions granulométriques en nombre de la Figure 5.3. En revanche, elles prennent une importance considérable lorsque ces distributions sont converties en volume (Fig. 5.4). On constate alors dans la plupart des événements la présence d'une population de particules supermicroniques dominante dont le diamètre géométrique médian (gmd) est situé aux environs de $10\ \mu\text{m}$. Cependant, les trois phases de l'évènement Adv_78 se démarquent de cette tendance avec un mode nettement plus fin, puisque son gmd est compris entre 4 et $5\ \mu\text{m}$.

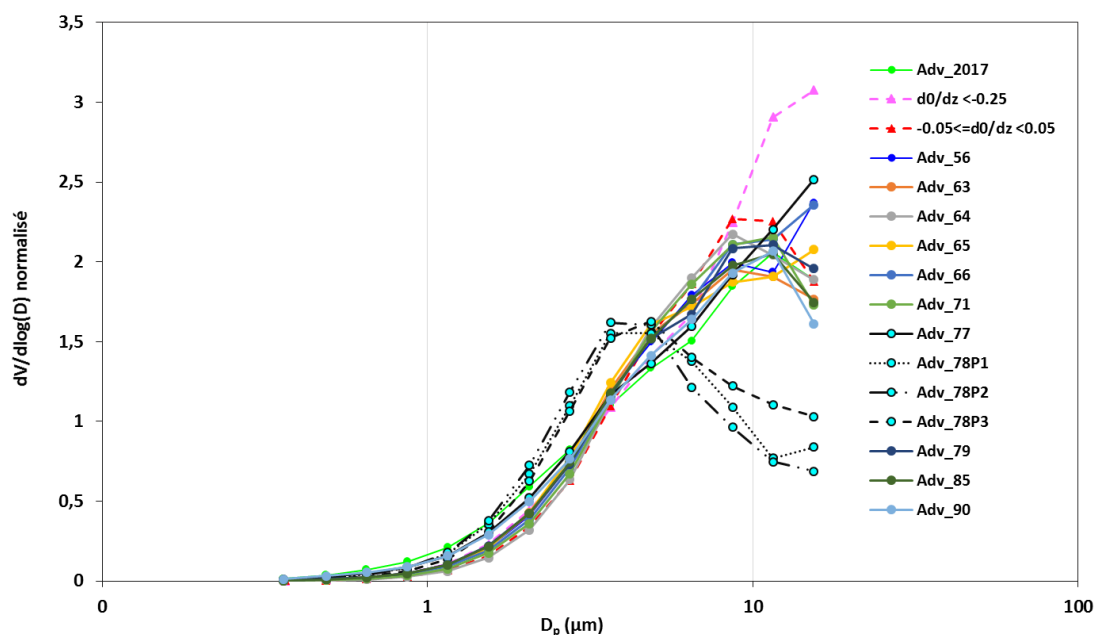


Figure 5.4 : Idem Figure 5.3 après conversion en volume et normalisation.

1.2.3. Interprétation

Les différences de granulométrie des poussières en suspension dans l'atmosphère pourraient a priori s'expliquer de deux façons différentes (mais non exclusives) : 1) par les conditions dynamiques qui peuvent différer lors de l'émission, 2) par une origine plus ou moins lointaine des poussières advectées pendant ces événements et la sédimentation sélective des plus grosses particules au cours du transport.

Afin de mettre en évidence l'influence des conditions dynamiques de génération, il me fallait donc me débarrasser de l'effet d'un transport lointain et isoler dans la série d'événements observés ceux qui avaient une origine 'régionale', voire 'locale'. Pour cela, j'ai confronté les mesures de concentrations effectuées à Dar Dhaoui aux vitesses de vent et de concentration massique enregistrées à la station de l'IRA. En effet, ces mesures, effectuées à 20 km du champ de Dar Dhaoui et en dehors d'un champ potentiellement sujet à l'érosion éolienne, peuvent être considérées comme un bon indicateur de la situation au niveau régional. Sur l'exemple reproduit ci-dessous (Fig. 5.5), on peut nettement distinguer le long événement Adv_63 de 2018. Bien que mesurées à des endroits différents, les concentrations en nombre et en masse culminent simultanément le jour 61 avant de décroître lentement jusqu'au jour 63. Pendant cette longue période, le vent reste faible et ses modestes variations n'entraînent pas d'augmentation de la concentration en particules, ce qui est cohérent avec une absence d'érosion locale. La poussière advectée a donc une origine qu'on pourrait qualifier de 'lointaine' sans pour autant pouvoir préciser sa localisation à ce stade (on verra ci-dessous que cette localisation peut être recherchée en faisant appel à la fois à la modélisation des rétro-trajectoires des masses d'air (modèle HYSPLIT) et à celle de l'érosion éolienne (modèle CHIMERE)). En revanche, le vent forcé en fin de journée 63 et atteint des valeurs de l'ordre de 15 m s^{-1} . L'érosion démarre alors comme le montre l'augmentation immédiate de la concentration mesurée par le TEOMTM de l'IRA. En début de jour 64, le vent retombe, l'érosion s'arrête et la poussière soulevée précédemment reste en suspension pendant l'événement Adv_64. Cette poussière est donc majoritairement d'origine locale et est encore très 'jeune', puisqu'elle a été produite au plus quelques heures auparavant pendant la nuit (donc en conditions a priori stables). Cela pourrait expliquer que la granulométrie de Adv_64 soit quasiment identique à celle de l'émission en conditions neutres (voir Fig. 5.3). Par contraste, la relative richesse de Adv_63 en particules

finies pourrait résulter soit de conditions dynamiques plus énergétiques lors de leur génération soit d'un temps de résidence plus important dans l'atmosphère qui aurait favorisé le dépôt sélectif des particules les plus lourdes. Dans ce dernier cas, on notera que plutôt que la distance séparant la source du point de mesure, c'est le temps de séjour atmosphérique qui va conditionner la granulométrie des particules advectées. A une source lointaine correspondra nécessairement un temps de séjour plutôt long, mais l'inverse n'est pas vrai, notamment en cas de recirculation des masses d'air autour de la zone d'émission comme cela avait été observé pendant AMMA (Bergametti et al., 2018).

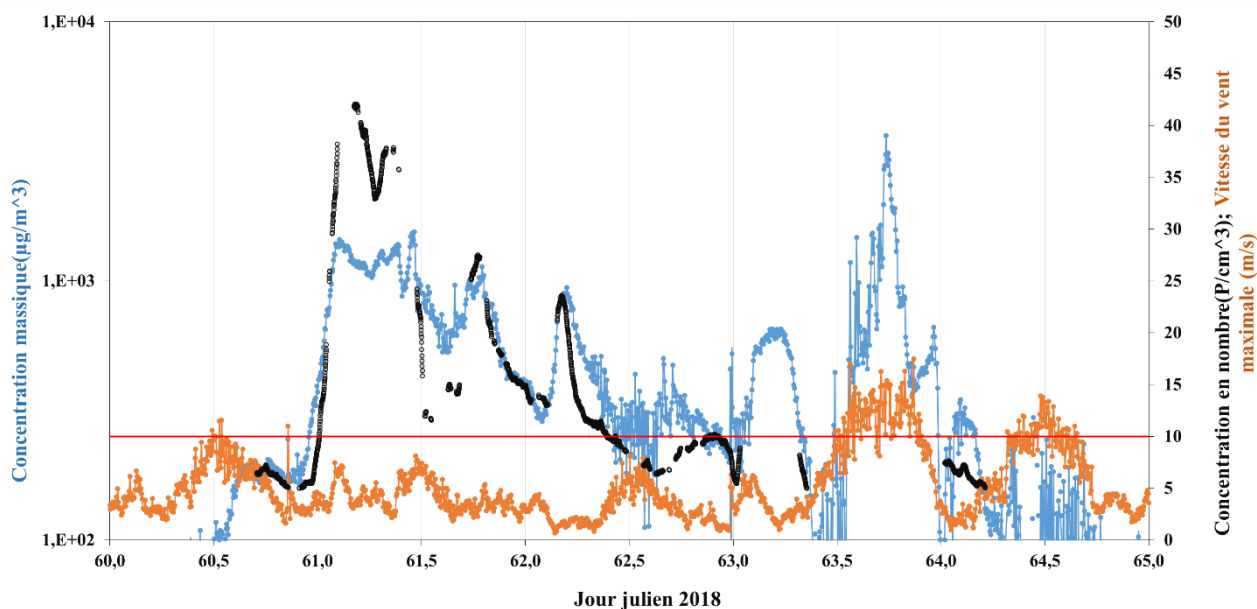
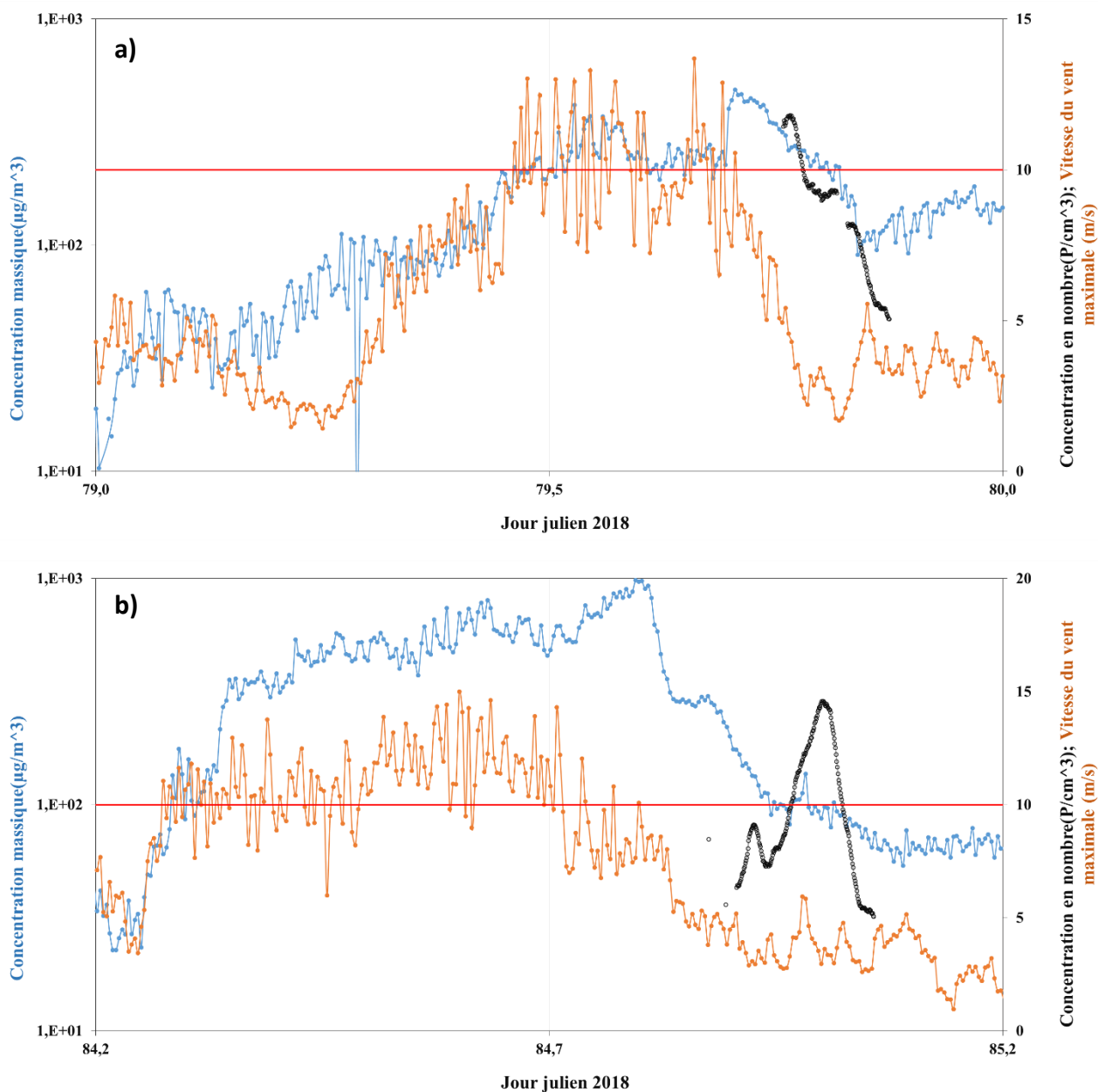


Figure 5.5 : Evolution de la concentration massique mesurée par la microbalance TEOM™ (en $\mu\text{g m}^{-3}$ - courbe bleue) et de la vitesse maximale du vent (en m s^{-1} - courbe orange) à l'IRA Médenine (soit à environ 20 km du site de Dar Dhaoui) du 1 au 5 mars 2018. La courbe noire correspond aux concentrations en nombre mesurées à Dar Dhaoui pendant les périodes ayant satisfait les critères de définition des périodes d'advection.

En généralisant l'exemple précédent, on peut considérer que les événements d'advection observés juste après une augmentation concomitante de la vitesse du vent et de la concentration massique possèdent au moins une forte composante 'locale' et que leurs poussières sont âgées de quelques heures au plus. C'est sur cette base qu'a été effectué un premier classement des épisodes d'advection reporté dans le Tableau 5.1. Les événements Adv_64, Adv_78 P1 à 3, Adv_79 et Adv_85 sont d'origine locale. On constate que la distribution granulométrique en nombre (Fig. 5.3) ou en volume (Fig. 5.4) de la poussière en suspension est très proche de celle du flux d'émission en conditions neutres (Adv_64) ou instables (Adv_79 et Adv_85). En revanche, les phases 1, 2 et 3 de Adv_78 sont notablement plus riches en particules très fines (et pauvres en particules grossières) que l'émission en conditions instables. Pour expliquer ce comportement différent, il est intéressant de comparer les conditions dynamiques lors de la phase de génération des événements locaux. Comme déjà vu sur la Figure 5.5, l'épisode Adv_64 a été précédé d'un événement d'érosion pendant lequel la vitesse du vent mesurée à l'IRA Médenine a varié pendant plusieurs heures entre le seuil d'érosion (estimé à 10 m s^{-1}) et 15 m s^{-1} . Il en est de même de Adv_79 et Adv_85 (Fig. 5.6a et b). Dans ces conditions, on comprend qu'on ne puisse pas attribuer la granulométrie de la poussière en suspension dans l'atmosphère pendant Adv_64, Adv_79 et Adv_85 à des conditions dynamiques précises, mais juste dire que les conditions de vent étaient relativement variables et modérées. En revanche, un très fort coup de vent s'est produit le jour 77 (Fig. 5.6c). La vitesse maximale du vent

mesurée à l'IRA Médenine a atteint sa plus forte valeur ($18,55 \text{ m s}^{-1}$) de toute la période d'étude et le seuil d'érosion n'a été dépassé que pendant une demi-heure. La poussière soulevée pendant cet épisode, et observée immédiatement après pendant les phases 1 à 3 de Adv_78, peut donc être associée à des conditions de génération bien caractérisées et particulièrement énergétiques. Finalement, le très net décalage vers les fines de la distribution granulométrique en volume de cet épisode d'advection (Fig. 5.4) apparaît cohérent avec les observations en soufflerie de Alfaro et al. (1997) qui montraient que la vitesse du vent augmentant, le flux d'émission s'enrichissait en particules fines.



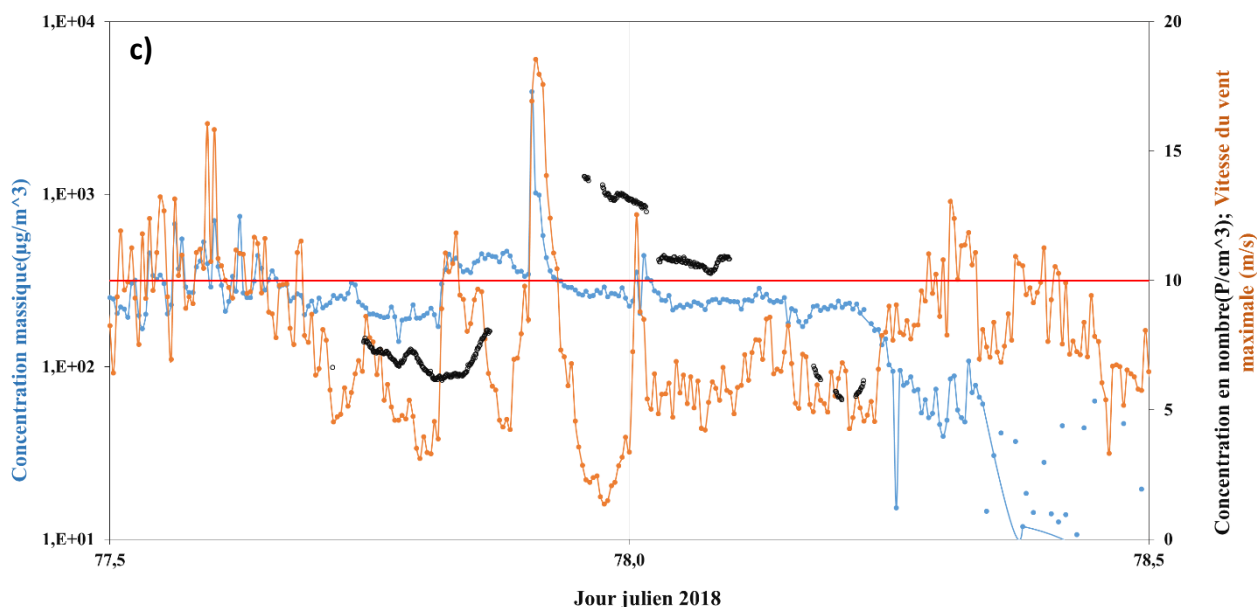


Figure 5.6 : Evolution de la concentration massique mesurée par la microbalance TEOMTM (en $\mu\text{g m}^{-3}$ - courbe bleue) et de la vitesse maximale du vent (en m s^{-1} - courbe orange) à l'IRA Médénine le 20 mars 2018 (a), le 25 mars 2018 (b) et le 18 mars 2018 (c). La courbe noire correspond aux concentrations en nombre mesurées à Dar Dhaoui pendant les périodes ayant satisfait les critères de définition des périodes d'advection.

Parmi les événements qui n'ont pas pu être identifiés comme étant avec certitude d'origine locale, deux ont des granulométries très différentes des autres : il s'agit de Adv_2017 et Adv_90. Dans leur distribution en nombre (Fig. 5.3), la proportion relative de particules inframicroniques est particulièrement importante (68 et 70%, respectivement). Elle est bien supérieure à ce que l'on peut observer lors des épisodes locaux produits par les vents les plus forts (resp. 63, 65 et 63% pour Adv_78 P1, P2 et P3). Cela suggère que ce déficit de particules de tailles supermicroniques pourrait être dû non pas à des conditions de génération très violentes, mais plutôt à un dépôt sélectif des plus grosses particules lors d'un transport relativement long.

Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons fait appel à la reconstitution avec HYSPLIT des retro-trajectoires des masses d'air arrivant sur le site de mesures et à la cartographie (avec CHIMERE) des zones d'émission actives dans les heures et jours précédant l'observation de Adv_2017 et Adv_90.

Pendant Adv_2017, la masse d'air provient de l'est de la Lybie (Fig. 5.7). Elle a voyagé environ 48 heures et parcouru plusieurs centaines de kilomètres au-dessus de la surface de la Méditerranée sans possibilité d'être réalimentée en poussière au cours du trajet. Dans ces conditions, on comprend facilement que le dépôt des particules les plus lourdes ait conduit à une diminution rapide de leur proportion relative dans la distribution granulométrique de l'aérosol. Pour Adv_90 (Fig. 5.8), la masse d'air provient du sud-ouest de la Lybie, mais le simple examen des rétrotrajectoires des masses d'air ne permet pas de dire où elle s'est chargée en poussière. Les rétrotrajectoires HYSPLIT et le flux journalier d'émission en masse estimé par le modèle CHIMERE correspondant aux autres événements sont présentés dans l'Annexe D.

Finalement, on observe dans les événements d'advection la présence de 3 modes : un mode 'très fin' aux alentours de $0,5 \mu\text{m}$ (en nombre). Il est toujours très présent dans les distributions en nombre à côté d'un mode un peu plus grossier dont l'importance est très variable. Les

distributions en volume sont essentiellement constituées d'un mode dominant le plus souvent centré sur une dizaine de microns (on l'appellera 'mode grossier'), mais il peut être plus fin et centré sur environ 4 à 5 μm ; on le qualifiera alors de mode 'intermédiaire'. Ce mode intermédiaire semble associé à des conditions de génération particulièrement énergétiques.

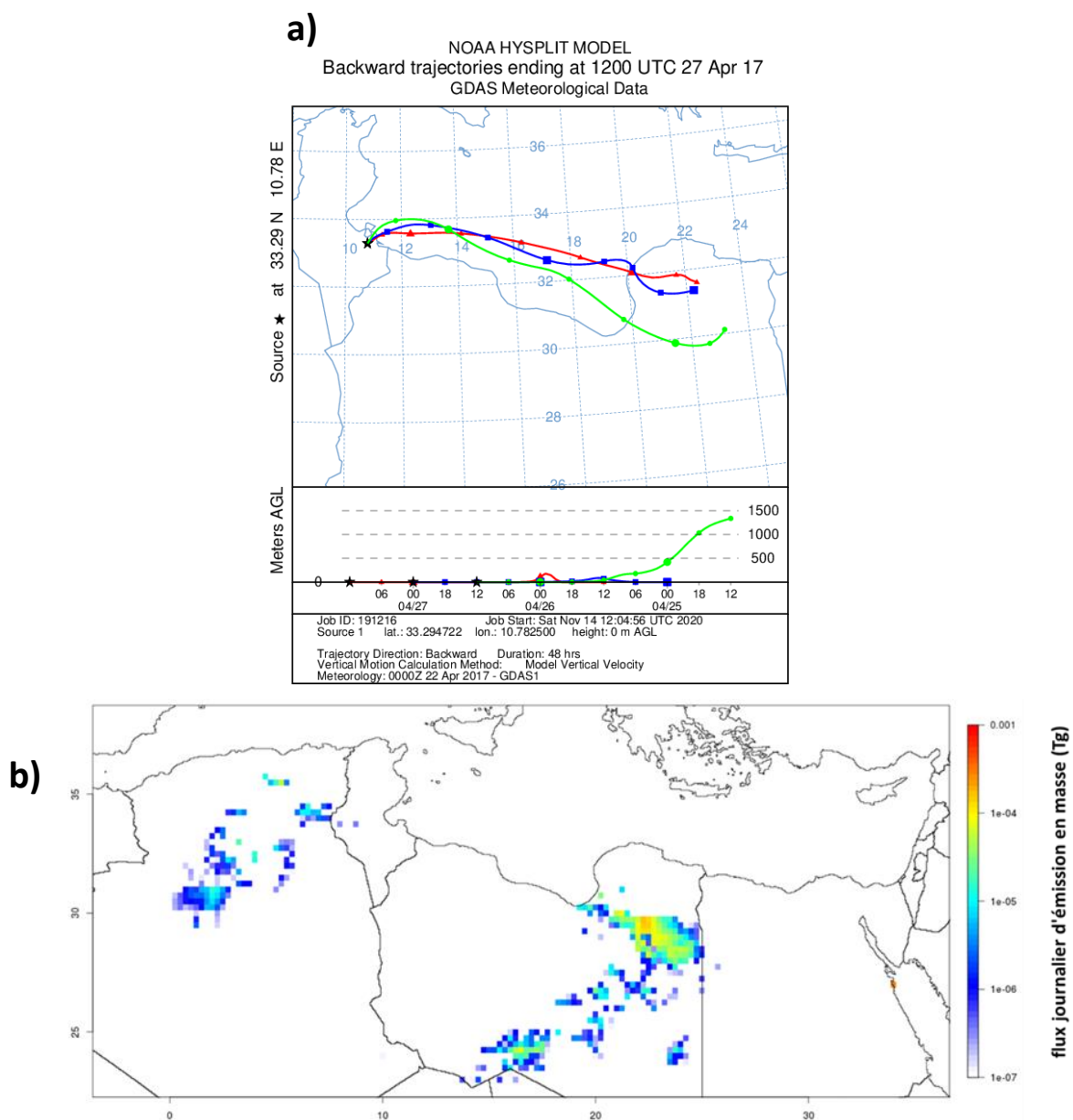


Figure 5.7 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_2017 (le 27 avril 2017), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui à 12:00TU, b) flux journalier d'émission en masse estimé en utilisant le modèle CHIMERE.

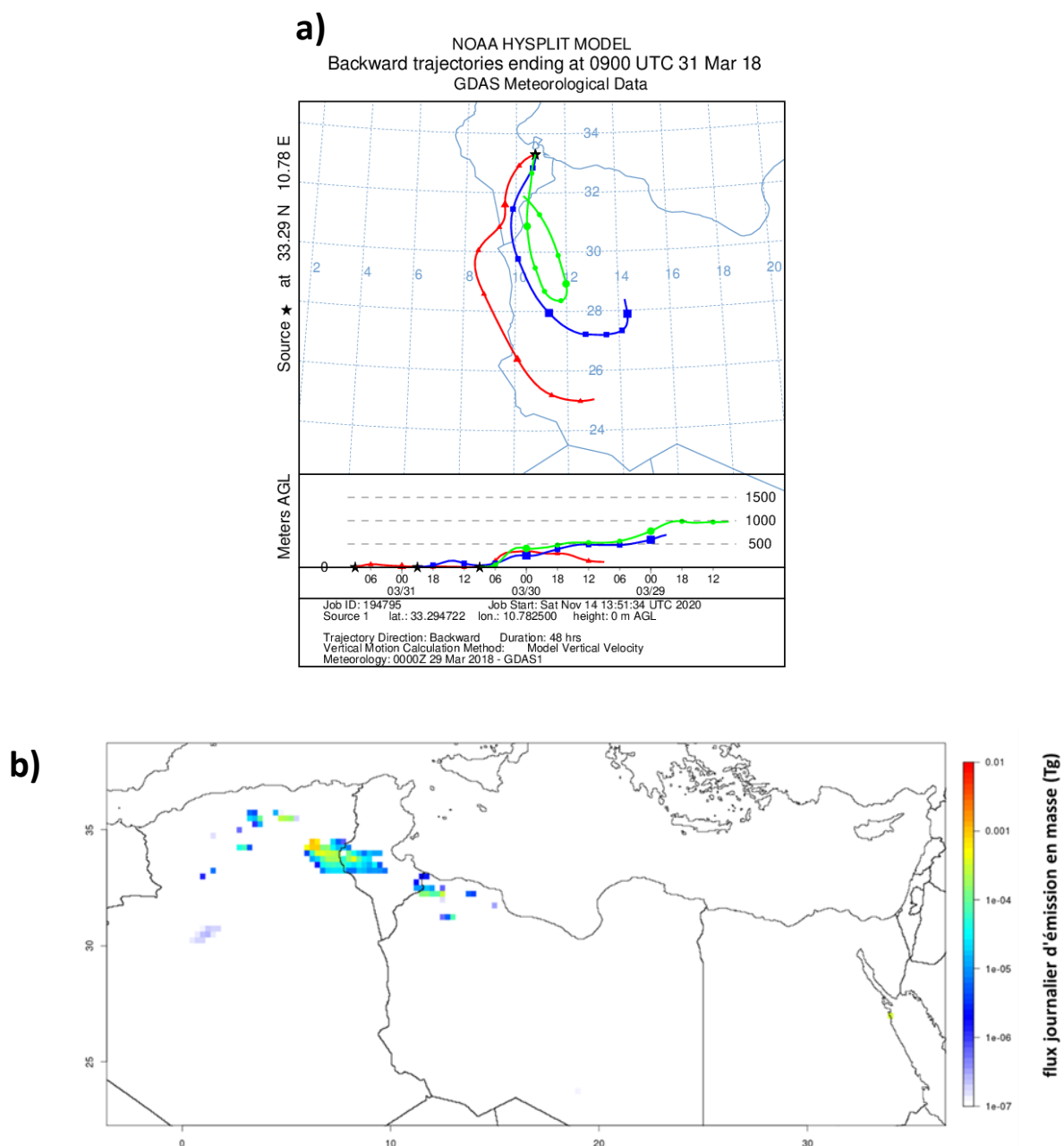


Figure 5.8 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_90 (le 31 mars 2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui à 09:00TU, b) flux journalier d'émission en masse estimé en utilisant le modèle CHIMERE.

1.3. Déconvolution des distributions granulométriques des épisodes d'advection

De manière plus quantitative, les résultats de la déconvolution (Tab. 5.2) des distributions granulométriques moyennes en nombre des quatorze évènements d'advection et des concentrations au niveau bas pendant l'émission confirment qu'elles se composent de deux modes :

- Un mode très fin dont les caractéristiques ($gmd = 0,42 \pm 0,05 \mu m$ et $gsd = 1,50 \pm 0,06$) sont très similaires pendant tous les évènements d'advection.
- Un mode plus grossier dont le gmd varie entre $0,58 \mu m$ et $1,77 \mu m$. La borne inférieure est proche du mode très fin dans le cas où on a de l'advection lointaine (comme dans le

cas de Adv_2017, Adv_90 et Adv_77). Pendant l'évènement proche, on a des gmd proches du gmd en conditions instables (1,08 μm), comme pendant Adv_63, et d'autres proches du gmd des conditions d'émission stables (1,66 μm), comme pendant Adv_64. Pour ces évènements, on observe que ce mode grossier est dominant parce qu'il représente plus de 70% du total de la distribution.

Tableau 5.2 : Caractéristiques granulométriques en nombre (avec gmd le diamètre géométrique médian et gsd l'écart-type) des évènements 1) d'émission correspondant à des conditions stable et instable et 2) d'advection détectés pendant les deux campagnes de mesures réalisées en Tunisie.

| | Mode 1 | | | Mode 2 | | |
|----------------------------|-----------------------|------|-----|-----------------------|------|-----|
| | gmd (μm) | gsd | % | gmd (μm) | gsd | % |
| Emission (stable) | 0,49 | 1,79 | 33% | 1,66 | 2,08 | 67% |
| Emission (instable) | 0,53 | 1,36 | 15% | 1,08 | 2,23 | 83% |
| Adv_2017 | 0,41 | 1,47 | 32% | 0,61 | 2,44 | 68% |
| Adv_56 | 0,39 | 1,54 | 32% | 1,02 | 2,42 | 68% |
| Adv_63 | 0,45 | 1,43 | 28% | 1,07 | 2,35 | 72% |
| Adv_64 | 0,55 | 1,67 | 29% | 1,77 | 2,05 | 71% |
| Adv_65 | 0,47 | 1,49 | 29% | 1,36 | 2,14 | 71% |
| Adv_66 | 0,48 | 1,44 | 29% | 1,15 | 2,34 | 71% |
| Adv_71 | 0,49 | 1,49 | 21% | 1,37 | 2,23 | 79% |
| Adv_77 | 0,43 | 1,39 | 29% | 0,70 | 2,49 | 71% |
| Adv_78 P1 | 0,46 | 1,47 | 37% | 1,20 | 2,03 | 63% |
| Adv_78 P2 | 0,47 | 1,45 | 35% | 1,24 | 1,98 | 65% |
| Adv_78 P3 | 0,52 | 1,53 | 37% | 1,48 | 1,89 | 63% |
| Adv_79 | 0,46 | 1,45 | 27% | 1,12 | 2,28 | 73% |
| Adv_85 | 0,49 | 1,36 | 16% | 1,09 | 2,32 | 84% |
| Adv_90 | 0,41 | 1,40 | 30% | 0,58 | 2,67 | 70% |

Après conversion en volume (Tab. 5.3), les distributions granulométriques restent bimodales mais le poids représenté par la population la plus fine, issue de la conversion en volume du mode 'très fin' des distributions en nombre, est toujours inférieur à 1%. En moyenne, ce mode est centré sur environ 0,7 μm et son gsd est de 1,45. Comme déjà observé qualitativement sur la Figure 5.4., le mode observé dans le domaine supermicronique est le plus souvent centré sur environ 10 μm . Par rapport aux évènements d'origine locale, le mode grossier des évènements lointains est appauvri en particules les plus grossières : Adv_2017 a un gmd de 0,57 μm pour

le mode 1 et de 6,59 μm pour le mode 2 ; En revanche, Adv_64 a un gmd de 1,2 μm pour le mode 1 et de 8,31 μm pour le mode 2. Ceci est cohérent avec un dépôt sélectif des particules les plus lourdes au cours d'un séjour prolongé dans l'atmosphère. Cependant, le cas des phases 1, 2 et 3 de l'évènement Adv_78 semble contredire cette observation. Lors de cet épisode d'origine locale, le mode grossier est centré sur 4 à 5 μm et il est donc notablement plus fin que dans la plupart des cas de transport lointain. Pour expliquer cette exception, on doit revenir à nouveau aux conditions particulières de la génération de cet évènement. En effet, il a été provoqué par un coup de vent plutôt court (1 h environ), mais le plus violent de toute la période d'observation lors des épisodes d'advection sélectionnés sur la parcelle de Dar Dhaoui. Le fait que la granulométrie des poussières soulevées soit moins grossière que celle des autres évènements est en bon accord avec les observations de soufflerie de Shao et al. (1993) et Alfaro et al. (1997, 1998), ainsi qu'avec les théories de Alfaro & Gomes (2001) et de Shao, (2001).

On remarquera aussi que les trois modes ('très fin', 'intermédiaire' et 'grossier') détectés au cours de notre analyse de la granulométrie des poussières émises et transportées dans le sud tunisien sont comparables aux trois modes centrés (en volume) sur 1,6, 6,7 et 14,2 μm mis en évidence lors des simulations de sandblasting en soufflerie.

Tableau 5.3 : Idem Tableau 5.2 mais en volume.

| | Mode 1 | | | Mode 2 | | |
|----------------------------|-----------------------|------|------|-----------------------|------|-------|
| | gmd (μm) | gsd | % | gmd (μm) | gsd | % |
| Emission (stable) | 1,27 | 1,79 | 0,4% | 8,44 | 2,08 | 99,8% |
| Emission (instable) | 0,70 | 1,36 | 0,2% | 7,71 | 2,23 | 99,8% |
| Adv_56 | 0,68 | 1,54 | 0,2% | 10,50 | 2,42 | 99,8% |
| Adv_63 | 0,66 | 1,43 | 0,2% | 9,65 | 2,35 | 99,8% |
| Adv_64 | 1,20 | 1,67 | 0,4% | 8,31 | 2,05 | 99,6% |
| Adv_65 | 0,76 | 1,49 | 0,2% | 7,71 | 2,14 | 99,8% |
| Adv_66 | 0,71 | 1,44 | 0,1% | 10,08 | 2,34 | 99,9% |
| Adv_71 | 0,80 | 1,49 | 0,1% | 9,31 | 2,23 | 99,9% |
| Adv_77 | 0,59 | 1,39 | 0,3% | 8,51 | 2,49 | 99,7% |
| Adv_78 P1 | 0,72 | 1,47 | 0,7% | 5,41 | 2,03 | 99,3% |
| Adv_78 P2 | 0,72 | 1,45 | 0,7% | 5,06 | 1,98 | 99,3% |
| Adv_78 P3 | 0,90 | 1,53 | 0,9% | 5,01 | 1,89 | 99,1% |
| Adv_79 | 0,71 | 1,45 | 0,2% | 8,59 | 2,28 | 99,8% |
| Adv_85 | 0,65 | 1,36 | 0,1% | 9,19 | 2,32 | 99,9% |
| Adv_90 | 0,57 | 1,40 | 0,3% | 10,39 | 2,67 | 99,7% |
| Adv_2017 | 0,57 | 1,47 | 0,8% | 6,59 | 2,44 | 99,2% |

2. Aérosol transporté dans l'ensemble de la colonne atmosphérique

Dans cette section, nous allons exploiter les résultats des inversions de mesures radiométriques effectuées pendant les épisodes sahariens par une sélection de photomètres déployés dans, ou sous le vent de, notre zone d'étude. Après avoir indiqué comment nous avons choisi ces instruments et discriminé les événements dominés par les poussières minérales, nous caractériserons et comparerons la variabilité aux différents sites des distributions granulométriques (en volume et en nombre) intégrées sur la colonne.

2.1. Sites AERONET retenus et critères de sélection des événements de poussière

L'observation de la carte des stations AERONET de notre zone d'étude (Fig. 5.9) montre que les instruments déployés y sont relativement peu nombreux. De plus, certains instruments n'ont fonctionné que pendant des durées très courtes ou leurs données n'ont pas accédé au niveau 2 qui est considéré comme étant le plus fiable. Compte tenu de ces difficultés, j'ai choisi de travailler dans un premier temps avec les données de 3 stations : celle de Medenine-IRA qui est la plus proche de notre site expérimental et celles de deux stations (Ben Salem et Lampedusa) potentiellement situées sur le trajet des poussières transportées vers la Méditerranée centrale. On trouvera dans le Tableau 5.4 un résumé des périodes de fonctionnement de ces instruments et de la disponibilité des données de niveau 2. Ce sont ces périodes qui seront traitées par la suite durant notre travail. Théoriquement, l'exploitation de ces données devrait permettre de caractériser l'évolution de la granulométrie des poussières depuis les zones dont on peut penser a priori qu'elles sont assez proches des sources (Medenine-IRA) jusqu'à des régions plus éloignées (Ben Salem et Lampedusa).

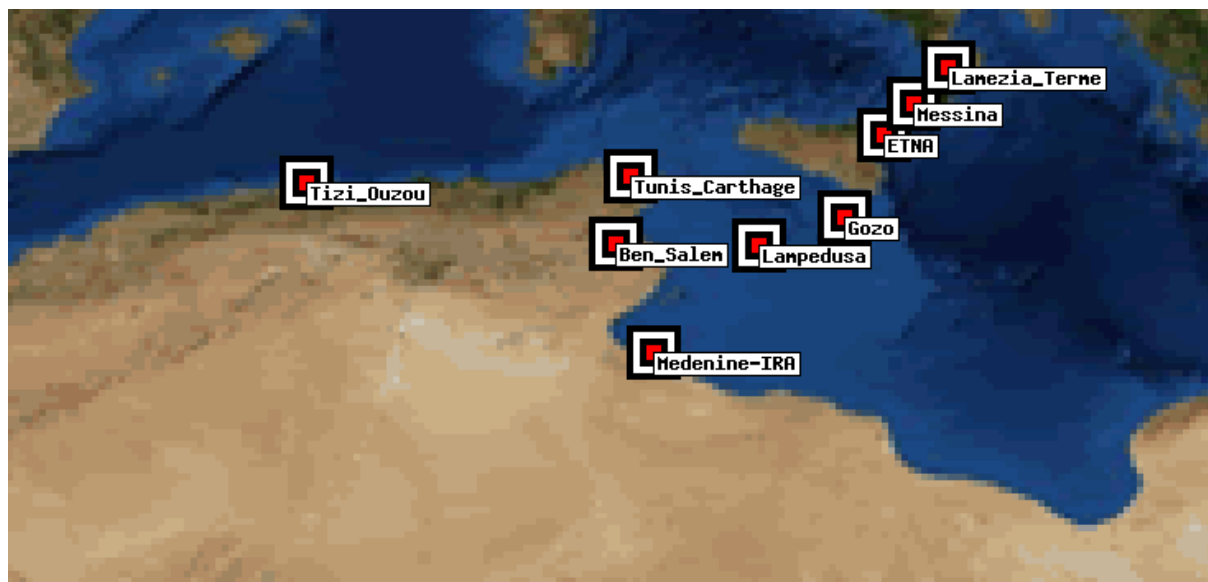


Figure 5.9 : Répartition géographique des stations AERONET dans la région d'étude en 2017. (©AERONET)

Tableau 5.4 : Caractéristiques des sites AERONET retenus dans l'étude.

| Nom du site | Coordonnées | Période de fonctionnement | Disponibilité des données de niveau 2 |
|--------------|----------------------|---------------------------|---------------------------------------|
| Medenine-IRA | 33,500N ; 10,643E | 24/07/2014-aujourd'hui | 24/07/2014- 27/11/2019 |
| Ben Salem | 35,551N ; 9,914E | 19/03/2013-aujourd'hui | 20/03/2013- 26/03/2019 |
| Lampedusa | 35,517N ; 12,632E | 27/06/2000-aujourd'hui | 27/06/2000- 05/07/2018 |

Après avoir choisi les sites et la période d'étude, il me fallait identifier parmi toutes les mesures effectuées par les photomètres celles correspondant réellement à des périodes nettement dominées par les poussières minérales. Holben et al. (1998) considèrent que des valeurs du coefficient d'Ångström, $\alpha_{(440/870)}$, inférieures à 0,4 sont typiques de situations dominées par des aérosols grossiers (sels de mer, aérosols terrigènes) alors que des valeurs plus fortes dénotent la présence d'aérosols submicroniques tels que ceux produits par les feux de biomasse et autres processus de combustion. C'est ce critère qu'ont retenu Bouet et al. (2019) pour sélectionner les épisodes de pollution causés par les poussières désertiques à la station de Medenine-IRA. Dans leur étude, Masmoudi et al. (2015) ont été encore plus restrictifs et ont considéré que les situations dominées par les aérosols désertiques étaient celles pour lesquelles $\alpha_{(440/870)}$ était inférieur à 0,3. Afin d'écartier les situations trop peu 'empoussiérées', un seuil minimal d'épaisseur optique à 440 nm (AOD_{440}) a été appliqué. Ce seuil a été déterminé sur la base de l'observation visuelle des représentations de $\alpha_{(440/870)}$ en fonction de AOD_{440} pour les 3 sites retenus (Fig. 5.10). Sur cette figure, on peut voir que, pour chaque site, c'est bien pour les valeurs de $\alpha_{(440/870)} < 0,3$ que l'on a les épaisseurs optiques les plus fortes, ce qui confirme que la zone d'étude est relativement peu polluée. La valeur retenue comme seuil d' AOD_{440} est donc de 0,3. Finalement, les critères retenus pour identifier les événements de poussières minérales sont les mêmes que dans (Masmoudi et al., 2015) : $\alpha_{(440/870)} < 0,3$ et $AOD_{440} > 0,3$.

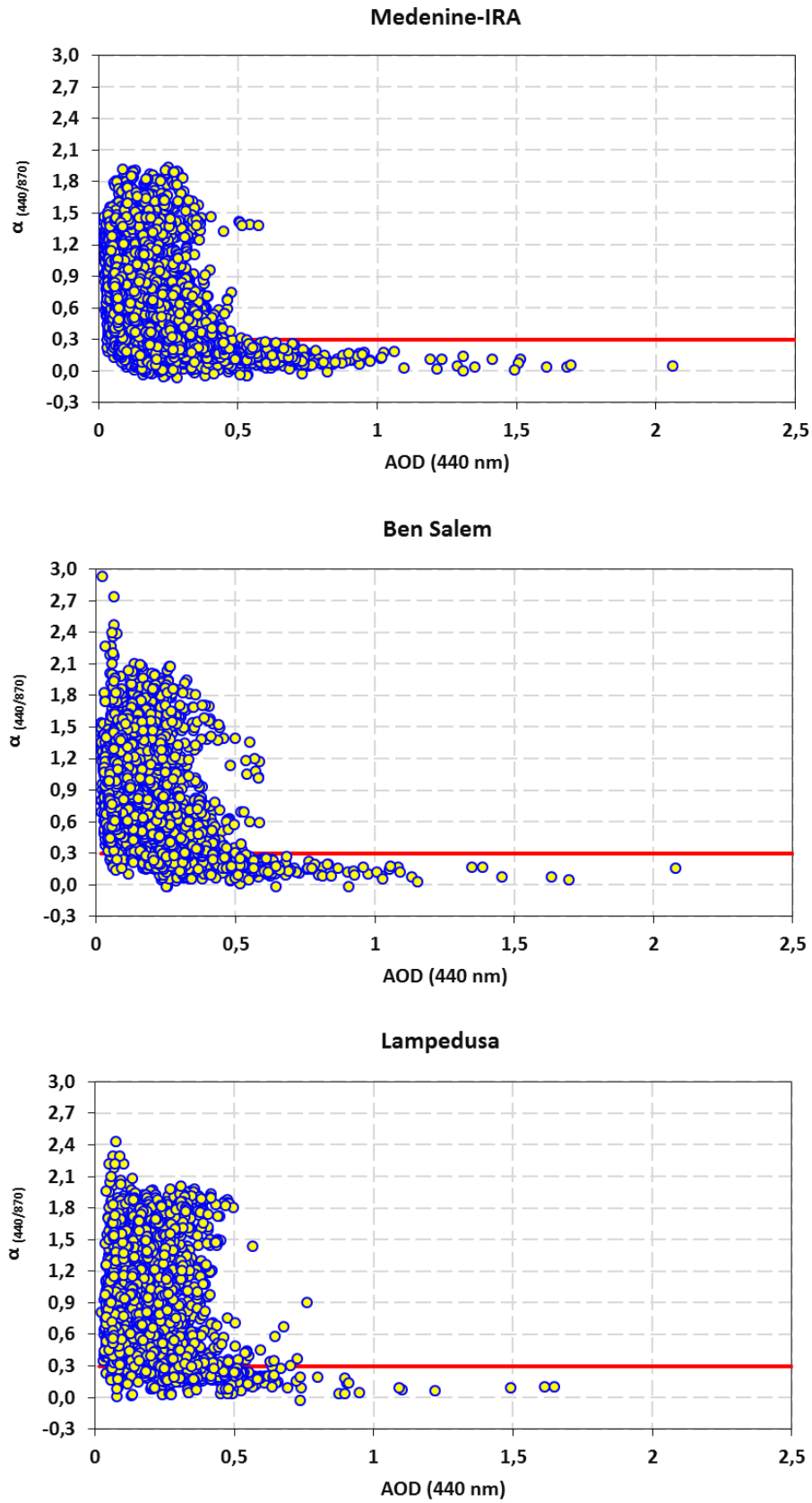


Figure 5.10 : Coefficient d'Angström $\alpha_{(440/870)}$ en fonction de l'épaisseur optique à 440 nm, AOD_{440} , pour les 3 sites AERONET de Medenine-IRA (haut), Ben Salem (milieu) et Lampedusa (bas).

2.2. Résultats

2.2.1. Nombre de cas retenus à chaque station

Après application des critères, il nous reste : 634 mesures ponctuelles pour le site de Medenine-IRA, 233 pour celui de Ben Salem et 89 pour Lampedusa. Comme attendu, on constate une décroissance rapide du nombre de cas dominés par les poussières au fur et à mesure que l'on se dirige vers le nord, c'est-à-dire que l'on s'éloigne des régions source.

2.2.2. Variabilité de la distribution granulométrique en volume

Afin de les rendre comparables, les distributions en volume obtenues à chaque station ont été normalisées en les divisant par l'épaisseur optique à 440 nm. Ensuite, la variabilité de cette distribution granulométrique normalisée a été quantifiée au moyen de paramètres statistiques classiques. Plus précisément, les centiles 0,5 (c'est-à-dire la médiane), et leur encadrement par les centiles 0,1 et 0,9 ont été calculés. Les résultats pour les trois stations sont représentés sur la Figure 5.11. On constate que les distributions normalisées sont similaires aux trois stations. Elles sont toutes caractérisées par la présence de trois populations de particules :

- un mode 'très fin' centré sur $0,2 \mu\text{m}$ et s'étendant jusqu'à environ $0,5 \mu\text{m}$. L'amplitude de ce mode est la plus variable. Masmoudi et al. (2015) avaient attribué l'origine de cette population de particules aux activités anthropiques et elle ne présente donc pas d'intérêt pour notre étude exclusivement centrée sur les aérosols minéraux. Par la suite, seules les particules supérieures à $0,5 \mu\text{m}$ seront considérées comme étant majoritairement d'origine éolienne.
- un mode 'fin' centré sur environ $1 \mu\text{m}$,
- un mode 'grossier', plus variable en amplitude, position et largeur, dont le maximum se trouve aux alentours de $4 \text{ à } 6 \mu\text{m}$.

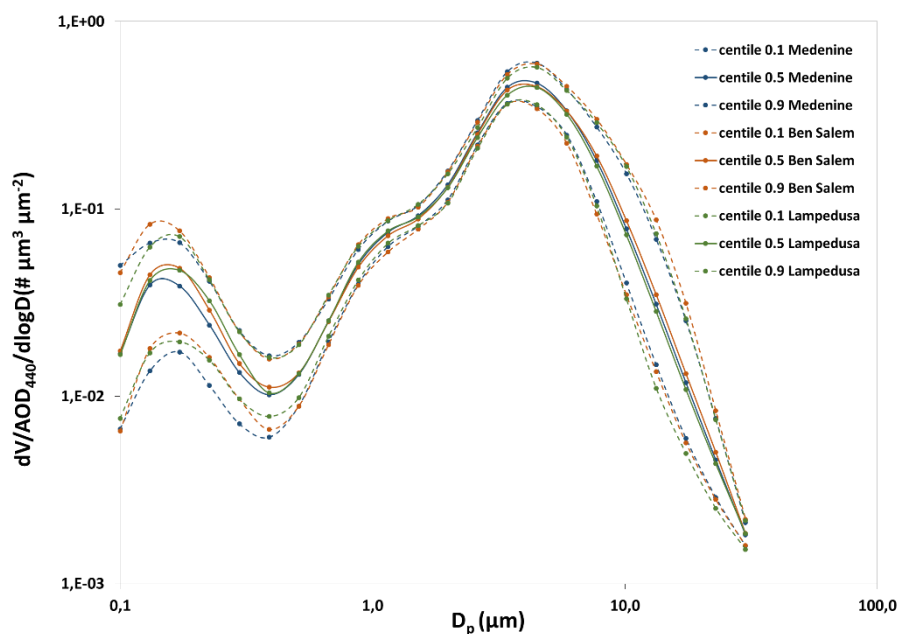


Figure 5.11 : Distribution granulométrique en volume des centiles 0,1, 0,5 et 0,9 pour les sites de Medenine-IRA (courbes bleues), Ben Salem (courbes orange) et Lampedusa (courbes vertes).

On remarque que la proportion de particules plus grosses que $10 \mu\text{m}$ est particulièrement faible. Même dans le cas du centile 0,9 qui leur est le plus favorable, la proportion cumulée de ces

particules ne dépasse pas 5% en volume. Par ailleurs, l'absence de différence de granulométrie des particules désertiques entre les différents sites tendrait à suggérer que son évolution au cours du transport est relativement limitée.

2.2.3. Granulométrie en nombre

Après conversion en nombre moyennant une hypothèse de sphéricité (Fig. 5.12), le poids des particules d'origine anthropique dans la distribution explose et celui des particules plus grosses que $10\ \mu\text{m}$ devient inférieur à 0,01% du total, donc négligeable.

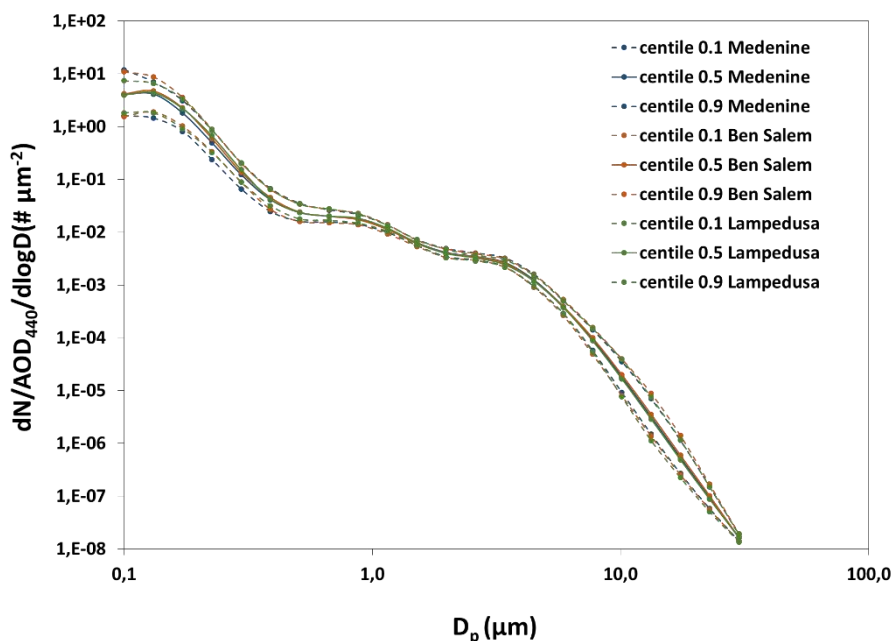


Figure 5.12 : Distribution granulométrique en nombre des centiles 0,1, 0,5 et 0,9 pour les sites de Medenine-IRA (courbes bleues), Ben Salem (courbes orange) et Lampedusa (courbes vertes).

3. Comparaison des granulométries mesurées près de la surface (en condition d'advection ou d'émission) et dans la colonne

Remarque préliminaire : comme son titre l'indique, l'objectif de cette section va être de comparer la distribution granulométrique de l'aérosol, qu'il soit émis ou transporté, selon qu'elle est mesurée avec les compteurs optiques dans la couche limite de surface ou obtenue par inversion de mesures radiométriques intégrées sur l'ensemble de la colonne atmosphérique. Cette comparaison n'est pas immédiate puisque l'on dispose d'un côté de mesures de concentrations en nombre (exprimées en part cm^{-3}) résolues en taille dans la gamme de diamètre $0,37-15,4\ \mu\text{m}$ avec un pas logarithmique (décimal) de $0,125$ et, de l'autre, de distributions en volume (en $\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$) converties en nombre et intégrées sur la colonne (en $\text{part } \mu\text{m}^{-2}$), pour des rayons entre $0,05$ et $15\ \mu\text{m}$ (soit des diamètres entre $0,1$ et $30\ \mu\text{m}$) et avec un pas de $0,119$ légèrement différent du précédent. Il faut donc tout d'abord développer un protocole de comparaison pour les distributions en nombre. Toujours en faisant l'hypothèse de sphéricité des particules, il sera ensuite facile de les convertir pour comparer les distributions en volume.

3.1. Méthode

La gamme de mesure des photomètres étant plus large que celle des Welas[®], la comparaison ne peut s'effectuer que dans la zone couverte par des deux types d'instruments. Nous avons arbitrairement choisi de retenir comme référence la plage 0,49-8,66 μm qui est le domaine utile des Welas[®] pour la quantification des flux d'émission (voir plus haut). Pour les photomètres, la gamme de diamètres coïncidant le mieux est 0,51-10,12 μm . C'est donc cette gamme de taille qui est retenue comme référence pour les mesures photométriques.

On utilise ensuite le contenu de ces deux gammes très proches pour normaliser les grandeurs (concentrations et flux verticaux) déduites des mesures des Welas[®] et celles des photomètres. Leurs valeurs sont donc maintenant toutes exprimées en pourcentages/dlog(D). On notera que, cumulée sur la totalité de la gamme de mesure des photomètres plus large que la gamme de référence, la somme des pourcentages dépasse 100%.

3.2. Résultats

La Figure 5.13 compare les distributions granulométriques en nombre déduites des observations photométriques sur les trois sites précédents avec celles mesurées sur le champ pendant les quatorze événements d'advection identifiés au cours des campagnes 2017 et 2018. Pour mémoire, les granulométries des flux d'émission en conditions neutre et instable sont également reportées.

On constate que, malgré les différences de méthodes utilisées pour les obtenir, les distributions granulométriques fournies par les mesures photométriques et par les mesures des compteurs optiques peuvent être, comme c'est le cas lors des événements d'advection Adv_2017, Adv_90 et Adv_77, remarquablement semblables au moins jusqu'à des diamètres de l'ordre de 5 μm . Au-dessus de cette taille, l'accord disparaît et les inversions AERONET sont plus pauvres en particules grossières. En revanche, les événements d'advection Adv_63, Adv_64, Adv_65, Adv_66, Adv_71, Adv_77, Adv_78 et Adv_85 sont notablement plus riches en particules grossières que ne le suggèrent la distribution en taille issue des mesures photométriques.

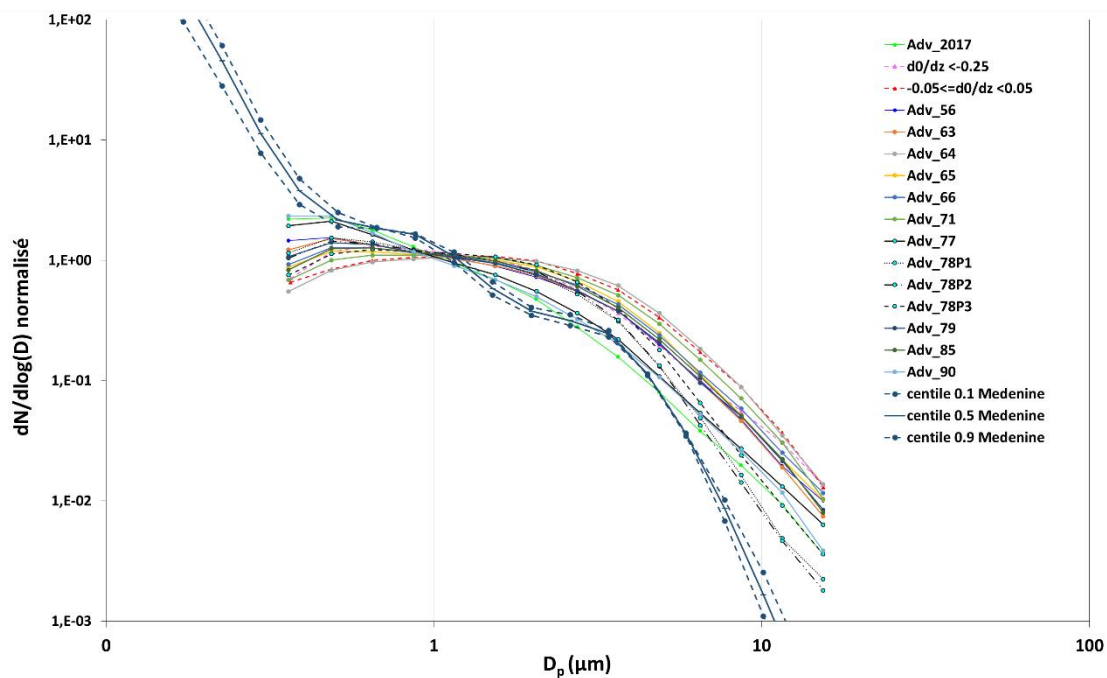


Figure 5.13 : Comparaison des distributions granulométriques en nombre des aérosols désertiques 1) obtenues par inversion des mesures photométriques du site AERONET

Medenine-IRA, 2) mesurées sur le site WIND-O-V en période d'émission ou d'advection. Toutes les distributions sont normalisées au contenu de la gamme 0,5-10 μm (voir texte pour plus de détails).

Le déficit de particules grossières des inversions AERONET par rapport à la plupart des mesures effectuées sur le champ avec les Welas[®] est encore plus patent sur les distributions en volume (Fig. 5.14). Le maximum du mode super-micronique se trouve entre 4 et 5 μm sur les inversions photométriques, ce qui est en accord avec le mode de particules générées en conditions d'émission très intenses, mais même dans ce cas on constate un déficit de particules grossières par rapport à Adv_78 P1, P2 et P3.

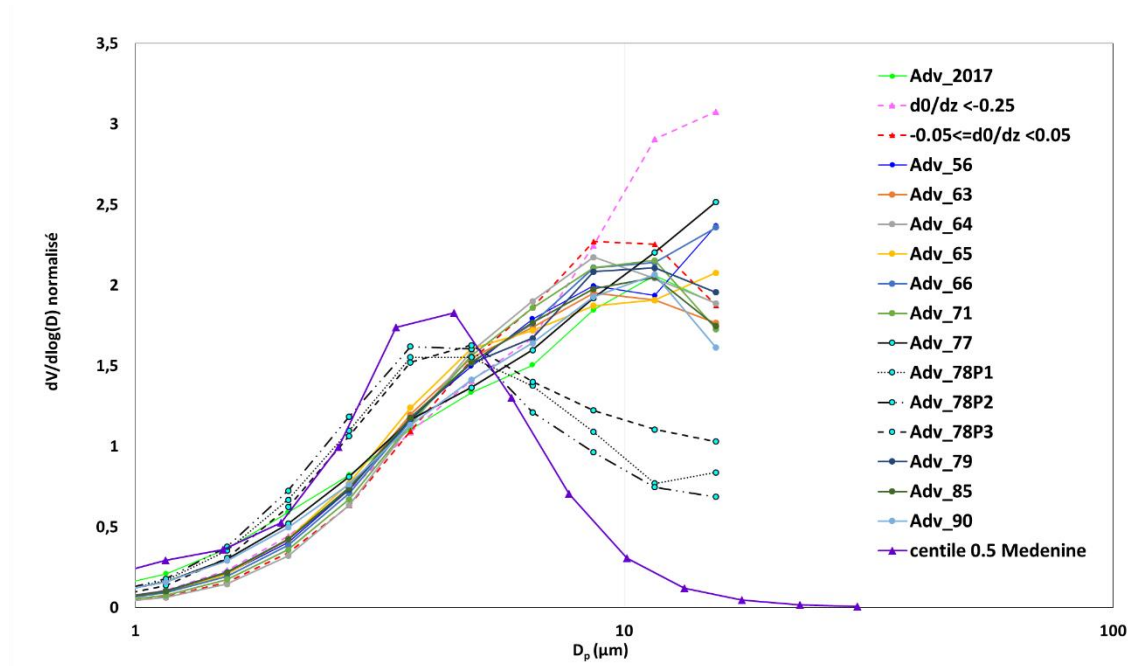


Figure 5.14 : Idem Figure 5.13 pour les distributions granulométriques en volume.

3.3. Discussion

Les résultats détaillés au paragraphe précédent ont montré que si la granulométrie du flux d'émission est plus ou moins riche en particules super-microniques selon les conditions dynamiques de la CLS, l'aérosol s'appauvrit cependant assez rapidement en particules grossières au cours du transport. Pour ce qui est des événements de transport détectés par les photomètres, nos critères de sélection et notamment celui sur l'épaisseur optique ($\text{AOD}_{440} > 0,3$) éliminent les événements peu intenses et donc défavorisent ceux générés par des vents modérés. Cela pourrait en partie expliquer que les inversions AERONET ne fournissent que des distributions granulométriques d'aérosol minéral correspondant au mode 'intermédiaire', c'est-à-dire typiques d'une production par des vents forts. De plus, cet aérosol a souvent déjà été transporté sur de relativement longues distances avant d'arriver au niveau de la station de mesure, ce qui pourrait contribuer à un appauvrissement supplémentaire en particules grossières.

Une autre explication, non exclusive de la précédente, serait que la contribution des particules de taille supérieure à 10 μm au champ de radiance mesuré par les photomètres dans le domaine solaire (UV/visible/proche infrarouge) est très faible et donc que le protocole d'inversion utilisé par AERONET n'a pas besoin d'elles pour simuler convenablement ce champ. En d'autres termes, la méthode d'inversion serait par nature inadaptée à la détection des particules 'grossières'.

Concernant ces dernières particules, on notera que, parce qu'elles sont très peu nombreuses, les compteurs optiques qui font des mesures de concentrations en nombre ont également beaucoup de mal à les quantifier. C'est ainsi qu'on a vu que même si on cumule les mesures sur toute la durée d'un évènement, la gamme utile des Welas[®] a du mal à dépasser une douzaine de μm .

Afin de comparer nos résultats à ceux d'autres régions source, nous avons recherché dans la littérature les (rares) travaux rapportant des distributions granulométriques d'aérosol désertique mesurées à des distances plus ou moins importantes de leurs sources. Les résultats de ces comparaisons sont présentés dans la section suivante.

4. Comparaison avec les données de la littérature

4.1. Données intégrées sur la colonne (AERONET)

Notre étude de la distribution granulométrique des évènements de poussière intenses ($\text{AOD}_{440} > 0,3$) détectés par les stations AERONET de la Méditerranée Centrale a mis en évidence une très faible variabilité de ces distributions. Ces résultats sont en bon accord avec les résultats de Masmoudi et al. (2015) qui montraient que les caractéristiques physiques de l'aérosol désertique, dont leur distribution granulométrique, étaient étonnamment homogènes dans toute la région MENA (Middle East and North Africa) allant du Cap Vert à la Péninsule Arabique, en passant par le Sahara et le Sahel. Les stations de Medenine-IRA et Ben Salem dont l'installation était encore trop récente n'avaient pas été incluses dans cette étude. Afin de montrer que les résultats de leurs mesures sont en bon accord avec ceux de l'étude susmentionnée, nous avons appliqué la même procédure de tri des évènements de poussière ($\text{AOD}_{440} > 0,3$, $\alpha_{(440/870)} < 0,3$), puis de discrimination statistique en percentiles 0,1, 0,5, 0,9, aux données d'une sélection de stations représentatives de la MENA. D'ouest en est, ces stations sont les suivantes : Cap Vert, Banizoumbou (Niger), Tamanrasset (Algérie), El Farafra (Egypte) et Solar Village (Arabie Saoudite).

La Figure 5.15 compare la médiane (percentile 0,5) des distributions en volume aux 8 stations. On constate une très faible variabilité de cette distribution d'une station à l'autre. En particulier, les trois stations de Méditerranée centrale (Medenine-IRA, Ben Salem, Lampedusa) ne se distinguent pas de celles de la bande Sahélienne (Cap Vert, Banizoumbou), du Sahara (Tamanrasset, El Farafra) ou de la Péninsule Arabique (Solar Village). Des observations similaires ont été faites sur les centiles 0,1 et 0,9, mais elles ne sont pas illustrées pour ne pas alourdir le document.

En résumé, ces derniers résultats confirment le remarquable manque de variabilité spatiale des caractéristiques des poussières minérales déjà signalé par Masmoudi et al. (2015). Elles sont les mêmes que l'on soit proche des sources (Banizoumbou, Tamanrasset, El Farafra, Solar Village) ou en zone de transport relativement éloignées (Cap Vert, Lampedusa). En particulier, l'absence quasi systématique de particules de diamètre $> 10 \mu\text{m}$, pourtant détectées sur le terrain par les compteurs optiques, semble dénoter une incapacité des processus d'inversion AERONET à rendre compte de la présence de ces particules.

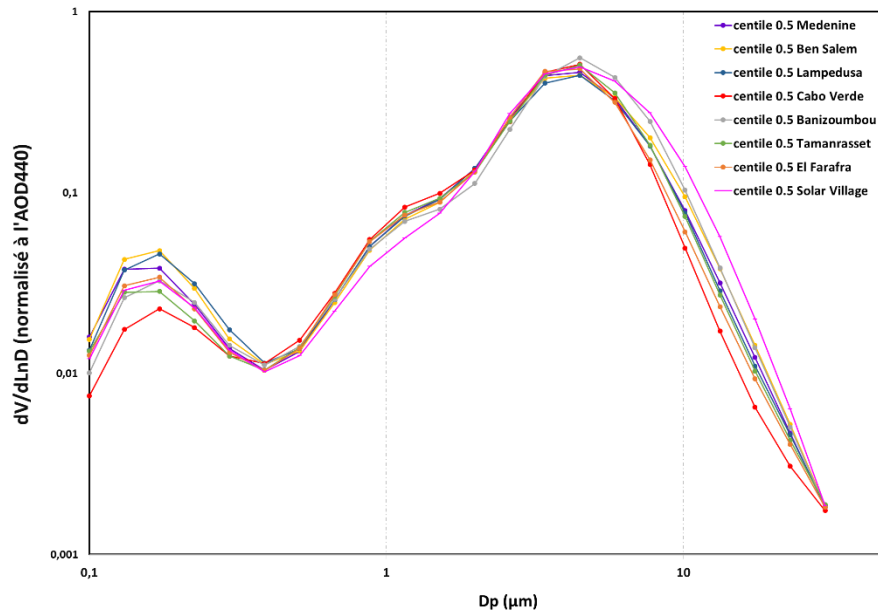


Figure 5.15 : Médiane des distributions granulométriques issues des mesures photométriques effectuées à 8 stations de la région MENA pendant les épisodes dominés par les poussières désertiques.

4.2. Données des campagnes internationales

4.2.1. Mesures de surface effectuées pendant AMMA

Pendant la campagne AMMA, des mesures de concentrations résolues en taille ont été effectuées au moyen de compteurs optiques GRIMM (GRIMM OPC 1.108, GRIMM Aerosol Technik GmbH & Co., Ainring, Germany) sur la parcelle expérimentale de Banizoumbou (Niger). Les données correspondant aux périodes d'advection ont été exploitées par Rajot et al. (2008) et celles correspondant aux périodes d'émission par Sow et al. (2009). On a déjà vu que ces derniers ont pu caractériser complètement trois épisodes d'émission : deux étant du type 'mousson' (ME1 et ME4) et un autre de type 'convectif' (CE4). Pour ce qui est de la distribution granulométriques des particules advectées au Niger, Rajot et al. (2008) avaient distingué plusieurs types de situations : advection lointaine de poussière (type 'D'), advection de poussière produite localement (type 'L'), et situations de mélange des poussières avec d'autres types de particules (issues des feux de biomasse, par exemple). Seuls les deux premiers types de situations sont d'intérêt pour notre étude centrée sur les aérosols désertiques.

Après normalisation selon la procédure décrite plus haut, les distributions granulométriques en nombre des trois événements d'émission d'AMMA ainsi que celles des poussières advectées d'origine locale (L) ou lointaine (D) peuvent être comparées à celles des événements d'émission et d'advection de WIND-O-V. Sur les distributions en volume (Figure 5.16), on remarque pour les deux sites la présence de deux modes très similaires centrés sur 4-5 μm (mode intermédiaire) et environ 10-12 μm (mode grossier). Aussi bien au Niger qu'en Tunisie, le mode intermédiaire devient prédominant lors des événements d'émission les plus intenses (CE4 pendant AMMA et Adv_78 P1, P2, P3 pendant WIND-O-V). Cette relative indépendance des caractéristiques des populations de particules émises par l'érosion vis-à-vis du type de sol suggère une certaine universalité comme l'avaient indiqué Alfaro et al. (1997) puis Alfaro et al. (2004). Pour ce qui concerne les distributions granulométriques en volume de WIND-O-V, nos résultats sont plutôt binaires. En effet, c'est soit le mode grossier, soit le mode intermédiaire qui domine. Dans les événements d'émission modérés (ME1 et ME4) ou d'advection d'AMMA, on observe plutôt

un mélange des deux populations de particules. Ce n'est que pendant CE4 que le mode intermédiaire devient franchement prédominant.

Pour ce qui concerne l'effet du transport, la comparaison du mode grossier des événements d'advection nigériens de types 'D' et 'L' permet de constater à nouveau un appauvrissement en particules de diamètre supérieur à 10 μm lors du transport à grande distance.

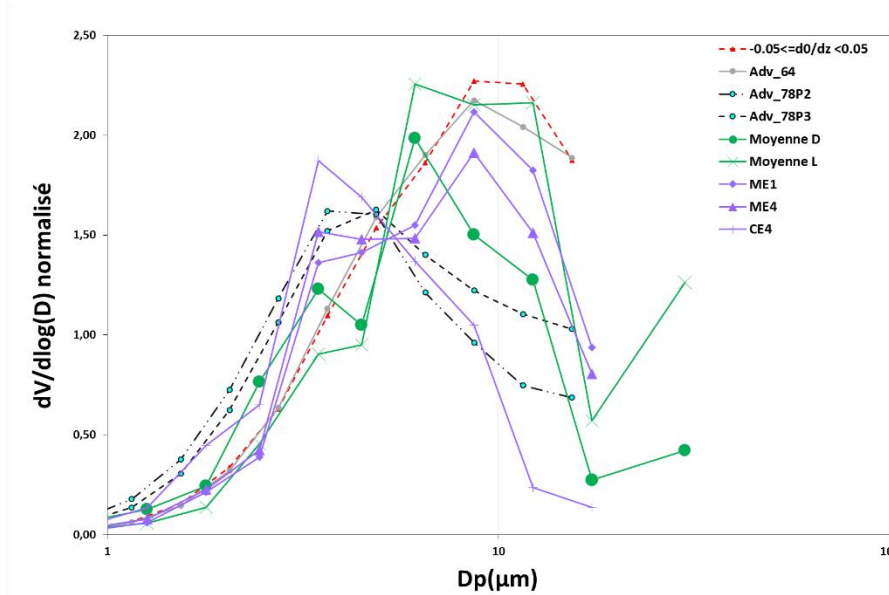


Figure 5.16 : Comparaison des distributions granulométriques normalisées des poussières sur le site tunisien de Dar Dhaoui pendant WIND-O-V et nigérien de Banizoumbou pendant AMMA. Les situations d'advection et d'émission sont considérées (voir texte pour plus de détails).

4.2.2. Mesures aéroportées (AMMA, SAMUM, Fennec, ADRIMED)

Dans leur article de revue, Denjean et al (2016) avaient comparé les distributions granulométriques des aérosols désertiques mesurées à bord d'avions de recherche volant dans les panaches de poussières pendant les principales campagnes internationales de caractérisation de ces aérosols réalisées dans le nord de l'Afrique : AMMA (Formenti et al., 2011) SAMUM-1 (Weinzierl et al., 2009), SAMUM-2 (Weinzierl et al., 2011), Fennec (Ryder et al., 2013) et ADRIMED (Denjean et al., 2016).

Suite à notre sollicitation, le Dr. C. Denjean nous a communiqué les données rassemblées pour cette étude et nous les avons comparées aux mesures de surface issues d'AMMA (Rajot et al., 2008; Sow et al., 2009) et aux nôtres (Fig. 5.16). Avant de discuter les résultats de cette comparaison, nous rappelons brièvement ici les conditions dans lesquelles les différentes campagnes aéroportées ont été réalisées.

Dans le cadre des périodes d'observations spéciales du programme AMMA, une campagne de mesures aéroportées a été réalisée en Afrique de l'Ouest depuis Niamey (Niger) en juin-juillet 2006 en utilisant l'avion de recherche français ATR-42 au-dessus de la zone comprise entre 2 et 17°N et entre 3 et 5°E. L'objectif de cette campagne estivale était de caractériser finement la convection et les aérosols présents dans cette région à cette époque de l'année. Pour ce faire, l'ATR-42 était équipé, d'une part des capteurs de base pour mesurer le rayonnement, la dynamique et les propriétés thermodynamiques de l'atmosphère (Saïd et al., 2010) et, d'autre part, d'un ensemble de capteurs permettant de caractériser les propriétés des aérosols (concentration, composition chimique, distribution granulométrique et propriétés optiques)

prélevés via la veine AVIRAD (Formenti et al., 2011). Vingt vols ont été réalisés entre une altitude minimale de 300 m et une altitude maximale de 7 km agl.

La campagne aéroportée SAMUM-1 (the Saharan Mineral Dust Experiment, Heintzenberg, (2008)) a été réalisée en mai-juin 2006 dans le sud du Maroc (Weinzierl et al., 2009). L'avion de recherche Falcon du DLR (Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt) a navigué principalement entre les stations de Ouarzazate (30°56,5'N ; 6°54,4'O) et Zagora (30°21'N ; 5°52'O), au Maroc, et celles de Cabo da Roca (38°47'N ; 9°30'O) et Evora (38°31,4'N ; 7°54'O), au Portugal. L'avion était équipé avec l'objectif de déterminer les propriétés des aérosols désertiques purs à proximité des régions sources. La campagne aéroportée SAMUM-2 a été réalisée en janvier-février 2008 avec le même avion, mais au Cap Vert, c'est à dire au large du Sénégal (Weinzierl et al., 2011). L'avion était équipé avec l'objectif de préciser l'évolution des propriétés des aérosols désertiques pendant le transport et leur mélange avec l'aérosol issu des feux de biomasse.

Durant Fennec (Washington et al., 2012), l'avion anglais FAAM (Facility for Airborne Atmospheric Measurements) a effectué 11 vols au-dessus de la Mauritanie et du Mali en juin 2011 (Ryder et al., 2013). L'avion était équipé avec l'objectif de caractériser les aérosols désertiques échantillonnés dans la couche limite saharienne.

Durant la campagne ChArMEx/ADRIMED (the Chemistry Aerosol Mediterranean Experiment/ Aerosol Direct Radiative Impact on the regional climate in the MEDiterranean region), des mesures aéroportées ont été réalisées en juin-juillet 2013 afin de caractériser les poussières minérales sahariennes transportées sur le bassin méditerranéen ouest. L'avion ATR-42 a effectué 16 vols dans la zone comprise entre 35 et 43°N et entre -4 et 13° E. Dans son analyse, Denjean et al. (2016) se concentrent sur 9 vols pour lesquels les épisodes des poussières détectés ont des origines différentes (Algérie, Tunisie et Maroc) et un temps de transport de 1 à 5 jours.

Sur la Figure 5.17 résumant les résultats de ces mesures, nous retrouvons les grandes caractéristiques déjà déduites des mesures sol AMMA et WIND-O-V. A savoir :

- la présence d'un mode grossier autour de 10 μm et d'un mode intermédiaire autour de 4 à 5 μm ,
- le mode grossier est le plus souvent observé seul, comme c'est le cas dans les mesures effectuées au-dessus Sahara (Fennec et SAMUM1) ou au-dessus de la Méditerranée (ADRIMED).
- les résultats des mesures effectuées au Niger pendant AMMA se distinguent par la présence simultanée des deux modes, intermédiaire et grossier, et ce qu'elles aient été réalisées au sol en conditions d'émission (Sow et al., 2009) ou d'advection (Rajot et al., 2008) ou en altitude (Formenti et al., 2011).
- Enfin, le cas d'advection Adv78_P1, P2, P3 observé en Tunisie est atypique par la prédominance du mode intermédiaire. Ce dernier cas est tout à fait comparable au cas CE4 de Sow et al. (2009).

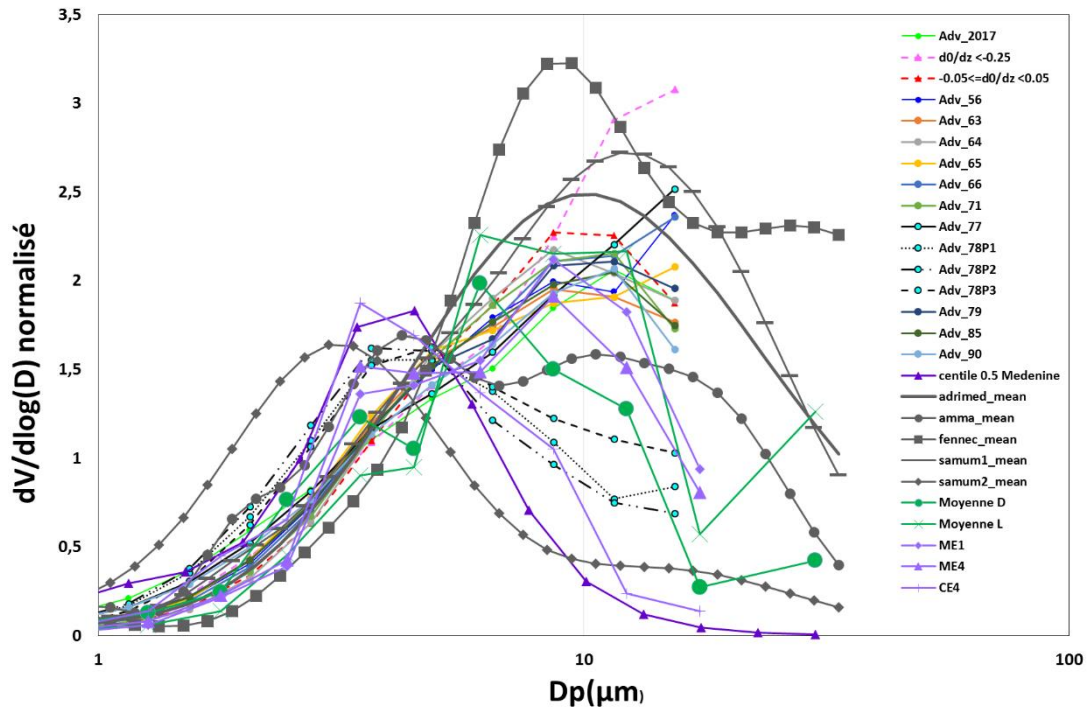


Figure 5.17 : Comparaison des distributions granulométriques normalisées des poussières sur le site tunisien de Dar Dhaoui pendant WIND-O-V, nigérien de Banizoumbou pendant AMMA, et la distribution granulométrique aéroportée pendant les campagnes internationales AMMA, SAMUM-1, SAMUM-2, Fennec et ADRIMED.

5. Conclusion

La question de la variabilité de la distribution granulométrique de l'aérosol terrigène dans la région du Sahara/Sahel a été abordée de deux manières différentes mais complémentaires : via les distributions en nombre qui mettent l'accent sur les particules les plus fines et via celles en volume qui privilégient l'observation des particules supermicroniques. Une fois réunies, les informations tirées de ces deux méthodes permettent de tirer les conclusions suivantes :

Quelle que soit la région considérée, les particules sont principalement distribuées dans 3 modes :

- un mode 'fin' centré sur $0,5 \mu\text{m}$ (en nombre) ou $0,7 \mu\text{m}$ (en volume). Ce mode est omniprésent et peu modifié par le transport à longue distance. Les aérosols interagissant fortement avec le rayonnement ayant une longueur d'onde proche de leur taille, la prise en compte de ce mode fin est fondamentale pour la quantification de l'impact radiatif dans le domaine solaire. En revanche, pour tous les effets reposant sur la masse (dépôt, transfert de matière), ce mode peut être négligé.
- un mode grossier centré (en volume) sur $10 \mu\text{m}$. C'est le mode dominant le plus souvent les distributions en volume. Ainsi, il a été le seul observé pendant les événements d'émission documentés pendant WIND-O-V. Il domine aussi les distributions en volume documentées lors des campagnes aéroportées effectuées au-dessus du Sahara ou sous leur vent. Du fait de leur masse importante, ces particules ont tendance à sédimenter rapidement et on observe une évolution de leur mode au cours du transport.
- un mode intermédiaire centré (toujours en volume) sur 4 à $5 \mu\text{m}$. Ce mode est plus rarement observé sauf au Niger où il coexiste systématiquement avec le mode grossier.

Les proportions du mélange sont en général variables, mais elles semblent liées à la vitesse du vent lors des épisodes d'émission. Le fait que les violents événements de type convectif soient les plus riches en particules du mode intermédiaire est cohérent avec les résultats des simulations de sandblasting effectuées en soufflerie qui montraient un décalage vers les fines aux vitesses de vent fortes. Que ce décalage ait également été observé en Tunisie lors d'un événement de transport ayant immédiatement suivi un coup de vent particulièrement fort abonde également dans ce sens.

Pour être complet, il faut rappeler que les méthodes optiques employées dans la plupart des campagnes de terrain pour caractériser la granulométrie des particules sont mal adaptées à la détection des particules plus grosses qu'une dizaine de microns. A partir de nos mesures, il est donc impossible de tirer des conclusions définitives sur la présence en suspension dans l'atmosphère de particules 'géantes' (de plusieurs dizaines de microns). La granulométrie de l'aérosol mesurée pendant Fennec (voir Fig. 5.17) suggère la présence d'un mode de telles particules. Le fait qu'on les retrouve dans les dépôts éoliens à des distances importantes des sources (van der Does et al., 2018; Ryder et al., 2019) atteste également de leur capacité à voyager plus loin que ne le suggèrent les modèles.

Chapitre 6 : Conclusion et Perspectives

La nature des processus impliqués dans l'érosion éolienne est aujourd'hui bien connue : la reptation et la saltation des 'grains de sable' mobilisés par l'action du vent puis la libération de particules fines sous l'effet des chocs qui en résultent (sandblasting) ont été largement documentées depuis les travaux pionniers de Bagnold (1941). Toutefois, de nombreuses incertitudes demeurent quant à deux caractéristiques fondamentales du flux vertical des poussières émises depuis les zones arides ou semi-arides : 1) l'intensité de ce flux et 2) sa distribution granulométrique.

En effet, même si on trouve dans la littérature plusieurs modèles d'émission développés à partir de considérations théoriques et/ou d'observations (en conditions naturelles ou en laboratoire), des désaccords profonds existent toujours entre leurs auteurs, notamment quant à la nature des paramètres physiques qui contrôlent d'abord la distribution en taille des particules libérées par le sandblasting puis leur entrainement verticalement à travers la Couche Limite de Surface (CLS). Même si elle évolue par la suite au cours du transport, cette distribution initiale des particules émises conditionne en grande partie la taille des particules que l'on va retrouver en suspension dans l'atmosphère, et donc les différents impacts de ces particules sur l'environnement.

La raison principale des désaccords entre modèles est le manque de mesures de terrain permettant de les contraindre et donc de les améliorer. Mon travail de thèse a été mené à bien dans le cadre du projet ANR WIND-O-V dont l'objectif principal était de pallier ce manque de données observationnelles en caractérisant le plus complètement possible les événements d'émission et de transport survenus au cours de ses deux campagnes réalisées aux printemps 2017 et 2018 sur la parcelle expérimentale de l'Institut des Régions Arides de Médenine, dans le sud tunisien. La parcelle a été équipée de façon à documenter complètement la variabilité de la dynamique de la couche limite de surface et celles des concentrations en particules résolues en taille à 2 et 4 mètres au-dessus de la surface. Après une vérification rigoureuse de la qualité des données collectées, l'application de la méthode du gradient mise au point par Gillette et al. (1972) nous a permis de calculer les flux verticaux en nombre dans 11 classes de tailles comprises entre 0,46 et 8,66 μm de diamètre.

Sur le champ homogène, dépourvu de végétation et régulièrement lissé de la campagne WIND-O-V 2017, 8 événements d'érosion ont été documentés ce qui a permis de relier l'amplitude du flux vertical et sa distribution granulométrique aux paramètres caractérisant les conditions aérodynamiques. Le principal résultat de notre étude est que, en conditions d'émission, le flux vertical des particules de taille inférieure à environ 4 μm est extrêmement sensible à la stratification thermique de la CLS : il augmente avec la vitesse de friction mais aussi très rapidement avec l'instabilité, et ce d'autant plus que les particules sont fines. Pour les particules plus grosses que 4 μm , l'effet de l'instabilité est négligeable. En revanche, le flux augmente d'autant plus vite que les particules sont grosses, ce qui conduit à un enrichissement du flux vertical en conditions de vent fort. Il se confirme que, contrairement à ce qui est considéré dans certaines théories, la distribution granulométrique du flux vertical n'est pas invariable. De plus, cette distribution ne dépend pas que de la vitesse de friction mais aussi de l'instabilité de la CLS.

Les interprétations physiques de ces nouvelles observations font intervenir deux effets se situant à des niveaux différents :

Comme proposé par Shao et al. (2020), la variabilité haute fréquence du vent serait plus forte en conditions instables, ce qui en retour augmenterait l'énergie cinétique des grains entrainés en saltation et favoriserait la production de particules fines (Alfaro et al., 1997).

Contrairement à l'hypothèse originale de Gillette et al. (1972), la diffusivité turbulente des particules de diamètre inférieur à $10\ \mu\text{m}$ n'est pas constante mais décroît avec la taille. Ce qui entraîne une sous-représentation des particules les plus grossières dans le flux vertical par vents modérés. Cette sous-représentation est moins marquée par vents forts.

Une première piste de recherche pour la suite de ce travail de thèse consisterait donc à étudier plus précisément les liens entre la saltation et le flux vertical de particules. Les données collectées pendant WIND-O-V devraient permettre d'avancer rapidement dans cette voie. L'exploitation de résultats acquis pendant d'autres campagnes (notamment JADE) pourrait se faire en collaboration. Une deuxième piste de recherche consisterait à réaliser des simulations numériques permettant de préciser la dépendance à la taille de la diffusivité turbulente des particules de diamètre inférieur à $10\ \mu\text{m}$.

Quelles que soient les proportions relatives des rôles joués par ces deux effets, on voit bien que la granulométrie du flux vertical ne peut être prédite à partir de la simple description des caractéristiques du sol (rugosité, distribution en taille, humidité, encroutement...) et d'une valeur de la vitesse de friction. En particulier, les lois en puissance utilisées jusque-là pour caractériser l'augmentation du flux vertical avec z devaient être complétées de façon à rendre compte de l'effet de l'instabilité de la couche limite de surface. L'exploitation des résultats de WIND-O-V nous a permis de montrer que l'utilisation d'une fonction relativement simple de type Gillette & Passi (1988) modifiée améliorerait considérablement la représentation des flux verticaux mesurés.

Les effets de l'instabilité ayant été mis en évidence pour la première fois à partir de mesures de flux obtenus par la méthode du gradient, nous avons montré qu'ils restaient valables en employant une méthode indépendante (celle de l'Eddy-Covariance) également mise en œuvre pendant WIND-O-V. Cette importante vérification faite, nous avons cherché à montrer que nos résultats n'étaient pas spécifiques à notre parcelle expérimentale. Pour cela, nous avons exploité les données de l'expérience JADE (réalisée en Australie) communiquées par nos collègues Y. Shao et M. Ishizuka. Les résultats obtenus confirment nos conclusions quant à l'influence majeure de l'instabilité sur la granulométrie du flux vertical de particules de taille inférieures à $4\ \mu\text{m}$ et à la possibilité d'en rendre compte par l'équation 4.6.

Quel que soit le degré d'instabilité de la CLS, les distributions granulométriques en nombre ou converties en volume sont bimodales. En nombre, il existe un mode fin centré autour de $0,58\ \mu\text{m}$ et un deuxième mode, plus grossier, dont le diamètre géométrique moyen varie de $1,93\ \mu\text{m}$ en conditions neutres à $1,20\ \mu\text{m}$ en conditions instables. En volume, un mode aux environs de $10\ \mu\text{m}$ domine les flux d'émission mais un mode plus fin centré sur $4\ \mu\text{m}$ est également observé. Comparée à la granulométrie des flux d'émission de JADE, les flux tunisiens apparaissent plus riches en grosses particules. Cela mériterait d'être étudié de manière plus poussée, mais cette différence de granulométrie pourrait refléter une différence d'énergie cinétique des grains en saltation sur les deux sites ; cette différence résultant elle-même du fait que les grains de sable étaient plus fins et les vitesses de vent atteintes plus faibles en Tunisie qu'en Australie.

La deuxième partie de la thèse a consisté à étudier la granulométrie des particules advectées en-dehors des périodes d'érosion active. Ces particules sont donc présentes dans l'atmosphère lorsque le vent est assez faible et elles peuvent avoir une origine soit régionale, soit plus lointaine. Pendant les périodes d'observations 2017 et 2018 de WIND-O-V, 14 événements satisfaisant nos critères de sélection ont été documentés.

Des différences importantes de distributions granulométriques en nombre sont observées entre évènements. En effet, certains évènements (e.g., Adv_2017, Adv_77 et Adv_90) sont extrêmement riches en particules submicroniques (mode autour de $0,5 \mu\text{m}$), alors que d'autres (e.g., Adv_64) sont plus riches en particules supermicroniques avec une distribution granulométrique similaire à celle observée pendant les périodes d'émission locale, que ce soit en conditions neutres ou instables. En volume, la plupart des évènements sont caractérisés par la présence d'une population de particules supermicroniques dominante dont le diamètre géométrique médian est situé aux environs de $10 \mu\text{m}$, comme observé pendant les périodes d'émission. Dans ce schéma, un évènement (Adv_78) fait figure d'exception avec un mode en volume entre 4 et $5 \mu\text{m}$, et donc nettement plus fin que les autres. Une analyse de ces observations combinant l'exploitation des données des concentrations massiques (TEOMTM) et de vent mesurées à la station de l'IRA Médenine, les simulations du modèle CHIMERE, ainsi que la reconstruction des trajectoires des masses d'air par le modèle HYSPLIT, nous a permis d'expliquer ces différences de granulométries advectées. Elles sont liées aux conditions dynamiques régnant lors de l'émission, éventuellement modifiées ensuite du fait d'un transport plus ou moins lointain. Ainsi, dans les distributions en nombre, le mode 'très fin' centré sur $0,5 \mu\text{m}$, est toujours observé à côté d'un mode plus grossier et aussi plus variable parce qu'il est moins facilement transporté sur de grandes distances. Dans les distributions en volume des évènements d'origine proche (locale ou régionale), un mode grossier situé aux alentours de $10 \mu\text{m}$ domine la plupart des distributions, ce qui est en bon accord avec les observations des 8 évènements d'émission de WIND-O-V. La singularité de Adv_78, dominé par un mode 'intermédiaire' centré sur environ 4 à $5 \mu\text{m}$, s'explique par le fait qu'il a succédé à un coup de vent particulièrement fort et donc à des conditions de génération particulièrement énergétiques conduisant à la libération de particules plus fines que pendant les autres épisodes d'érosion. La question se pose alors de savoir si ces évènements forts sont fréquents ou pas dans la région. Une étude systématique des séries temporelles de vent de surface mesuré ou simulé sur plusieurs années permettrait de répondre facilement à cette question.

Afin de comparer les granulométries d'aérosols transportés près de la surface avec celles de l'aérosol contenu dans l'ensemble de la colonne atmosphérique, nous avons d'abord utilisé les granulométries en volume obtenues par inversions des mesures des photomètres AERONET de l'IRA Médenine, de Ben Salem et de Lampedusa. Quelle que soit la station, les distributions mesurées sont similaires, avec un mode en volume dominant toujours centré sur 4 à $6 \mu\text{m}$ et une absence systématique de particules plus grossières, notamment celles du mode à $10 \mu\text{m}$ observé près de la surface. La comparaison avec les mesures aéroportées disponibles dans la littérature montre pourtant que ces particules sont transportées à des altitudes atteignant plusieurs kilomètres. En résumé, il semble que les inversions photométriques ne soient pas sensibles à la présence de ces particules grossières.

Nos résultats, notamment ceux concernant la dépendance de l'intensité et de la distribution granulométrique du flux vertical de poussière à la stabilité de la couche limite de surface lors des évènements érosifs, devront être pris en compte dans la simulation du cycle de l'aérosol désertique.

Cependant, la question de l'influence du fractionnement granulométrique sur la composition (minéralogique et élémentaire) du flux vertical reste pour l'instant ouverte. L'exploitation des mesures de composition des flux massiques de PM₁₀, PM_{2.5} et PM₁ effectuées pendant plusieurs périodes d'émission de WIND-O-V devraient apporter, au moins pour le sud tunisien, des éléments de réponse originaux à cette question peu abordée dans la littérature. Ensuite, afin de mieux relier la composition des flux d'émission à celles des sols, des études similaires devront être conduites dans d'autres régions source avec une composition des horizons de surface des sols très différente de celle du sud tunisien.

Outre les mesures en période d'érosion nécessairement limitées dans le temps pour des raisons de coûts, un suivi sur le long-terme de la composition des aérosols terrigènes en suspension dans l'atmosphère pourrait également apporter des informations extrêmement utiles, bien qu'indirectes, sur l'importance et la variabilité du fractionnement géochimique à l'émission dans une région donnée. Sans nécessairement installer immédiatement de nouvelles stations permanentes, celles existant au Sahel (transect sahélien – Marticorena et al. (2010)) ou à l'IRA Médénine pourraient être complétées pour assurer ce suivi.

Enfin, la modélisation pourrait utilement être mise à profit pour réaliser des tests de sensibilité permettant de mieux quantifier l'influence de la stabilité thermique de la CLS en période d'émission sur 1) la composition du flux vertical, et 2) l'épaisseur optique spectrale des aérosols émis puis transportés dans l'atmosphère

Liste des acronymes

AAI : Aerosol Absorbing Index
ADRIMED : Aerosol Direct Radiative Impact on the regional climate in the MEDiterranean region
AEROCOM : Aerosol Comparisons between Observations and Models
AERONET : AErosol RObotics NETwork
agl : above ground level
AI : Aridity Index
AMMA : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
ANR : Agence National de la Recherche
AOD : Aerosol Optical Depth
ASTPC : Aspirated Shield with FineWire Thermocouple type Chromel Constantan
BSNE : Big Spring Number Eight
CEPMET : Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
ChArMEx : the Chemistry Aerosol Mediterranean Experiment
CLA : Couche Limite Atmosphérique
CLS : Couche Limite de Surface
CNRS : Centre National de Recherche Scientifique
CPCS : Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols
DEL : diode électroluminescente
DLR : Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt
DRX : Diffraction à Rayons X
EC : Eddy-Covariance ou Eddy-Corrélation
FAAM : Facility for Airborne Atmospheric Measurements
FAO : Food and Agriculture Organization
GDAS : Global Data Assimilation System
HYSPLIT : HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectories
INRAE : Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'alimentation et l'Environnement
IPCC : the Intergovernmental Panel on Climate Change
IRA : Institut des Régions Arides
JADE: the Japanese Australian Dust Experiment
LOA : Laboratoire d'Optique Atmosphérique
MEB : Microscope Electronique à Balayage
MENA : Middle East and North Africa
MODIS : Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer
NASA : National Aeronautics and Space Administration
PHOTONS : Photométrie de Traitement Opérationnel pour la Normalisation Satellitaire
PM1 : Particulate Matter with a diameter smaller than 1 μm
PM10 : Particulate Matter with a diameter smaller than 10 μm
PM2.5 : Particulate Matter with a diameter smaller than 2.5 μm
PM20 : Particulate Matter with a diameter smaller than 20 μm
SAMUM : the Saharan Mineral Dust Experiment

TEOM™ : Tapered Element Oscillating Microbalance

TOMS : Total Ozone Mapping Spectrometer

TSP : Total Suspended Particles

Welas® : White Light Spectrometer

WIND-O-V : WIND erOsion in presence of sparse Vegetation

Liste des symboles

| <i>Symbole</i> | Signification | Unité |
|-----------------------------|--|--|
| AOD_1 | Aerosol Optical Depth pour la longueur d'onde 1 | |
| AOD_λ | Aerosol Optical Depth pour la longueur d'onde λ | |
| P_s | Coefficient de calibration | |
| Q | flux de saltation | $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ |
| F_v | flux vertical | $\text{part m}^{-2} \text{s}^{-1}$ $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| $\partial\theta/\partial z$ | gradient de température | K m^{-1} |
| g | l'accélération de la pesanteur | $9,81 \text{ m s}^{-2}$ |
| $\Delta\theta_f$ | l'écart de température calculé | K |
| $\Delta\theta_m$ | l'écart de température mesuré | K |
| u | la composante horizontale de la vitesse moyenne | m s^{-1} |
| C_{lmes} | la concentration brute en aérosols au niveau bas | part m^{-3} |
| C_{hmes} | la concentration brute en aérosols au niveau haut | part m^{-3} |
| C_l | la concentration en aérosols au niveau bas | part m^{-3} |
| $C_{l,i}$ | la concentration en aérosols au niveau bas pour la classe de taille i | part m^{-3} |
| C_h | la concentration en aérosols au niveau haut | part m^{-3} |
| $C_{h,i}$ | la concentration en aérosols au niveau haut pour la classe de taille i | part m^{-3} |
| k | la constante de von Karman | 0,4 |
| R | la constante des gaz parfaits | $8,31 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ |
| τ | la contrainte de cisaillement du sol | $\text{kg m s}^{-1}/(\text{m}^2 \text{ s})$ |
| $\rho_a ; \rho$ | la densité de l'air | kg m^{-3} |
| ρ_p | la densité des particules | kg m^{-3} |
| RD | la différence relative entre les concentrations mesurées | |
| w' | la fluctuation verticale de la vitesse du vent | m s^{-1} |
| ψ_m | la fonction de correction de stabilité | |
| ψ_h | la fonction de correction de stabilité | |
| z_l | la hauteur de mesure en bas | m |
| z_h | la hauteur de mesure en haut | m |
| z | la hauteur par rapport au sol | m |
| λ | la longueur d'onde | m |
| L | la longueur de Monin-Obukhov | m |
| P | la pression | Pa |

| | | |
|--------------------|---|--|
| r_a | la résistance aérodynamique de l'air | $s\ m^{-1}$ |
| r_s | la résistance de surface | $s\ m^{-1}$ |
| Z_0 | la rugosité de la surface | m |
| T | la température absolue de l'air | K |
| θ_* | la température de friction | K |
| θ | la température potentielle | K |
| μ_a | la viscosité dynamique de l'air | Pa s |
| U_f | la vitesse calculée | $s\ m^{-1}$ |
| V_{Impa} | la vitesse d'impaction | $m\ s^{-1}$ |
| V_{Inter} | la vitesse d'interception | $m\ s^{-1}$ |
| V_d | la vitesse de dépôt | $s\ m^{-1}$ |
| $V_{\text{Dépôt}}$ | la vitesse de dépôt sec | $m\ s^{-1}$ |
| V_{Brown} | la vitesse de diffusion brownienne | $m\ s^{-1}$ |
| u_* | la vitesse de friction | $m\ s^{-1}$ |
| u_{*t} | la vitesse de friction seuil | $m\ s^{-1}$ |
| $V_{\text{Sédim}}$ | la vitesse de sédimentation | $m\ s^{-1}$ |
| V_s | la vitesse de sédimentation gravitationnelle | $m\ s^{-1}$ |
| U_m | la vitesse mesurée | $s\ m^{-1}$ |
| α | le coefficient d'Angström | |
| K_m | le coefficient d'échange de mouvement | |
| K_p | le coefficient d'échange turbulent de la quantité de matière | |
| R^2 | le coefficient de détermination | |
| $d_p ; D_{g,i}$ | le diamètre des particules | μm |
| C_c | le facteur de correction de Cunningham | |
| F_s | le flux de sédimentation | $\text{part}\ m^{-2}\ s^{-1}$ $\text{kg}\ m^{-2}\ s^{-1}$ |
| F_d | le flux diffusif | $\text{part}\ m^{-2}\ s^{-1}$ $\text{kg}\ m^{-2}\ s^{-1}$ |
| $F_{v,i}$ | le flux vertical d'aérosols pour chaque classe de taille i | $\text{part}\ m^{-2}\ s^{-1}$ |
| Ri | le nombre de Richardson | |
| P | Le poids | N |
| r | le rayon des particules | μm |
| u', v' | les fluctuations des composantes horizontales de la vitesse du vent | $m\ s^{-1}$ |
| λ_a | parcours moyen des molécules de gaz dans l'air | $6,6\ 10^{-6}\ \text{cm}$ |

Annexe A

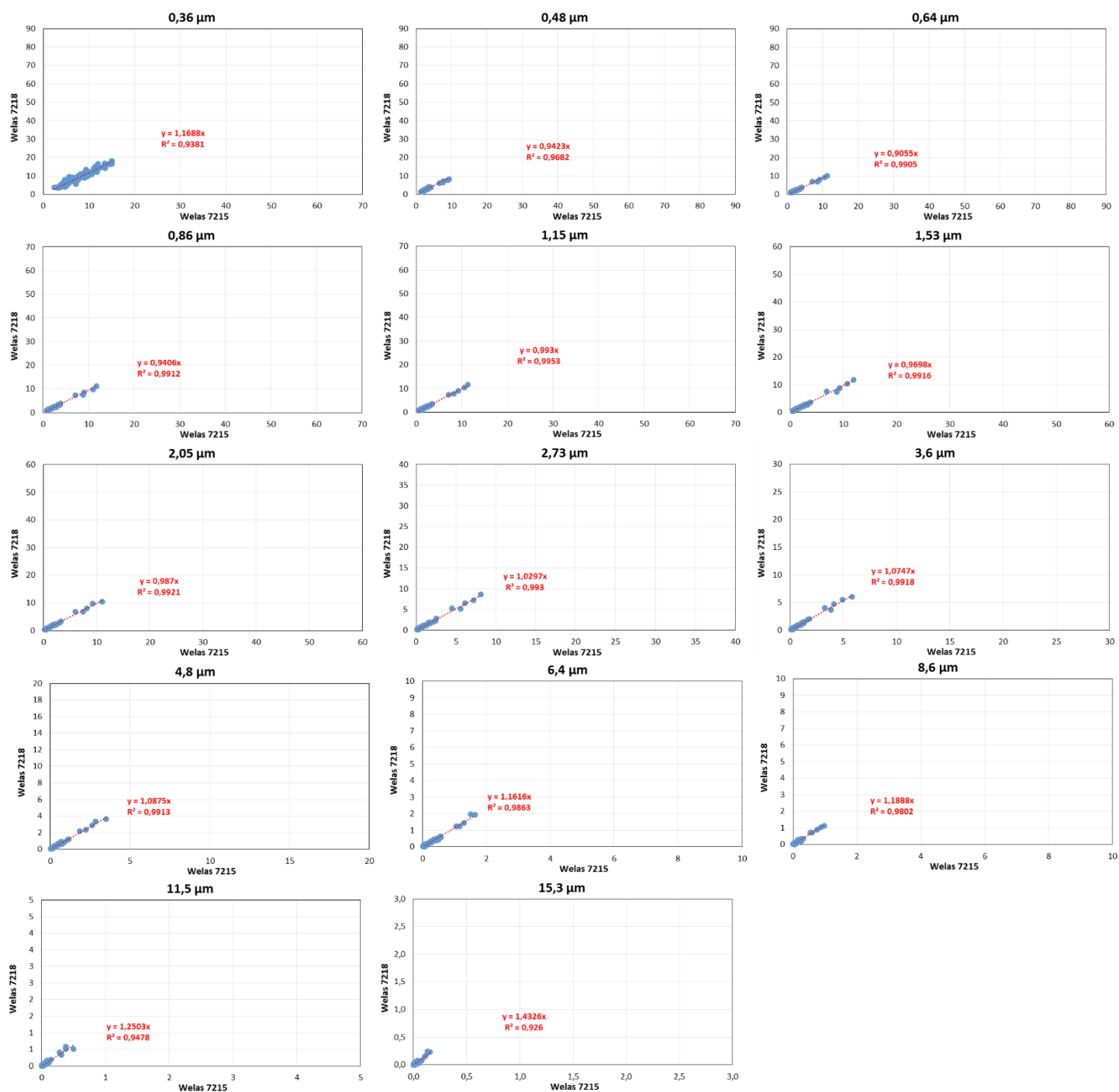


Figure A1 : Concentrations mesurées par le Welas®7218 en fonction des concentrations mesurées par le Welas®7215 pendant la première période d'intercomparaison de la campagne 2017. L'équation de la droite de régression linéaire forcée à zéro et le coefficient de détermination (R^2) sont également reportés.

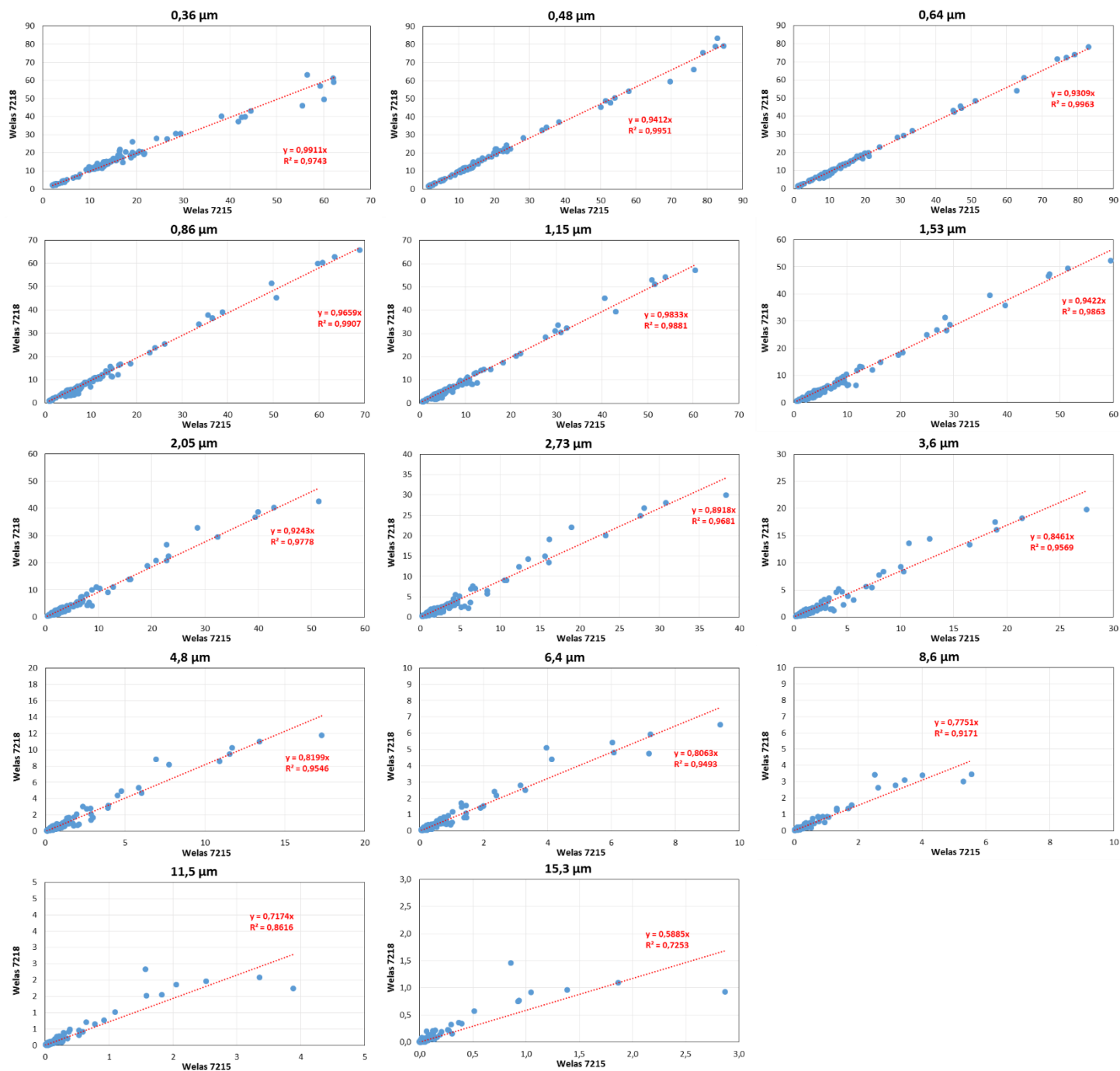


Figure A2 : Idem Figure A1 mais pour la seconde période d'intercomparaison de la campagne 2017.

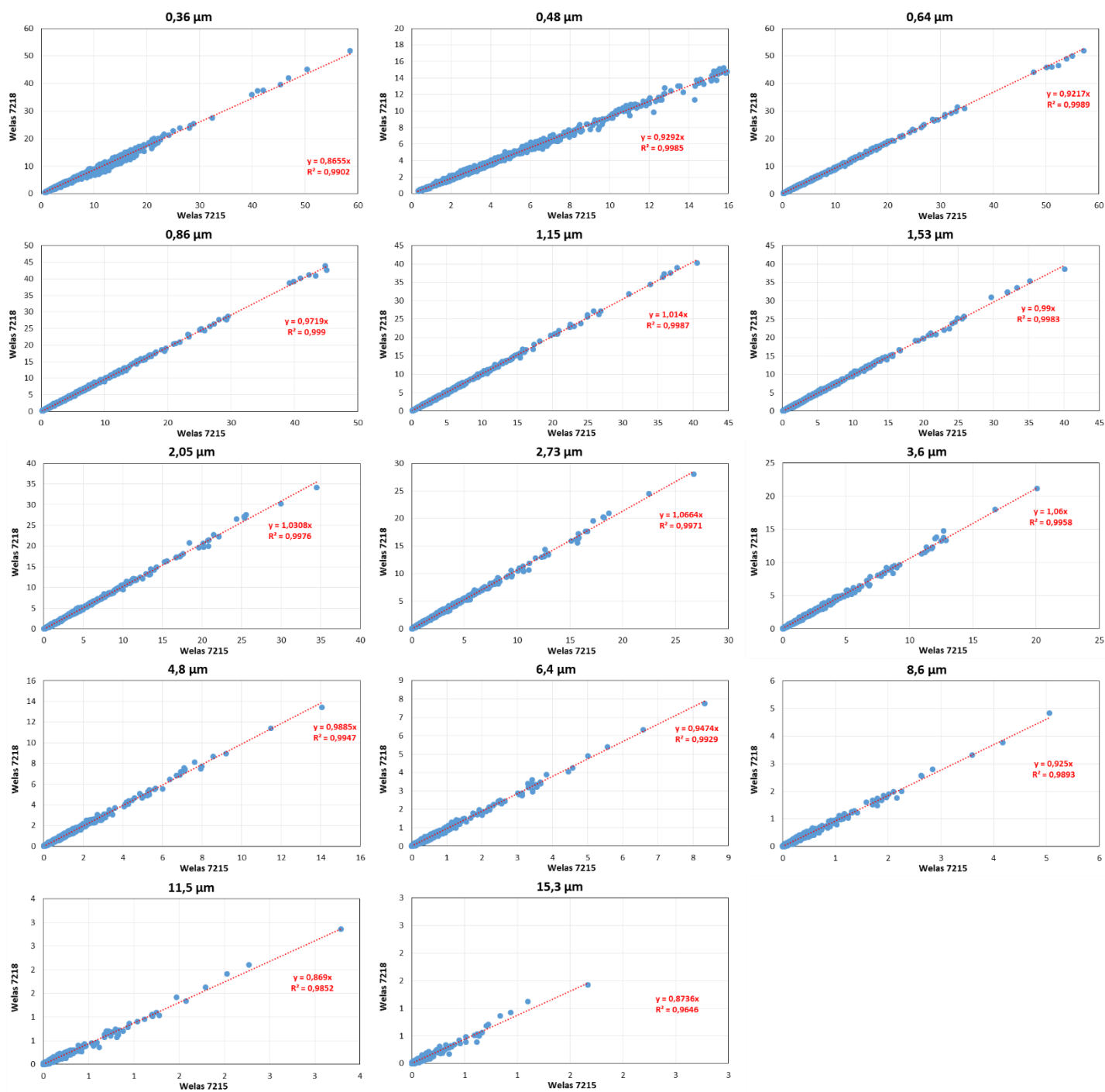


Figure A3 : Idem Figure A1 mais pour la première période d'intercomparaison de la campagne 2018.

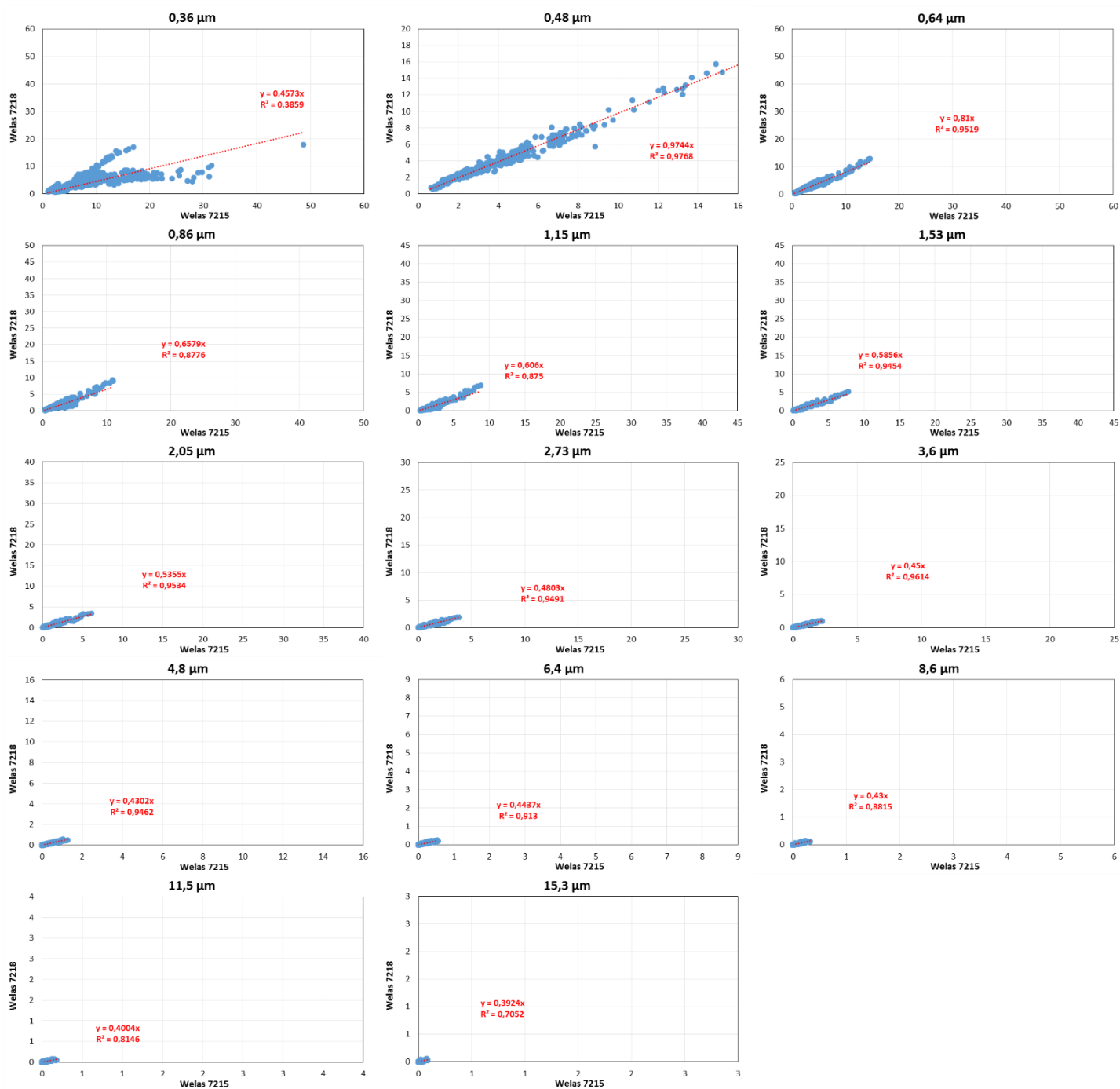


Figure A4 : Idem Figure A1 mais pour la seconde période d'intercomparaison de la campagne 2018

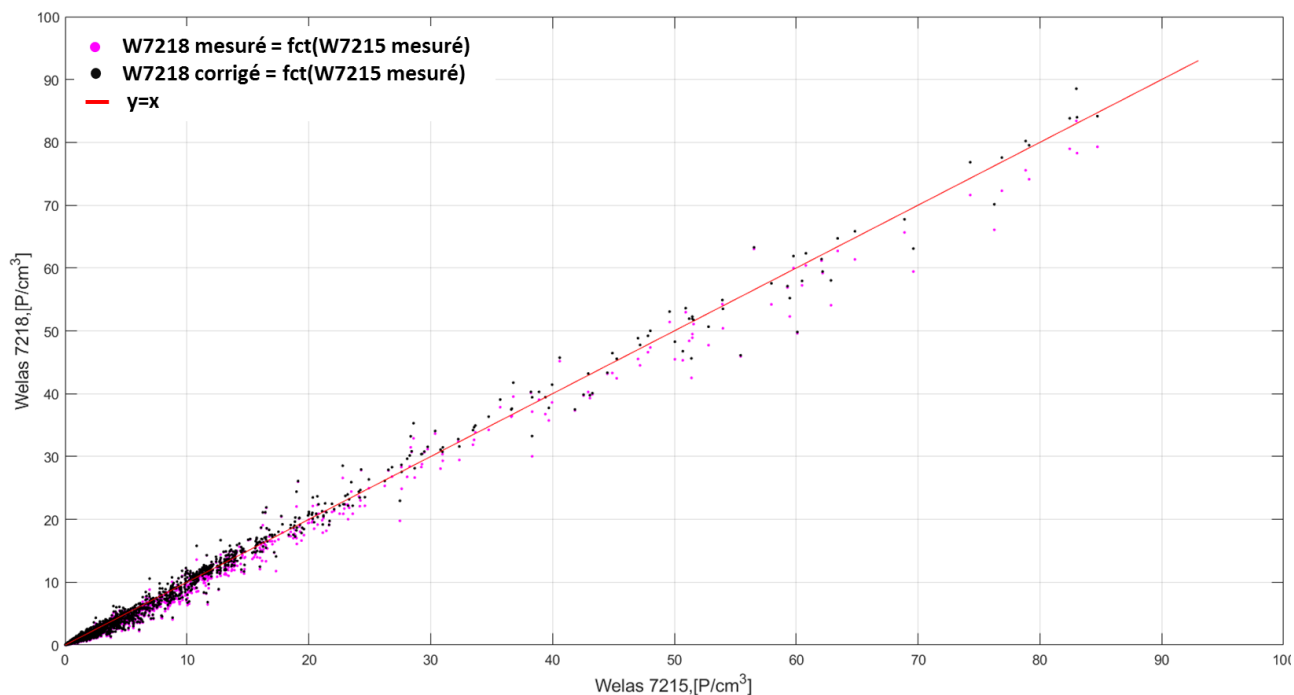


Figure A5 : Concentrations (en part cm⁻³) du Welas[®]7218 en fonction des concentrations mesurées par le Welas[®]7215 pendant la deuxième période d'intercomparaison de la campagne 2017 avant (points noirs) et après correction (points roses). La droite d'équation $y = x$ est tracée en rouge.

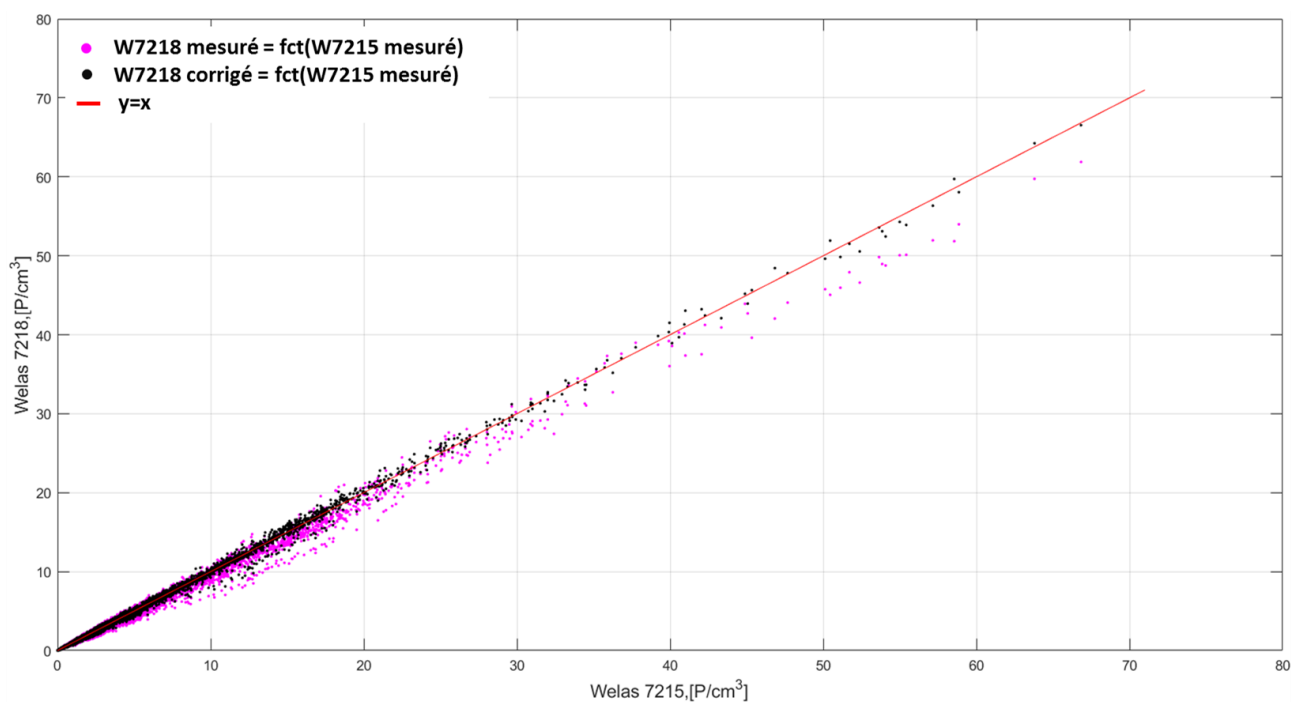


Figure A6 : Idem Figure A5 pour la première période d'intercomparaison de la campagne 2018.

Annexe B

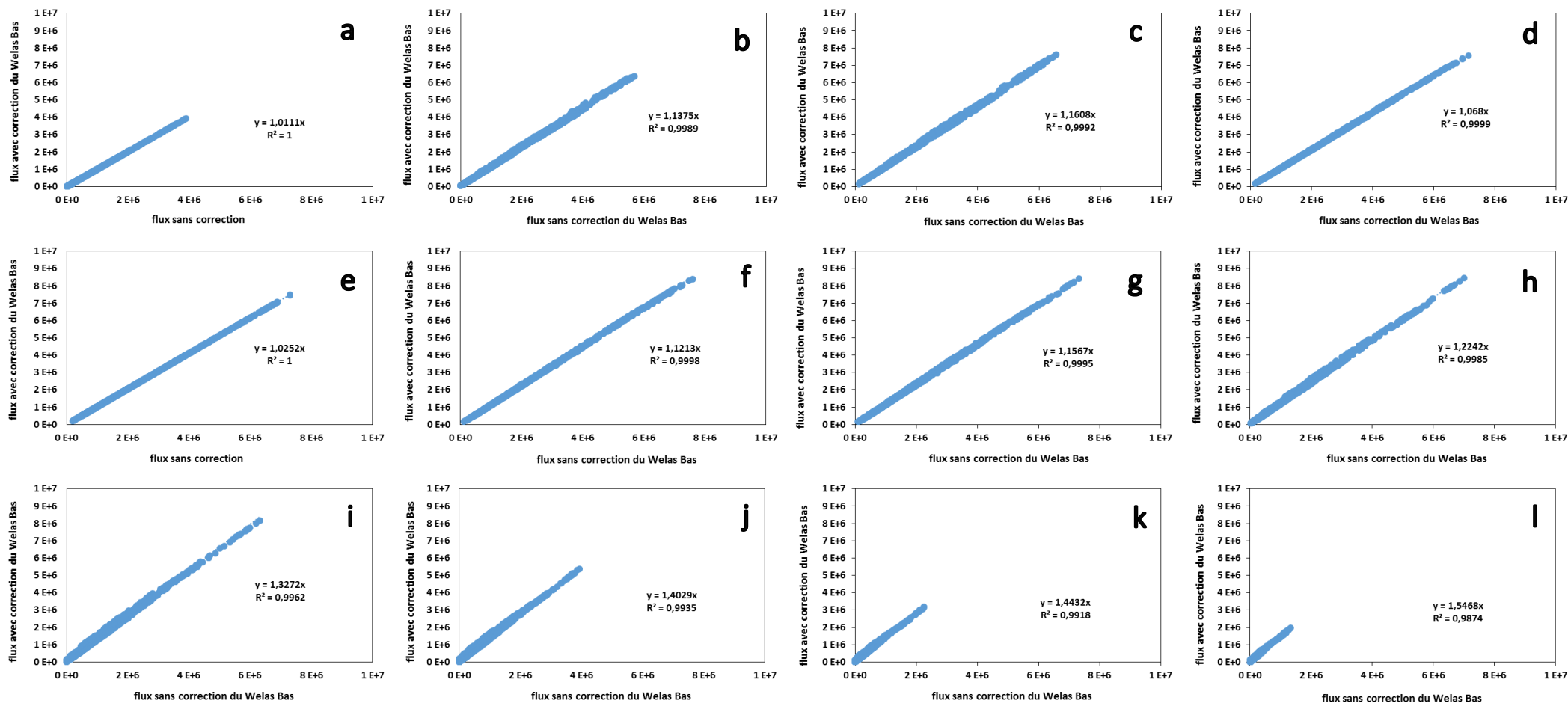


Figure B1 : Comparaison des flux (en part $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$) calculés après correction des concentrations (suite à l'intercomparaison) avec ceux calculés à partir des données de concentrations brutes des 7 évènements d'érosion pendant la campagne 2017) pour les classes de taille (a) 0,37 μm , (b) 0,49 μm , (c) 0,65 μm , (d) 0,87 μm , (e) 1,15 μm , (f) 1,54 μm , (g) 2,05 μm , (h) 2,74 μm , (i) 3,65 μm , (j) 4,87 μm , (k) 6,49 μm et (l) 8,66 μm .

Annexe C

8 mars 2017

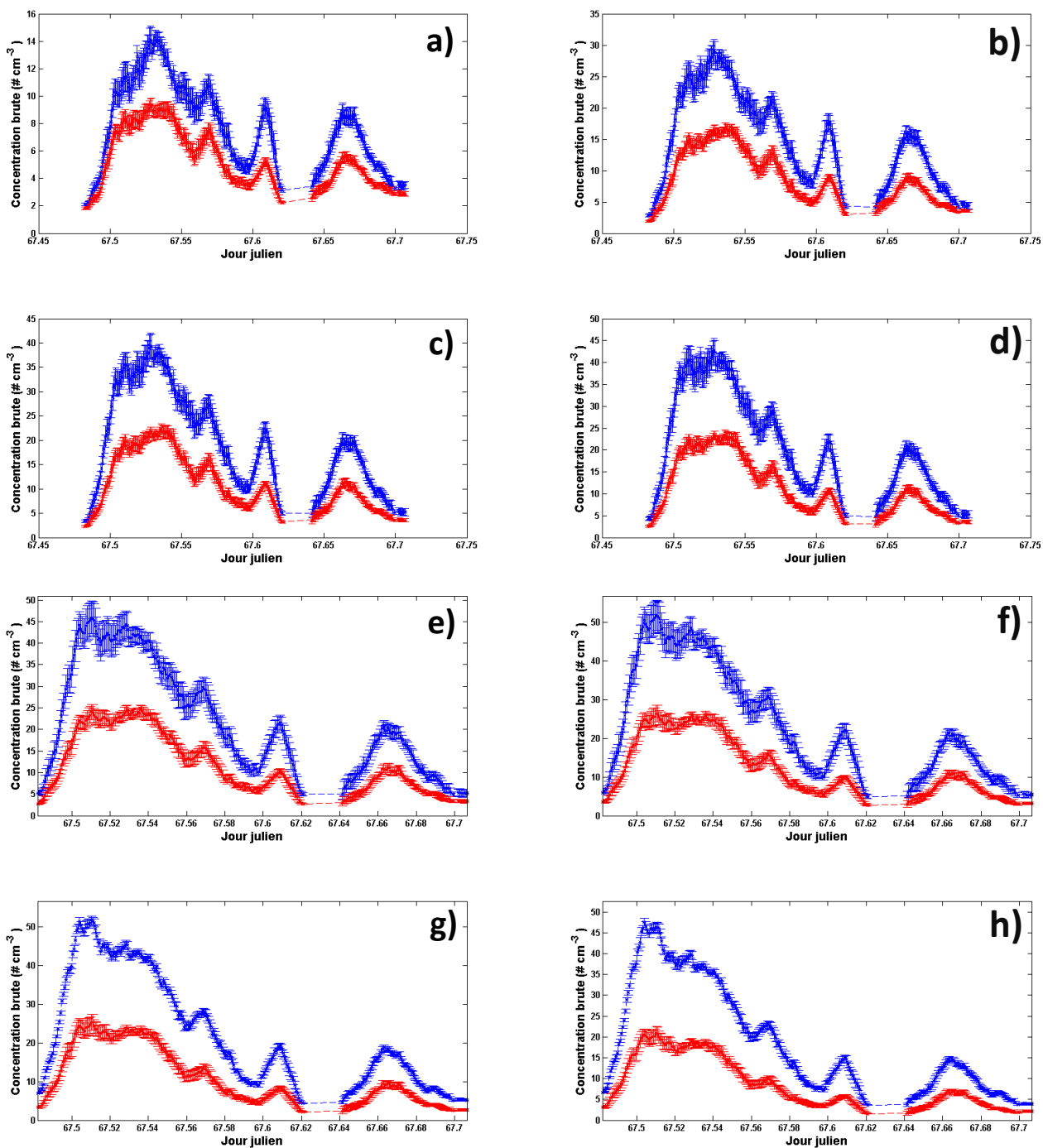


Figure C1 : Evolution temporelle de la concentration en particules (en # cm⁻³) pour le Welas[®] bas (courbe bleue) et le Welas[®] haut (courbe rouge) pour les classes de taille centrées sur (a) 0,37 μm, (b) 0,49 μm, (c) 0,65 μm, (d) 0,87 μm, (e) 1,15 μm, (f) 1,54 μm, (g) 2,05 μm, (h) 2,74 μm, (i) 3,65 μm, (j) 4,87 μm, (k) 6,49 μm et (l) 8,66 μm le 8 mars 2017. Les barres d'erreur représentent l'incertitude sur la moyenne à 16 min ($\pm\sigma/4$)

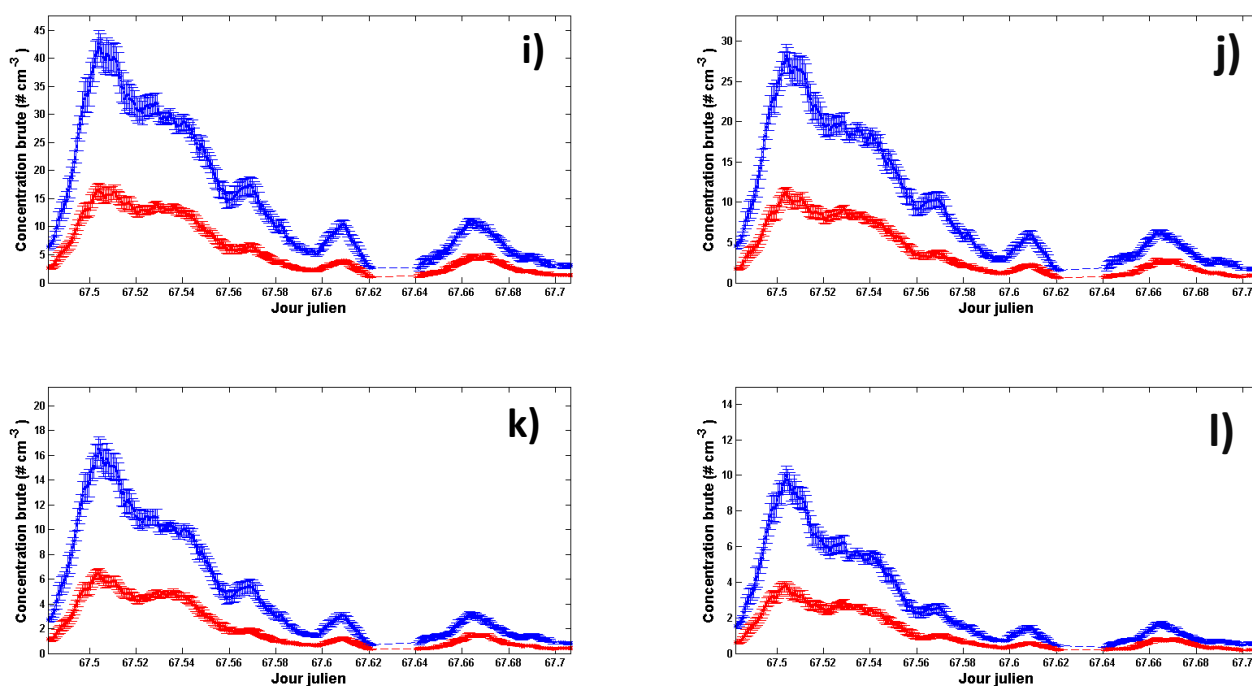


Figure C1 suite.

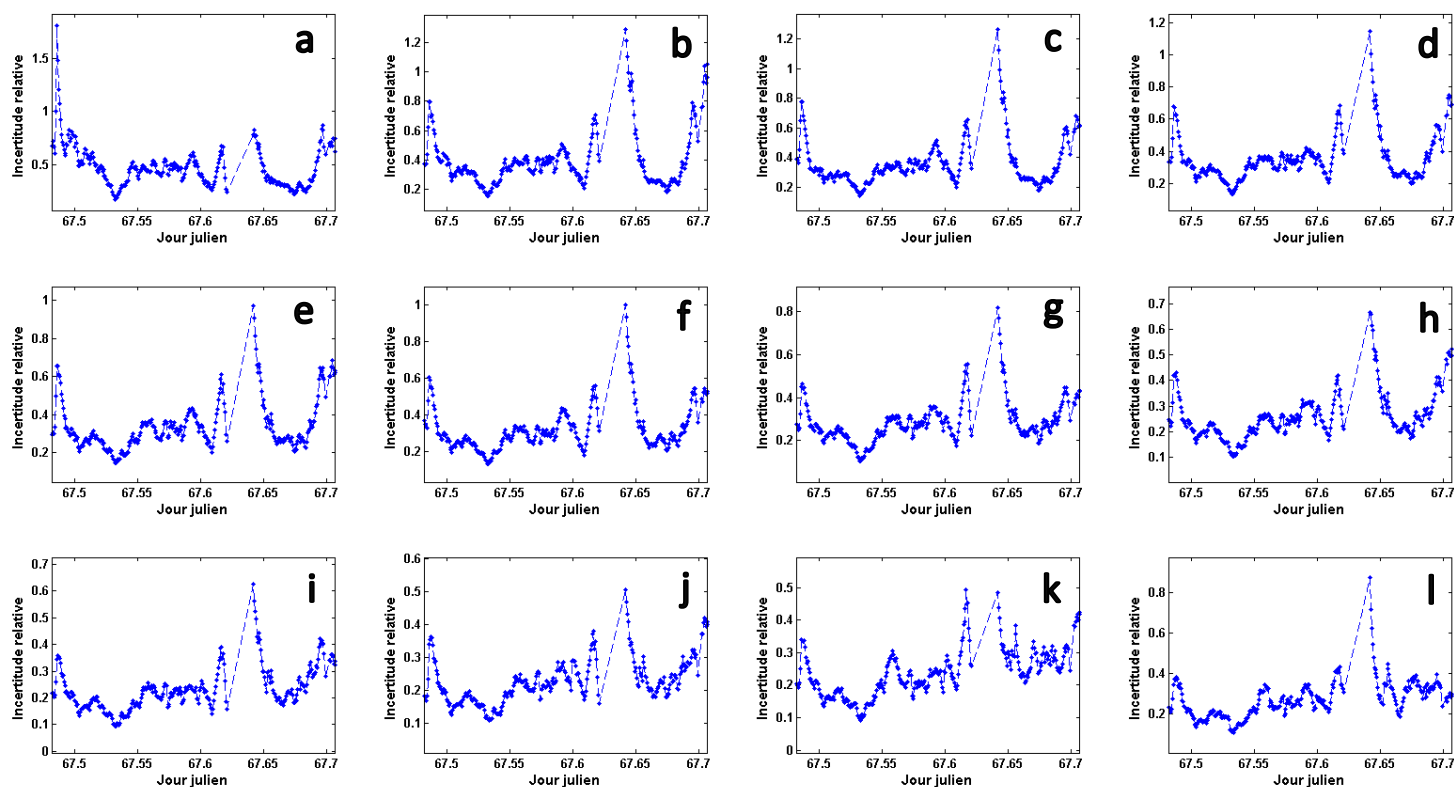


Figure C2 : Evolution temporelle de l'incertitude relative sur le flux résultant de l'incertitude sur les concentrations mesurées par les Welas[®] haut et bas (dF_v/F_v) pour les classes de taille centrées sur (a) $0,37 \mu\text{m}$, (b) $0,49 \mu\text{m}$, (c) $0,65 \mu\text{m}$, (d) $0,87 \mu\text{m}$, (e) $1,15 \mu\text{m}$, (f) $1,54 \mu\text{m}$, (g) $2,05 \mu\text{m}$, (h) $2,74 \mu\text{m}$, (i) $3,65 \mu\text{m}$, (j) $4,87 \mu\text{m}$, (k) $6,49 \mu\text{m}$ et (l) $8,66 \mu\text{m}$ le 8 mars 2017.

9 mars 2017

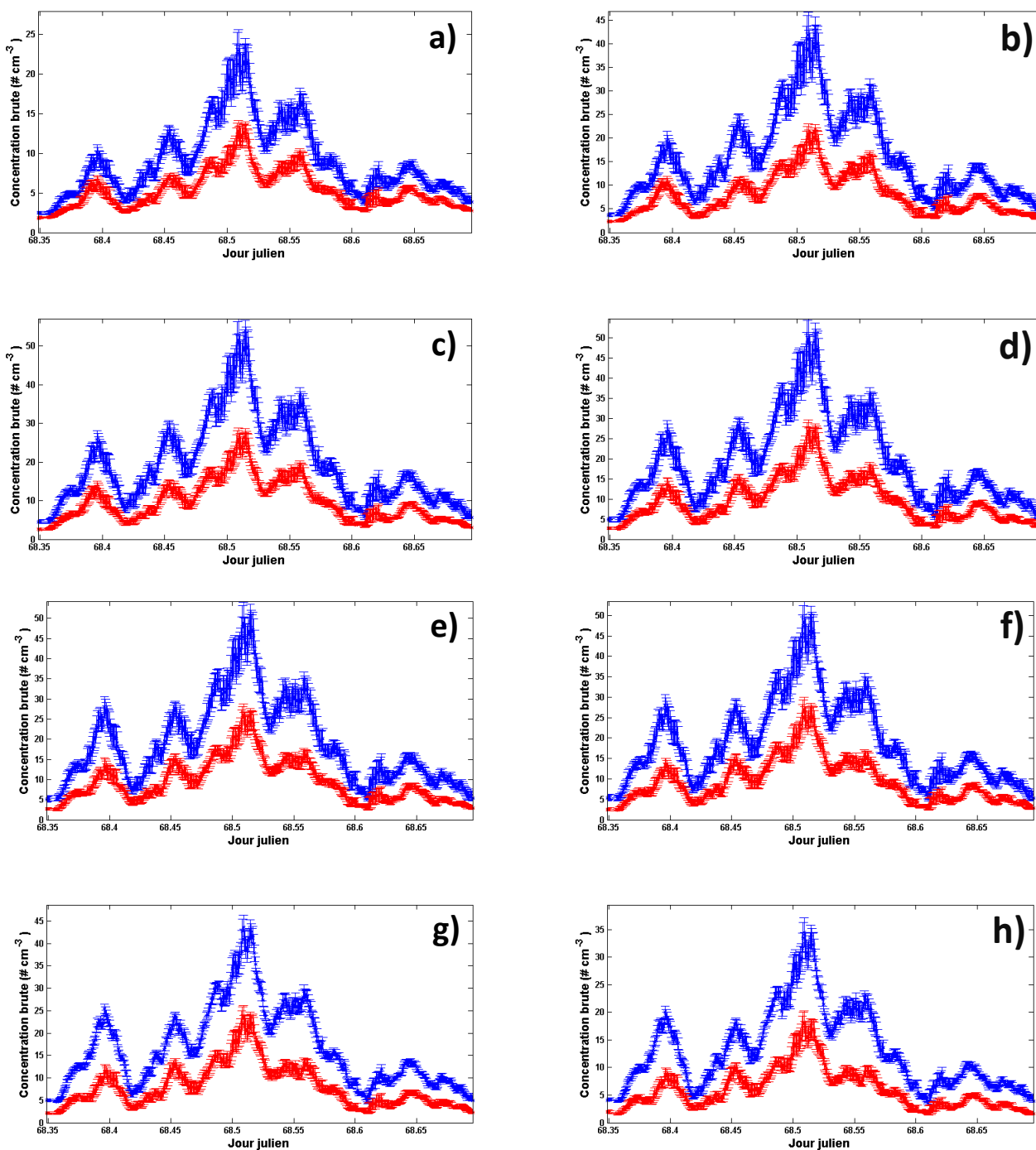


Figure C3 : Evolution temporelle de la concentration en particules (en # cm⁻³) pour le Welas® bas (courbe bleue) et le Welas® haut (courbe rouge) pour les classes de taille centrées sur (a) 0,37 μm, (b) 0,49 μm, (c) 0,65 μm, (d) 0,87 μm, (e) 1,15 μm, (f) 1,54 μm, (g) 2,05 μm, (h) 2,74 μm, (i) 3,65 μm, (j) 4,87 μm, (k) 6,49 μm et (l) 8,66 μm le 9 mars 2017. Les barres d'erreur représentent l'incertitude sur la moyenne à 16 min ($\pm\sigma/4$).

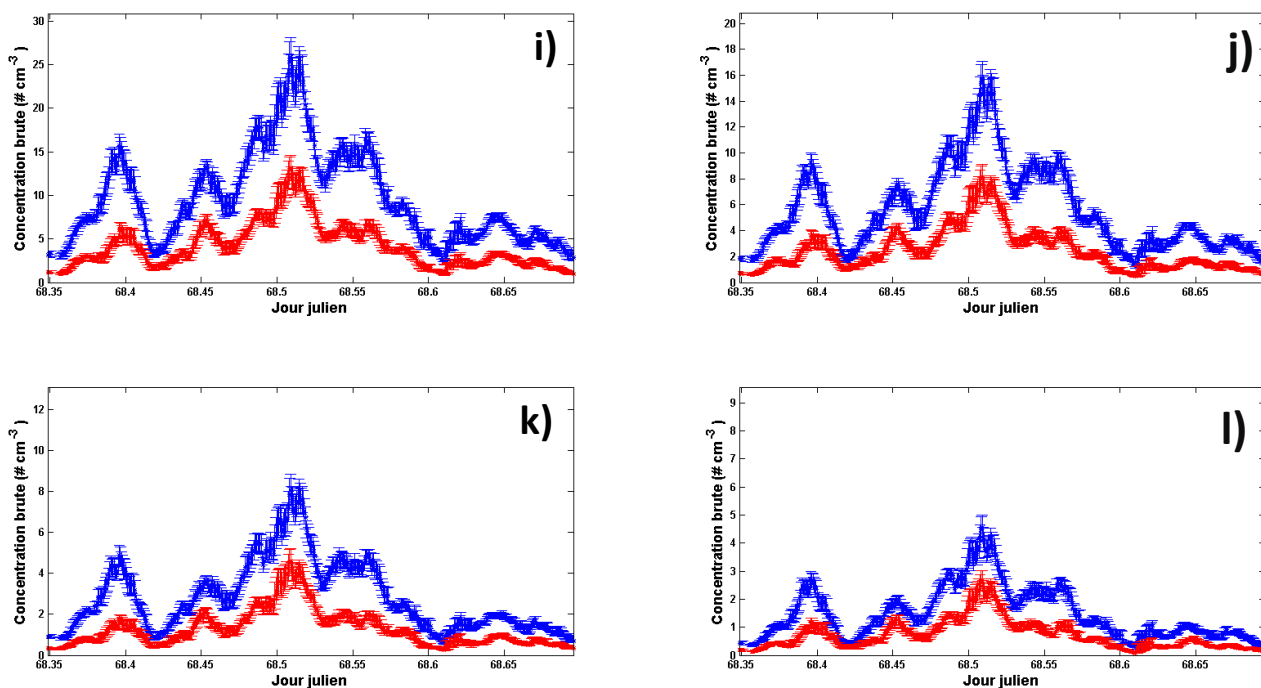


Figure C3 suite.

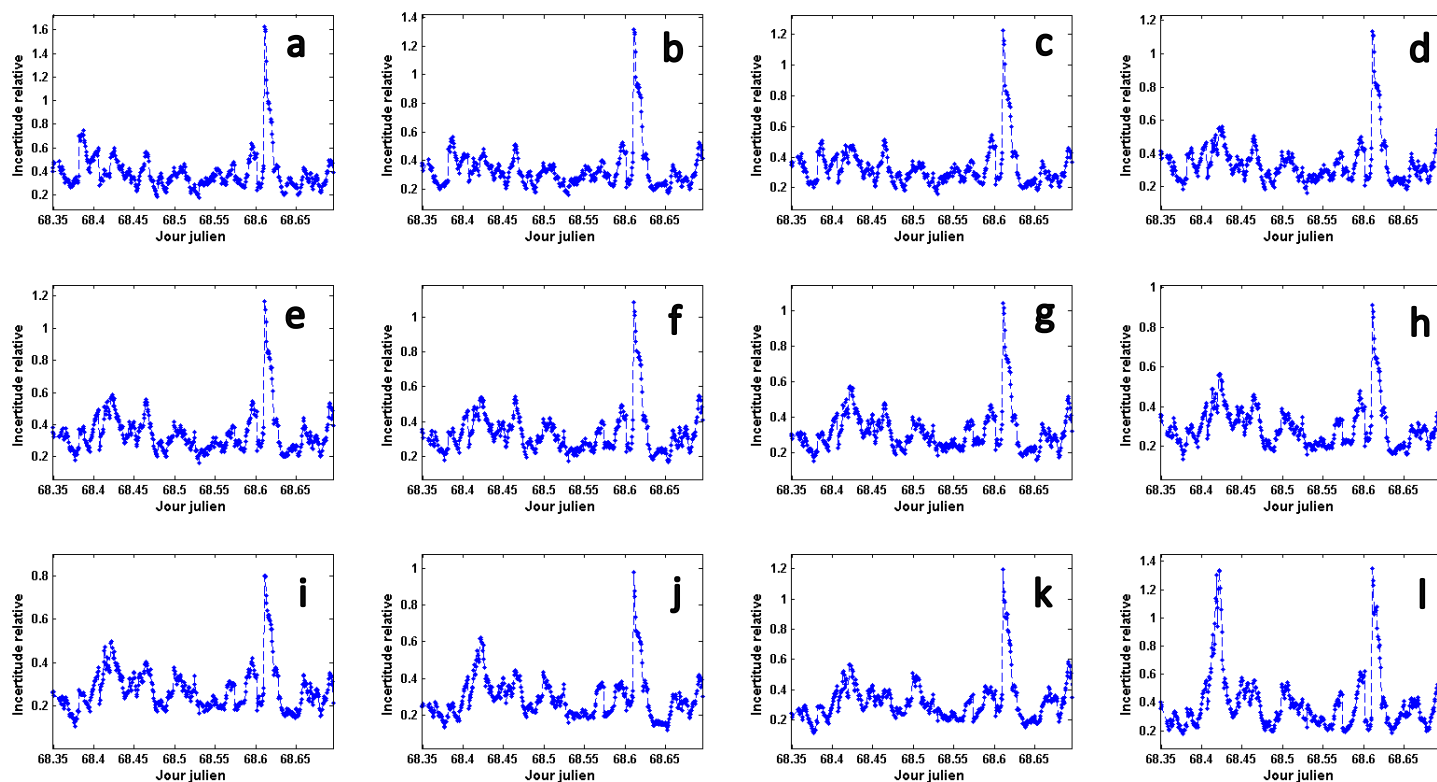


Figure C4 : Evolution temporelle de l'incertitude relative sur le flux résultant de l'incertitude sur les concentrations mesurées par les Welas[®] haut et bas (dF_v/F_v) pour les classes de taille centrées sur (a) $0,37 \mu\text{m}$, (b) $0,49 \mu\text{m}$, (c) $0,65 \mu\text{m}$, (d) $0,87 \mu\text{m}$, (e) $1,15 \mu\text{m}$, (f) $1,54 \mu\text{m}$, (g) $2,05 \mu\text{m}$, (h) $2,74 \mu\text{m}$, (i) $3,65 \mu\text{m}$, (j) $4,87 \mu\text{m}$, (k) $6,49 \mu\text{m}$ et (l) $8,66 \mu\text{m}$ le 9 mars 2017.

15 mars 2017

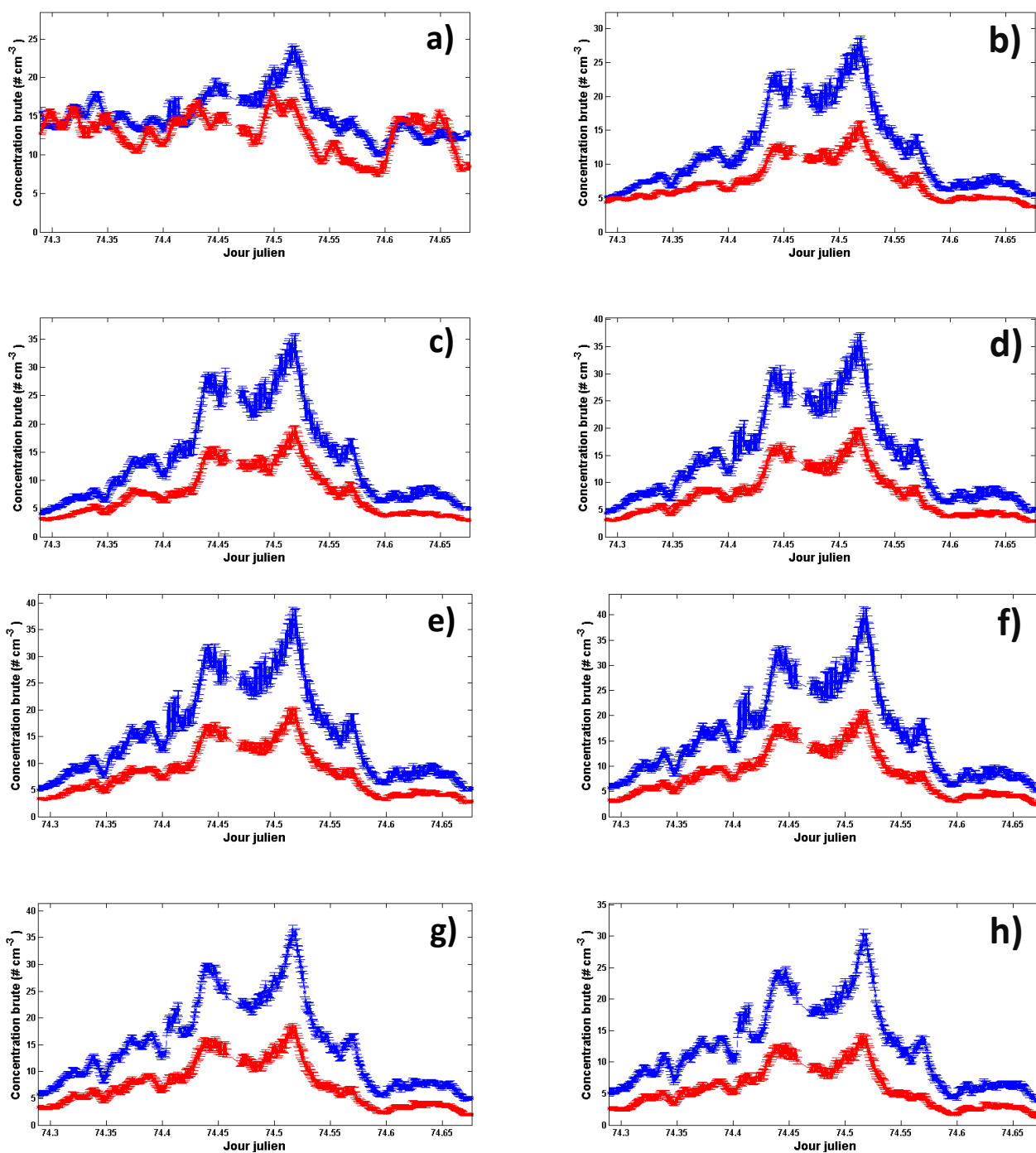


Figure C5 : Evolution temporelle de la concentration en particules (en # cm⁻³) pour le Welas® bas (courbe bleue) et le Welas® haut (courbe rouge) pour les classes de taille centrées sur (a) 0,37 μm, (b) 0,49 μm, (c) 0,65 μm, (d) 0,87 μm, (e) 1,15 μm, (f) 1,54 μm, (g) 2,05 μm, (h) 2,74 μm, (i) 3,65 μm, (j) 4,87 μm, (k) 6,49 μm et (l) 8,66 μm le 15 mars 2017. Les barres d'erreur représentent l'incertitude sur la moyenne à 16 min ($\pm\sigma/4$).

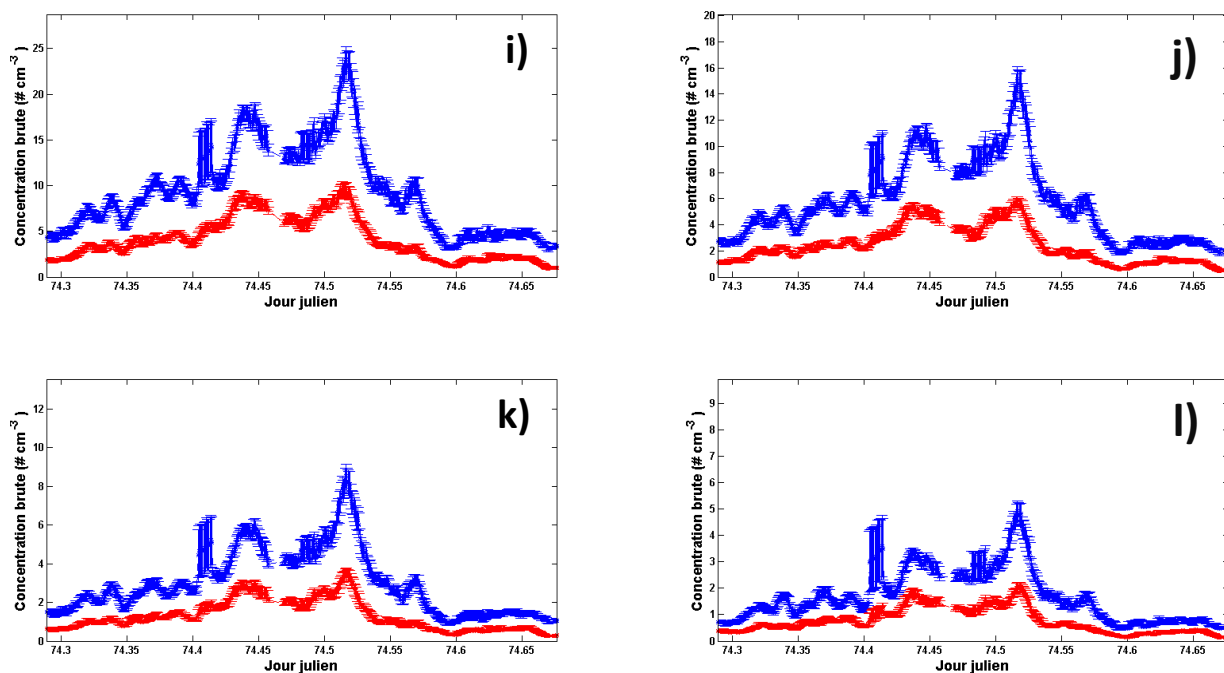


Figure C5 suite.

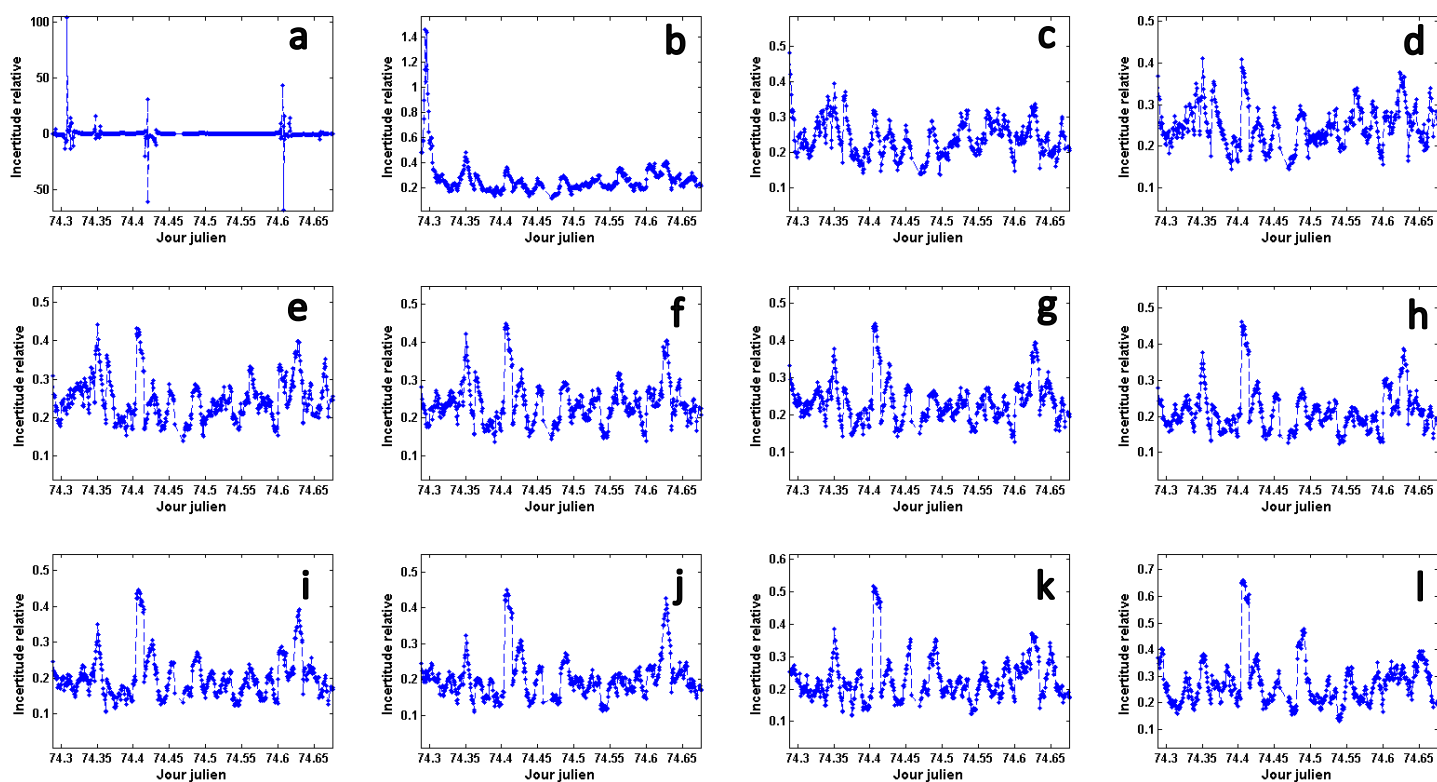


Figure C6 : Evolution temporelle de l'incertitude relative sur le flux résultant de l'incertitude sur les concentrations mesurées par les Welas[®] haut et bas (dF_v/F_v) pour les classes de taille centrées sur (a) $0,37 \mu\text{m}$, (b) $0,49 \mu\text{m}$, (c) $0,65 \mu\text{m}$, (d) $0,87 \mu\text{m}$, (e) $1,15 \mu\text{m}$, (f) $1,54 \mu\text{m}$, (g) $2,05 \mu\text{m}$, (h) $2,74 \mu\text{m}$, (i) $3,65 \mu\text{m}$, (j) $4,87 \mu\text{m}$, (k) $6,49 \mu\text{m}$ et (l) $8,66 \mu\text{m}$ le 15 mars 2017.

14 avril 2017

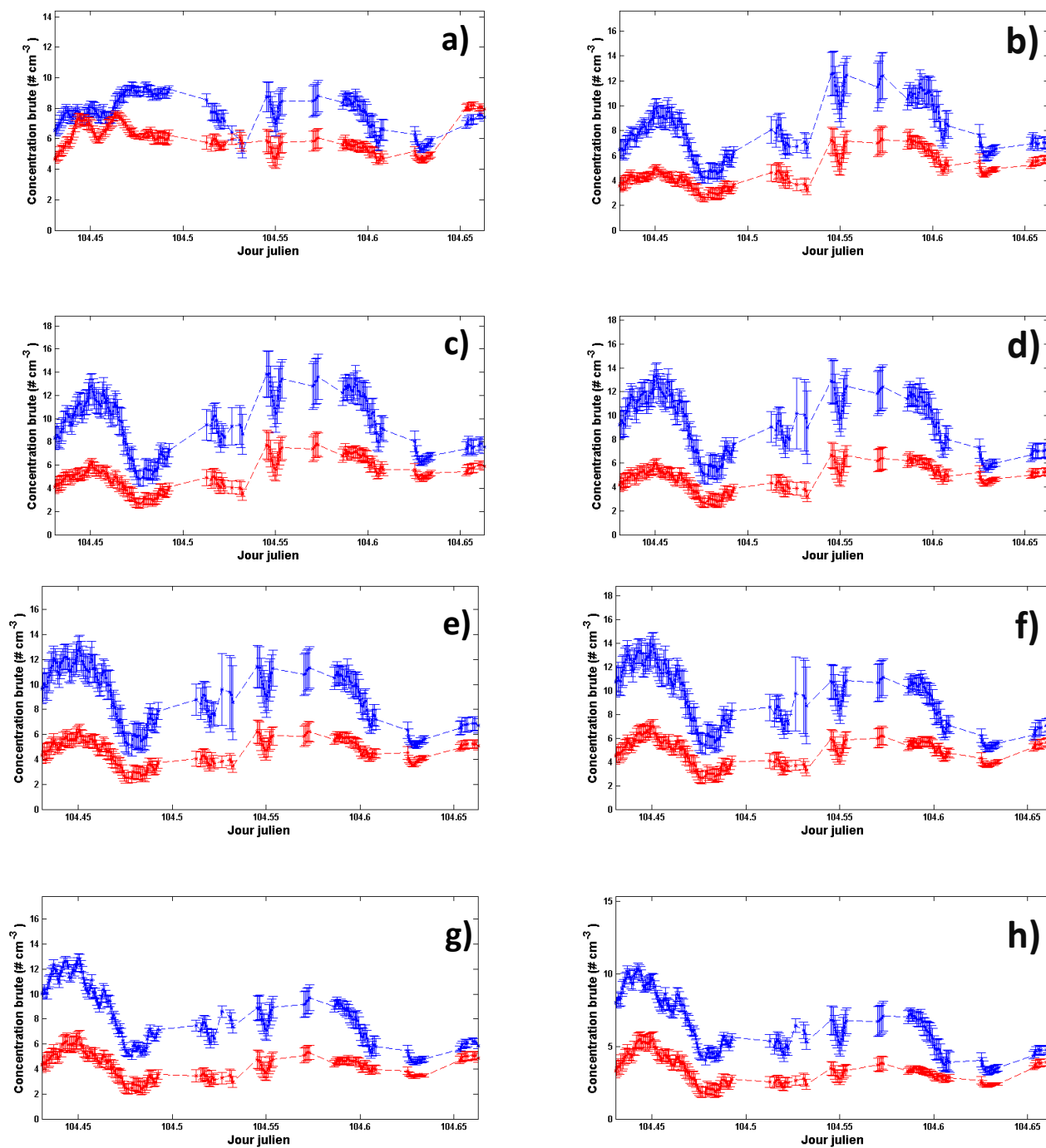


Figure C7 : Evolution temporelle de la concentration en particules (en # cm⁻³) pour le Welas® bas (courbe bleue) et le Welas® haut (courbe rouge) pour les classes de taille centrées sur (a) 0,37 μm, (b) 0,49 μm, (c) 0,65 μm, (d) 0,87 μm, (e) 1,15 μm, (f) 1,54 μm, (g) 2,05 μm, (h) 2,74 μm, (i) 3,65 μm, (j) 4,87 μm, (k) 6,49 μm et (l) 8,66 μm le 14 avril 2017. Les barres d'erreur représentent l'incertitude sur la moyenne à 16 min ($\pm\sigma/4$).

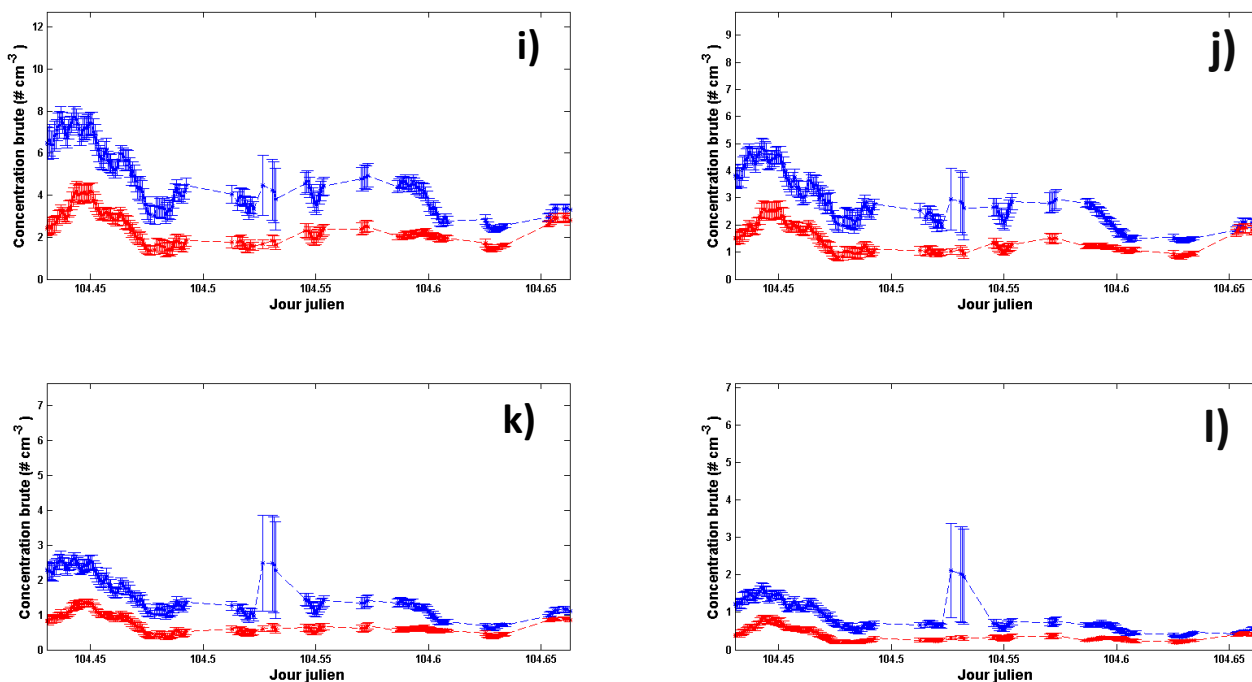


Figure C7 suite.

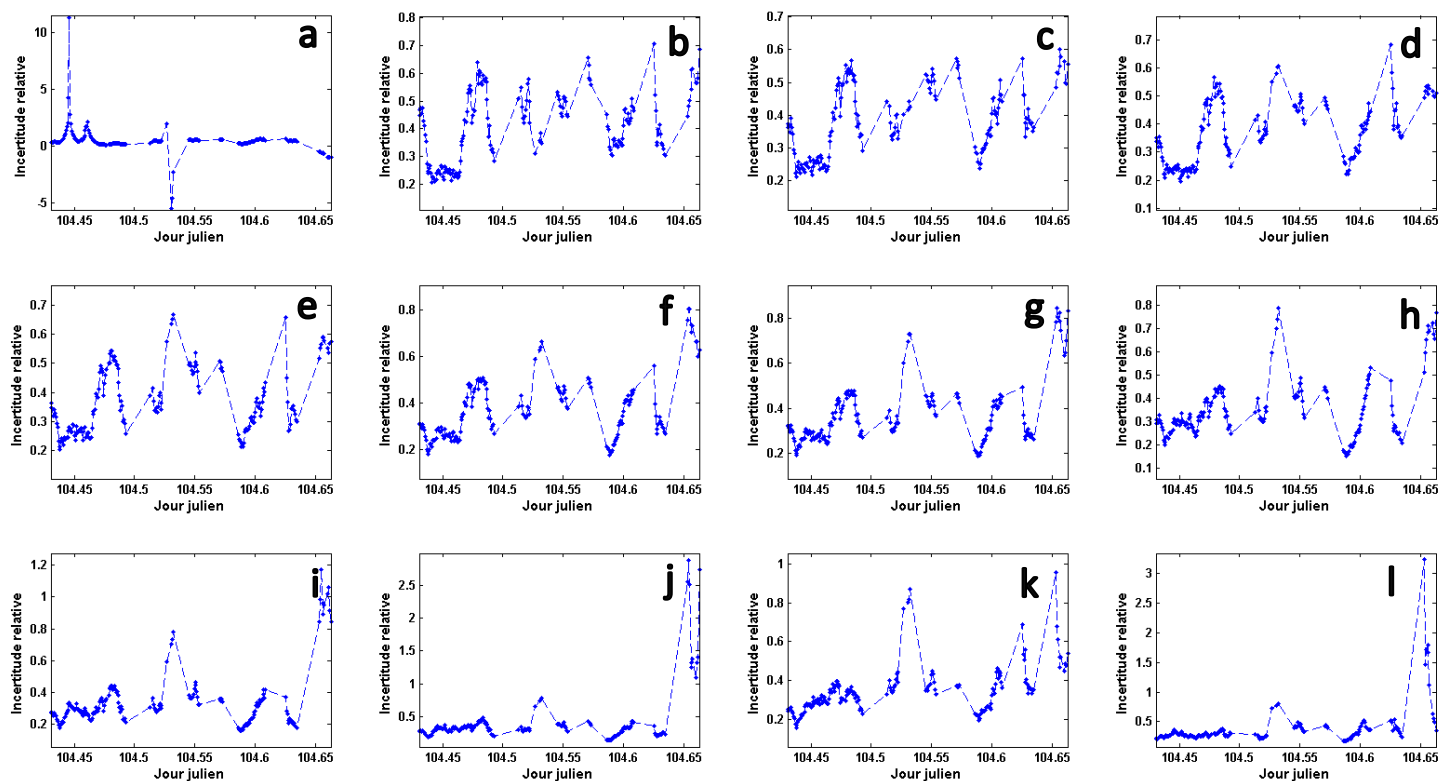


Figure C8 : Evolution temporelle de l'incertitude relative sur le flux résultant de l'incertitude sur les concentrations mesurées par les Welas[®] haut et bas (dF_v/F_v) pour les classes de taille centrées sur (a) $0,37 \mu\text{m}$, (b) $0,49 \mu\text{m}$, (c) $0,65 \mu\text{m}$, (d) $0,87 \mu\text{m}$, (e) $1,15 \mu\text{m}$, (f) $1,54 \mu\text{m}$, (g) $2,05 \mu\text{m}$, (h) $2,74 \mu\text{m}$, (i) $3,65 \mu\text{m}$, (j) $4,87 \mu\text{m}$, (k) $6,49 \mu\text{m}$ et (l) $8,66 \mu\text{m}$ le 14 avril 2017.

16 avril 2017

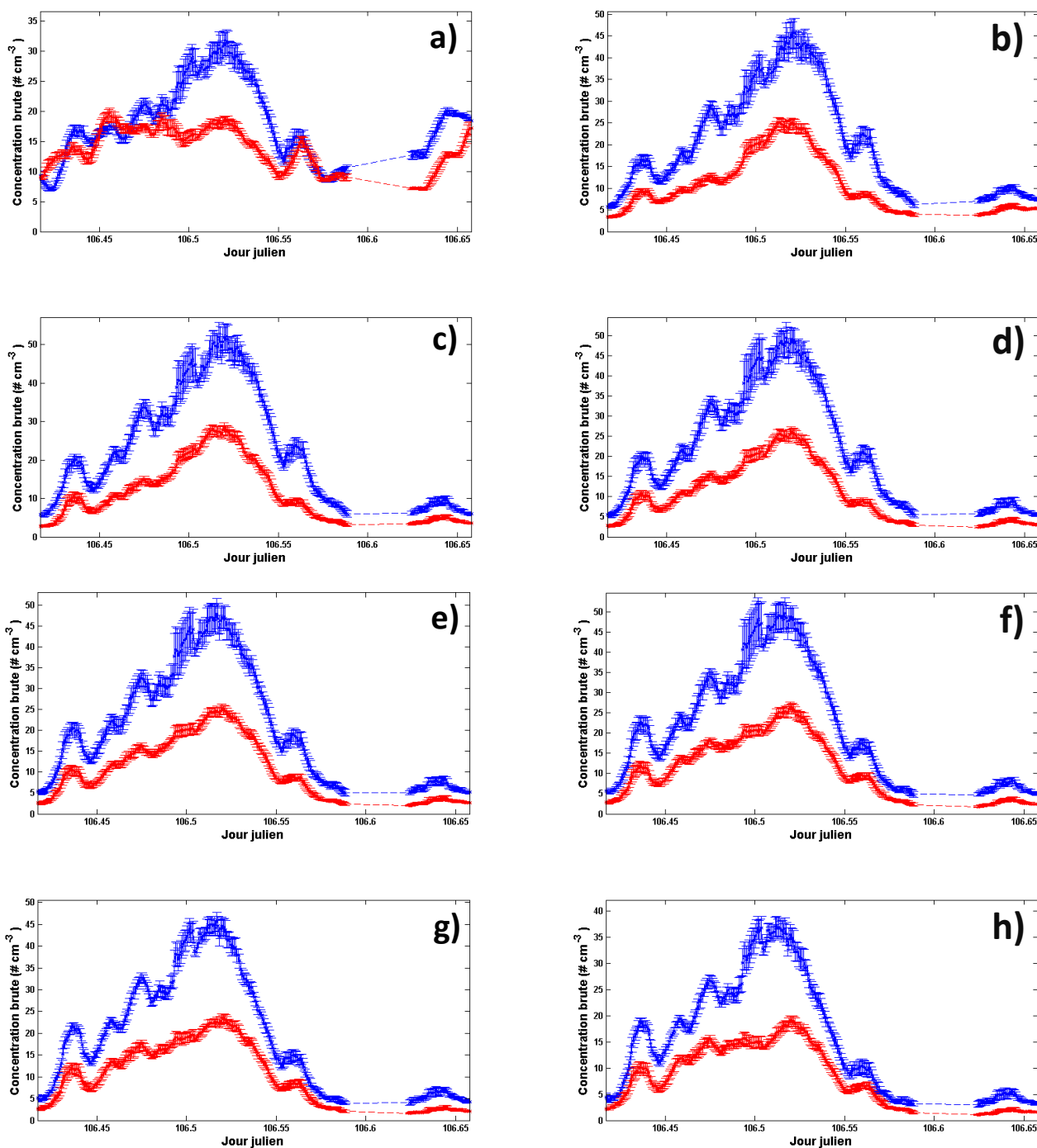


Figure C9 : Evolution temporelle de la concentration en particules (en # cm⁻³) pour le Welas[®] bas (courbe bleue) et le Welas[®] haut (courbe rouge) pour les classes de taille centrées sur (a) 0,37 μm, (b) 0,49 μm, (c) 0,65 μm, (d) 0,87 μm, (e) 1,15 μm, (f) 1,54 μm, (g) 2,05 μm, (h) 2,74 μm, (i) 3,65 μm, (j) 4,87 μm, (k) 6,49 μm et (l) 8,66 μm le 16 avril 2017. Les barres d'erreur représentent l'incertitude sur la moyenne à 16 min ($\pm\sigma/4$).

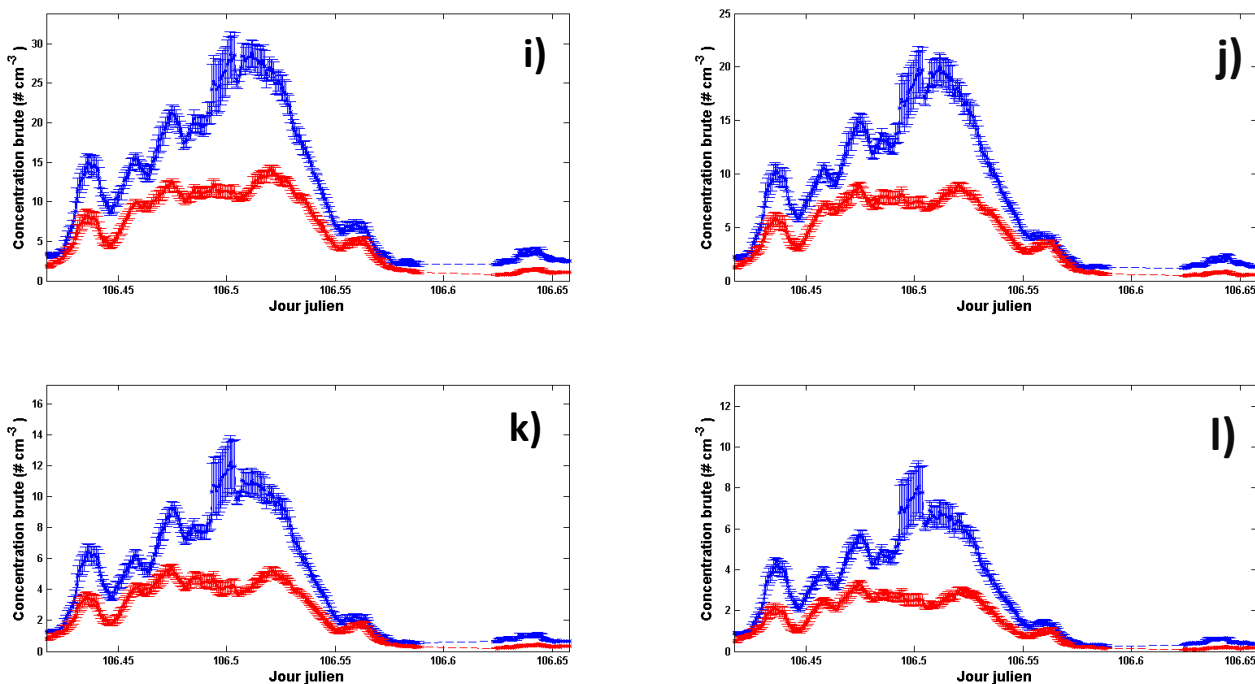


Figure C9 suite.

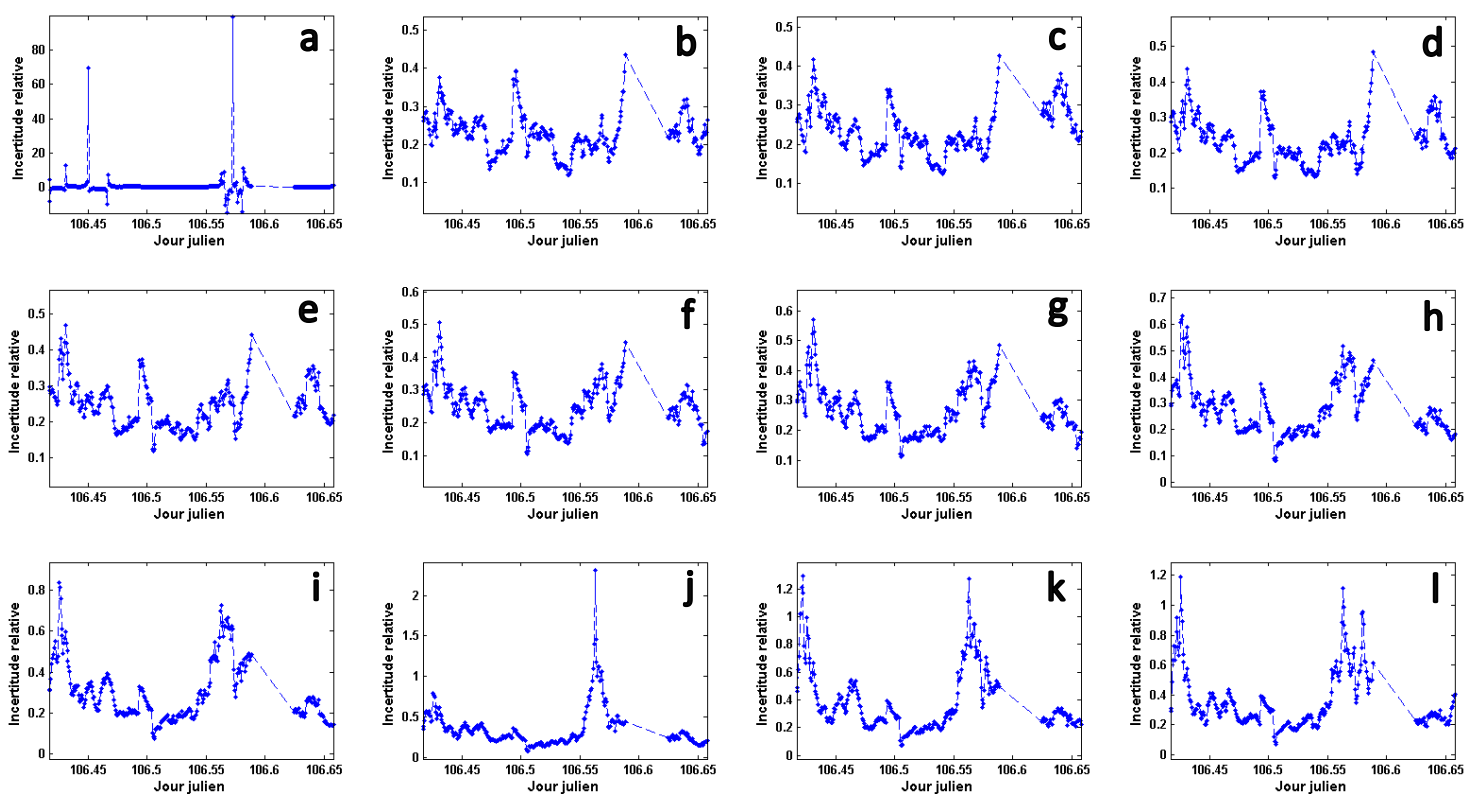


Figure C10 : Evolution temporelle de l'incertitude relative sur le flux résultant de l'incertitude sur les concentrations mesurées par les Welas[®] haut et bas (dF_v/F_v) pour les classes de taille centrées sur (a) 0,37 μm , (b) 0,49 μm , (c) 0,65 μm , (d) 0,87 μm , (e) 1,15 μm , (f) 1,54 μm , (g) 2,05 μm , (h) 2,74 μm , (i) 3,65 μm , (j) 4,87 μm , (k) 6,49 μm et (l) 8,66 μm le 16 avril 2017.

20 avril 2017

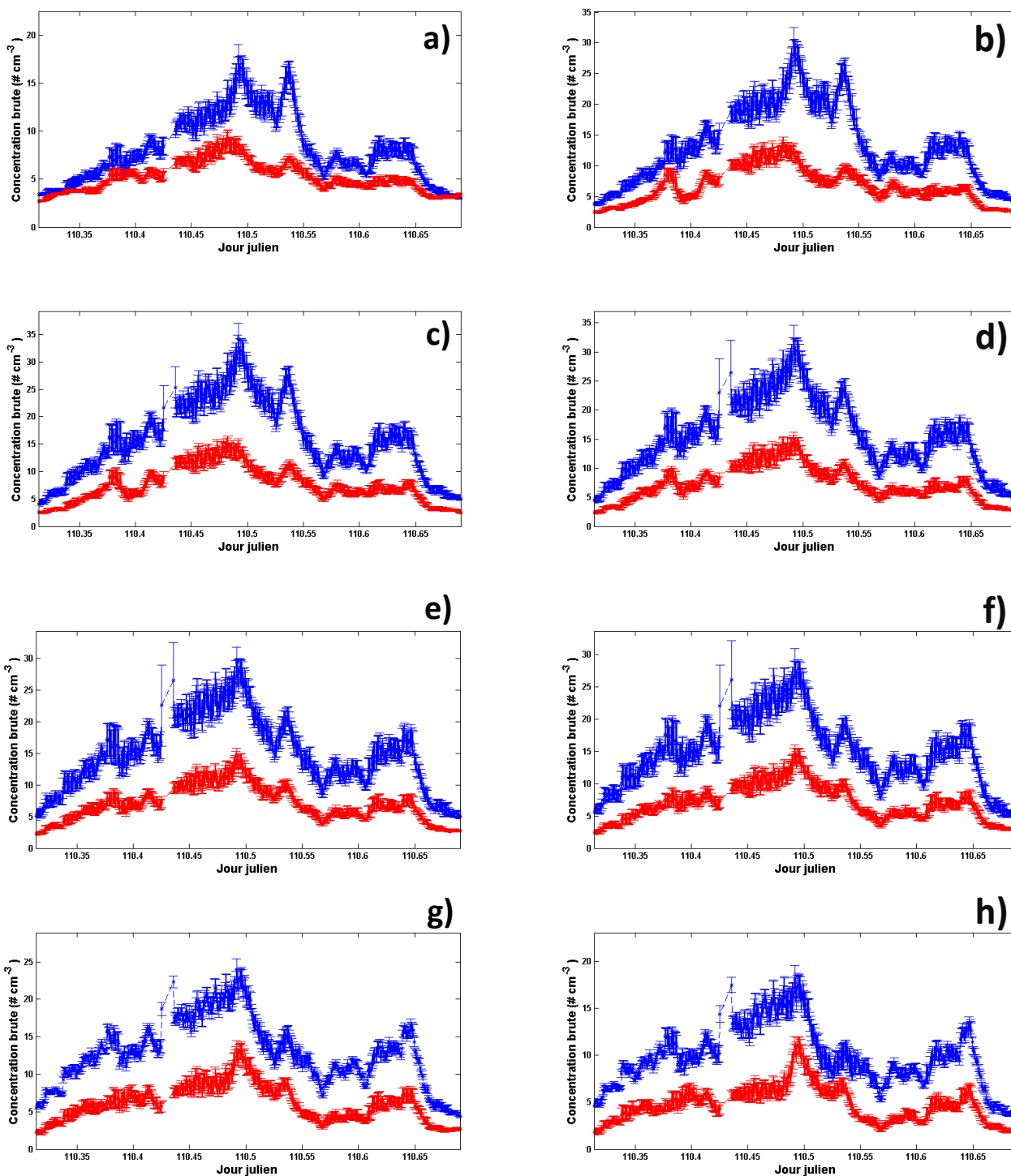


Figure C11 : Evolution temporelle de la concentration en particules (en # cm⁻³) pour le Welas® bas (courbe bleue) et le Welas® haut (courbe rouge) pour les classes de taille centrées sur (a) 0,37 μm, (b) 0,49 μm, (c) 0,65 μm, (d) 0,87 μm, (e) 1,15 μm, (f) 1,54 μm, (g) 2,05 μm, (h) 2,74 μm, (i) 3,65 μm, (j) 4,87 μm, (k) 6,49 μm et (l) 8,66 μm le 20 avril 2017. Les barres d'erreur représentent l'incertitude sur la moyenne à 16 min ($\pm\sigma/4$).

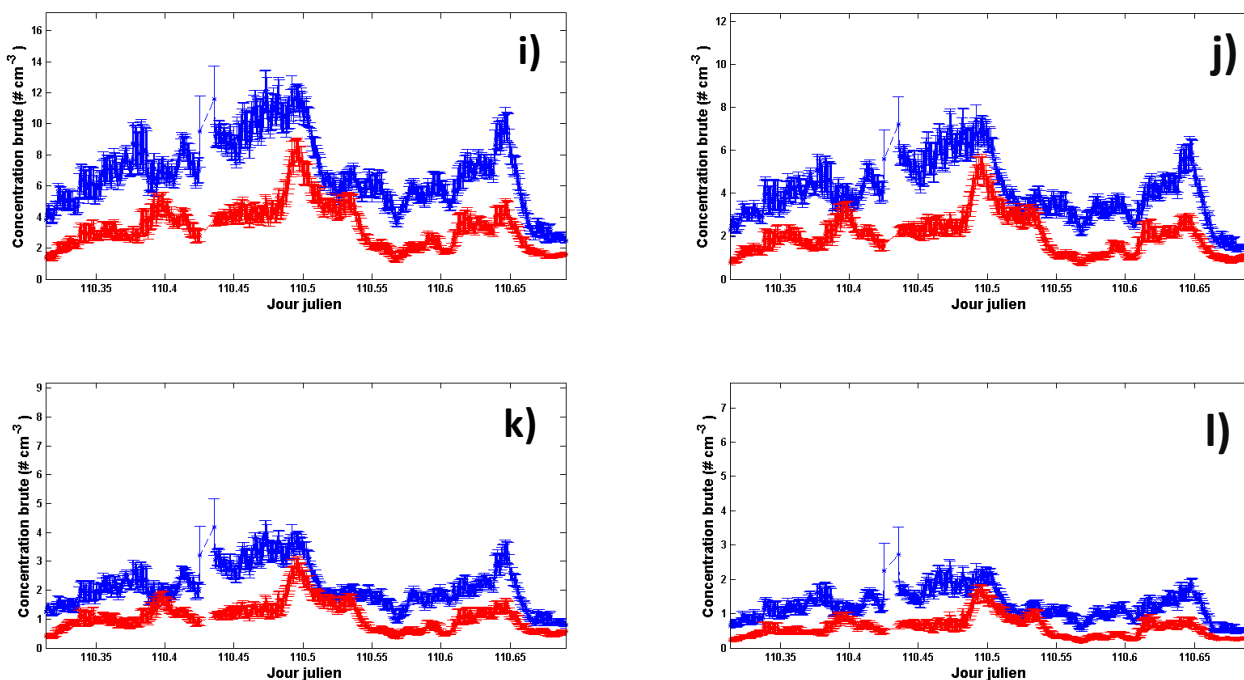


Figure C11 suite.

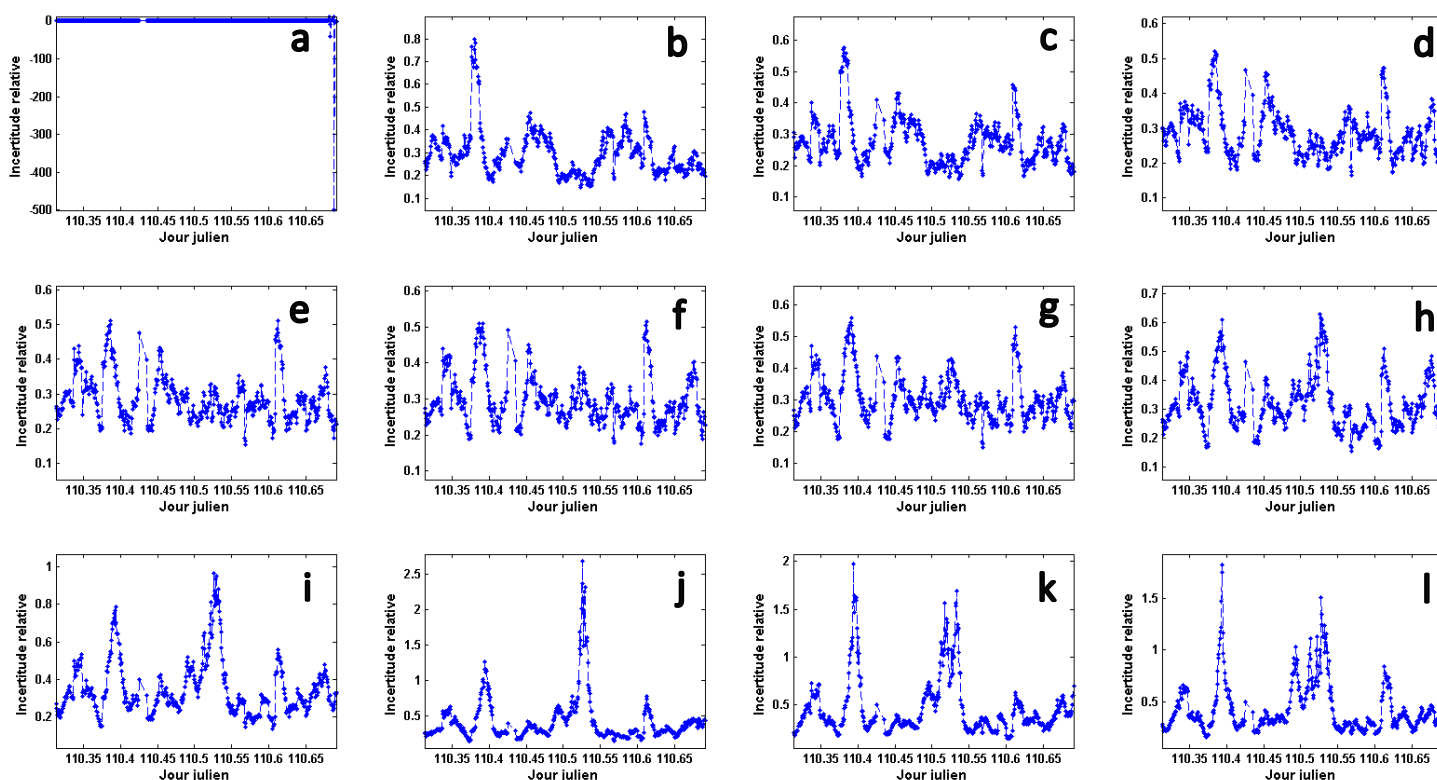


Figure C12 : Evolution temporelle de l'incertitude relative sur le flux résultant de l'incertitude sur les concentrations mesurées par les Welas[®] haut et bas (dF_v/F_v) pour les classes de taille centrées sur (a) $0,37 \mu\text{m}$, (b) $0,49 \mu\text{m}$, (c) $0,65 \mu\text{m}$, (d) $0,87 \mu\text{m}$, (e) $1,15 \mu\text{m}$, (f) $1,54 \mu\text{m}$, (g) $2,05 \mu\text{m}$, (h) $2,74 \mu\text{m}$, (i) $3,65 \mu\text{m}$, (j) $4,87 \mu\text{m}$, (k) $6,49 \mu\text{m}$ et (l) $8,66 \mu\text{m}$ le 20 avril 2017.

2 mai 2017

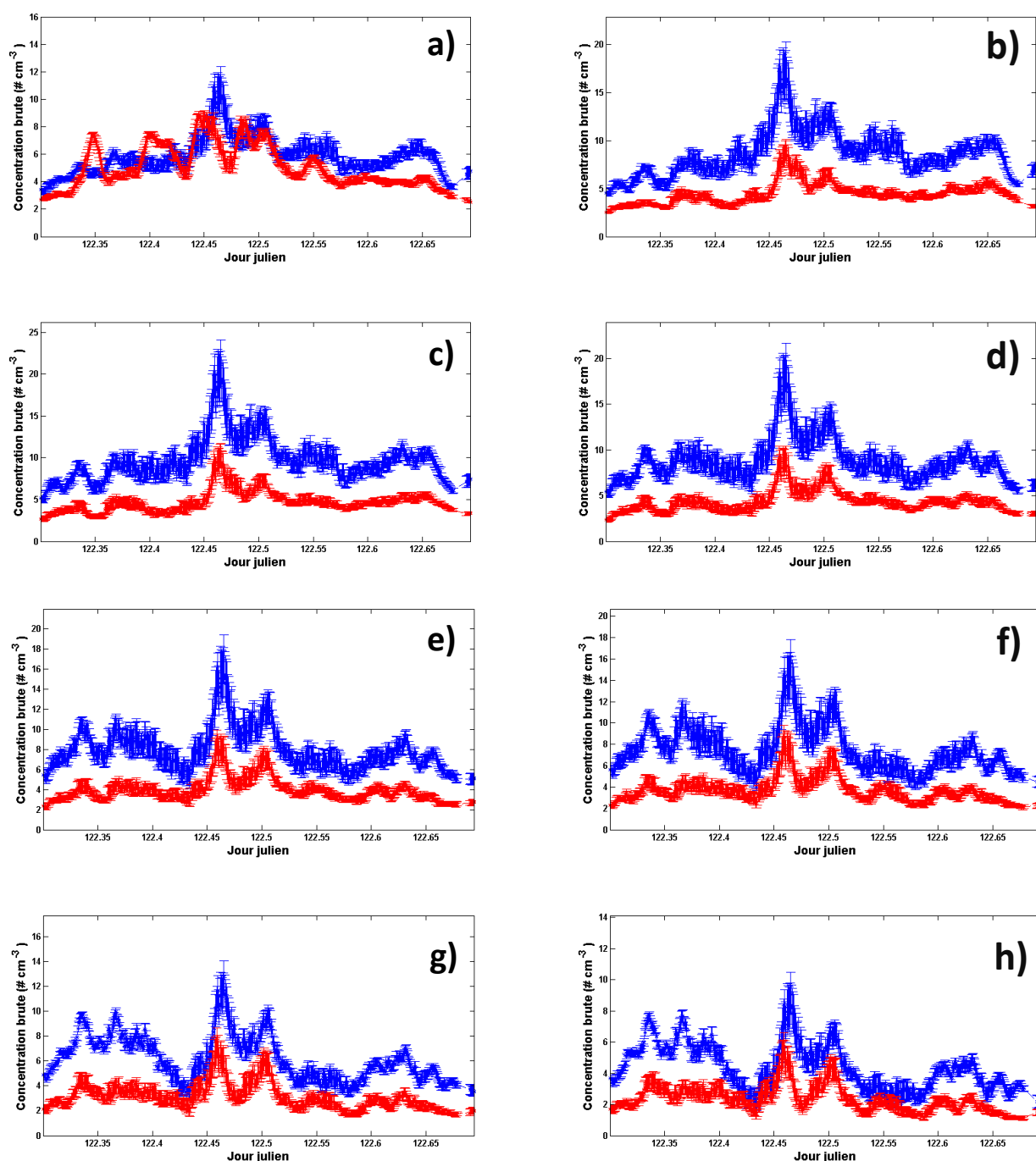


Figure C13 : Evolution temporelle de la concentration en particules (en # cm⁻³) pour le Welas® bas (courbe bleue) et le Welas® haut (courbe rouge) pour les classes de taille centrées sur (a) 0,37 µm, (b) 0,49 µm, (c) 0,65 µm, (d) 0,87 µm, (e) 1,15 µm, (f) 1,54 µm, (g) 2,05 µm, (h) 2,74 µm, (i) 3,65 µm, (j) 4,87 µm, (k) 6,49 µm et (l) 8,66 µm le 2 mai 2017. Les barres d'erreur représentent l'incertitude sur la moyenne à 16 min ($\pm\sigma/4$).

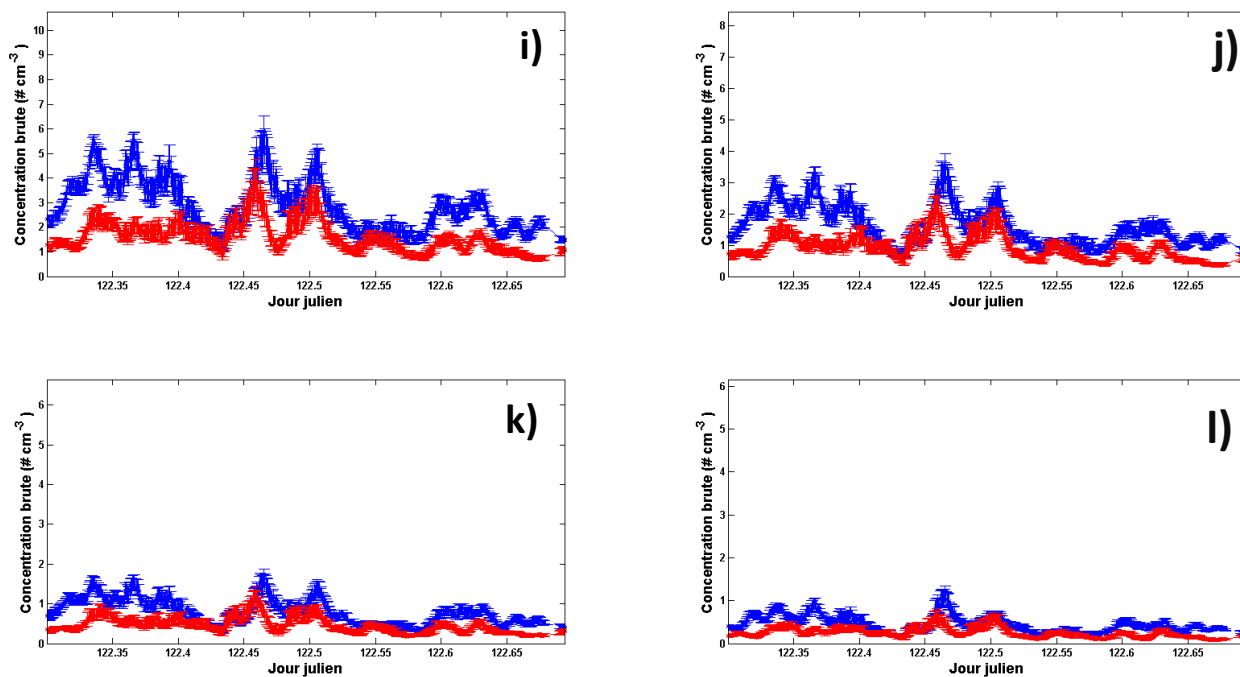


Figure C13 suite.

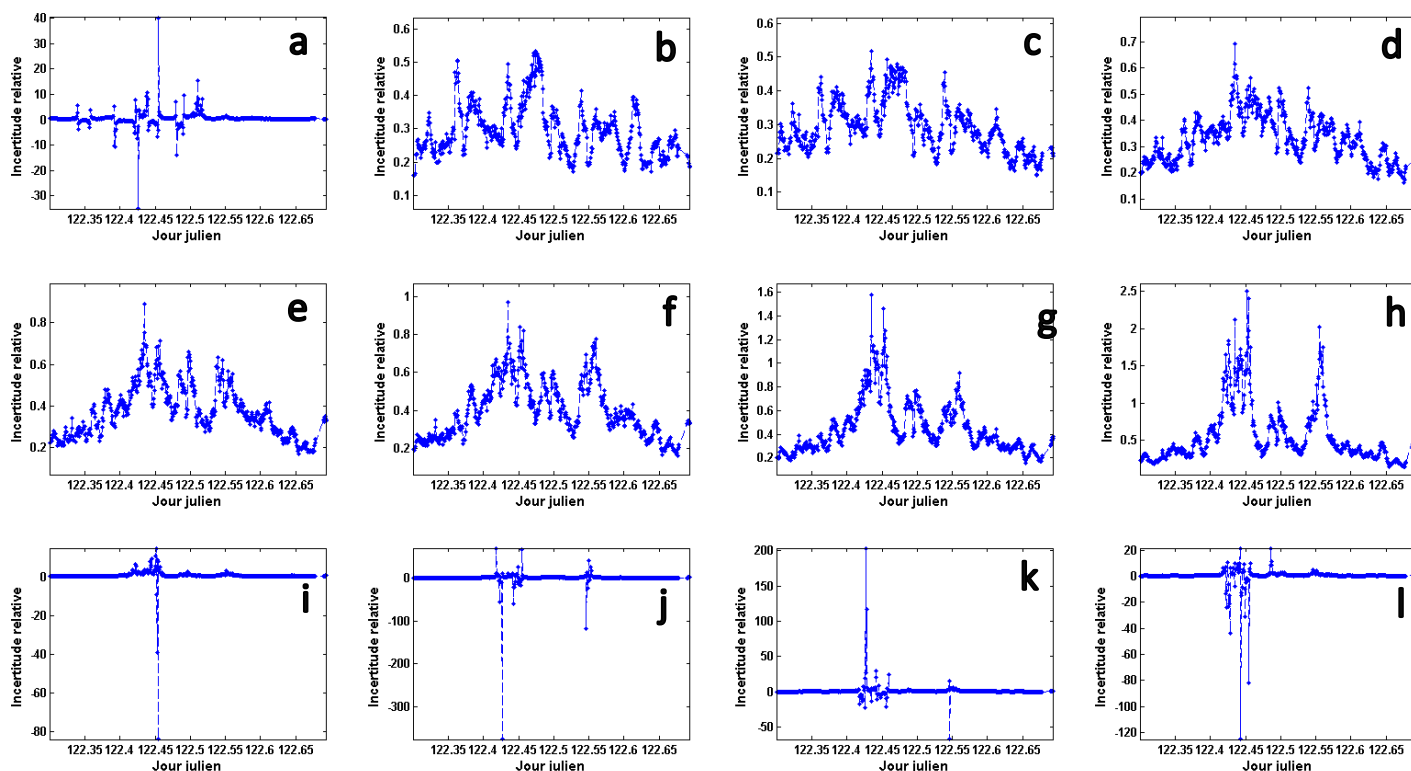


Figure C14 : Evolution temporelle de l'incertitude relative sur le flux résultant de l'incertitude sur les concentrations mesurées par les Welas[®] haut et bas (dF_v/F_v) pour les classes de taille centrées sur (a) $0,37 \mu\text{m}$, (b) $0,49 \mu\text{m}$, (c) $0,65 \mu\text{m}$, (d) $0,87 \mu\text{m}$, (e) $1,15 \mu\text{m}$, (f) $1,54 \mu\text{m}$, (g) $2,05 \mu\text{m}$, (h) $2,74 \mu\text{m}$, (i) $3,65 \mu\text{m}$, (j) $4,87 \mu\text{m}$, (k) $6,49 \mu\text{m}$ et (l) $8,66 \mu\text{m}$ le 2 mai 2017.

Annexe D

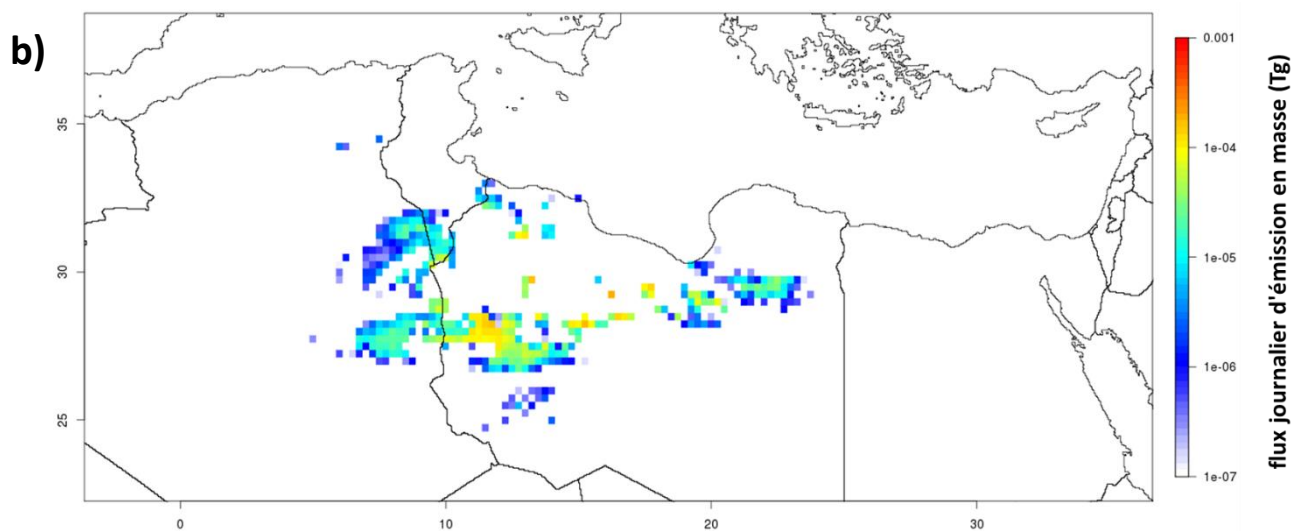
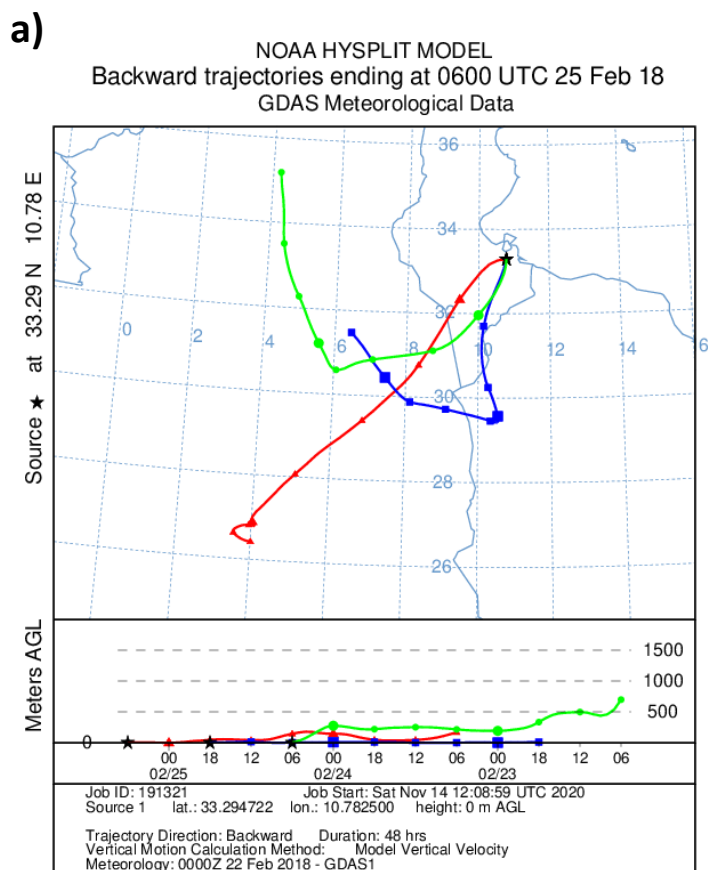
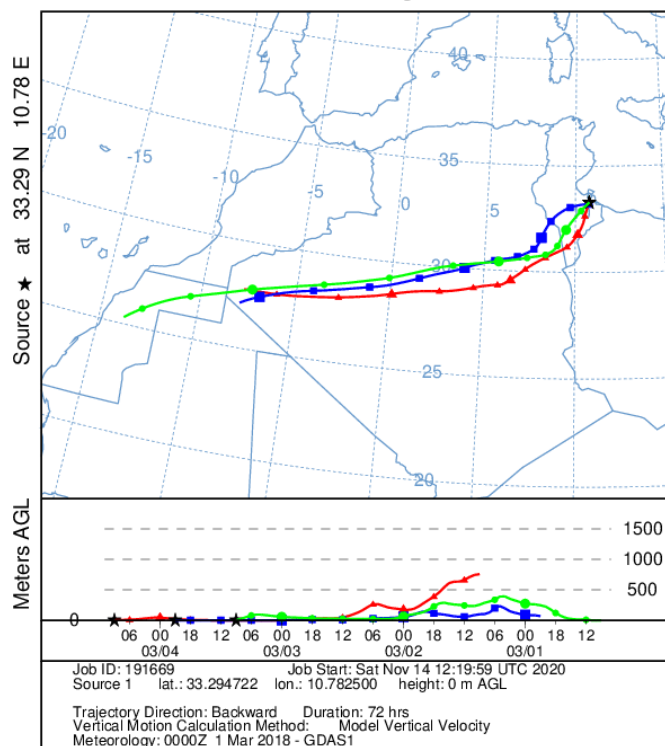


Figure D1 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_56 (le 25/02/2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui à 00:00 TU, b) flux journalier d'émission en masse estimé en utilisant le modèle CHIMERE (le 25/02/2018).

a)

NOAA HYSPLIT MODEL
Backward trajectories ending at 0900 UTC 04 Mar 18
GDAS Meteorological Data



b)

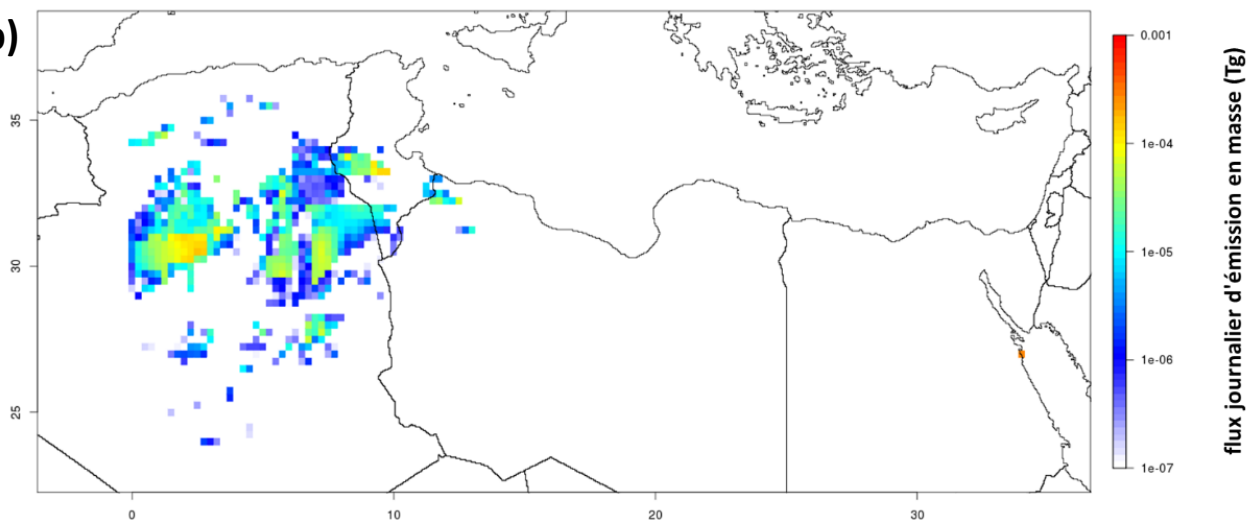
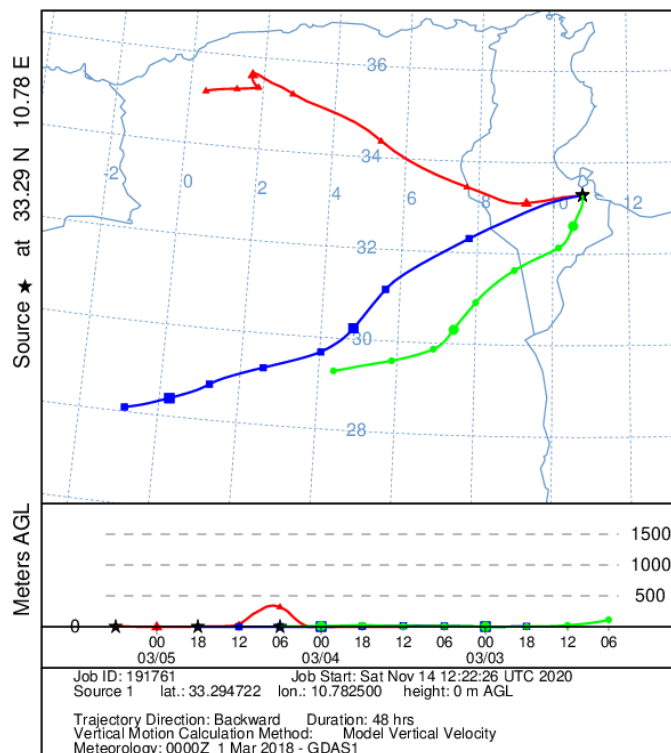


Figure D2: Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_63 (du 01/03/2018 au 04/03/2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui le 04/03/2018 à 06:00 TU sur 3 jours, b) le flux journalier d'émission en masse en utilisant le modèle CHIMERE pour le 01/03/2018.

a)

NOAA HYSPLIT MODEL
 Backward trajectories ending at 0600 UTC 05 Mar 18
 GDAS Meteorological Data



b)

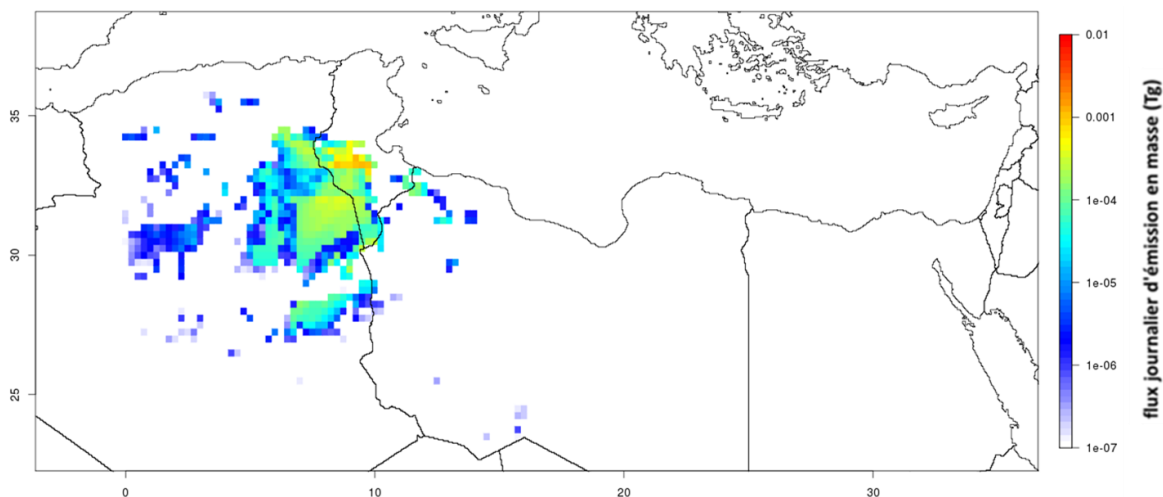


Figure D3 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_64 (le 05/03/2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui à 00:00 TU, b) flux journalier d'émission en masse estimé en utilisant le modèle CHIMERE le 04/03/2018.

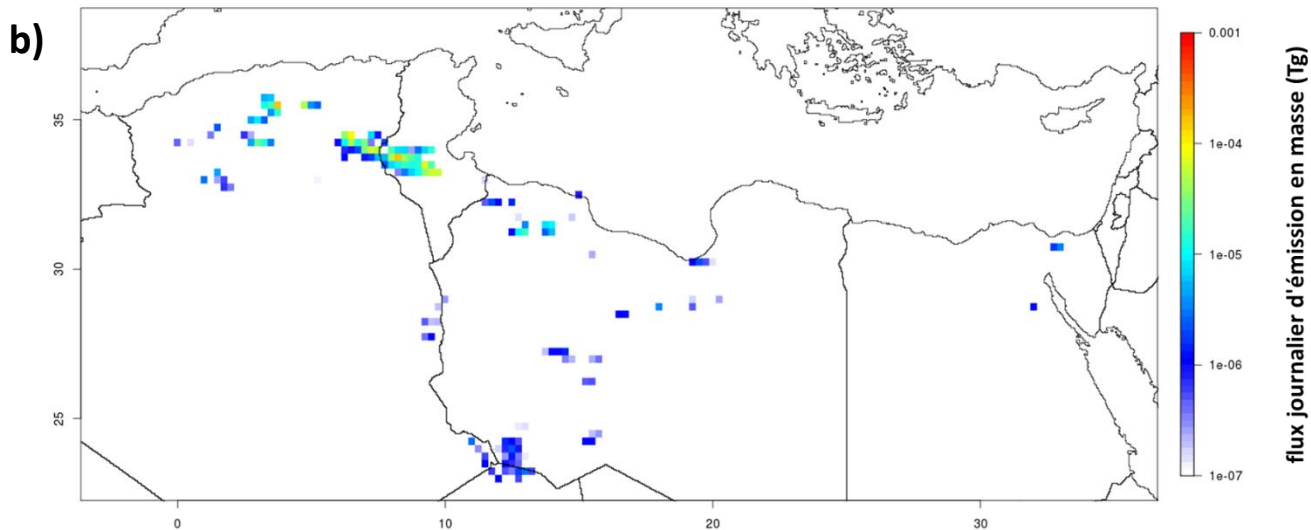
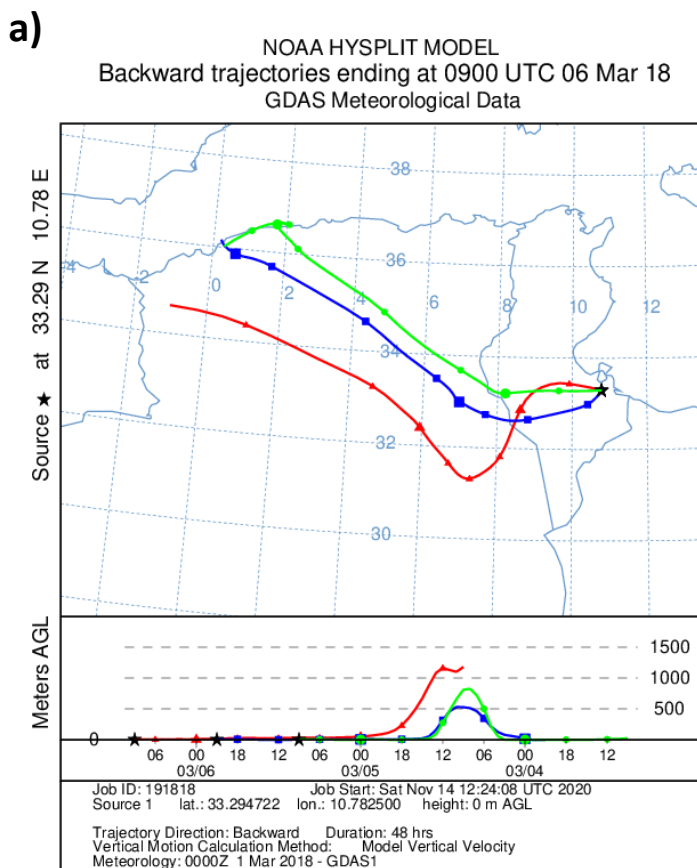
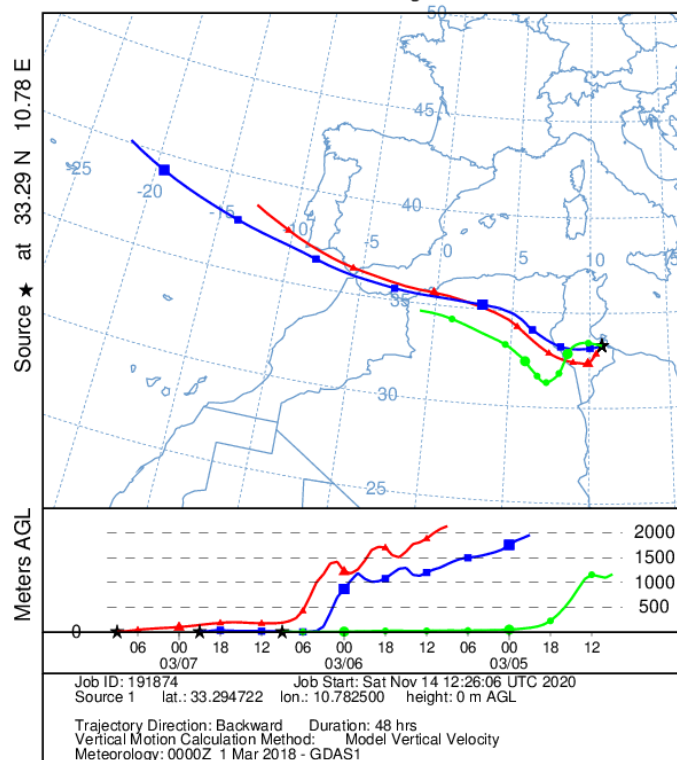


Figure D4 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_65 (le 06/03/2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui à 06:00 TU, b) flux journalier d'émission en masse estimé en utilisant le modèle CHIMERE le 06/03/2018.

a)

NOAA HYSPLIT MODEL
 Backward trajectories ending at 0900 UTC 07 Mar 18
 GDAS Meteorological Data



b)

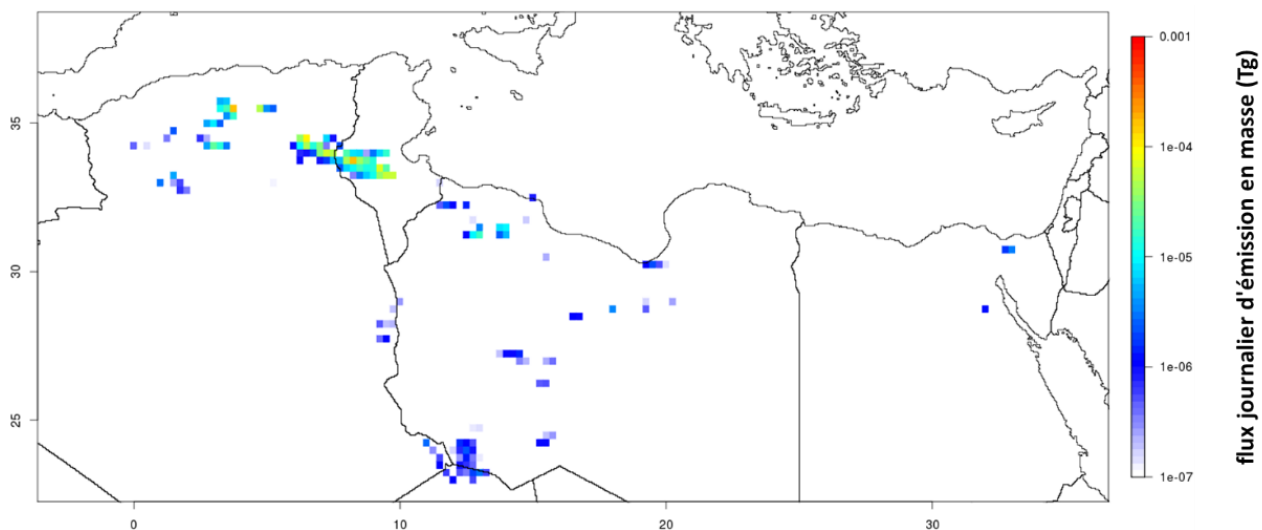
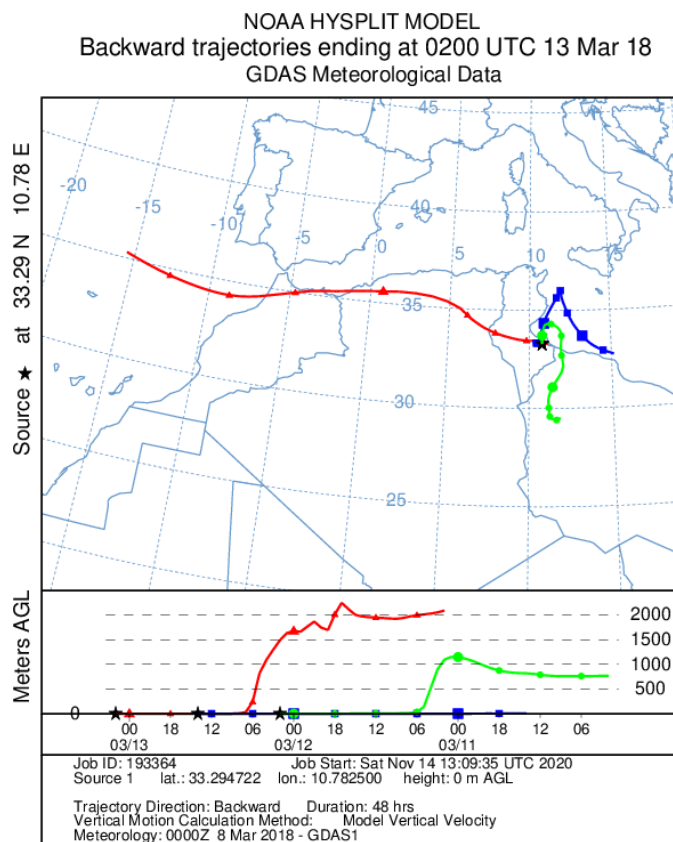


Figure D5 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_66 (du 06/03/2018 au 07/03/2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui le 07/03/2018 à 06:00 TU sur 2 jours, b) le flux journalier d'émission en masse en utilisant le modèle CHIMERE pour le 06/03/2018.

a)



b)

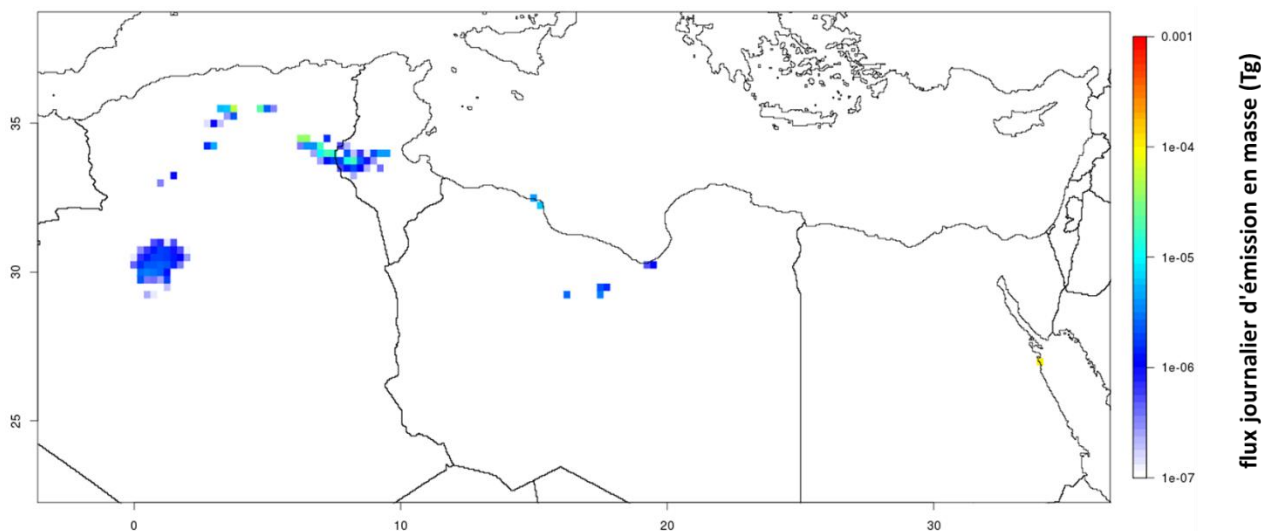


Figure D6 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_71 (du 12/03/2018 au 13/03/2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui à 00:00 TU le 13/03/2018, b) flux journalier d'émission en masse estimé en utilisant le modèle CHIMERE le 12/03/2018.

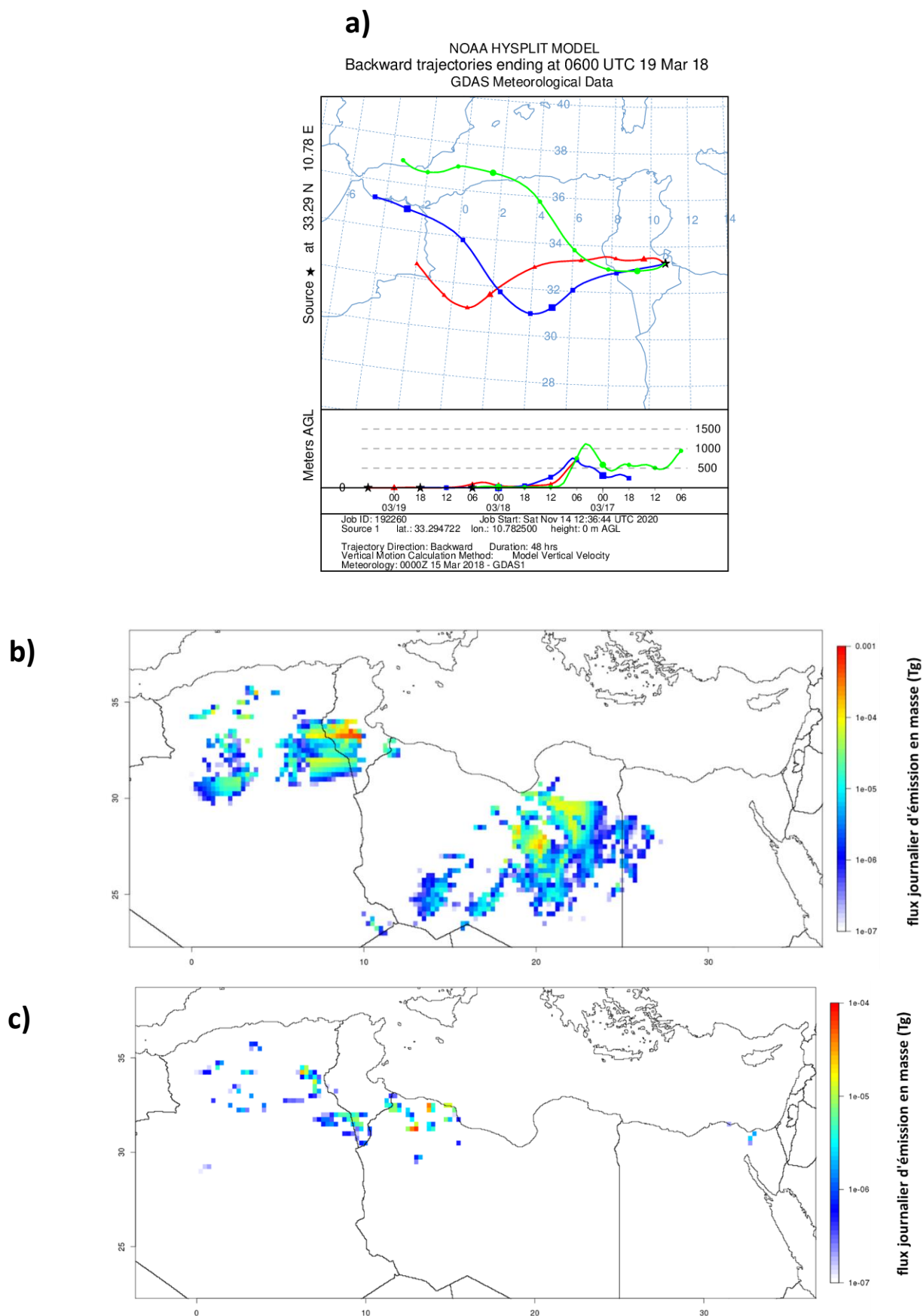
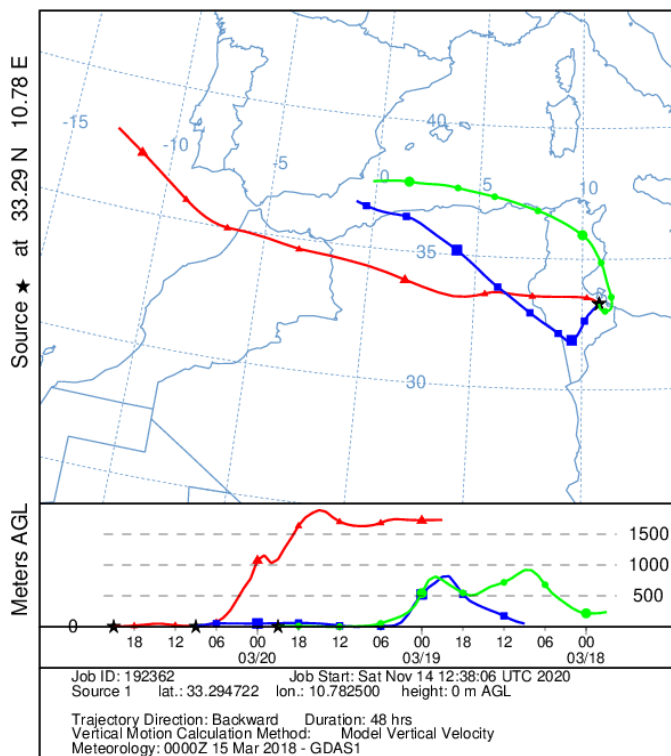


Figure D7 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_77 et Adv_78P1-2-3 (du 18/03/2018 au 19/03/2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui le 18/03/2018 à 23:00 TU et flux journalier d'émission en masse estimé en utilisant le modèle CHIMERE pour les b) 18 et c) 19 mars 2018.

a)

NOAA HYSPLIT MODEL
 Backward trajectories ending at 2100 UTC 20 Mar 18
 GDAS Meteorological Data



b)

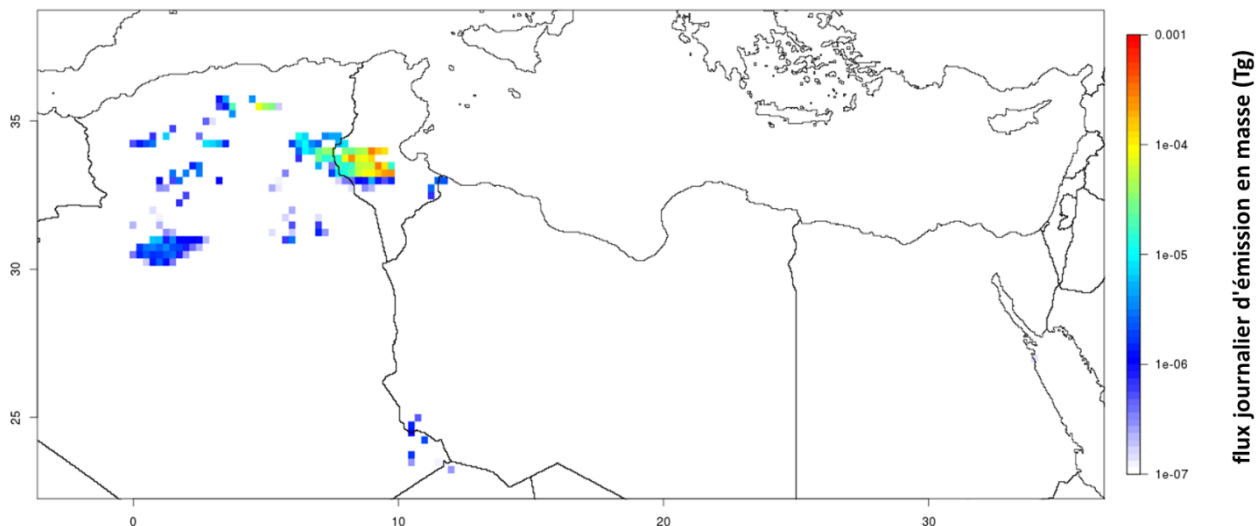


Figure D8 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_79 (le 20/03/2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui à 22:00 TU, b) flux journalier d'émission en masse estimé en utilisant le modèle CHIMERE

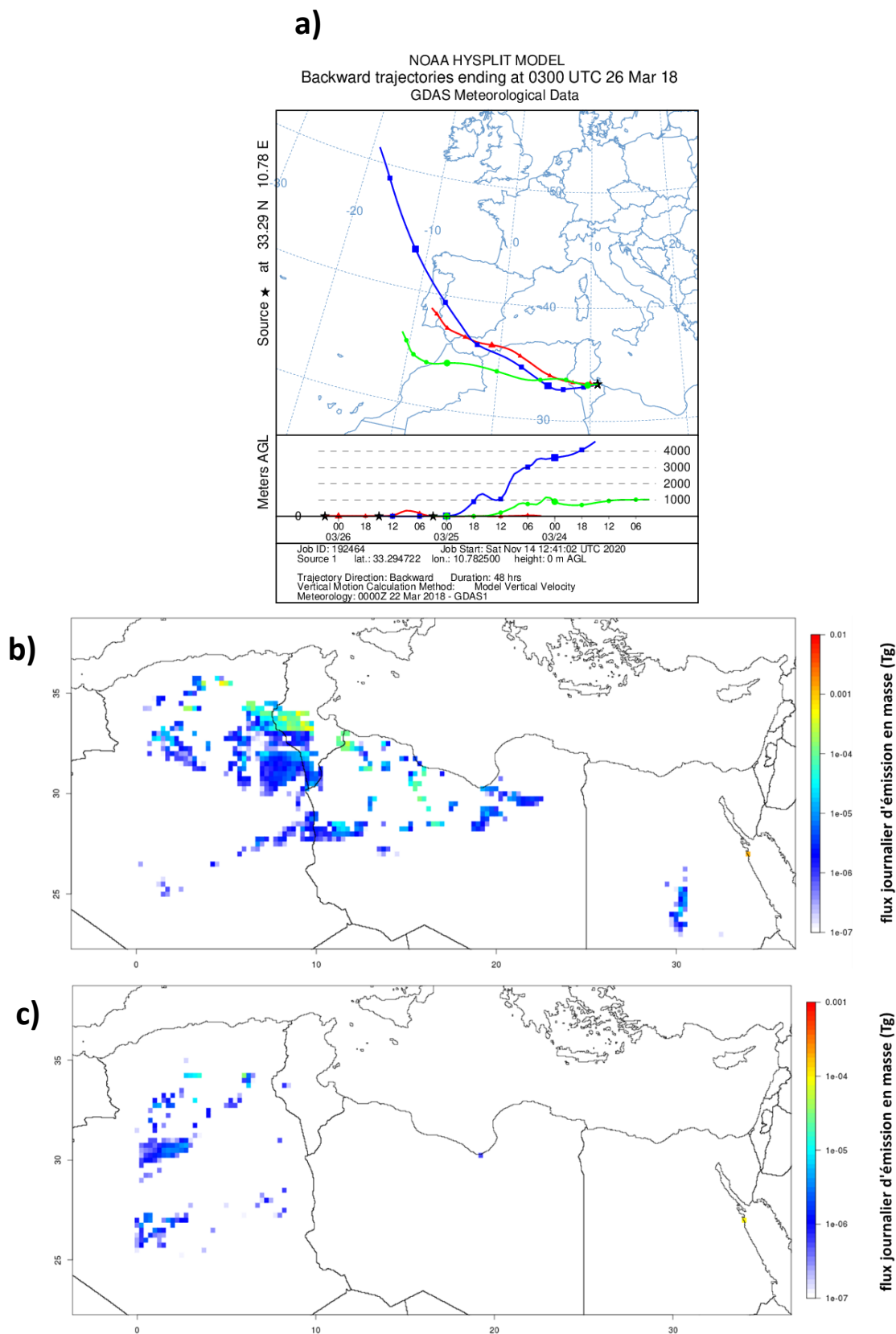


Figure D9 : Localisation de l'origine des poussières observées à Dar Dhaoui pendant Adv_85 (du 25/03/2018 au 26/03/2018), a) rétrotrajectoires HYSPLIT arrivant à Dar Dhaoui le 26/03/2018 à 00:00 TU, et flux journalier d'émission en masse en utilisant le modèle CHIMERE pour les b) 25 et c) 26 mars 2018.

Liste des figures

| | |
|---|----|
| FIGURE 1.1 : REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES ZONES ARIDES, EN FONCTION DE L'INDICE D'ARIDITE (AI). UNE REGION EST DEFINIE COMME HUMIDE LORSQUE $AI > 0,65$ (EN GRIS), SOUS-HUMIDE SECHE POUR $0,50 < AI \leq 0,65$ (EN JAUNE), SEMI-ARIDE POUR $0,20 < AI \leq 0,50$ (EN ORANGE CLAIR), ARIDE POUR $0,05 < AI \leq 0,20$ (EN ORANGE), ET HYPERARIDE POUR $AI < 0,05$ (ROUGE) (MIRZABAEV ET AL., 2019)..... | 3 |
| FIGURE 1.2 : REPARTITION DES SOURCES DES AEROSOLS DESERTIQUES ET LEURS INTENSITES PAR LA REPRESENTATION DU NOMBRE DE JOUR OU L'INDICE D'ABSORPTION DES AEROSOLS (AAI) EST SUPERIEUR A 0,7 A L'AIDE DE TOMS (PROSPERO ET AL., 2002). | 3 |
| FIGURE 2.1 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES COUCHES D'AIR COMPOSANT LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE (STULL, 1988). | 7 |
| FIGURE 2.2 : IMAGE REALISEE AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB) DE GRAINS DE SABLE COLLECTES DANS LE SUD TUNISIEN (BEN DBABIS, 2014)..... | 11 |
| FIGURE 2.3 : VITESSE DE FRICTION SEUIL ($u * t$ EN $CM S^{-1}$) EN FONCTION DE LA TAILLE DES PARTICULES (DIAMETRE EQUIVALENT DE LA FRACTION ERODABLE EN MM) (CHEPIL, 1951)..... | 12 |
| FIGURE 2.4 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES PRINCIPAUX PROCESSUS INTERVENANT DANS L'EMISSION DES POUSSIERS DESERTIQUES (LA SALTATION ET LE SANDBLASTING) QUAND LE SEUIL D'EROSION EST DEPASSE SELON LEUR TAILLE (ADAPTE DE PYE (1987) PAR MAHER ET AL. (2010))..... | 13 |
| FIGURE 2.5 : ILLUSTRATION DES DIFFERENTS « FLUX DE POUSSIERE » EXISTANT DANS LA CLS..... | 21 |
| FIGURE 2.6 : VITESSE DE DEPOT SEC CALCULEE (V_{DEPOT}) ET CONTRIBUTION DES PROCESSUS DE DIFFUSION BROWNIENNE (V_{BROWN}), D'INTERCEPTION (V_{INTER}), D'IMPACTION (V_{IMPA}) ET DE SEDIMENTATION (V_{SEDIM}) EN FONCTION DE LA TAILLE DES PARTICULES POUR UNE VITESSE DE VENT DE $10 M S^{-1}$ (D'APRES SLINN & SLINN (1980) TIRE DE LAURENT (2018)). | 23 |
| FIGURE 3.1 : DISTRIBUTION EN TAILLE MOYENNE DU SOL TOTALEMENT DISPERSE PAR VOIE HUMIDE (COURBE ROUGE - ECHELLE DE GAUCHE) ET DU SOL TAMISE A SEC (COURBE NOIRE - ECHELLE DE DROITE). LES BARRES D'ERREUR REPRESENTENT L'ECART TYPE DE LA MOYENNE DE 4 ECHANTILLONS COMPOSITES DE SOL..... | 26 |
| FIGURE 3.2 : VUE AERIENNE DE LA PARCELLE EXPERIMENTALE AU SEIN DE LA MISE EN DEFENS DE DAR DHAOUI EN 2017 (A) (©IRD-IRA-CHRISTIAN LAMONTAGNE) ET EN 2018 (B). L'EMPLACEMENT DES DISPOSITIFS DE MESURE (ECHAFAUDAGE, TOUR DE MESURE DES PROFILS DE VENT, ETC.) EST AU CENTRE DE LA PHOTOGRAPHIE (ROND ROUGE). LA DISTANCE ENTRE LE BORD DE LA PARCELLE LABOUREE ET LE DISPOSITIF DE MESURE EST DE 150 M AU MINIMUM (FLECHES JAUNES)..... | 27 |
| FIGURE 3.3 : VUE SCHEMATIQUE DE L'INSTALLATION DES INSTRUMENTS SUR LA PARCELLE EXPERIMENTALE DE DAR DHAOUI (SCHEMA REALISE PAR S. DUPONT). | 28 |
| FIGURE 3.4 : VUE AERIENNE (©IRD-IRA-CHRISTIAN LAMONTAGNE) DE L'INSTALLATION DES INSTRUMENTS SUR LA PARCELLE EXPERIMENTALE DE DAR DHAOUI EN 2017. | 28 |
| FIGURE 3.5 : A) SCHEMA DU COMPTEUR OPTIQUE WELAS [®] , B) EXEMPLE DE COURBE DE CALIBRATION DU WELAS [®] AVEC $P_s = Dp\lambda$, C) REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE LA CELLULE DE MESURE DU WELAS [®] ET DU TRAJET OPTIQUE. (FIGURES TIREES DU GUIDE D'UTILISATION DU WELAS [®])..... | 30 |
| FIGURE 3.6 : LES DEUX WELAS [®] (7218 ET 7215) EN POSITION D'INTER-COMPARAISON (©J. L. RAJOT). NOTER LES TETES DE PRELEVEMENT TSP ADAPTEES AUX INSTRUMENTS. | 32 |
| FIGURE 3.7 : LOCALISATION DES DIFFERENTES STATIONS AERONET A TRAVERS LE MONDE EN 2020 (©AERONET)..... | 37 |
| FIGURE 3.8 : PHOTO DU PHOTOMETRE SOLAIRE INSTALLE A L'IRA MEDENINE..... | 38 |
| FIGURE 3.9 : INTERFACE HYSPLIT POUR FIXER LA LOCALISATION (DAR DHAOUI) ET LA BASE DE DONNEES METEOROLOGIQUES (GDAS)..... | 40 |
| FIGURE 3.10 : A) INTERFACE DE PARAMETRISATION D'UN EVENEMENT DONNE (14 MARS 2017), B) TRAJECTOIRES HYSPLIT DU 14 MARS 2017 ARRIVANT A DAR DHAOUI A UNE HAUTEUR DE 100 M ; DEUX TRAJECTOIRES ONT ETE SIMULEES, D'UNE DUREE DE 48 H, SEPREES DE 24 H, LA DERNIERE PRENANT FIN A 21 H LE 14 MARS 2017..... | 41 |

| | |
|---|----|
| FIGURE 4.1. u^* CALCULEE EN UTILISANT RESPECTIVEMENT 6 (A, ET C) ET 5 (B ET D) ANEMOMETRES EN FONCTION DE u^* CALCULEE EN UTILISANT 7 ANEMOMETRES POUR LE 8 MARS 2017 (A, ET B) ET LE 15 MARS 2017 (C ET D). SUR CHAQUE GRAPHE SONT REPORTEES L'EQUATION DE LA DROITE DE REGRESSION LINEAIRE ET LE COEFFICIENT DE DETERMINATION (R^2) ASSOCIE. | 46 |
| FIGURE 4.2 : VARIATION DE RD (DIFFERENCE RELATIVE DES CONCENTRATIONS MESUREES PAR LES DEUX WELAS [®] HAUT ET BAS) EN FONCTION DE u^* POUR UNE GAMME FIXE DE $\partial\theta\partial z$ [-0,2 ; -0,1°C M ⁻¹] POUR LES 4 CLASSES DE TAILLE SUIVANTES : (A) 0,65 μ M, (B) 2,05 μ M, (C) 3,65 μ M, ET (D) 6,49 μ M. | 47 |
| FIGURE 4.3 : VARIATION DE RD EN FONCTION DE $\partial\theta\partial z$ POUR UNE GAMME FIXE DE u^* [0,3 ; 0,4 M S ⁻¹] POUR LES 4 CLASSES DE TAILLE SUIVANTES : (A) 0,65 μ M, (B) 2,05 μ M, (C) 3,65 μ M, ET (D) 6,49 μ M. | 47 |
| FIGURE 4.4 : DROITE D'INTERCOMPARAISON DES WELAS [®] POUR LES CLASSES A 0,65 μ M (A) ET 8,66 μ M (B). (NB : PAR SOUCI DE COHERENCE ICI, ON A APPELE LES INSTRUMENTS 'BAS' ET 'HAUT', MAIS BIEN SUR ILS SONT A LA MEME HAUTEUR PENDANT L'INTERCOMPARAISON.) | 49 |
| FIGURE 4.5 : EVOLUTION TEMPORELLE DE LA CONCENTRATION EN PARTICULES (EN # CM ⁻³) POUR LE WELAS [®] BAS (COURBE BLEUE) ET LE WELAS [®] HAUT (COURBE ROUGE) POUR LES CLASSES DE TAILLE CENTREES SUR (A) 0,37 μ M, (B) 0,49 μ M, (C) 0,65 μ M, (D) 0,87 μ M, (E) 1,15 μ M, (F) 1,54 μ M, (G) 2,05 μ M, (H) 2,74 μ M, (I) 3,65 μ M, (J) 4,87 μ M, (K) 6,49 μ M ET (L) 8,66 μ M LE 7 MARS 2017. LES BARRES D'ERREUR REPRESENTENT L'INCERTITUDE SUR LA MOYENNE A 16 MIN ($\pm\Sigma/4$). | 51 |
| FIGURE 4.6 : EVOLUTION TEMPORELLE DE L'INCERTITUDE RELATIVE SUR LE FLUX RESULTANT DE L'INCERTITUDE SUR LES CONCENTRATIONS MESUREES PAR LES WELAS [®] HAUT ET BAS (DF_v/F_v) POUR LES CLASSES DE TAILLE CENTREES SUR (A) 0,37 μ M, (B) 0,49 μ M, (C) 0,65 μ M, (D) 0,87 μ M, (E) 1,15 μ M, (F) 1,54 μ M, (G) 2,05 μ M, (H) 2,74 μ M, (I) 3,65 μ M, (J) 4,87 μ M, (K) 6,49 μ M ET (L) 8,66 μ M LE 7 MARS 2017. | 53 |
| FIGURE 4.7 : EVOLUTION DE LA PROPORTION DE PARTICULES DONT LE DIAMETRE EST INFERIEUR A 1,78 μ M EN FONCTION DE $\partial\theta\partial z$ (EN K M ⁻¹) POUR LES 8 EVENEMENTS D'EMISSION. (A) CHAQUE COULEUR REPRESENTE UN EVENEMENT DONNE. SEULES LES VALEURS POUR LESQUELLES L'INCERTITUDE RELATIVE DF_v/F_v EST INFERIEURE A 0,8 DANS L'ENSEMBLE DES CLASSES DE TAILLE SONT REPORTEES (N = 2720). (B) LES POINTS BLEUS REPRESENTENT LE JEU DE DONNEES ORIGINAL (SANS CONDITION SUR L'INCERTITUDE RELATIVE ; N = 3135) ET LES POINTS ORANGE LE JEU DE DONNEES POUR LESQUELLES L'INCERTITUDE RELATIVE DF_v/F_v EST INFERIEURE A 0,8 DANS L'ENSEMBLE DES CLASSES DE TAILLE (N = 2720). | 54 |
| FIGURE 4.8 : DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE RELATIVE DU FLUX VERTICAL F_v EN NOMBRE PAR CLASSE DE $\partial\theta\partial z$ (EN K M ⁻¹), AVEC UNE INCERTITUDE RELATIVE $\Delta F_v/F_v < 0,8$ | 55 |
| FIGURE 4.9 : DISPOSITIF DE MESURE DES FLUX PAR LA METHODE EC : WELAS [®] INRA EQUIPE D'UNE TETE DE PRELEVEMENT DE FAIBLE ENCOMBREMENT (INSTRUMENT DE GAUCHE) ET ANEMOMETRE SONIQUE 3D (INSTRUMENT DE DROITE). (©S. DUPONT) | 56 |
| FIGURE 4.10 : VARIATION DES COEFFICIENTS A (A) ET n (B) DE L'EQUATION DE GILLETTE & PASSI (1988) PAR CLASSE DE TAILLE POUR LES DEUX METHODES (GRADIENT EN BLEU ET EC EN ORANGE). SONT EGALEMENT REPORTEES LES VARIATIONS DU COEFFICIENT N CALCULE PAR ISHIZUKA ET AL. (2014) PENDANT JADE (COURBE GRISE SUR LA FIGURE B). | 58 |
| FIGURE 4.11 : ECART RELATIF PAR RAPPORT AU COMPORTEMENT MOYEN (DF/F) EN FONCTION DE LA STABILITE REPRESENTEE PAR Z/L DANS LE CAS DE LA METHODE DU GRADIENT (A) ET DANS LE CAS DE L'EC (B) POUR 5 CLASSES DE TAILLE : 0,49 μ M (BLEU), 0,65 μ M (ORANGE), 0,87 μ M (GRIS), 1,15 μ M (JAUNE) ET 1,54 μ M (ROSE). | 59 |
| FIGURE 4.12 : ECART RELATIF PAR RAPPORT AU COMPORTEMENT MOYEN (DF/F) EN FONCTION DE LA STABILITE REPRESENTEE PAR Z/L DANS LE CAS DE LA METHODE DU GRADIENT ET POUR 5 CLASSES DE TAILLE SUPERMICRONIQUES : 2,74 μ M (BLEU), 3,65 μ M (ORANGE), 4,87 μ M (GRIS), 6,49 μ M (JAUNE) ET 8,66 μ M (ROSE). | 60 |
| FIGURE 4.13 : FLUX VERTICAL TOTAL EN NOMBRE (F_v EN PARTICULES M ⁻² S ⁻¹) EN FONCTION DE LA VITESSE DE FRICTION (u^* EN M S ⁻¹) LORS DES HUIT EVENEMENTS D'EROSION EOLIENNE DE 2017 ET DE L'EVENEMENT DE 2018. | 61 |
| FIGURE 4.14 : DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE RELATIVE DU FLUX VERTICAL EN NOMBRE F_v LORS DE L'EVENEMENT DU 17 MARS 2018 (COURBE BLEUE) ET POUR LA MEME GAMME DE VARIABILITE DE LA STABILITE THERMIQUE EN 2017 (COURBE ROSE). | 61 |
| FIGURE 4.15 : BOITES A MOUSTACHES DES VARIATIONS DE LA VITESSE DE FRICTION u^* (A ; EN M S ⁻¹), ET DU GRADIENT THERMIQUE $\partial\theta\partial z$ (B ; EN K M ⁻¹) PENDANT LES 3 EPISODES D'EROSION D'AMMA. LES MOUSTACHES SONT TRACEES A PARTIR DES BORNES DE L'INTERQUARTILE JUSQU'A L'OBSERVATION LA PLUS ELOIGNEE DE L'INTERQUARTILE, MAIS SITUÉE A UNE | |

| | |
|--|----|
| DISTANCE INFÉRIEURE A 1,5 FOIS LA VALEUR DE L'INTERQUARTILE. LES VALEURS AU-DELA DE CETTE DISTANCE (CROIX ROUGES) SONT DÉFINIES COMME DES EXTREMA. | 62 |
| FIGURE 4.16 : ÉVOLUTION DE LA PROPORTION (%) DE PARTICULES DE DIAMÈTRE < 1,78 MM POUR WIND-O-V (POINTS GRIS ; N = 3135) ET DE DIAMÈTRE < 1,26 MM POUR AMMA (POINTS VERTS : ME1 AVEC N = 130, POINTS JAUNES : ME4 AVEC N = 34, POINTS BLEUS : CE4 AVEC N = 59) EN FONCTION DU GRADIENT THERMIQUE $\partial\theta/\partial z$ (EN K M ⁻¹). LA DROITE DE RÉGRESSION LINÉAIRE ET LA QUALITÉ DE LA RÉGRESSION (R ²) SONT ÉGALEMENT REPORTÉES EN ROUGE POUR WIND-O-V, ET EN ORANGE POUR AMMA (AJUSTÉE SUR L'ENSEMBLE DES DONNÉES AVEC N = 258). | 63 |
| FIGURE 4.17 : VARIATION EN FONCTION DU DIAMÈTRE (D _{G,i} EN μM) DES PARAMÈTRES STATISTIQUES (A) PENTE ET (B) R ² ISSUS DE L'AJUSTEMENT UTILISANT UNE FONCTION DE TYPE GILLETTE ET PASSI (1988) (COURBE BLEUE) OU UTILISANT L'ÉQUATION (4.6) (COURBE ORANGE)..... | 66 |
| FIGURE 4.18 : FLUX VERTICAL (F _v EN PARTICULES M ⁻² S ⁻¹) MESURE DANS LA CLASSE CENTRÉE SUR 0,69 μM (POINTS BLEUS) ET SON AJUSTEMENT PAR LES FONCTIONS (A) DE GILLETTE ET PASSI (1988) (COURBE ORANGE) ET (B) PAR L'ÉQUATION (4.6) (POINTS ORANGES). | 66 |
| FIGURE 4.19 : ÉVOLUTION DU COEFFICIENT B (EN M K ⁻¹) EN FONCTION DU DIAMÈTRE (D _{G,i} EN μM)..... | 67 |
| FIGURE 4.20 : BOÎTES A MOUSTACHES DES VARIATIONS DE LA VITESSE DE FRICTION u^* (A ; EN M S ⁻¹), ET DU GRADIENT THERMIQUE θ^* (B ; EN K) PENDANT LES ÉVÉNEMENTS N°10 ET 11 DE JADE. LES MOUSTACHES SONT TRACÉES À PARTIR DES BORNES DE L'INTERQUARTILE JUSQU'À L'OBSERVATION LA PLUS ÉLOIGNÉE DE L'INTERQUARTILE, MAIS SITUÉE À UNE DISTANCE INFÉRIEURE À 1,5 FOIS LA VALEUR DE L'INTERQUARTILE. LES VALEURS AU-DELA DE CETTE DISTANCE (CROIX ROUGES) SONT DÉFINIES COMME DES EXTREMA..... | 68 |
| FIGURE 4.21 : (A) ÉVOLUTION DE LA CONCENTRATION (EN PARTICULES CM ⁻³) À 2,04 M POUR LA CLASSE À 0,72 μM MESURÉE (POINTS BLEUS) ET MODÉLISÉE EN UTILISANT L'ÉQUATION (4.9) (POINTS ORANGE) EN FONCTION DE u^* (EN M S ⁻¹) AU COURS DE LA CAMPAGNE WIND-O-V. (B) ÉVOLUTION DE LA CONCENTRATION EN MASSE (EN μG M ⁻³) À 1 M POUR LA CLASSE À 0,72 μM MESURÉE (POINTS BLEUS) ET MODÉLISÉE EN UTILISANT L'ÉQUATION (4.9) (POINTS ORANGE) EN FONCTION DE u^* (EN M S ⁻¹) AU COURS DE LA CAMPAGNE JADE. | 70 |
| FIGURE 4.22 : ÉVOLUTION DU COEFFICIENT B' (EN M K ⁻¹) EN FONCTION DU DIAMÈTRE (D _{G,i} EN MICRON) PENDANT LA CAMPAGNE WIND-O-V..... | 71 |
| FIGURE 5.1 : EXEMPLES D'OBSERVATIONS MODIS (EMBARQUE SUR TERRA) METTANT EN ÉVIDENCE LA PRÉSENCE DE PANACHES DE POUSSIERE AU-DESSUS DE LA ZONE D'ÉTUDE POUR LES JOURS OU UN ÉVÉNEMENT D'ADVECTION A ÉTÉ IDENTIFIÉ À PARTIR DES MESURES 'SOL'. | 76 |
| FIGURE 5.2 : DISTRIBUTIONS GRANULOMÉTRIQUES RELATIVES DES POUSSIÈRES MESURÉES AUX NIVEAUX BAS (A) ET HAUT (B) PENDANT LES ÉVÉNEMENTS D'ADVECTION. | 77 |
| FIGURE 5.3 : DISTRIBUTION GRANULOMÉTRIQUE NORMALISÉE DES CONCENTRATIONS MESURÉES SUR LE SITE DE DAR DHAOUI PENDANT LES QUATORZE PÉRIODES D'ADVECTION. POUR FACILITER LA COMPARAISON, LA GRANULOMÉTRIE DES PÉRIODES D'ÉMISSION EN CONDITIONS INSTABLES ($\partial\theta\partial z < -0,25^\circ\text{C M}^{-1}$) ET STABLES ($-0,05 < \partial\theta\partial z < 0,05^\circ\text{C M}^{-1}$) EST RAPPELÉE..... | 78 |
| FIGURE 5.4 : IDEM FIGURE 5.3 APRES CONVERSION EN VOLUME ET NORMALISATION | 79 |
| FIGURE 5.6 : ÉVOLUTION DE LA CONCENTRATION MASSIQUE MESURÉE PAR LA MICROBALANCE TEOM™ (EN μG M ⁻³ - COURBE BLEUE) ET DE LA VITESSE MAXIMALE DU VENT (EN M S ⁻¹ - COURBE ORANGE) À L'IRA MEDENINE LE 20 MARS 2018 (A), LE 25 MARS 2018 (B) ET LE 18 MARS 2018 (C). LA COURBE NOIRE CORRESPOND AUX CONCENTRATIONS EN NOMBRE MESURÉES À DAR DHAOUI PENDANT LES PÉRIODES AYANT SATISFAIT LES CRITÈRES DE DÉFINITION DES PÉRIODES D'ADVECTION..... | 82 |
| FIGURE 5.7 : LOCALISATION DE L'ORIGINE DES POUSSIÈRES OBSERVÉES À DAR DHAOUI PENDANT ADV_2017 (LE 27 AVRIL 2017), A) RETROTRAJECTOIRES HYSPLIT ARRIVANT À DAR DHAOUI À 12:00TU, B) FLUX JOURNALIER D'ÉMISSION EN MASSE ESTIMÉ EN UTILISANT LE MODÈLE CHIMÈRE. | 83 |
| FIGURE 5.8 : LOCALISATION DE L'ORIGINE DES POUSSIÈRES OBSERVÉES À DAR DHAOUI PENDANT ADV_90 (LE 31 MARS 2018), A) RETROTRAJECTOIRES HYSPLIT ARRIVANT À DAR DHAOUI À 09:00TU, B) FLUX JOURNALIER D'ÉMISSION EN MASSE ESTIMÉ EN UTILISANT LE MODÈLE CHIMÈRE. | 84 |
| FIGURE 5.9 : RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES STATIONS AERONET DANS LA RÉGION D'ÉTUDE EN 2017. (©AERONET)..... | 87 |
| FIGURE 5.10 : COEFFICIENT D'ANGSTRÖM A _(440/870) EN FONCTION DE L'ÉPAISSEUR OPTIQUE À 440 NM, AOD ₄₄₀ , POUR LES 3 SITES AERONET DE MEDENINE-IRA (HAUT), BEN SALEM (MILIEU) ET LAMPEDUSA (BAS). | 89 |

| | |
|---|-----------|
| FIGURE 5.11 : DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE EN VOLUME DES CENTILES 0,1, 0,5 ET 0,9 POUR LES SITES DE MEDENINE-IRA (COURBES BLEUES), BEN SALEM (COURBES ORANGE) ET LAMPEDUSA (COURBES VERTES). | 90 |
| FIGURE 5.12 : DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE EN NOMBRE DES CENTILES 0,1, 0,5 ET 0,9 POUR LES SITES DE MEDENINE-IRA (COURBES BLEUES), BEN SALEM (COURBES ORANGE) ET LAMPEDUSA (COURBES VERTES). | 91 |
| FIGURE 5.13 : COMPARAISON DES DISTRIBUTIONS GRANULOMETRIQUES EN NOMBRE DES AEROSOLS DESERTIQUES 1) OBTENUES PAR INVERSION DES MESURES PHOTOMETRIQUES DU SITE AERONET MEDENINE-IRA, 2) MESUREES SUR LE SITE WIND-O-V EN PERIODE D'EMISSION OU D'ADVECTION. TOUTES LES DISTRIBUTIONS SONT NORMALISEES AU CONTENU DE LA GAMME 0,5-10 μM (VOIR TEXTE POUR PLUS DE DETAILS)..... | 92 |
| FIGURE 5.14 : IDEM FIGURE 5.13 POUR LES DISTRIBUTIONS GRANULOMETRIQUES EN VOLUME. | 93 |
| FIGURE 5.15 : MEDIANE DES DISTRIBUTIONS GRANULOMETRIQUES ISSUES DES MESURES PHOTOMETRIQUES EFFECTUEES A 8 STATIONS DE LA REGION MENA PENDANT LES EPISODES DOMINES PAR LES POUSSIERES DESERTIQUES..... | 95 |
| FIGURE 5.16 : COMPARAISON DES DISTRIBUTIONS GRANULOMETRIQUES NORMALISEES DES POUSSIERES SUR LE SITE TUNISIEN DE DAR DHAOUI PENDANT WIND-O-V ET NIGERIEN DE BANIZOUMBOU PENDANT AMMA. LES SITUATIONS D'ADVECTION ET D'EMISSION SONT CONSIDEREES (VOIR TEXTE POUR PLUS DE DETAILS). | 96 |
| FIGURE 5.17 : COMPARAISON DES DISTRIBUTIONS GRANULOMETRIQUES NORMALISEES DES POUSSIERES SUR LE SITE TUNISIEN DE DAR DHAOUI PENDANT WIND-O-V, NIGERIEN DE BANIZOUMBOU PENDANT AMMA, ET LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE AEROPORTEE PENDANT LES CAMPAGNES INTERNATIONALES AMMA, SAMUM-1, SAMUM-2, FENNEC ET ADRIMED..... | 98 |

Liste des tableaux

| | |
|---|----|
| TABLEAU 1.1 : ESTIMATION DES FLUX D'EMISSION DES PRINCIPAUX TYPES D'AEROSOLS PRIMAIRES ET DES PRECURSEURS DES AEROSOLS SECONDAIRES (BOUCHER, 2012). | 2 |
| TABLEAU 1.2 : ESTIMATION EN MASSE (EN μG) DES MINERAUX (QUANTIFIEE PAR DIFFRACTION A RAYONS X – DRX) POUR DES ECHANTILLONS D'AEROSOLS DESERTIQUES PRELEVES AU NIGER (N) ET EN TUNISIE (T1 / T2 / T3) (NOWAK ET AL., 2018). | 4 |
| TABLEAU 2.1 : RESUME DES CARACTERISTIQUES (INTENSITE ET, DANS CERTAINS CAS, DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE) DU FLUX VERTICAL DISPONIBLES DANS LA LITTERATURE. | 14 |
| TABLEAU 2.2 : LES MODELES POUR LA DETERMINATION DU FLUX VERTICAL. | 17 |
| TABLEAU 3.1 : DATES DE DEBUT ET FIN DES PERIODES D'INTERCOMPARAISON AVANT ET APRES LES CAMPAGNES DE 2017 ET 2018. | 31 |
| TABLEAU 3.2 : PARAMETRES STATISTIQUES DE L'INTERCOMPARAISON DES 2 WELAS [®] AU COURS DES DEUX PERIODES D'INTERCOMPARAISON DE LA CAMPAGNE 2017 PAR CLASSE DE TAILLE ($D_{G,i}$) : NOMBRE DE POINTS (N), PENTE DE LA DROITE DE REGRESSION LINEAIRE ET COEFFICIENT DE DETERMINATION (R^2). | 32 |
| TABLEAU 3.3 : IDEM TABLEAU 3.2 MAIS POUR LA CAMPAGNE 2018. | 33 |
| TABLEAU 3.4 : VALEURS DU COEFFICIENT A AYANT SERVI A RECALER LES MESURES DU WELAS [®] 7215 POUR LES CAMPAGNES DE 2017 ET 2018. | 34 |
| TABLEAU 3.5 : PARAMETRES STATISTIQUES DE L'INTERCOMPARAISON DES 2 WELAS [®] APRES AVOIR RECALE LE WELAS [®] 7215 AU COURS DE LA SECONDE PERIODE D'INTERCOMPARAISON DE LA CAMPAGNE 2017 PAR CLASSE DE TAILLE ($D_{G,i}$) : NOMBRE DE POINTS (N), PENTE DE LA DROITE DE REGRESSION LINEAIRE ET COEFFICIENT DE DETERMINATION (R^2). | 35 |
| TABLEAU 3.6 : IDEM TABLEAU 3.4 MAIS POUR LA PREMIERE PERIODE D'INTERCOMPARAISON DE LA CAMPAGNE 2018. | 36 |
| TABLEAU 4.1. FETCH MINIMUM ET MAXIMUM (EN M) POUR LES EVENEMENTS D'EMISSION ET LES PARAMETRES STATISTIQUES EN FONCTION DU NOMBRE D'ANEMOMETRES UTILISES POUR LE CALCUL DE u^* (NOMBRE DE POINTS (N), PENTE DE LA REGRESSION LINEAIRE ET COEFFICIENT DE DETERMINATION (R^2)). | 45 |
| TABLEAU 4.2 : PENTES ET INCERTITUDES ASSOCIEES ISSUES DE L'INTERCOMPARAISON DES WELAS [®] | 50 |
| TABLEAU 4.3 : RESULTATS DE L'AJUSTEMENT D'UNE FONCTION DE TYPE GP AVEC $u^* t = 0,22 \text{ M S}^{-1}$ AUX VALEURS DES FLUX MESURES PAR LA METHODE EC (193 POINTS). LA PENTE ET LA VALEUR DE R^2 SONT CELLES OBTENUES EN TRAÇANT LES VARIATIONS DU FLUX AJUSTE EN FONCTION DE CELUI MESURE. | 57 |
| TABLEAU 4.4 : IDEM TABLEAU 4.3, MAIS POUR LES VALEURS DES FLUX MESURES PAR LA METHODE DU GRADIENT (202 POINTS). | 57 |
| TABLEAU 4.5 : RESULTATS DE L'AJUSTEMENT D'UNE FONCTION DE TYPE GP AVEC $u^* t = 0,22 \text{ M S}^{-1}$ AUX VALEURS DES FLUX MESURES PAR LA METHODE DU GRADIENT (3135 POINTS). LA PENTE ET LA VALEUR DE R^2 SONT CELLES OBTENUES EN TRAÇANT LES VARIATIONS DU FLUX AJUSTE EN FONCTION DE CELUI MESURE. | 65 |
| TABLEAU 4.6 : IDEM TABLEAU 4.5 MAIS EN AJUSTANT SUIVANT L'EQUATION (4.6). | 66 |
| TABLEAU 4.7 : RESULTATS DE L'AJUSTEMENT DE GP AVEC $u^* t = 0,28 \text{ M S}^{-1}$ AUX VALEURS DE CONCENTRATIONS MESUREES PENDANT LA CAMPAGNE JADE (556 POINTS). LA PENTE ET LA VALEUR DE R^2 SONT CELLES OBTENUES EN TRAÇANT LES VARIATIONS DU FLUX AJUSTE EN FONCTION DE CELUI MESURE. | 69 |
| TABLEAU 4.8 : IDEM TABLEAU 4.7 MAIS EN AJUSTANT SUIVANT L'EQUATION (4.9). | 69 |
| TABLEAU 4.9 : RESULTATS DE L'AJUSTEMENT DE GP AVEC $u^* t = 0,22 \text{ M S}^{-1}$ AUX VALEURS DE CONCENTRATIONS MESUREES PENDANT LA CAMPAGNE WIND-O-V 2017 (3135 POINTS). LA PENTE ET LA VALEUR DE R^2 SONT CELLES OBTENUES EN TRAÇANT LES VARIATIONS DU FLUX AJUSTE EN FONCTION DE CELUI MESURE. | 69 |
| TABLEAU 4.10 : IDEM TABLEAU 4.9 MAIS EN AJUSTANT SUIVANT DE L'EQUATION (4.9). | 70 |

| | |
|---|-----------|
| TABLEAU 5.1 : NOMS ET CARACTERISTIQUES DES EVENEMENTS D'ADVECTION DETECTES PENDANT LES DEUX CAMPAGNES DE MESURE REALISEES EN TUNISIE : DATE DE DEBUT (EN TU), DUREE (EN HEURE), CONCENTRATION MAXIMALE (EN PART CM⁻³) ET ORIGINE ESTIMEE DES POUSSIERES. | 75 |
| TABLEAU 5.2 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES EN NOMBRE (AVEC GMD LE DIAMETRE GEOMETRIQUE MEDIAN ET GSD L'ECART-TYPE) DES EVENEMENTS 1) D'EMISSION CORRESPONDANT A DES CONDITIONS STABLE ET INSTABLE ET 2) D'ADVECTION DETECTES PENDANT LES DEUX CAMPAGNES DE MESURES REALISEES EN TUNISIE. | 85 |
| TABLEAU 5.3 : IDEM TABLEAU 5.2 MAIS EN VOLUME. | 86 |
| TABLEAU 5.4 : CARACTERISTIQUES DES SITES AERONET RETENUS DANS L'ETUDE. | 88 |

Bibliographie

- Abatzoglou, J. T., Dobrowski, S. Z., Parks, S. A., & Hegewisch, K. C. (2018). TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. *Scientific Data*, 5(1), 170191. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.191>
- Alfaro, S. C. (2008). Influence of soil texture on the binding energies of fine mineral dust particles potentially released by wind erosion. *Geomorphology*, 93(3), 157–167. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.012>
- Alfaro, S. C., & Gomes, L. (2001). Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D16), 18075–18084. <https://doi.org/10.1029/2000JD900339>
- Alfaro, S. C., Gaudichet, A., Gomes, L., & Maillé, M. (1997). Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(10), 11239–11249. <https://doi.org/10.1029/97JD00403>
- Alfaro, S. C., Gaudichet, A., Gomes, L., & Maillé, M. (1998). Mineral aerosol production by wind erosion: Aerosol particle sizes and binding energies. *Geophysical Research Letters*, 25(7), 991–994. <https://doi.org/10.1029/98GL00502>
- Alfaro, S. C., Rajot, J. L., & Nickling, W. G. (2004). Estimation of PM₂₀ emissions by wind erosion: main sources of uncertainties. *Geomorphology*, 59(1–4), 63–74. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.09.006>
- Armbrust, D. V., & Retta, A. (2000). Wind and Sandblast Damage to Growing Vegetation. *Annals of Arid Zone*, 39(3), 273-284.
- Arya, P. (1988). *Introduction to Micrometeorology* (New York: Elsevier).
- Aubert, G., Betremieux, R., BONFILS, P., Bonneau, M., Boulaine, J., Dejou, J., et al. (1967). Classification des sols : (Travaux CPCS 1963-1967). *Comission de Pédologie et de Cartographie des Sols.*, 90. [https://doi.org/Retrieved from http://www.afes.fr/wp-content/uploads/2017/11/CPCS_1967.pdf](https://doi.org/Retrieved%20from%20http://www.afes.fr/wp-content/uploads/2017/11/CPCS_1967.pdf)

- Bagnold, R. A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Methuen, 265.
- Ben Dbabis, N. (2014). Etude du fractionnement entre sol et flux d'érosion éolienne en régions semi-arides. Rapport de stage de Master 2 « Sciences et Génie de l'Environnement », Université Paris Est Créteil, France, 46 p.
- Bergametti, G., & Forêt, G. (2014). Dust deposition. In P. Knippertz & J.-B. W. Stuut (Eds.), *Mineral Dust: A Key Player in the Earth System* (Springer, Pp. 179–200). Dordrecht, The Netherlands., 179–200.
- Bergametti, G., Gomes, L., Remoudaki, 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* (Springer Netherlands, Vol. 282, Pp. 227–252). Heidelberg, Germany: M. Leinen and M. Sarnthein.
https://doi.org/10.1007/978-94-009-0995-3_9
- Bergametti, G., Marticorena, B., Rajot, J. L., Forêt, G., Alfaro, S. C., & Laurent, B. (2018). Size-Resolved Dry Deposition Velocities of Dust Particles: In Situ Measurements and Parameterizations Testing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(19), 11,080-11,099.
<https://doi.org/10.1029/2018JD028964>
- Bibi, M., Saad, M., Masmoudi, M., Laurent, B., & Alfaro, S. C. (2020). Long-term (1980–2018) spatial and temporal variability of the atmospheric dust load and deposition fluxes along the North-African coast of the Mediterranean Sea. *Atmospheric Research*, 234, 104689.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104689>
- Bielders, C. L., Rajot, J.-L., & Amadou, M. (2002). Transport of soil and nutrients by wind in bush fallow land and traditionally managed cultivated fields in the Sahel. *Geoderma*, 109(1–2), 19–39.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(02\)00138-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00138-6)
- Boucher, O. (2012). *Aérosols atmosphériques: Propriétés et impacts climatiques*. Paris; New York: Springer.
 Retrieved from <http://site.ebrary.com/id/10557936>
- Bouet, C., Labiadh, M. T., Rajot, J. L., Bergametti, G., Marticorena, B., Sekrafi, S., et al. (2017). What is the impact of mineral dust on air quality in southern Tunisia ? Analysis of 2 years of PM10 concentration

and meteorology monitoring. In *Proceedings of the 2nd International Conference on Integrated Environmental Management for Sustainable Development (27-30 October 2016) (Vol. 3: Environmental and Health Risk Assessment, Pp. 37–45)*. Sousse, Tunisia: Springer.

Bouet, C., Labiadh, M. T., Rajot, J. L., Bergametti, G., Marticorena, B., Henry des Tureaux, T., et al. (2019). Impact of Desert Dust on Air Quality: What is the Meaningfulness of Daily PM Standards in Regions Close to the Sources? The Example of Southern Tunisia. *Atmosphere*, 10(8), 452. <https://doi.org/10.3390/atmos10080452>

Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., & Bradley, E. F. (1971). Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, Issue 2, 181–189. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2)

Cakmur, R. V., Miller, R. L., Perlwitz, J., Geogdzhayev, I. V., Ginoux, P., Koch, D., et al. (2006). Constraining the magnitude of the global dust cycle by minimizing the difference between a model and observations. *Journal of Geophysical Research*, 111, D06207. <https://doi.org/10.1029/2005JD005791>

Chatenet, B., Marticorena, B., Gomes, L., & Bergametti, G. (1996). Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind. *Sedimentology*, 43(5), 901–911. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1996.tb01509.x>

Chepil, W. S. (1951). Properties of soil which influence wind erosion: IV. State of dry aggregate structure, *Soil Science-Volume 72-Issue 5-p 387–402*. <https://doi.org/10.1097/00010694-195111000-00007>

Chepil, W. S. (1965). *Transport of Soil and Snow by Wind* (Agricultural Meteorology (American Meteorological Society, Vol. 6, pp. 123–132). Boston, MA, USA.).

Cuesta, J., Eremenko, M., Flamant, C., Dufour, G., Laurent, B., Bergametti, G., et al. (2015). Three-dimensional distribution of a major desert dust outbreak over East Asia in March 2008 derived from IASI satellite observations. *Journal of Geophysical Research*, 120(14), 7099–7127. <https://doi.org/10.1002/2014JD022406>

- Dayan, U., Heffter, J., Miller, J., & Gutman, G. (1991). Dust Intrusion Events into the Mediterranean Basin. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 30(No. 8), 1185–1199. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)030<1185:DIEITM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<1185:DIEITM>2.0.CO;2)
- Delmas, R., Mégie, G., & Peuch, V. H. (2005). Physique et Chimie de l'Atmosphère. *Belin Éducation*, 639.
- Denjean, C., Cassola, F., Mazzino, A., Triquet, S., Chevaillier, S., Grand, N., et al. (2016). Size distribution and optical properties of mineral dust aerosols transported in the western Mediterranean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(2), 1081–1104. <https://doi.org/10.5194/acp-16-1081-2016>
- Dentener, F. J., Carmichael, G. R., Zhang, Y., Lelieveld, J., & Crutzen, P. J. (1996). Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D17), 22869–22889. <https://doi.org/10.1029/96JD01818>
- Dickerson, R. R., Kondragunta, S., Stenchikov, G., Civerolo, K. L., Doddridge, B. G., & Holben, B. N. (1997). The Impact of Aerosols on Solar Ultraviolet Radiation and Photochemical Smog. *Science*, 278(5339), 827–830. <https://doi.org/10.1126/science.278.5339.827>
- van der Does, M., Knippertz, P., Zschenderlein, P., Giles Harrison, R., & Stuut, J.-B. W. (2018). The mysterious long-range transport of giant mineral dust particles. *Science Advances*, 4(12), eaau2768. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aau2768>
- Dubovik, O., & King, M. D. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D16), 20673–20696. <https://doi.org/10.1029/2000JD900282>
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., et al. (2002). Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES*, 59, 19.
- Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., et al. (2006). Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *Journal of Geophysical Research*, 111(D11), D11208. <https://doi.org/10.1029/2005JD006619>

- Duce, R. A., Liss, P. S., Merrill, J. T., Atlas, E. L., Buat-Menard, P., Hicks, B. B., et al. (1991). The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 5(3), 193–259. <https://doi.org/10.1029/91GB01778>
- Duce, R. A., LaRoche, J., Altieri, K., Arrigo, K. R., Baker, A. R., Capone, D. G., et al. (2008). Impacts of Atmospheric Anthropogenic Nitrogen on the Open Ocean. *Science*, 320(5878), 893–897. <https://doi.org/10.1126/science.1150369>
- Dupont, S., Rajot, J. L., Labiadh, M. T., Bergametti, G., Alfaro, S. C., Bouet, C., et al. (2018). Aerodynamic parameters over an eroding bare surface: Reconciliation of the Law of the Wall and Eddy Covariance determinations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(9), 4490–4508. <https://doi.org/10.1029/2017JD027984>
- Farmer, A. M. (1993). The effects of dust on vegetation—a review. *Environmental Pollution*, 79(1), 63–75. [https://doi.org/10.1016/0269-7491\(93\)90179-R](https://doi.org/10.1016/0269-7491(93)90179-R)
- Fécan, F., Marticorena, B., & Bergametti, G. (1999). Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Annales Geophysicae*, 17(1), 149–157. <https://doi.org/10.1007/s00585-999-0149-7>
- Flaounas, E., Coll, I., Armengaud, A., & Schmechtig, C. (2009). The representation of dust transport and missing urban sources as major issues for the simulation of PM episodes in a Mediterranean area. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(20), 8091–8101. <https://doi.org/10.5194/acp-9-8091-2009>
- Foret, G., Bergametti, G., Dulac, F., & Menut, L. (2006). An optimized particle size bin scheme for modeling mineral dust aerosol. *Journal of Geophysical Research*, 111(D17), D17310. <https://doi.org/10.1029/2005JD006797>
- Formenti, P., Rajot, J. L., Desboeufs, K., Saïd, F., Grand, N., Chevaillier, S., & Schmechtig, C. (2011). Airborne observations of mineral dust over western Africa in the summer Monsoon season: spatial and vertical variability of physico-chemical and optical properties. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(13), 6387–6410. <https://doi.org/10.5194/acp-11-6387-2011>

- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., et al. (2007). Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, et al. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge University Press, p. 106). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 106.
- Frangi, J. P., & Richard, D. (2000). The WELSONS experiment: overview and presentation of first results on the surface atmospheric boundary-layer in semiarid Spain. *Annales Geophysicae*, 18(365–384).
- Fratini, G., Ciccioli, P., Febo, A., Forgiione, A., & Valentini, R. (2007). Size-segregated fluxes of mineral dust from a desert area of northern China by eddy covariance. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(11), 2839–2854.
- Fryrear, D. W. (1986). A field dust sampler. *Journal of Soil and Water Conservation*, 41(2), 117–120.
- Gillette, D. (1974). On the production of soil wind erosion aerosols having the potential for long range transport. *J. Rech. Atmos*, vol.8, 735–744.
- Gillette, D., & Goodwin, P. A. (1974). Microscale transport of sand-sized soil aggregates eroded by wind. *Journal of Geophysical Research*, 79(27), 4080–4084. <https://doi.org/10.1029/JC079i027p04080>
- Gillette, D., & Passi, R. (1988). Modeling dust emission caused by wind erosion. *Journal of Geophysical Research*, 93(D11), 14233–14242. <https://doi.org/10.1029/JD093iD11p14233>
- Gillette, D., & Walker, T. R. (1977). Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, high plains of west Texas. *Soil Science*, 123, 97–110.
- Gillette, D., Blifford, I. H., & Fenster, C. R. (1972). Measurements of Aerosol Size Distributions and Vertical Fluxes of Aerosols on Land Subject to Wind Erosion. *Journal of Applied Meteorology*, 11(6), 977–987. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1972\)011<0977:MOASDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1972)011<0977:MOASDA>2.0.CO;2)
- Gillette, D., Blifford, I. H., & Fryrear, D. W. (1974). The influence of wind velocity on the size distributions of aerosols generated by the wind erosion of soils. *Journal of Geophysical Research*, 79(27), 4068–4075. <https://doi.org/10.1029/JC079i027p04068>

- Golder, D. (1972). Relations among stability parameters in the surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 3(1), 47–58. <https://doi.org/10.1007/BF00769106>
- Gomes, L., Rajot, J. L., Alfaro, S. C., & Gaudichet, A. (2003). Validation of a dust production model from measurements performed in semi-arid agricultural areas of Spain and Niger. *CATENA*, 52(3–4), 257–271. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(03\)00017-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00017-1)
- Goroch, A., Burk, S., & Davidson, K. L. (1980). Stability effects on aerosol size and height distributions. *Tellus*, 32(3), 245–250. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1980.tb00951.x>
- Heintzenberg, J. (2008). The SAMUM-1 experiment over Southern Morocco: overview and introduction. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 61(1), 2–11. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2008.00403.x>
- Herich, H., Tritscher, T., Wiacek, A., Weingartner, E., Lohmann, U., Baltensperger, U., & Cziczo, D. J. (2009). Water uptake of clay and desert dust aerosol particles at sub- and supersaturated water vapor conditions. *Physical Chemistry Chemical Physics*, 11(36), 7804–7809. <https://doi.org/10.1039/B901585J>
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., et al. (1998). AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 1–16. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00031-5)
- Huneeus, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Griesfeller, J., Prospero, J., Kinne, S., et al. (2011). Global dust model intercomparison in AeroCom phase I. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(15), 7781–7816. <https://doi.org/10.5194/acp-11-7781-2011>
- Idso, S. B. (1976). Dust storms. *Scientific American*, 235(4), 108–115.
- IPCC. (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. *Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van Der Linden, X. Dai, et al., Eds.) (Cambridge University Press). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Ishizuka, M., Mikami, M., Leys, J., Yamada, Y., Heidenreich, S., Shao, Y., & McTainsh, G. H. (2008). Effects of soil moisture and dried raindroplet crust on saltation and dust emission. *Journal of Geophysical Research*, *113*(D24), D24212. <https://doi.org/10.1029/2008JD009955>
- Ishizuka, M., Mikami, M., Leys, J. F., Shao, Y., Yamada, Y., & Heidenreich, S. (2014). Power law relation between size-resolved vertical dust flux and friction velocity measured in a fallow wheat field. *Aeolian Research*, *12*, 87–99. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2013.11.002>
- Israelevich, P. L., Levin, Z., Joseph, J. H., & Ganor, E. (2002). Desert aerosol transport in the Mediterranean region as inferred from the TOMS aerosol index. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *107*(21), 4572. <https://doi.org/10.1029/2001JD002011>
- Israelevich, P. L., Ganor, E., Alpert, P., Kishcha, P., & Stupp, A. (2012). Predominant transport paths of Saharan dust over the Mediterranean Sea to Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *117*(2), D02205. <https://doi.org/10.1029/2011JD016482>
- Jickells, T. D., An, Z. S., Andersen, K. K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., et al. (2005). Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate. *Science*, *308*(5718), 67–71. <https://doi.org/10.1126/science.1105959>
- Kallel, M. R. (2001). Hydrologie de la Jeffara tunisienne. (*Rapport Interne*) (p. 65). *Tunis: DG-RE*.
- Khalfallah, B., Bouet, C., Labiadh, M. T., Alfaro, S. C., Bergametti, G., Marticorena, B., et al. (2020). Influence of Atmospheric Stability on the Size Distribution of the Vertical Dust Flux Measured in Eroding Conditions Over a Flat Bare Sandy Field. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *125*(4). <https://doi.org/10.1029/2019JD031185>
- Kok, J. F. (2011a). A scaling theory for the size distribution of emitted dust aerosols suggests climate models underestimate the size of the global dust cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *108*(3), 1016–1021. <https://doi.org/10.1073/pnas.1014798108>
- Kok, J. F. (2011b). Does the size distribution of mineral dust aerosols depend on the wind speed at emission? *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(19), 10149–10156. <https://doi.org/10.5194/acp-11-10149-2011>

- Kumari Rigaud, K., de Sherbinin, A., Jones, B., Bergmann, J., Clement, V., Ober, K., et al. (2018). Groundswell: Preparing for internal climate migration. Washington, DC, USA: The World Bank. *Washington, DC, USA: The World Bank.*
- Labiadh, M., Bergametti, G., Kardous, M., Perrier, S., Grand, N., Attoui, B., et al. (2013). Soil erosion by wind over tilled surfaces in South Tunisia. *Geoderma*, 202–203, 8–17. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.03.007>
- Laurent, B. (2018). Etudes régionales des émissions et dépôts des aérosols désertiques. (*Mémoire présenté pour l'obtention du diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches*). Paris, France: Université Paris Diderot., 162.
- 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*, 113(D14), D14218. <https://doi.org/10.1029/2007JD009484>
- Maher, B. A., Prospero, J. M., Mackie, D., Gaiero, D., Hesse, P. P., & Balkanski, Y. (2010). Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews*, 99(1–2), 61–97. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.12.001>
- Mahowald, N. M., Scanza, R., Brahney, J., Goodale, C. L., Hess, P. G., Moore, J. K., & Neff, J. (2017). Aerosol Deposition Impacts on Land and Ocean Carbon Cycles. *Current Climate Change Reports*, 3(1), 16–31. <https://doi.org/10.1007/s40641-017-0056-z>
- Marsham, J. H., Hobby, M., Allen, C. J. T., Banks, J. R., Bart, M., Brooks, B. J., et al. (2013). Meteorology and dust in the central Sahara: Observations from Fennec supersite-1 during the June 2011 Intensive Observation Period: METEOROLOGY AND DUST IN THE SAHARA. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(10), 4069–4089. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50211>
- Marticorena, B., & Bergametti, G. (1995). Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *Journal of Geophysical Research*, 100(8), 16415–16430. <https://doi.org/10.1029/95JD00690>

- Marticorena, B., Kardous, M., Bergametti, G., Callot, Y., Chazette, P., Khatteli, H., et al. (2006). Surface and aerodynamic roughness in arid and semiarid areas and their relation to radar backscatter coefficient. *Journal of Geophysical Research*, *111*, F03017. <https://doi.org/10.1029/2006JF000462>
- Marticorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Traoré, S., Coulibaly, M., Diallo, A., et al. (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>
- Marticorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Bergametti, G., Deroubaix, A., Vincent, J., et al. (2017). Mineral dust over west and central Sahel: Seasonal patterns of dry and wet deposition fluxes from a pluriannual sampling (2006-2012): Mineral Dust Deposition Over the Sahel. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *122*(2), 1338–1364. <https://doi.org/10.1002/2016JD025995>
- Masmoudi, M., Alfaro, S. C., & El Metwally, M. (2015). A comparison of the physical properties of desert dust retrieved from the sunphotometer observation of major events in the Sahara, Sahel, and Arabian Peninsula. *Atmospheric Research*, *158–159*, 24–35. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.02.005>
- Menut, L., Forêt, G., & Bergametti, G. (2007). Sensitivity of mineral dust concentrations to the model size distribution accuracy. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *112*, D10210. <https://doi.org/10.1029/2006JD007766>
- Menut, L., Bessagnet, B., Khvorostyanov, D., Beekmann, M., Blond, N., Colette, A., et al. (2013). CHIMERE 2013: a model for regional atmospheric composition modelling. *Geoscientific Model Development*, *6*(4), 981–1028. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-981-2013>
- Middleton, N. J. (2017). Desert dust hazards: A global review. *Aeolian Research*, *24*, 53–63. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2016.12.001>
- Mikami, M., Aoki, T., Ishizuka, M., Yabum, S., Yamada, Y., Gao, W., & Zeng, F. (2005). Observation of Number Concentration of Desert Aerosols in the South of the Taklimakan Desert, China. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, *83A*(0), 31–43. <https://doi.org/10.2151/jmsj.83A.31>

- Miller, R. L., Knippertz, P., Pérez García-Pando, C., Perlwitz, J. P., & Tegen, I. (2014). Impact of Dust Radiative Forcing upon Climate. *In P. Knippertz & J.-B. W. Stuut (Eds.), Mineral Dust: A Key Player in the Earth System (Springer, Pp. 327–357). Dordrecht, The Netherlands.*
https://doi.org/10.1007/978-94-017-8978-3_13
- Mirzabaev, A., Wu, J., Evans, J., García-Oliva, F., Hussein, I. A. G., Iqbal, M. . M., et al. (2019). Desertification. *Rapport IPCC.*
- Monin, A. S., & Obukhov, A. M. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst., 24(151), 163–187.*
- Nickling, W. G. (1978). Eolian sediment transport during dust storms: Slims River Valley, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences, 15(7), 1069–1084.* <https://doi.org/10.1139/e78-114>
- Nickling, W. G. (1983). Grain-size characteristics of sediment transported during dust storms. *Journal of Sedimentary Research, 1011–1024.* <https://doi.org/10.1306/212F830A-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Nicoll, K. A., Harrison, R. G., & Ulanowski, Z. (2011). Observations of Saharan dust layer electrification. *Environmental Research Letters, 6(1), 014001.* <https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/1/014001>
- Nowak, S., Lafon, S., Caquineau, S., Journet, E., & Laurent, B. (2018). Quantitative study of the mineralogical composition of mineral dust aerosols by X-ray diffraction. *Talanta, 186, 133–139.*
<https://doi.org/10.1016/j.talanta.2018.03.059>
- Panofsky, H. A., & Dutton, J. A. (1984). Atmospheric turbulence : models and methods for engineering applications. *New York : Wiley.*
- Pauley, P. M., Baker, N. L., & Barker, E. H. (1996). An Observational Study of the Interstate 5" Dust Storm Case. *Bulletin of the American Meteorological Society, 77(4), 693–720.*
[https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0693:AOSOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0693:AOSOTD>2.0.CO;2)
- Prajapati, S. K. (2012). Ecological effect of airborne particulate matter on plants. *Environmental Skeptics and Critics, 1(1), 12–22.*

- Prospero, J. M. (1999). Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere: Impact of African dust on the environment of the southeastern United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96(7), 3396–3403. <https://doi.org/10.1073/pnas.96.7.3396>
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, T., Nicholson, S. E., & Gill, T. G. (2002). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, 40(1), 1002. <https://doi.org/10.1029/2000RG000095>
- Pye, K. (1987). *Aeolian dust and dust deposit* (Academic Press, San Diego, 334 pp).
- Rajot, J. L., Alfaro, S. C., Gomes, L., & Gaudichet, A. (2003). Soil crusting on sandy soils and its influence on wind erosion. *CATENA*, 53(1), 1–16. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00201-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00201-1)
- Rajot, J. L., Formenti, P., Alfaro, S. C., Desboeufs, K., Chevaillier, S., Chatenet, B., et al. (2008). AMMA dust experiment: An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP0) at the Banizoumbou (Niger) supersite. *Journal of Geophysical Research*, 113, D00C14. <https://doi.org/10.1029/2008JD009906>
- Richardson, L. F. (1920). The Supply of Energy from and to Atmospheric Eddies. *Proceedings of the Royal Society A - Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 97(686), 354–373. <https://doi.org/10.1098/rspa.1920.0039>.
- Robinson, G. W. (1922). Note on the mechanical analysis of humus soils. *The Journal of Agricultural Science*, Volume 12(3), 287–291. <https://doi.org/10.1017/S0021859600005347>
- 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>
- Rosenfeld, D., Rudich, Y., & Lahav, R. (2001). Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 98(11), 5975–5980. <https://doi.org/10.1073/pnas.101122798>

- Ryder, C. L., Highwood, E. J., Rosenberg, P. D., Trembath, J., Brooke, J. K., Bart, M., et al. (2013). Optical properties of Saharan dust aerosol and contribution from the coarse mode as measured during the Fennec 2011 aircraft campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *13*(1), 303–325. <https://doi.org/10.5194/acp-13-303-2013>
- Ryder, Claire L., Highwood, E. J., Walser, A., Seibert, P., Philipp, A., & Weinzierl, B. (2019). Coarse and giant particles are ubiquitous in Saharan dust export regions and are radiatively significant over the Sahara. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *19*(24), 15353–15376. <https://doi.org/10.5194/acp-19-15353-2019>
- Saïd, F., Canut, G., Lohou, F., & Lothon, M. (2010). Seasonal evolution of boundary-layer turbulence measured by aircraft during the AMMA 2006 Special Observation Period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *136*(S1), 47–65. <https://doi.org/10.1002/qj.475>
- Schepanski, K. (2018). Transport of Mineral Dust and Its Impact on Climate. *Geosciences*, *8*(5), 151. <https://doi.org/10.3390/geosciences8050151>
- Schmechtig, C., Marticorena, B., Chatenet, B., Bergametti, G., Rajot, J. L., & Coman, A. (2011). Simulation of the mineral dust content over Western Africa from the event to the annual scale with the CHIMERE-DUST model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(14), 7185–7207. <https://doi.org/10.5194/acp-11-7185-2011>
- Schütz, L. (1980). LONG RANGE TRANSPORT OF DESERT DUST WITH SPECIAL EMPHASIS ON THE SAHARA. *Annals of the New York Academy of Sciences*, *338*: 515-532. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1980.tb17144.x>
- Shao, Y. (2001). A model for mineral dust emission. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *106*(D17), 20239–20254. <https://doi.org/10.1029/2001JD900171>
- Shao, Y. (2004). Simplification of a dust emission scheme and comparison with data. *Journal of Geophysical Research*, *109*(D10), D10202. <https://doi.org/10.1029/2003JD004372>
- Shao, Y., Raupach, M. R., & Findlater, P. A. (1993). Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind. *Journal of Geophysical Research*, *98*(D7), 12719. <https://doi.org/10.1029/93JD00396>

- Shao, Y., Ishizuka, M., Mikami, M., & Leys, J. F. (2011). Parameterization of size-resolved dust emission and validation with measurements. *Journal of Geophysical Research*, *116*(D8), D08203. <https://doi.org/10.1029/2010JD014527>
- Shao, Y., Zhang, J., Ishizuka, M., Mikami, M., Leys, J., & Huang, N. (2020). Dependency of Particle Size Distribution at Dust Emission on Friction Velocity and Atmospheric Boundary-Layer Stability. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *20*(21), 12939–12953. <https://doi.org/10.5194/acp-20-12939-2020>. <https://doi.org/10.5194/acp-2020-425>
- Slinn, S. A., & Slinn, W. (1980). Predictions for particle deposition on natural waters. *Atmospheric Environment* (1967), *Volume 14, Issue 9, p. 1013-1016*. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(82\)90271-2](https://doi.org/10.1016/0004-6981(82)90271-2)
- Slinn, W. G. N. (1982). Predictions for particle deposition to vegetative canopies. *Atmospheric Environment* (1967), *16*(7), 1785–1794. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(82\)90271-2](https://doi.org/10.1016/0004-6981(82)90271-2)
- Sokolik, I. N., Winker, D. M., Bergametti, G., Gillette, D. A., Carmichael, G., Kaufman, Y. J., et al. (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>
- Sow, M., Alfaro, S. C., Rajot, J. L., & Marticorena, B. (2009). Size resolved dust emission fluxes measured in Niger during 3 dust storms of the AMMA experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *9*(12), 3881–3891.
- Spaan, W. P., & van den Abeele, G. D. (1991). Wind borne particle measurements with acoustic sensors. *Soil Technology*, *4*(1), 51–63. [https://doi.org/10.1016/0933-3630\(91\)90039-P](https://doi.org/10.1016/0933-3630(91)90039-P)
- 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>

- Sterk, G., Herrmann, L., & Bationo, A. (1996). Wind-blown nutrient transport and soil productivity changes in southwest Niger. *Land Degradation & Development*, 7(4), 325–335. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-145X\(199612\)7:4%3C325::AID-LDR237%3E3.0.CO;2-Q](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-145X(199612)7:4%3C325::AID-LDR237%3E3.0.CO;2-Q)
- Stull, R. B. (1988). Mean Boundary Layer Characteristics. In R. B. Stull (Ed.), *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* (pp. 1–27). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8_1
- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., & Kallberg, 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>
- Textor, C., Schulz, M., Guibert, S., Kinne, S., Balkanski, Y., Bauer, S., et al. (2006). Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(7), 1777–1813.
- Textor, C., Schulz, M., Guibert, S., Kinne, S., Balkanski, Y., Bauer, S., et al. (2007). The effect of harmonized emissions on aerosol properties in global models – an AeroCom experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 4489–4501.
- Toth III, J. R., Rajupet, S., Squire, H., Volbers, B., Zhou, J., Xie, L., et al. (2020). Electrostatic forces alter particle size distributions in atmospheric dust. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(5), 3181–3190. <https://doi.org/10.5194/acp-20-3181-2020>
- Twomey, S. (1991). Aerosols, clouds and radiation. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 25(11), 2435–2442. [https://doi.org/10.1016/0960-1686\(91\)90159-5](https://doi.org/10.1016/0960-1686(91)90159-5)
- Usher, C. R., Michel, A. E., & Grassian, V. H. (2003). Reactions on mineral dust. *Chemical Reviews*, 103, 12, 4883–4940. <https://doi.org/10.1021/cr020657y>
- Vanderpool, R. W., Krug, J. D., Kaushik, S., Gilberry, J., Dart, A., & Witherspoon, C. L. (2018). Size-selective sampling performance of six low-volume “total” suspended particulate (TSP) inlets. *Aerosol Science and Technology*, 52(1), 98–113. <https://doi.org/10.1080/02786826.2017.1386766>
- Venero-Fernández, S. J. (2016). Saharan Dust Effects on Human Health: A Challenge for Cuba’s Researchers. *MEDICC Review*, 18(3), 32. <https://doi.org/10.37757/MR2016.V18.N3.8>

- Washington, R., Marsham, J. H., & Parker, D. (2012). Fennec - The Saharan Climate System: Project Overview. *Clivar Exchanges*, *60*(17), 31–33.
- Webb, N. P., Chappell, A., Strong, C. L., Marx, S. K., & McTainsh, G. H. (2012). The significance of carbon-enriched dust for global carbon accounting. *Global Change Biology*, *18*(11), 3275–3278. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2012.02780.x>
- Weger, M., Heinold, B., Engler, C., Schumann, U., Seifert, A., Föbfig, R., et al. (2018). The impact of mineral dust on cloud formation during the Saharan dust event in April 2014 over Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *18*(23), 17545–17572. <https://doi.org/10.5194/acp-18-17545-2018>
- Weinzierl, B., Petzold, A., Esselborn, M., Wirth, M., Rasp, K., Kandler, K., et al. (2009). Airborne measurements of dust layer properties, particle size distribution and mixing state of Saharan dust during SAMUM 2006. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, *61*(1), 96–117. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2008.00392.x>
- Weinzierl, B., Sauer, D., Esselborn, M., Petzold, A., Veira, A., Rose, M., et al. (2011). Microphysical and optical properties of dust and tropical biomass burning aerosol layers in the Cape Verde region—an overview of the airborne in situ and lidar measurements during SAMUM-2. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, *63*(4), 589–618. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2011.00566.x>
- White, B. R. (1979). soil transport by winds on Mars. *Journal of Geophysical Research*, *84*(B9), 4643. <https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04643>
- Wieringa, J. (1993). Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, *63*(4), 323–363. <https://doi.org/10.1007/BF00705357>.
- 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>
- Yu, H., Chin, M., Bian, H., Yuan, T., Prospero, J. M., Omar, A. H., et al. (2015). Quantification of trans-Atlantic dust transport from seven-year (2007–2013) record of CALIPSO lidar measurements. *Remote Sensing of Environment*, *159*, 232–249. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.12.010>

Zhang, Q., Laurent, B., Velay-Lasry, F., Ngo, R., Derognat, C., Marticorena, B., & Albergel, A. (2012). An air quality forecasting system in Beijing - Application to the study of dust storm events in China in May 2008. *Journal of Environmental Sciences*, 24(1), 102–111. [https://doi.org/10.1016/S1001-0742\(11\)60733-X](https://doi.org/10.1016/S1001-0742(11)60733-X)

Zhang, X., Zhao, L., Tong, D., Wu, G., Dan, M., & Teng, B. (2016). A Systematic Review of Global Desert Dust and Associated Human Health Effects. *Atmosphere*, 7(12), 158. <https://doi.org/10.3390/atmos7120158>