



جامعة وهران للعلوم والتقولوجيا محمد بوضياف
Université des Sciences et de la Technologie d'Oran Mohamed Boudiaf

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

Université des Sciences et de la Technologie d'Oran Mohamed Boudiaf

Faculté de Génie Mécanique

Département de Génie Mécanique

Thèse

En vue de l'obtention du diplôme de Doctorat Es-Sciences en Génie Mécanique

Spécialité : Génie Mécanique

Présenté par :

Mr. DOUAIBA BENOUDA

Thème

**Simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle Régionale :
Analyse climatologique des émissions du Nord de l'Afrique**

SOUTENUE PUBLIQUEMENT DEVANT LE JURY COMPOSE DE

Mr. YUCEFI Abdelkader

Mr. NEHARI Driss

Mr. SAD CHEMLOUL Nouredine

Mr. HAMIDOU Mohamed Kamel

Mr. DELLIL Sidahmed

Mr. AZZI Abbès

Pr. USTO-MB

Pr. C. U -Ain Temouchent

Pr. U.Ibn Khaldoun-Tiaret

Dr. USTO-MB

Dr. U.Oran

Pr. USTO-MB

Président

Examineur

Examineur

Examineur

Examineur

Rapporteur

*A la mémoire de mon père Sidi Belhouari
A ma chère mère
A ma femme et mon fils Ramzy*

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier ALLAH le tout puissant et miséricordieux, qui m'a donné la volonté, la force et la patience d'accomplir ce travail.

Mes vifs remerciements à mon directeur de thèse Mr. AZZI Abbès, Professeur à l'USTMB d'Oran, pour m'avoir fait confiance, de m'avoir guidé, encouragé, conseillé, par sa bonne compréhension, sa disponibilité, sa communication et ses précieuses intuitions.

J'exprime mes sincères remerciements à tous les membres composant mon jury de thèse : au Mr. Youssefi Abdelkader, Professeur à l'USTMB d'Oran, qu'il trouve ici ma profonde gratitude pour l'honneur qu'il me fait d'avoir accepté d'être président de mon Jury, ainsi qu'aux examinateurs Mr. Nahari Driss, Professeur au Centre Universitaire d'Ain Temouchent, Mr. Sad Chemloul Noureddine Professeur à l'université de Tiaret, Mr. Hamidou Mohamed Kamel Maître de conférences à l'USTMB d'Oran, Mr. Dellil Sidahmed, Maître de conférences à l'Université d'Oran, d'avoir accepté d'examiner cette thèse, pour l'intérêt qu'ils ont bien voulu porter à ce travail en acceptant de faire partie du jury et d'avoir consacré une partie de leur temps pour juger et évaluer le travail de cette thèse.

J'adresse également mes remerciements au Professeur George Kallos (Université d'Athènes-Grèce), Professeur Wilam Sprigg (Université d'Arizona- USA), Professeur Kim Serradell (centre supercalculateur de Barcelone- Espagne), pour leurs aides à exploiter le module DREAM.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance et mes remerciements aux Dr. Khorsi Azzedine, Dr. Hamel Mohamed et Dr. Yahyaoui Tayeb pour le soutien inconditionnel.

Je ne peux pas terminer sans penser à mon père. Mon plus grand regret est qu'il ne soit plus là aujourd'hui. Pourtant, si j'en suis là, c'est aussi à lui que je le dois. J'écris donc les derniers mots de ce manuscrit pour lui, pour lui dire merci beaucoup. ALLAH Yarhmak Sidi Belhouari.

Table des matières

Remerciements	1
Table des matières	2
Résumé	5
Abstract	6
Nomenclature	7
Liste acronyme	8
Introduction générales	9
Chapitre I Processus physique de cycle de poussière	
I.1 Introduction	15
I.2 Caractéristiques de particule du sol	15
I.3 Modes de mouvement de particules	17
I.3.1 La reptation	17
I.3.2 La saltation	17
I.3.3 La suspension	18
I.4 Mécanismes de soulèvement	18
I.4.1 Conditions dynamiques au déclenchement	20
I.4.2. Conditions thermodynamiques du déclenchement	25
I.4.3 Cycle diurne des tempêtes de sable	26
I.5 Cycle de la poussière désertique	27
I.5.1 Processus d'une tempête de sable	28
I.5.1.1 Dissipation par dispersion	28
I.5.1.2 Processus de dispersion par turbulence	29
I.5.1.3 Processus de dispersion en fonction de la stabilité de l'atmosphère	30
I.5.2 La dissipation par advection	31
I.5.3 Mécanisme de dépôt d'aérosols désertique	32
I.5.3.1 Le dépôt sec	32
I.5.3.1.1 La taille des particules et la vitesse de sédimentation	32
I.5.3.1.2 Sedimentation	34
I.5.3.1.3 Diffusion brownienne	34
I.5.3.1.4 Impaction	34
I.5.3.1.5 Interception	35
I.5.3.2 Le Dépôt humide	35
I.6 Conclusion	36
Chapitre II Climatologie de l'Afrique du Nord	
II.1 Introduction	37
II.2 Répartition géographique et temporelle	37
II.2.1 Influence de l'échelle des phénomènes	37
II.2.2 Présentation de la zone d'étude	38
II.2.2.1 Reliefs	39
II.2.2.2 Désert	40
II.2.2.3 Les sources de poussières en Afrique du Nord	41
II.3 Climat de l'Afrique du Nord	43

II.3.1	Circulation dans les basses couches.....	44
II.3.1.1	Le flux Harmattan.....	44
II.3.1.2	Le flux de mousson.....	44
II.3.1.3	La zone Front Inter Tropical.....	45
II.3.2	Circulation régionales en haute et moyenne troposphère.....	46
II.3.2.1	Le Jet d'Est Africain.....	46
II.3.2.2	Le Jet d'Est Tropical.....	46
II.3.2.3	Le Jet d'Ouest Subtropical.....	46
II.4	Conditions météorologiques favorisant l'émission des aérosols sahariens.....	48
II.4.1	Soulèvements liés aux jets de basses couches.....	48
II.4.2	Soulèvements liés à la convection humide (courants de densité).....	49
II.4.2.1	Courants de densité orographique.....	49
II.4.2.2	Courants de densité liés aux Haboobs.....	49
II.4.3	Soulèvements liés à l'activité cycloniques.....	49
II.4.3.1	Cyclones méditerranéens.....	49
II.4.3.2	Cyclones Sahéliens secs.....	50
II.4.3.3	Convection sèche.....	50
II.4.4	Dynamique du Front Inter Tropical.....	50
II.5	Le cycle de la poussière désertique dans le système climatique de l'Afrique du Nord.....	51
II.5.1	L'Emission.....	51
II.5.2	Le Transport.....	53
II.5.2.1	Le transport transatlantique.....	54
II.5.2.2	Le transport vers la méditerranée et l'Europe.....	55
II.5.2.3	Le transport vers le proche et le moyen Orient.....	55
II.5.3	Le Dépôt.....	57
II.6	Les moyens d'observation de la poussière désertique.....	58
II.7	Conclusions.....	63

Chapitre III Modélisation numérique des aérosols désertiques

III.1	Introduction.....	64
III.2	Caractéristiques générales du modèle Eta.....	65
III.2.1	Le model Eta.....	65
III.2.2	Le système de coordonnées dans le model Eta.....	66
III.2.2.1	Horizontal.....	66
III.2.2.2	Vertical.....	66
III.2.3	La dynamique du modèle.....	68
III.2.3.1	Représentation des équations primitives dans le système η	68
III.2.3.2	Les conditions initiales et les conditions aux bords.....	70
III.2.3.3	Les conditions aux limites inferieures et supérieures.....	70
III.2.3.4	La physique du modèle.....	70
III.3	Traitement des poussières désertiques par le module DREAM.....	71
III.3.1	Description de l'équation de d'Euler.....	72
III.3.2	Les zone sources.....	73
III.3.3	Taille et distributions massiques des particules.....	75
III.3.4	Exécution du modèle : procédures et termes calculés.....	76
III.3.4.1	Calcul du terme source.....	76

III.3.4.2 Calcul du flux vertical.....	77
III.3.4.3 La vitesse de friction seuil.....	77
III.3.4.4 Les Dépôts de poussières désertiques.....	78
III.3.4.4.1 Le Dépôt sec.....	78
III.3.4.4.2 Le dépôt humide.....	79
III.3.4.5 Les facteurs de dispersion de poussières.....	80
III.3.4.5.1 Calcul de la diffusion verticale.....	80
III.3.4.5.2 Calcul de la diffusion latérale.....	80
III.3.4.5.3 Calculs des flux advectés.....	80
III.3.4.5.3.1 Calcul du flux adectveté horizontalement.....	80
III.3.4.5.3.2 Calcul du flux advecté verticalement.....	81
III.4 Installation du modèle.....	81
III.4.1 Installation des logiciels.....	81
III.4.2 Les chemins du modèle.....	82
III.4.3 Domaine de simulation.....	83
III.4.5 Système de prétraitement (preprocessing).....	84
III.5 Conclusion.....	86

Chapitre IV Résultats et discussion

IV. 1 Introduction.....	87
IV.2 Les conditions météorologiques.....	88
IV.2.1 La température.....	88
IV.2.1.1 La température à 2m.....	88
IV.2.1.2. La température et géopotentielle à altitude 500 hpa (\cong 5500 m).....	89
IV.2.2 Le vent.....	94
IV.2.2.1 Le vent à 10 m.....	94
IV.2.2.2 Le vent à 500 hpa.....	98
IV.2.3 Nuages et précipitation.....	100
IV.2.3.1 Le Nuage.....	100
IV.2.3.2 La précipitation.....	102
IV.3 La déposition sèche.....	104
IV.3.1 Le dépôt sec à 06 UTC.....	104
IV.3.2 Le dépôt sec à 12 UTC.....	106
IV.3.3 Le dépôt sec à 18 UTC.....	108
IV.3.4 La vitesse de la déposition.....	110
IV.3.5 La vitesse de sédimentation.....	113
IV.4.Comparaison des résultats de la déposition sèche au-dessus des îles de Canarie.....	114
IV.5 Conclusion.....	124
Conclusion et perspective.....	126
Référence.....	129
Annexe.....	136

Résumé

Une investigation numérique de la déposition sèche de quatre particules à savoir, le sable, l'argile, petit et grand limon, provoquée par les émissions et le transport de la poussière désertique depuis l'Afrique du Nord, ainsi des conditions météorologiques favorables au cycle de vie des aérosols désertiques au cours de la période du 3 mars 2004 a été effectuée à l'aide d'un modèle régional météorologique (Eta) couplé avec le module décrivant le cycle de la poussière désertique (DREAM).

L'analyse de ce phénomène naturel s'appuie sur une étude des conditions dynamiques, elle est axée sur un suivi temporel du nuage de poussière, ce qui a permis de préciser sa trajectoire, son extension spatiale, ainsi que l'allure de sa progression.

En 3 mars 2004, un déclenchement d'une masse d'air froide venant de l'Europe vers l'Afrique de l'Ouest provoque une grave tempête de poussière entraînée dans l'atmosphère formant une structure frontale visible de la poussière.

Par conséquent, le front de la poussière produit une brume sèche en forme d'un grand arc épais sur les proximités des zones sources et conduise à une grande échelle extraordinaire qu'il accompagne par une quantité significative de la déposition au-dessus des îles des canaries.

En effet, les résultats obtenus par la simulation des conditions météorologiques et de la déposition sèche de quatre particules, ont montré une assez bonne approche numérique de la modélisation des émissions et de la déposition sèche des aérosols désertiques, cela traduit la bonne concordance entre la simulation et l'évolution du phénomène enregistrée sur quelques stations météorologiques sahariennes est conforte les précisions apportées par les images satellitaires, tel que la vitesse de vent surfacique, du 1 à 3 mars 2004 qui tend à soutenir preuve d'un excellent lien entre la vitesse du vent à 10 m simulés et celle mesurée dans la station (OT) située en île de Ténériffe.

Suite à la grande quantité de la poussière minérale qui a été déplacée depuis l'Afrique du Nord vers l'île de Grande Canarie, les résultats de la déposition sèche de cet événement ont été en accord avec les analyses de texture des échantillons pris des stations météorologiques situées à la Grande Canarie, ainsi une bonne corrélation a été trouvée entre le résultat concernant la concentration des poussières et celle d'aluminium mesuré.

Mots clés: Météorologie, Déposition sèche, Modélisation numérique, poussière désertique.

Abstract

A numerical investigation of the dry deposition of four dust particles including clay, small silt, large silt, and sand caused by the emission and transport of desert dust from North Africa, and weather conditions favorable the desert life cycle during the period of March 3, 2004, were performed by using a regional meteorological model (Eta) coupled with the module describing the cycle of desert dust (DREAM).

The analysis of this natural phenomenon is based on a study of dynamic conditions it focuses on temporal monitoring of the dust cloud, which helped to clarify its trajectory, its spatial extension and appearance progress.

On March 3, 2004 an outbreak of a cold air mass coming from Europe to West Africa raise a severe dust storm driving out the dust in the atmosphere, forming a visible dust as frontal structure. Therefore, the front of haze dust produces a form a large thicker arc on nearby source areas and it induct to an extraordinary large-scale accompanies a significant amount above the Canary Islands.

Indeed, the results obtained by the simulation of weather and dry deposition of fourths particles showed a fairly good numerical approach to modeling of emissions and dry deposition of aerosols desert, this due to a good agreement founded between the simulation pattern and the evolution of the phenomenon recorded on some weather stations situated in the Sahara, confirmed the information provided by satellite images, while the surface wind speed from 1 to 3 March 2004 tend to support evidence of an excellent relationship between the wind speed at 10 m of the simulation pattern and those measured in the station (OT) located in Tenerife it.

Following the large amount of mineral dust that was moved from North Africa to Gran Canaria it, the results of the dry deposition of this event were well satisfied with the texture analysis of the samples taken from weather stations located in Gran Canaria, as well as a good correlation was found between the results for the dust concentration and the aluminum measured.

Keys words: Meteorology, Dry deposition, Numerical modeling, Desert dust.

Nomenclature

Lettres alphabétiques

u^*	la vitesse de frottement	m/s
u_{*t}	vitesse de friction seuil	m/s
z et z_0	hauteur de la rugosité du sol et hauteur de la rugosité aérodynamique.	m
D_p	Diamètre de la particule (m).	μm
R_t	Reynolds seuil de friction	
\mathbf{v}	les composantes horizontales de la vitesse du vent (u, v).	
\mathbf{h}	Représente les variables suivants sont situées : la température (T), la pression de surface (P_s), l'humidité spécifique (q), les composantes verticales de la vitesse du vent en coordonnées (x, y, η) et l'énergie cinétique turbulente (Q_2)	
p_T	la pression atmosphérique	hpa
R	la constante universelle de l'air sec ($R= 287.06$),	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
K_H et K_z	est le coefficient de diffusion latérale, est le coefficient d'échange turbulent,	
C_k	la concentration correspondante à la k-ième classe de particule	mg/m^2
v_{IL}	la vitesse de dépôt turbulent au sommet de la couche visqueuse	m/s
v_g	la vitesse de sédimentation gravitationnelle des particules	m/s
v_{dep}	la vitesse de dépôt	m/s
v_{SL}	la vitesse de dépôt turbulent dans la couche comprise entre le sommet de la sous-couche visqueuse.	m/s

Lettres grecques

τ	contrainte de cisaillement exercée par le vent sur la surface
ζ	Indice de stabilité de Monin-Obukhov
η	coordonnée verticale
α	le rapport entre le nombre de points désertiques sur le nombre total de points de végétation que renferme la boîte de grille.
β	le biais d'un mapping du fichier global de texture de sols sur la grille horizontale du modèle.
γ	la taille et la densité de chaque particule. Le rapport entre la masse d'aérosol désertique disponible et prête au soulèvement et la masse totale de chaque classe de particule.

Les signes météorologiques

	Wind speed 23-27 mph (10-12 m/s)
	Wind speed 72-77 mph (32- 34 m/s)
	8/8 Oktas skycover (completely overcast)
	2/8 Oktas skycover
	Severe dust storm or sandstorm has no appreciable change during the preceding hour
	Severe dust storm or sandstorm has decreased during the preceding hour

Liste des acronymes

AMMA: Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
AERONET: Aerosol Robotic Network
AEJ: African Easterly Jet
AOD: Aerosol Optical Depth
BSC: Barcelona Supercomputing Center
CLS : Couche Limite de Surface
DREAM: Dust REgional Atmospheric Model
ECMWF: European Center of Medium Weather Forecasts
EUMETSAT: European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
FAO: Food and Agriculture Organization
FIT: Front InterTropical
HLC: Height Level Cloud
IDDI: Infrared Difference Dust Index
GRIB: GRIdded Binary
LLJ: Low Level Jet
LLC: Low Level Cloud
MODIS: Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer
NASA: National Aeronautics and Space Administration
NCEP: National Centers for Environmental Prediction
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
RVB : Rouge Vert Bleue
SAL: Saharan Air Layer
SAMUM: Saharan Mineral Dust Experiment
SST: Sea Surface Temperature
SSiB: Simplified Simple Biosphere
STJ: SubTropical Jet
TEJ: Tropical Easterly Jet
TOMS: Total Ozone Mapping Spectrometer
UTC: Coordinated Universal Time
USGS: Unated State Geological Survey

Introduction générale

Les aérosols sont par définition des petites particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère, caractérisés par un certain poids et des tailles comprises entre quelques millièmes de micromètres et plusieurs micromètres pour leur permettre de rentrer dans la composition physico-chimique de l'atmosphère (Tegen, I. Fung. 19994, Zubler. et al, 2011), on les trouve donc sous une grande variété de formes et de compositions (Washington et al, 2003, Rosenfeld et al. 2001).

Comme il a été décrit à plusieurs reprises dans la littérature (Nickovic et al. 2001, Taylor 2002, I. Tegen, 2003, Shao et al. 2011, Bozlaker et al. 2013), les origines des aérosols qui obéissent d'un cycle de vie (émission, transport et déposition) peuvent provenir des sources primaires ou naturels (poussières désertiques, embruns marins, cendre volcanique,) ou des sources secondaires ou anthropogéniques par transformation gaz-particule (sulfates, composés organiques).

Les aérosols minéraux sont issus pour l'essentiel des régions arides et semi-arides du globe, localisées de part et d'autre de l'équateur, dans la ceinture d'anticyclones tropicaux d'où l'appellation d'aérosols désertiques. Les aérosols désertiques représentent à l'heure actuelle la première source en masse d'aérosols naturels présents dans l'atmosphère (Haustein et al 2012). En effet, selon des estimations à l'échelle globale, le flux de masse d'aérosols désertiques dans l'atmosphère serait compris entre 1000 et 3000 Téra-grammes (Tg) par an (soit quelques milliers de millions de tonnes), ce qui correspond à environ 40% des émissions annuelles totales des aérosols troposphériques (Houghton et al. 2001). Selon les estimations de (Tegen, 2006) la quantité d'aérosols injectée dans l'atmosphère à l'échelle globale serait comprise entre 1000 et 5000 Mt/an.

L'Afrique au nord de l'équateur est la zone source principale à l'échelle du globe, cette zone contribue à ~50% à la production mondiale en poussières désertiques estimée à 1000-2000 Tg/an (Laurent et al. 2008). D'après (Ginaux. 2004, Shao et al. 2011), le Sahara de l'Afrique du Nord produit 1150Mt d'aérosols désertiques par an.

La plupart des études sur l'aérosol désertiques (Shao et al. 2011, Zender, 2003, Marticorena et al. 1997) effectuées jusqu'à maintenant sont concentrées en particulier sur les zones arides de pays sahéliens et Ouest-Africains (dont l'extrême-sud de l'Algérie est inclus), cependant des études sur les zones semi-arides (tel que la zone steppique algérienne), s'avère très utile dans le suivi des phénomènes en particulier de la

sécheresse et de la désertification. Cette catégorie d'aérosols sera essentiellement étudiée car constitue l'objet de cette thèse.

Les poussières désertiques, qui représentent une masse de plus d'une centaine de millions de tonnes émises chaque année dans l'atmosphère, sont particulièrement importantes pour comprendre le rôle des aérosols dans le climat (Prospero, 1999, Xue, 2004, Knippertz and Fink, 2006). Leur importance a d'ailleurs été soulignée dans les deux derniers rapports (novembre 2011 et septembre 2013) du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat (GIEC). Les aérosols sont émis dans l'atmosphère sous deux conditions : (i) a présence de la matière érodables à la surface (argile, limon, sable) et (ii) : Apport d'énergie éolienne suffisant sur les surfaces désertiques pour briser les liaisons interparticulaires (l'action dynamique du vent). (Charba, 1974; Bou Karam et al. 2008).

L'entraînement des poussières minérales dans l'atmosphère est strictement lié aux conditions météorologiques et aux propriétés de surface (Fiedler, et al, 2013, Shao et al, 2010, Knippertz and Fink, 2006). L'érosion éolienne et la mobilisation des particules de sol peuvent être considérées comme un problème du seuil, de sorte que la vitesse des vents élevée est nécessaire pour entraîner des particules de poussière dans l'atmosphère. De ce fait, le rendement d'émission des sources de poussières varie dans le temps en fonction des conditions atmosphériques et entre les différents types de sols. Une fois injectés verticalement dans l'atmosphère grâce aux turbulences des écoulements d'air (Pye, 1987, Marticorena et Bergametti (1995) ; Janjic et al. (1994) ; Rashidi et al. 1990), sous l'action des vents, les particules de la poussière émise depuis le nord de l'Afrique peuvent alors être transportées à très grande distance (Kishcha et al 2007, Kallos et al, 1997, 2008).

Suivant les courants aériens, les particules sont aussi bien transportées vers l'Est, le sud et l'Ouest de l'Afrique, l'Europe que vers les îles du Canarie, passent par l'océan Atlantique. D'Almeida et al, (1986) considère 60% des poussières sont émises vers le golf de Guinée, 28 % vers l'Atlantique et 12% vers l'Europe.

Ces poussières se déplacent en fonction des grands courants de la circulation atmosphérique, le plus connu est l'alizé continental ou l'harmattan qui souffle en permanence de l'Ethiopie vers l'Atlantique. Une fois soufflent sur la côte Atlantique, l'air Saharienne s'élève au-dessus de l'air maritime et contenu vers l'Ouest entre 1500 et 3500 mètres d'altitude (Bou Karam et al. 2010, Bouzid, 2005). Les poussières mettant alors de 5 à 6 jours pour atteindre les côtes américaines (Prospero, 1981), son déplacement varie

suivant les saisons (Knippertz and Fink, 2006), celui-ci dépend en effet de la situation météorologique qui règne sur l'Afrique.

Les aérosols d'origine désertique ont une durée de vie relativement courte dans l'atmosphère. Les sources de production d'aérosols désertiques sont distribuées de façon hétérogène dans l'espace, par ailleurs, ils retombaient dans les zones océaniques éloignées constituent des apports significatifs en nutriments (Fe, Al, Co, Mn...), l'importance de la sédimentation sur les fonds océaniques a d'ailleurs été soulignée par (Menéndez et al, 2007, Gelado et al, 2004, Duce et al. 1986, Bergametti et al. 187 et D'Almeida, 1986).

Le comportement des aérosols dans l'atmosphère dépend à la fois de processus physiques (transport, dépôt.) et de processus chimiques (formation, réactions avec les gaz.). Les notions sur la caractérisation physique des aérosols et sur les forces s'appliquant à ceux-ci, ainsi les paramètres prépondérants turbulents et météorologiques nécessaires à la compréhension de leur dépôt sec.

Les particules tombent en général par gravité lorsque la vitesse de vent diminue. Selon (Nicholson et al, 1988, Zender, 2003, Todd et al, 2007, Giorgi, 1986) les aérosols sont sources d'enrichissement des sols par la formation de loess et des océans par l'apport d'éléments nutritifs. Si l'étude du dépôt sur la Méditerranée commence juste à être documentée (Goudie and N. J.Middleton, 2001 Bergametti and al. 1989, Giorgi, 1986), le trajet transatlantique a été par contre très étudié. Nous pouvons citer par exemple les travaux de (Prospero et al. 1979) aux Antilles et aux îles du Cap Vert, (Chiapello et al 2005, Sancho et al, 1992, Dorta et al, 2002, 2005, Kallos et al 2008, Gelado et al, 2012) aux îles Canaries.

La modélisation du transport et des retombées des poussières lors du trajet transocéanique a été réalisée entre autres par (Schütz et al. en 1981). Il démontre que si la plus grande partie des particules (de rayon $>1\mu\text{m}$) tombe dans les 1000 premiers kilomètres, un peu moins de 20% font plus de 5000 km.

Les plus grosses particules, de diamètre supérieur à $20\mu\text{m}$ se déposent rapidement après leur émission par sédimentation, à proximité des zones sources. Les particules inférieures à $20\mu\text{m}$ seront donc majoritairement transportées puis déposées loin de leur source (Giorgi, 1986, Bagnold, 1954, Tegan et al, 1996, Constantinon et al. 2003, Ausra,2001, Shao, 2011). Les zones de dépôt des particules minérales sont très variées et recouvrent une grande partie du globe.

Vue l'importance de ses émissions d'aérosols désertiques dans l'atmosphère, les interactions avec les composantes déterminantes des climats des différentes régions et

particulièrement celles émettrices sont inévitables notamment quand la tempête de sable réduit considérablement la visibilité (Brook et al.200, Alfaro, 2001, Chaboureau et al, 2007). Les particules de poussière en suspension interagissent avec le rayonnement directement en raison de leurs caractéristiques optiques telles que la diffusion et l'absorption, et indirectement en raison de leurs propriétés physico-chimiques, les particules peuvent agir comme des noyaux de condensation des nuages et donc modifier les caractéristiques des nuages et des taux de précipitations.

Les poussières minérales affectent notre mode de vie moderne, il s'ensuit une limitation du transport aérien surtout lorsque le phénomène persiste pendant plusieurs heures voire plusieurs jours. La poussière peut aussi éroder sérieusement les moteurs à turbine qui opèrent dans les zones désertiques. Par exemple, les hélicoptères peuvent subir des dommages graves après exploitation de 20 à 100 heures dans un environnement poussiéreux. En suspension dans l'air que nous respirons, les cas de maladies respiratoires augmentent lors de périodes d'empoussièrement. En raison de son effet de gradation, des panaches de poussière de réduire davantage l'efficacité des centrales solaires, mais aussi la fiabilité des appareils électriques en général est limitée lors de périodes d'empoussièrement.

Une bonne connaissance des mécanismes mis en jeu dans le processus de déclenchement de ces tempêtes de poussière contribuerait à mieux cerner ces phénomènes afin de trouver un moyen de les prévoir. C'est ainsi que les chercheurs (Nichovic, 2001, Tegen, 2003, Nickovic et al 1997, Arakawa, 1972, Kallos, 1997) se sont penchés sur la question en élaborant des modèles capables de prévoir les émissions de ces aérosols. Dans le but d'apporter notre pierre à l'édifice nous nous sommes intéressés à ce domaine et particulièrement à la paramétrisation de la déposition sèche.

Ce travail s'inscrit dans le cadre de la simulation des émissions d'aérosol désertique à l'échelle régionale, le travail mené de cette thèse à cratère numérique, on permet de mieux comprendre l'aérodynamique des particules émises depuis le Sahara de l'Afrique du Nord et la manière de leur déposition sèche, lointain des zones sources, corrélativement avec les conditions météorologiques favorables au cycle d'aérosol désertique .

En quatre chapitres distincts, cette thèse présente une étude sur les corrélations entre les conditions météorologiques et le cycle des aérosols désertiques, notamment la

déposition sèche au cours de l'événement de tempêtes de poussière du 03 mars 2004 qui ont été analysés et leurs caractéristiques principales ont été discutées.

L'analyse de la météorologie des émissions de poussières de la zone aride de l'Afrique du Nord a été réalisée à l'aide du modèle météorologique (Eta) qui accouplait avec le module de la poussière désertique (DREAM) de *Barcelona Supercomputing Center*.

Organisation du document (Thèse)

Le manuscrit s'articule autour de quatre chapitres, nous allons donc dans un premier temps, présentés la dynamique des aérosols désertique, de l'émission jusqu'aux dépôts, les conditions de surface, la dynamique éolienne et la thermodynamique favorable aux émissions ont été décrits de façon à mettre en exergue le rôle joué par chacun dans le cycle de vie des aérosols désertiques, notamment les mécanismes qui gouverne les processus physiques de la déposition sèche.

Le chapitre II détaillera l'interaction climat-poussière, afin de mieux comprendre ces aérosols, nous allons ici examiner les conditions météorologiques à l'échelle régionale qui favorisant l'émission des aérosols sahariens surtout le cycle de la poussière désertique dans le système climatique de l'Afrique du Nord, ainsi les moyens d'observation de la poussière désertique qui avoir lieu dans ce travail, a cause de la grande variabilité à la fois temporelle et spatiale des émissions des zones arides et semi-arides, les observations spatiales est une nécessité pour comprendre l'identification de ces régions sources de poussières et permettent d'estimer l'impact de la déposition sèche sur les multiples facettes météorologiques.

En ce qui concerne la modélisation numérique des aérosols désertiques qui a un lieu dans le 3^{ème} chapitre fait état d'un bref aperçu sur la description de la dynamique et de la physique de modèle utilisé en passant par le type de coordonnées verticale utilisé dans la modèle régionale météorologiques Eta (η), ensuite nous aborderons l'aspect de paramétrisation du cycle de vie des aérosols désertiques, particulièrement la déposition sèche dans le module DREAM sur lequel s'est portée notre étude (simulation de la déposition sèche de l'événement de tempête de poussière en 03 Mars 2004).

Le 4^{ème} chapitre consiste les résultats et la discussion de la situation synoptique favorable aux déclenchements des particules minéraux avec un intérêt particulier pour le Sahara de l'Afrique du Nord, nous détaillons également les principales trajectoires

empruntées par les poussières pendant leur transport, ainsi que leur variabilité temporelle de la déposition sèche au-dessus des îles de Canarie pendant l'événement du 3 mars 2004.

Enfin, nous concluons en rappelant les principaux résultats obtenus et nous aborderons les perspectives inspirées par cette étude dans une conclusion.

Chapitre I : Processus physique de cycle de poussière

I.1 Introduction	15
I.2 Caractéristiques de particule du sol.....	15
I.3 Modes de mouvement de particules.....	17
I.3.1 La reptation	17
I.3.2 La saltation	17
I.3.3 La suspension	18
I.4 Mécanismes de soulèvement.....	18
I.4.1 Conditions dynamiques au déclenchement.....	20
I.4.2. Conditions thermodynamiques du déclenchement.....	25
I.4.3 Cycle diurne des tempêtes de sable.....	26
I.5 Cycle de la poussière désertique.....	27
I.5.1 Processus d'une tempête de sable.....	28
I.5.1.1 Dissipation par dispersion.....	28
I.5.1.2 Processus de dispersion par turbulence.....	29
I.5.1.3 Processus de dispersion en fonction de la stabilité de l'atmosphère.....	30
I.5.2 La dissipation par advection.....	31
I.5.3 Mécanisme de dépôt d'aérosols désertique.....	32
I.5.3.1 Le dépôt sec.....	32
I.5.3.1.1 La taille des particules et la vitesse de sédimentation.....	32
I.5.3.1.2 Sedimentation.....	34
I.5.3.1.3 Diffusion brownienne.....	34
I.5.3.1.4 Impaction.....	34
I.5.3.1.5 Interception.....	35
I.5.3.2 Le Dépôt humide.....	35
I.6 Conclusion.....	36

Chapitre I

Processus physique de cycle de poussière

I.1 Introduction

Les aérosols désertiques sont produits dans les zones arides et semi-arides (pluies inférieures à 200 mm/an) qui sont localisées sous la branche subsidence de la cellule de Hadley (Vallero, 2008). Les régions les plus émettrices de poussières se situent en Afrique (le Sahara et le Sahel) et en Asie (les déserts chinois). D'autres sources comme l'Afrique du Sud, l'Ouest des États-Unis, l'Amérique du sud ou l'Australie constituent aussi des sources d'aérosols désertiques, même si les quantités émises sont relativement faibles.

D'après (Ginoux ; 2004, Shao et al. 2011) le Sahara de l'Afrique du Nord produisent 1150Mt d'aérosols désertiques par an (Fig I.1), les sources Asiatiques en produisent 600Mt et les autres sources moins de 200 Mt/an. Selon les estimations de (Tegen, 2006) la quantité d'aérosols injectée dans l'atmosphère à l'échelle globale serait comprise entre 1000 et 5000 Mt/an. Ces particules représenteraient donc à l'heure actuelle la première source en masse d'aérosols soit environ 40% de la masse annuelle totale des aérosols émis dans l'atmosphère. Vu l'importance de ses émissions d'aérosols désertiques dans l'atmosphère, les interactions avec les composantes déterminantes des climats des différentes régions et particulièrement celles émettrices sont inévitables et demeurent intéressantes à appréhender.

Dans ce chapitre, les aérosols minéraux seront détaillés d'une façon générale, les processus dynamiques et thermodynamiques intrinsèques et favorables au soulèvement ainsi le cycle de vie des aérosols désertiques en passant par la manière type par laquelle ces aérosols se forment (émission, transport, leur mode de dépôt sec ou humide), et leur mode de dissipation.

I.2 Caractéristiques de particule du sol

La taille des particules de sol mesurées directement ou indirectement (Shao, 2011; Zender, 2003), s'étend de plus de 2 millimètres à plus moins de 0.1 μm . Des particules de sol sont crûment divisées en quatre catégories désignées sous le nom du gravier (μm 2.000 \leq de d 2 millimètres), du sable ($63 < \leq 2$ de d, μm 000), de limon ($4 < d \leq 63\mu\text{m}$)

et de l'argile ($d < \mu\text{m } 4$). Des particules de limon et d'argile s'appellent généralement la poussière.

D'après la Fig. I.2, il existe au moins trois normes similaires mais un peu différentes pour la classification granulométrique.

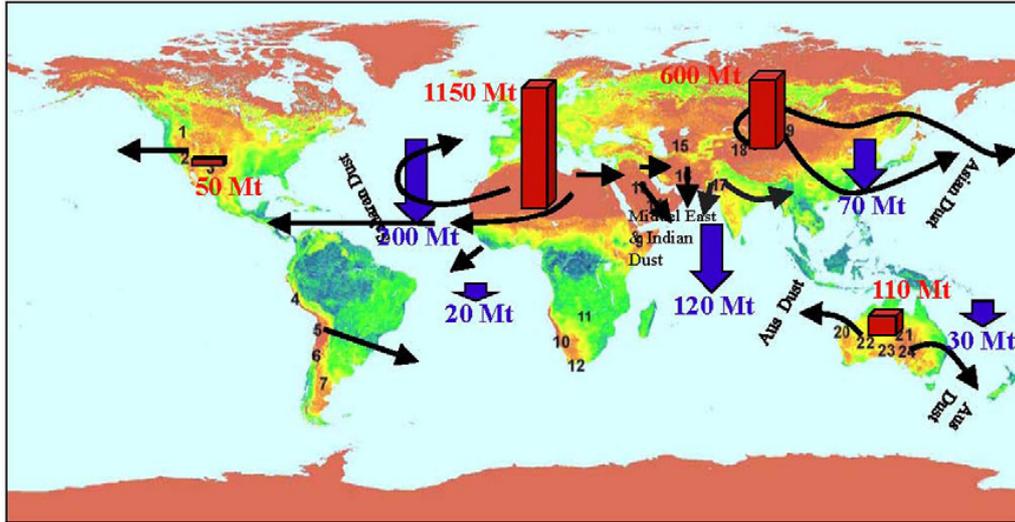


Fig. I.1. Les régions sources d'aérosols désertiques et les plus émettrices de poussières représentées par des barres : (1) Great Basin, (2) Sonoran, (3) Chihuahua, (4) Peruvian, (5) Atacama, (6) Monte, (7) Patagonia, (8) Sahara, (9) Somali-Chabli, (10) Namib, (11) Kalahari, (12) Karroo, (13) Arabian, (14) Rub al Khali, (15) Turkestan, (16) Iranian, (17) Thar, (18) Taklimakan, (19) Gobi, (20) Great Sandy, (21) Simpson, (22) Gibson, (23) Great Victoria and (24) Sturt. Les routes principales de transport des poussières indiquées par des flèches. Shao et al ; 2011.

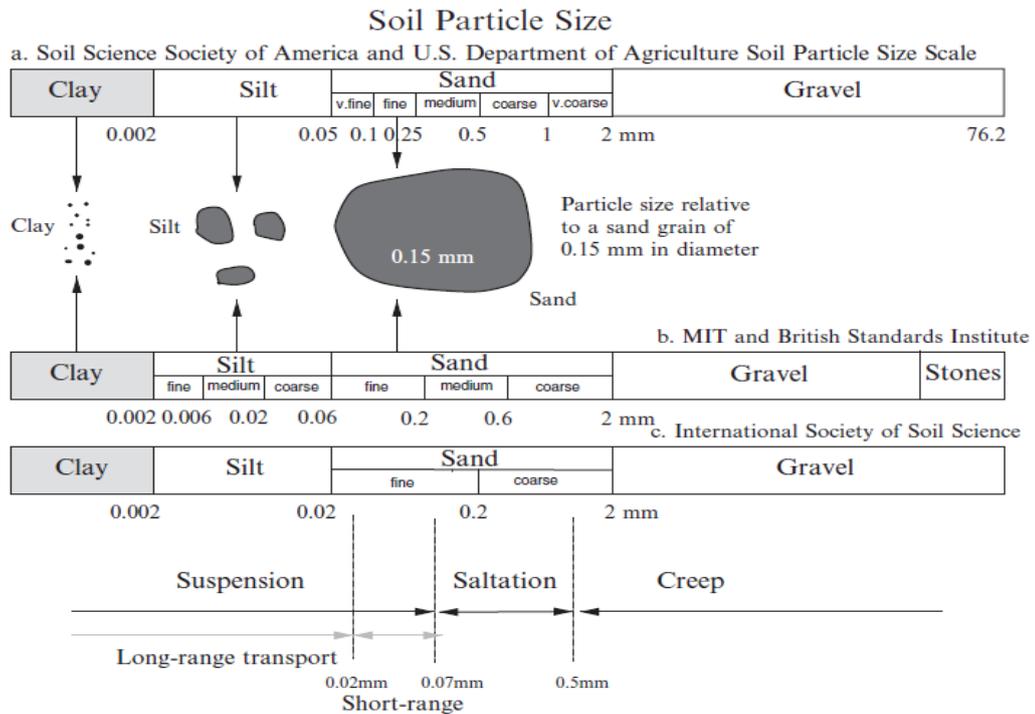


Fig. I.2 : Une comparaison de différents systèmes pour la définition de la taille des particules (M. Mikami et al. 2005)

I.3 Modes de mouvement de particules

Le procédé de soulèvement des particules de sable et de la poussière dépend de la dynamique près de la surface (Goudie et al, 2001). Elle est contrôlée par l'intensité du vent, l'humidité du sol, la texture du sol et de la couverture terrestre.

Elle augmente avec la taille des particules, car ils sont plus lourds et donc plus difficiles à relever en raison de la gravité. Si les particules sont assez petites la valeur du vent de seuil est élevée, car il a pour briser la force de cohésions assez fortes en gardant petites particules ensemble.

Les phénomènes régissant la mobilisation des particules par le vent sont liés à la fois par le flux horizontal et le flux vertical du vent. Il ya trois modes de déplacements des particules éolien identifiés (Bagnold, 1954), affectant des particules de tailles croissantes qui sont également présentées sur la Fig. I.3. Des expériences en soufflerie (Gillette et al. 1982, Nickling and Gillies 1989, Kardous 2005) et des mesures in situ (AMMA) s'accordent pour les classer suivant différents processus dépendant de la taille des particules (Fig. I.4).

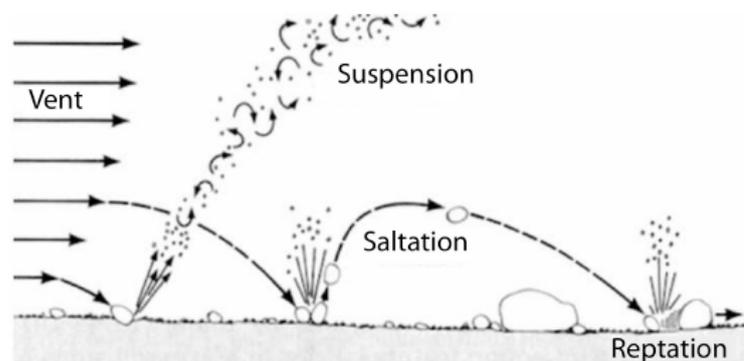


Fig. I.3. Illustration des phénomènes régissant la mobilisation d'une particule par le vent. (Shepanski, 2008)

I.3.1 La reptation (Creep)

Concerne les plus grosses particules, supérieures à 2 mm de diamètre. Elles sont trop massives pour être soulevées, mais l'action cisailant du vent à la surface du sol permet de les déplacer horizontalement, les grosses particules et/ou les vents faibles favorisent le glissement.

I.3.2 La saltation (appelée aussi bombardement ou sandblasting)

Affecte les particules de diamètre pouvant aller jusqu'à 100 μm . Après leur soulèvement, les particules sont déplacées à quelques centimètres voire quelques mètres

du sol (Marticorena & Bergametti, 1995). Pour rester dans l'air, les forces gravitationnelles (liées à la taille de la particule) et la portance de l'air doivent être au moins à l'équilibre. Les plus grosses particules tombent rapidement, non loin de leur origine, et peuvent former des agrégats. Quoiqu'une augmentation de la vitesse du vent maintienne progressivement les plus grosses particules en suspension. À l'impact, des particules plus fines vont être formées et mobilisées à leur tour.

Si les particules soulevées retournent au sol et heurtent d'autres particules, elles rebondissent vers le haut et l'avant et le processus continue. La saltation étant un processus très efficace pour mobiliser et déplacer les particules, les particules les plus fines peuvent également être emportées.

I.3.3 La suspension (ou l'entraînement aérodynamique)

Les substances sédimentaires sont soulevées par l'air et maintenues suspendues par les vents. Si les particules sont suffisamment petites (dont le diamètre est inférieur à une dizaine de micromètres) et les courants ascendants assez forts pour porter le poids de chacun des grains, ces derniers demeurent suspendues.

Une fois mobilisées, les particules peuvent rester en suspension court terme (short term : dont les particules dans la gamme de taille de 20 à 70 μm) et long terme (dont les particules $> 20 \mu\text{m}$) dans les couches élevées de l'atmosphère et être transportées en raison de la diffusion turbulente sur de longues distances, loin de leurs sources, grâce à la dynamique atmosphérique de grande échelle (Kaufman et al. 2005; Mahowald et al, 1999; Goudie & Middleton, 2001). Notez que des vents forts peuvent soulever les particules de poussière suspendues jusqu'à plusieurs milliers de mètres au-dessus du sol et les porter à plusieurs milliers de kilomètres plus loin en aval, avec des tourbillons turbulents (Turbulent eddies) et des courants ascendants pour les maintenir en suspension.

La quantité de particules mobilisées dépend donc de leur taille mais aussi de leur composition minéralogique. Ainsi, l'efficacité de ces processus doit être estimée pour chaque type de sol.

I.4 Mécanismes de soulèvement

La mobilisation des poussières par le vent est un phénomène naturellement contraint par les caractéristiques de la surface (couvert végétal, rugosité du sol, humidité. . .) et la vitesse du vent près de la surface. Pour le déclenchement d'une tempête de poussière, le vent doit être suffisamment fort, depuis le sol sur toute

l'épaisseur de la couche limite de surface CLS (L'épaisseur de la CLS ne dépasse pas le dixième de celle de la couche limite, soit quelques dizaines de mètres (Garratt, 1992, Dupont, 2002) pour soulever et entraîner les particules de poussière. Observations et expériences en laboratoire (Shao et al, 2008) ont montré qu'il existe une relation non linéaire entre la taille des particules soulevées et la vitesse du vent. De plus, le soulèvement des particules n'intervient qu'à partir d'une **vitesse seuil** (Threshold velocity). Cette vitesse du vent minimum nécessaire pour mobiliser des particules. Dans les régions arides et semi-arides, cette vitesse seuil est estimée à 6 m/s (Todd et al. 2007). Le Tableau I.1 montre les vitesses de vent nécessaires pour soulever les particules dans différents environnements de sources. Les premières particules de sable et de poussière emportées sont celles dont les diamètres sont compris entre 0.08 et 1 mm. Il faut pour cela des vitesses de vent comprises entre 5 et 13 m/s (Marticorena & Bergametti, 1995 ; Marticorena et al. 1997).

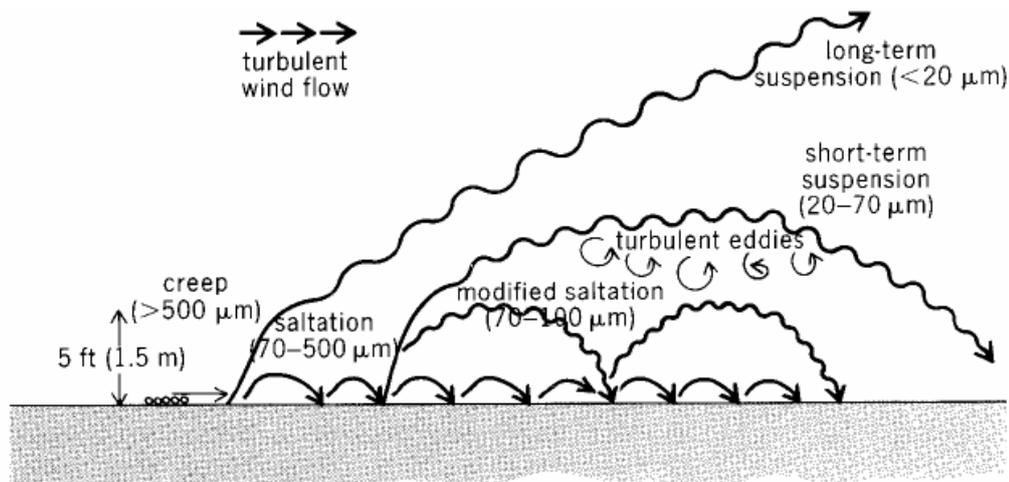


Fig.I.4 : Production de poussière et de transport des particules près de la surface du sol. (After K.Pye. Aelian Dust and dust depositions. Academie Press, 1987)

Environnement	Vitesse de vent seuil
Du sable fin à moyen, dans les zones couvertes de dunes	4 à 7 m/s
Les zones sablonneuse avec des trottoirs du desert peu devloppés	9 m/s
Matière fine, mines de sel du desert	9 à 11 m/s
Trottoire du desert bien développé	8 m/s

Tableau I.1 Vitesse de vent seuils de soulèvement de la poussière pour differents environnements désertiques (The COMET Program et Nasa)

Le soulèvement de la poussière requiert principalement une turbulence significative dans la couche limite de surface. Le cisaillement de vent crée généralement de la turbulence et des tourbillons horizontaux qui soulèvent la poussière. Selon des constats empiriques (Marticorena et Bergametti (1995) ; Janjic et al. (1994) ; Rashidi et al. 1990), si

le vent au sol souffle à 8 m/s, sa vitesse à 305m au-dessus du sol doit être d'environ 15 m/s pour maintenir les particules de poussière en suspension.

Les tempêtes de poussière sont favorisées aussi par une CLS instable car des mouvements verticaux sont nécessaires pour le soulèvement des particules de poussière (Laurent, 2005). À l'inverse, une CLS stable supprime les mouvements verticaux et empêche le soulèvement de la poussière.

Le vent doit être suffisamment turbulent pour soulever la poussière et souffler dans un environnement assez instable. Ne serait-il pas commode d'avoir un seul paramètre qui exprime à la fois : la vitesse du vent, la turbulence, et la stabilité ? Ce paramètre nous l'avons et il est appelé **la vitesse de frottement** (Friction velocity). En termes plus techniques, la mobilisation de la poussière est proportionnelle à la dynamique du flux, ou le stress du sol. Une vitesse de frottement de 60 cm/s est généralement nécessaire pour soulever la poussière (Rashidi et al, 1990, Kallos 1997, Nickovic et al, 2001).

L'émission des poussières dans l'atmosphère a lieu quand tous les facteurs limitant autorisent l'érosion éolienne. La variabilité spatiale et temporelle des sources de poussières est donc logiquement liée aux caractéristiques locales des surfaces (par exemple le cycle saisonnier du couvert végétal dans les régions semi-arides) mais aussi aux conditions météorologiques (vent, précipitations...). Les conditions météorologiques favorisent le transport de la poussière désertique sera discuté en chapitre 2.

I.4.1 Conditions dynamiques au déclenchement

Le processus de déclenchement des particules minérales est un phénomène à seuil qui dépend essentiellement de la nature du sol (rugosité, taille et masse des particules, humidité) et de l'action du vent (force, orientation). Le vent dans sa dynamique exerce une contrainte aérodynamique sur la surface qui réagit en fonction de ses propriétés.

En effet, la force de frottement en surface ($\vec{\tau}$) (Fig. I.5) tend à arracher les grains de sable du sol tandis que le poids \vec{p} , les forces de cohésions interparticulaires \vec{I}_p (Iversen and White, 1982) et les forces capillaires \vec{F}_c qui peuvent être importantes lorsque les sols ont une teneur en eau liquide significative tendent à les garder au sol. (Kardous, 2005).

$$\vec{\tau} = \vec{p} + \vec{I}_p + \vec{F}_c \tag{1.1}$$

Près de la surface, le vent présent un gradient vertical dont la force dépend de la capacité du sol à freiner l'écoulement de l'air.

La force de friction du vent exercée sur les grains est très sensible aux modifications des caractéristiques de la surface à petite échelle liée à la présence de la végétation ou de rochers.

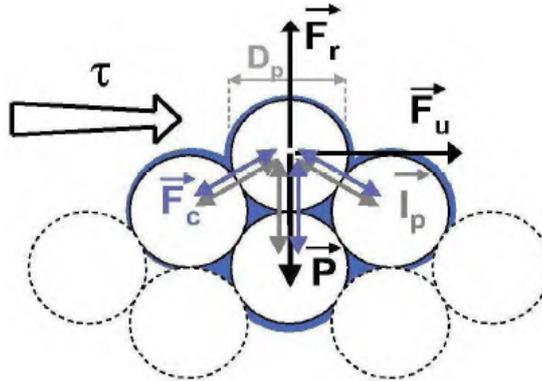


Fig. 1.5 : Bilan des forces auxquelles est soumis un grain de diamètre D_p sous la contrainte de cisaillement (τ) : force générée par l'action mécanique du vent (F_u), poids de la particule (P), forces inter particulaire (I_p), forces capillaires (F_c), et force résultantes (F_r) (Laurent, 2005)

Le calcul de cette force nécessite d'établir une relation entre (i) le vent au-dessus du sol, (ii) la nature physique de ce sol, (iii) l'effet du vent moyen synoptique dans la couche limite de surface (CLS) sur les grains au sol. Pour un flux laminaire au-dessus d'une surface horizontale, la contrainte de cisaillement (τ) exercée par le vent sur la surface est reliée au gradient vertical de la vitesse de vent (u) par la relation (Greeley et Iversen, 1985) (Fig. 1.6).

$$\tau = \mu_a \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = \rho_a u_*^2 \tag{1.2}$$

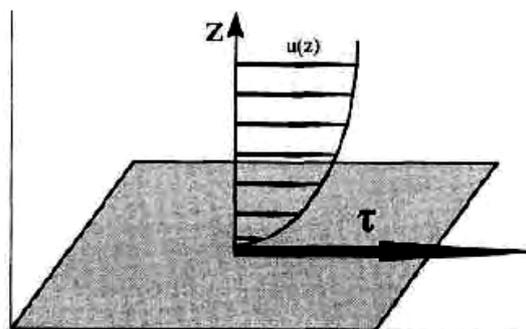


Fig. 1.6: Représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle (τ) exercée par l'écoulement sur le sol (Alfaro, 1997). Le profil de vitesse du vent est représenté par différentes $u(z)$, composante horizontale de la vitesse du vent, en fonction de l'altitude z .

La force de frottement est souvent explicitée en fonction de la vitesse de frottement (u_*), l'équation (1.3) qui est une grandeur physique utilisée pour quantifier la force de friction due au vent sur une surface. Physiquement, la vitesse de frottement représente le taux d'accroissement de la vitesse du vent en fonction du logarithme de la hauteur au voisinage du sol dans la CLS (Roberson et Crowe, 1980). Elle est déterminée en régime neutre à partir de la vitesse du vent moyen mesurée à une hauteur z du sol et caractérisée par une rugosité z_0 (Tennekes, 1993).

$$\text{Si } z > z_0 \quad u_* = k \frac{u(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (1.3)$$

u : Vent horizontal moyen (m/s) à une altitude z de la CLS, u_* : vitesse de friction (Unité en m/s souvent exprimer en cm/), μ_a : Coefficient de viscosité dynamique de l'air, ρ_a : Masse volumique de l'air, $k=0.38$: constante de Von Karman, z et z_0 : hauteur de la rugosité du sol et hauteur de la rugosité aérodynamique.

Suivant la nature du sol, le seuil de vent moyen de surface $u(z)$ nécessaire pour soulever les particules n'est pas le même (Rashidi, 1990).

Dans un cas sec, lorsque la particule à un diamètre de 80 μm , les forces de gravité et de cohésion interparticulaires s'équilibrent et la force de friction nécessaire pour soulever une particule est au plus bas (10 cm/s). Lorsque les particules sont plus petites, la force de cohésion devient plus forte empêchant leur arrachement et lorsque les particules sont plus grosses, leur poids devient trop important pour être soulevées (Chepil, 1951).

Dans un cas humide, la force de capillarité s'ajoute à ses forces pour retenir les particules au sol. Pour chaque type de particules, le dépassement de la vitesse seuil permet de les déplacer et même les soulever.

L'émission des aérosols désertiques s'effectue lorsque le vent induit au sol une force de friction seuil supérieure aux forces interparticulaires qui les maintiennent en surface.

Le seuil de mise en mouvement des particules (Fig. I.7) est défini par la vitesse de friction pour laquelle les forces aérodynamiques (force d'entraînement et force de soulèvement) sont suffisamment fortes pour vaincre les forces de résistance et donc pour déloger les particules solides érodables du sol et initier leurs mouvements (Bagnold, 1941), il a été l'un des premiers à définir **la vitesse de friction seuil** (Threshold friction

velocity) des particules (u_{*t}) (vitesse de frottement à partir de laquelle le mouvement des particules est initié) comme une fonction du diamètre moyen, de la masse volumique du matériau et de la masse volumique du fluide.

$$u_{*t} = A \sqrt{\left[\frac{\rho_p - \rho_{air}}{\rho_{air}} \right]} \cdot g \cdot D_p \quad (1.4)$$

u_{*t} : vitesse de friction seuil (m.s^{-1}), A : coefficient empirique sans dimension, ρ_p : masse volumique de la particule du sol (kg.m^{-3}), ρ_{air} : masse volumique de l'air (kg.m^{-3}), D_p : diamètre de la particule (m).

Le coefficient (A) dépend du nombre de Reynolds seuil de friction (R_t), déterminé pour une hauteur égale au diamètre de la particule (D_p), de la viscosité cinématique de l'air (ν_{air}) et de la vitesse de friction seuil (u_{*t}).

$$R_t = \frac{u_{*t} \cdot D_p}{\nu_{air}} \quad (1.5)$$

Iversen et White (1982) ont proposé, pour l'ensemble des particules mobilisables par le vent, deux expressions numériques du coefficient adimensionnel (A) selon les valeurs du nombre de Reynolds seuil (Rt). Les expressions proposées qui rendent bien compte des vitesses de friction seuil (Gillette et Stockton, 1989), présentent l'inconvénient d'être exprimées en fonction du nombre de Reynolds seuil (Rt) lui-même en fonction de la vitesse de friction seuil (u_{*t}). De ce fait, des procédures itératives pour le calcul de la vitesse de friction seuil sont nécessaires pour les différents diamètres des particules érodables du sol.

Pour contourner ce problème, Marticorena et Bergametti (1995) ont proposé un ajustement polynomial optimum permettant d'exprimer le nombre de Reynolds seuil en fonction du diamètre dans le domaine de taille des particules érodables (1 à 1000 μm), plus des détails voir Marticorena, 1995.

La vitesse seuil de soulèvement des aérosols désertiques (u_{*t}) est estimée entre 6 et 20 m.s^{-1} suivant la nature du sol (Chomette et al. 1999). Pour les surfaces de l'Afrique du Nord, les différents seuils de vent moyen de surface sont répertoriés dans le Tableau 2.1.

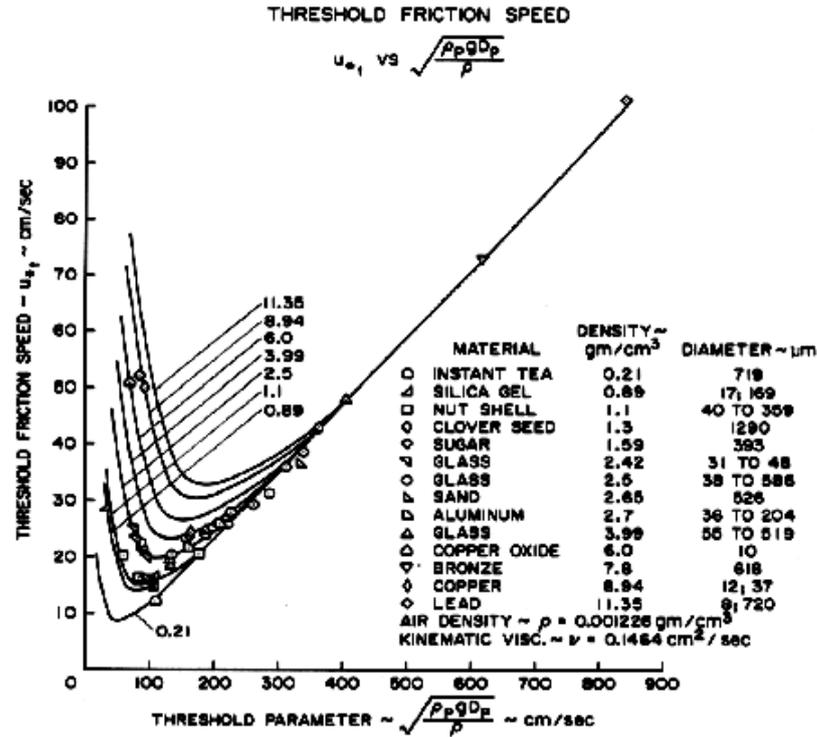


Fig. I.7 : Variation de la vitesse de friction seuil en fonction du diamètre et de la masse volumique des particules. Greeley et Iversen ; 1985

Nature du sol	(u_{*t}) (cm/s)	\bar{u}_t (cm/s)
Dunes de sable fin à moyen (erg)	36-54	5-8
Régions sableuses avec des petites zones caillouteuses	72	10
Matériau fin, désert plat	72-90	10-13
Vallée alluviale et dépression saline croutée (chott)	108-126	13-18
Désert de caillou (erg)	144	20

Tableau I.2 : Vitesses de friction seuil (u_{*t}) et vitesses moyennes seuils (\bar{u}_t) aux fonctions de la nature de sol (COMET).

Ce tableau présente les vitesses de friction seuil en fonction des vitesses moyennes seuils du vent sur différents types de sols avec des longueurs de rugosité différentes. Ces valeurs sont estimées pour une atmosphère thermiquement neutre.

Le seuil d'érosion dépend de la rugosité du sol, des tailles des particules érodables et de la teneur en eau du sol. Ce seuil peut varier de quelques dizaines de cm (60 cm) pour les régions sableuses à plusieurs centaines de centimètres par seconde (sols encroutés et déserts rocailloux entre 100 et 300cm/s). Une bonne prévision de tempête de sable nécessiterait des informations précises sur les propriétés du sol. L'intensité de la tempête de sable est fonction de la force et du cisaillement vertical du vent.

De même, dans les conditions humides le seuil d'érosion est plus élevé. Il faut donc plus de force au vent pour arracher les particules du sol car, l'humidité augmente les forces de cohésion des particules qui les retiennent au sol.

Les tempêtes de sable une fois déclenchées peuvent rester avec la même intensité même si, les vents qui les ont provoquées retombent en dessous des valeurs seuils. Une fois que les particules sont en suspension dans l'atmosphère, leur maintien à ce niveau ne dépend plus que des conditions météorologiques de petites échelles telles que la turbulence, ou d'échelles supérieures comme les brises thermiques ou les limites frontales.

I.4.2. Conditions thermodynamiques du déclenchement

L'instabilité thermique génère de la turbulence, sa présence dans les basses couches de l'atmosphère (1500 à 2000 m) permet aux poussières désertiques de s'élever, ce processus explique pourquoi les tempêtes de sable se déclenchent plus facilement et plus fréquemment en été la mi-journée et en fin de journée. La règle est la même que dans les conditions aérodynamiques : un soulèvement de sable va avec un vent seuil, mais faut-il également que l'atmosphère soit suffisamment turbulente. Une atmosphère thermiquement instable génère de la turbulence et favorise de loin le processus de soulèvement en augmentant la vitesse de frottement au sol qu'en conditions stables. Pour comprendre cela il est important de revenir à la relation de u_* précédemment définie en conditions neutres. L'atmosphère est considérée comme thermiquement neutre c'est qui n'est pas le cas dans la réalité. Pour tenir compte de cet aspect les auteurs (Marticorena et Bergametti (1995), Nichovic, et al, 2001) ont ajouté un terme correctif ψ_m dépendant de l'indice de stabilité de Monin et Obukhov dans la CLS.

$$u_* = k \frac{u(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \psi_m\left(\frac{z}{L}\right)} \quad (1.6)$$

L : Longueur de Monin-Obukhov, $L = -\frac{u_*^3}{k\beta Q_0}$, $\beta = \frac{g}{T_0}$, g : accélération de la pesanteur, Q_0 : flux turbulent de chaleur, $\zeta = \frac{z}{L}$: Indice de stabilité de Monin-Obukhov. k : Constante de Von-karman.

La longueur de Monin-Obukhov s'interprète comme étant proportionnelle à la hauteur à partir de laquelle les forces convectives prévalent sur les forces de frottement. Dans la couche limite convective, les forces de convection sont égales aux forces de

frottement à $z \approx -L/2$. Le paramètre adimensionnel ζ est parfois appelé paramètre de stabilité. Son signe indique l'état de stabilité atmosphérique, négatif pour instable et positif pour stable.

À partir de l'équation (1.6) $\zeta = \frac{z}{L}$ on peut remarquer que :

- Dans un régime stable correspondant à $\zeta > 0$, le profil vertical de vent présente un cisaillement plus fort qu'un gradient logarithmique. (Fig. I.8, à gauche). Il y a de ce fait peu de mélange turbulent, la vitesse de frottement u_* est donc plus faible qu'en condition neutre. (Fig. I.8 au centre).
- Cependant dans un régime instable $\zeta < 0$, le profil vertical de vent présente un cisaillement faible qu'un gradient logarithmique. Le mélange turbulent est important. (Fig. I.8, à droite) et la vitesse de frottement est donc plus forte qu'en condition neutre.
- En situation neutre $\zeta = 0$ (Fig. I.8 au centre), on peut montrer que le gradient vertical de vent est logarithmique, et l'on retrouve ainsi l'équation (1.3) car la fonction ψ_m est nulle.

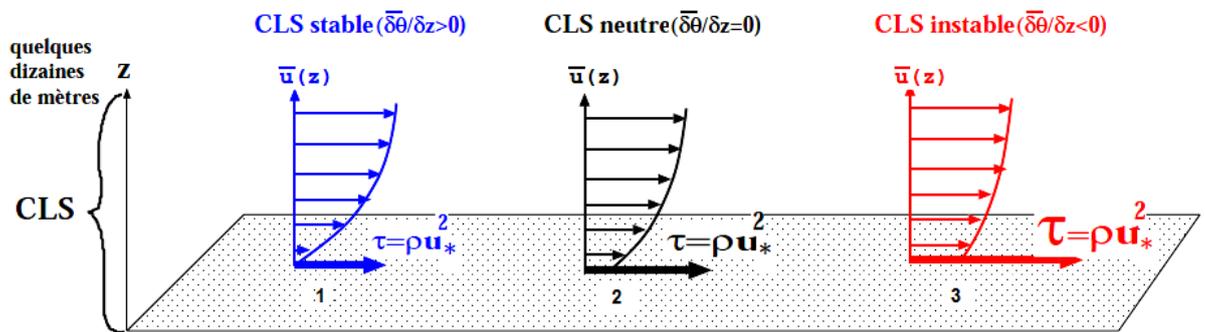


Fig. I.8: La force de frottement en fonction de la stabilité thermique de la CLS: les profils verticaux de vent suivant les conditions de stabilité. Source : Florent Beucher, d'après les cours de De MOOR ; 2007.

À l'aide de l'équation (1.6), on peut donc établir, pour différentes valeurs de vent moyennes \bar{u} mesurées à un anémomètre (10 m), les valeurs de vitesse de frottement u_* en fonction de la stabilité thermique de la CLS (Tableau I.3).

\bar{u} (cm/s) à 10 mètres	u_* (cm/s) CLS Neutre	u_* (cm/s) CLS instable
5	29	35
8	46	55
11	64	77

Tableau I.3 : Vitesses de frictions en fonction de la stabilité thermique de la CLS pour différentes valeurs des vitesses de vent moyen à dix mètres. (<http://meted.ucar.edu>)

I.4.3 Cycle diurne des tempêtes de sable

Le soulèvement de sable qui évolue souvent en tempête de sable est plus fréquent dans les après-midi et en fin de journée. En effet l'instabilité qui réside dans la couche limite provient du fort ensoleillement du sol qui restitue l'énergie aux couches les plus proches de la surface. Ce processus provoque dans la CLS, la dilatation des masses d'air qui se soulèvent en bloque pour former des nuages convectifs. Mais d'autre part ce réchauffement accentue le mélange turbulent dans la couche favorable au soulèvement et au maintien des particules en suspension dans l'atmosphère. En milieu et en fin de journée, le risque de formation des tempêtes de sable est maximum à cause du pic que connaît la turbulence à ces périodes de la journée.

Le coucher du soleil marque la fin du réchauffement. Le processus de refroidissement amorcé au niveau des sols par restitution de l'énergie reçue du soleil à l'atmosphère, favorise les inversions de température au sommet de la couche limite et freinent les échanges turbulents. L'instabilité thermique disparaît dans la couche et le risque de formation de tempête se minimise. Par ailleurs, si les particules sont déjà en suspension, l'inversion de température au sommet de la couche a peu d'effet sur elles. De même lorsque des vents seules se maintiennent la nuit, le refroidissement par transfert radiatif est limité ce qui peut empêcher la formation d'une couche d'inversion. Une tempête qui se forme en fin de journée peut alors dans ces conditions rester active.

I.5 Cycle de la poussière désertique

Les aérosols désertiques obéissent à un cycle de vie scindé en trois phases : **le soulèvement depuis les régions sources, le transport dans l'atmosphère et le dépôt** suivant la voie **sèche** ou **humide** (Fig. I.9).

Dans cette section nous allons étudier les processus qui favorisent le cycle de la poussière désertique. Après l'émission en altitude depuis les zones et en mouvement de suspension (long terme), les particules minérales aient pu faire la moitié du tour de la Terre. Cette poussière va finalement tomber.

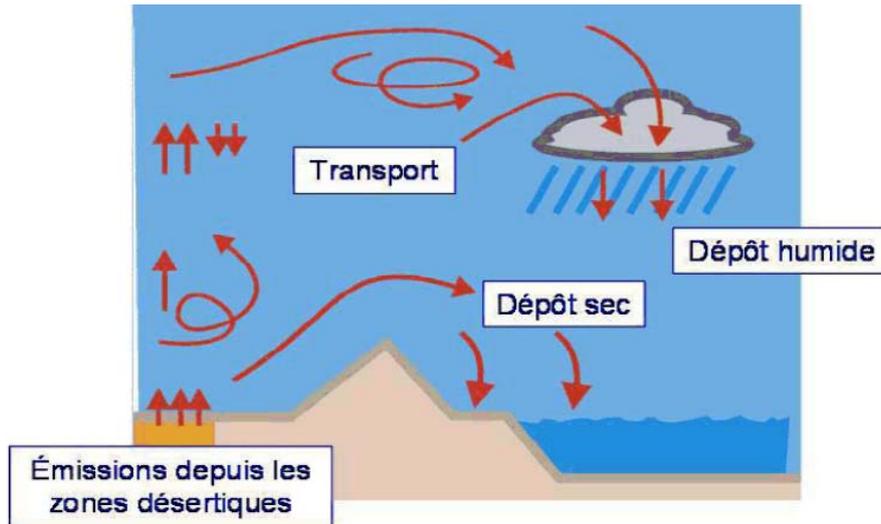


Fig. I.9 : Cycle de la poussière désertique (Laurent, 2005)

I.5.1 Processus d'une tempête de sable

La dissipation des tempêtes de sable s'effectue suivant deux processus : la dissipation par dispersion et la dissipation par advection.

I.5.1.1 Dissipation par dispersion

Le processus de dissipation par dispersion est un processus de dilution. Les panaches de poussière une fois émises se déplacent dans la direction du vent, s'élargissent et se développent en aval de la source de production (Fig. I.10.a).

Le mélange turbulent dû à l'interaction entre flux et propriétés de surface entraîne la mise en suspension dans l'air environnant, de petites particules de poussière dont la concentration continue à augmenter tant que les vitesses seuils demeurent atteintes ou dépassées. Au fur et à mesure que le vent permet de dépasser le seuil d'érosion, le panache s'élargit latéralement et continue aussi de se répandre en aval du vent (Fig. I.10.b). L'accentuation du flux turbulent dans les panaches diminue la concentration d'aérosols par dilution en s'étendant sur plusieurs kilomètres des sources (Fig. I.11). Ceci entraîne la dispersion irréversible des panaches et donc la dissipation des tempêtes de poussières. Toutefois, il est à noter que la concentration de poussières n'est pas uniforme au sein des panaches, les plus grandes concentrations se situent au centre et tombent loin de celui-ci.

Le vent commence par diminuer un peu plus tard dès que le seuil d'érosion n'est plus alimenté en poussière c'est-à-dire le panache de poussière se détache de sa région

d'origine et continue de se déplacer et de se répandre en aval (Fig. I.10.c). Les processus de dissipation et de **dépôt sec** finissent par dissiper totalement le panache (Fig. I.10.d).

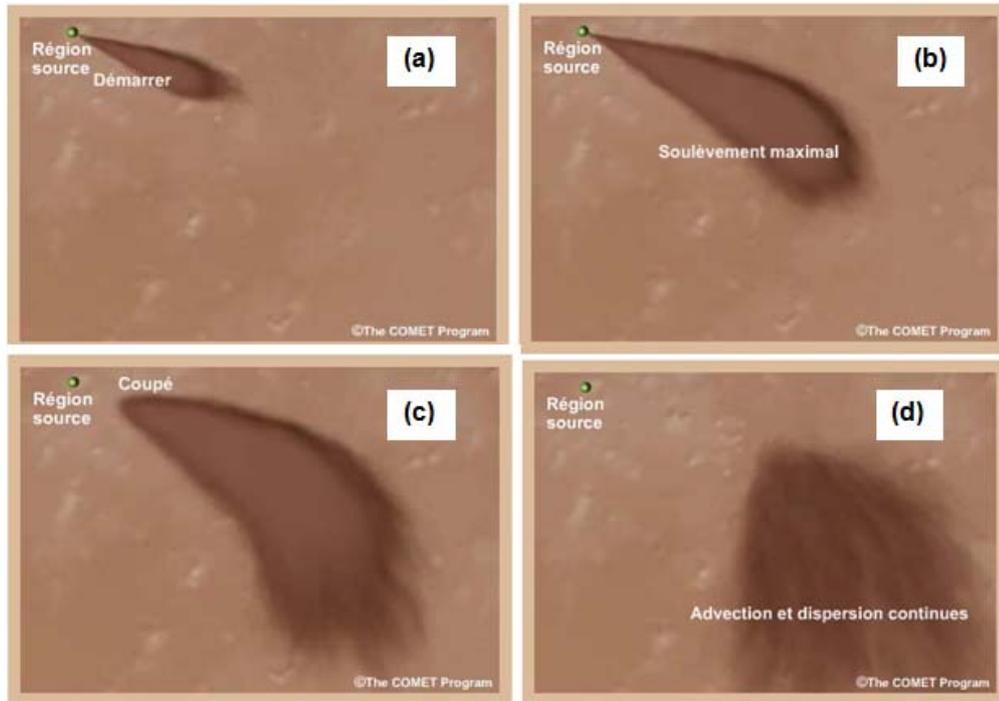


Fig. I.10 : Cycle de vie d'une tempête de poussière (University for corporation for Atmospheric research, 2013)

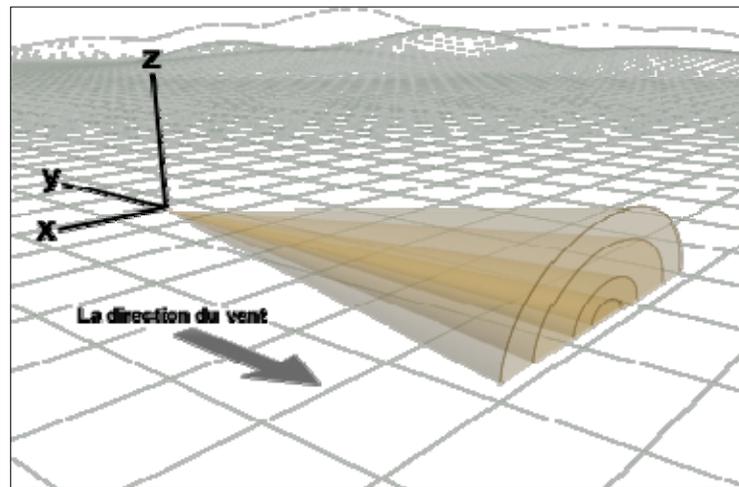


Fig. I.11 : Géométrie de dispersion d'un panache de poussière qui se déplace en aval de sa source de production. (Florent Beucher – Météo, France, 2010)

I.5.1.2 Processus de dispersion par turbulence

Le processus de dispersion est gouverné premièrement par la turbulence qui favorise le mélange avec l'air environnant aux panaches de poussières. Trois types de turbulence peuvent occasionner ceci :

- La turbulence générée par cisaillement de vent en direction et ou en vitesse.
- La turbulence mécanique qui se produit lorsque le flux d'air rencontre des obstacles comme le relief, la végétation ou les zones urbanisées.
- La turbulence convective occasionnée par l'ascension d'une particule d'air suite au réchauffement des surfaces par les radiations solaires. Cette catégorie de turbulence est conditionnée par la stabilité atmosphérique.

La turbulence disperse les panaches de poussières et les maintiens en suspension. Dans une couche stable on estime à 305 m/h (COMET program) la chute des particules de poussière en suspension dans l'atmosphère. Cependant cela dépend étroitement des conditions météorologiques environnantes.

I.5.1.3 Processus de dispersion en fonction de la stabilité de l'atmosphère

Nous avons vu que la turbulence dépend de la rugosité de la surface z_0 (arbre, bâtiment, relief ...), du cisaillement vertical de vent et du profil thermique au sein de la couche limite, donc le second facteur qui gouverne la dispersion est la stabilité. Celle-ci influence le soulèvement et la mise en suspension des poussières mais contribue également à leurs dispersions. Comme on peut le remarquer dans la Fig. I.12, la dispersion est plus marquée et s'effectue dans les deux sens horizontalement sur plusieurs kilomètres et verticalement sur une hauteur de 3000 m (hauteur de la CLA). Les conditions stables sont moins favorables après le soulèvement; la dispersion s'effectue principalement dans la direction horizontale du vent. Les poussières s'étalent en forme de bande horizontale sur quelques centaines de mètres au-dessus du sol.

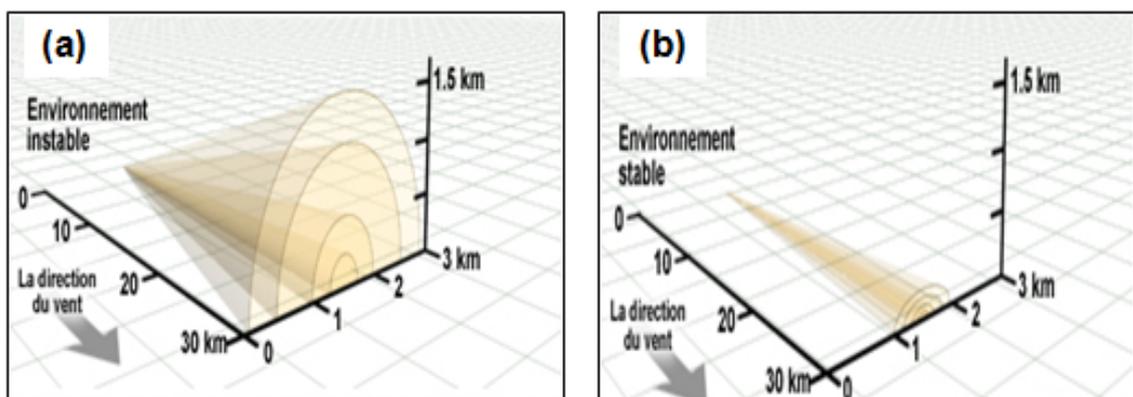


Fig. I.12 : Dispersion d'un panache de poussière en fonction de la stabilité de l'atmosphère : (a) : Pour des conditions instables, (b) : Pour des conditions stables (Laurent 2005)

I.5.2 La dissipation par advection

Après l'émission depuis les zones désertiques, les panaches de poussières se détachent de leur source de production lorsque les vitesses des vents redeviennent inférieures aux vitesses seuils qui les ont occasionnés. Ceci s'accompagne d'une amélioration de la visibilité dans la zone concernée. La poussière libérée est entraînée par les vents loin des sources.

Le cisaillement de vent contribue aux transports en générant de la turbulence nécessaire pour libérer de la poussière. Les particules sont portées vers le haut de la source par la diffusion turbulente et advection verticale (Fig. I.13). Elles sont également transportées par advection horizontale. Elles peuvent être transportées plus loin de la région de source dans l'atmosphère libre sous l'influence des vents violents. Les vents en altitude peuvent très bien transporter les poussières émises dans une direction totalement différente de celle des vents en surface. Les particules sont de ce fait advectionnées dans des directions plutôt aléatoires en fonction des profils verticaux des vents. La Fig. I.14 montre le changement de direction des vents avec l'altitude au sein de la couche limite à cause des forces de frottement. Étant donné que les particules les plus fines (l'argile) peuvent rester en suspension pendant plusieurs jours, elles peuvent être transportées sur de très longues distances et même atteindre un autre continent (Fig. I.1).

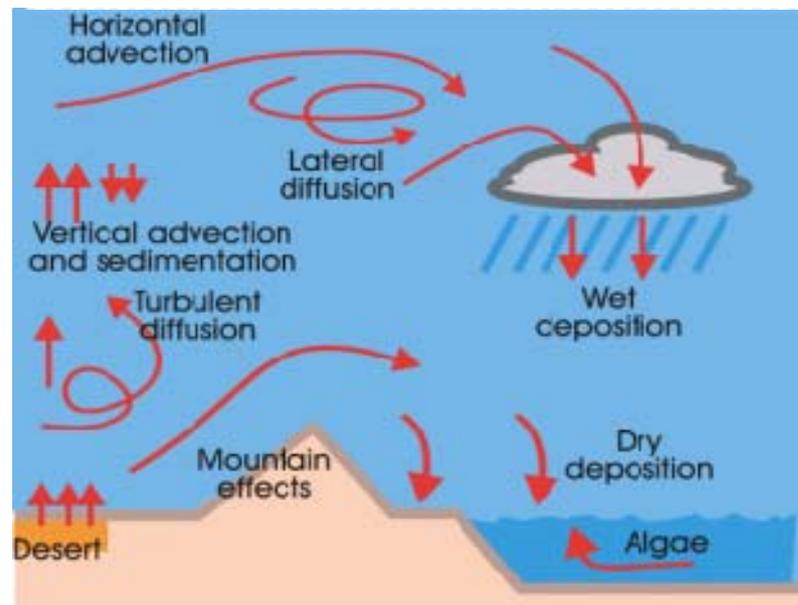


Fig. I.13 : Procédé atmosphérique de la poussière désertique (<http://www.bsc.es>)



Fig. I.14 : Advection d'un panache de poussières (COMET program)

I.5.3 Mécanisme de dépôt d'aérosols désertique

I.5.3.1 Le dépôt sec

Le cycle de l'aérosol désertique s'achève par le dépôt des particules au niveau des continents ou des surfaces océaniques, en conditions d'atmosphère sèche ou humide. La déposition sèche est principalement contrôlée par les forces gravitationnelles, qui font sédimenter les particules. Le dépôt sec des particules est dépendant de plusieurs variables tels que la vitesse du vent, vitesse de frottement, intensité de turbulence et la stabilité atmosphérique.

La vitesse de sédimentation (les équations qui gouvernent le mécanisme de dépôt sec sera mentionnée en chapitre 3) dépend, entre autres, de la taille de la particule. La turbulence peut également jouer un rôle, en perturbant le flux des particules. Si la turbulence a lieu près de la surface, les particules sont alors déposées plus rapidement.

I.5.3.1.1 La taille des particules et la vitesse de sédimentation

Les périodes de suspension prolongées dans l'air des plus petites particules aboutissent à de longues périodes de brume sèche dans les régions arides de l'Afrique du Nord. Ces particules de poussière demeurent en suspension dans l'air lorsque les courants ascendants restent plus forts que la vitesse à laquelle ces substances sédimentaires peuvent tomber.

La taille des particules joue un rôle important aussi bien dans la sédimentation de la poussière que les seuils de soulèvement (Tegen et al. 1994).

La taille des particules de poussière est mesurée couramment en μm qui correspond à 1/1000 de millimètre ou 1/1000000 de mètre. Les particules capables de voyager sur de grandes distances ont en général des diamètres inférieurs à 20 μm (Zender, 2003).

La Fig. I.15 montre la vitesse de chute ou vitesse de sédimentation en fonction de la taille des particules, nous pouvons retenir que les particules de poussière tombent à une vitesse de 100 mm/sec environ. Les particules de diamètres supérieurs à 20 μm tombent inversement plus vite. Les particules de 50 μm de diamètre tomberont par exemple à 500 mm/s. Les particules de tailles plus petites que 20 μm tombent beaucoup plus lentement. Les particules de 10 μm tombent à 30 mm/sec. En considérant cette vitesse, si la poussière a été soulevée à 1500 mètres et le vent se calme, alors elle se déposera au bout de 5 heures environ, tandis que celles de 2 μm chutent à 1 mm/sec seulement. Les particules d'argile les plus fines tombent si lentement qu'elles peuvent traverser les océans sans chuter.

Donc la sédimentation se fait par taille de particule, avec les plus grosses qui chutent en premier et les plus petites en dernier. En conséquence, les plus grosses et les plus lourdes particules se déposeront près de la région d'origine, tandis que les plus petites tomberont très loin.

Le transfert de particules de poussière dans l'air à la surface se fait à travers différents procédés mécaniques, il s'agit de la sédimentation, de la diffusion brownienne et des processus turbulents d'impaction et d'interception (Slinn ; 1982, Ruijgrok et al ; 1995). Chacun de ces processus fonctionne plus efficacement dans des différentes gammes de taille des particules (Fig. I.16).

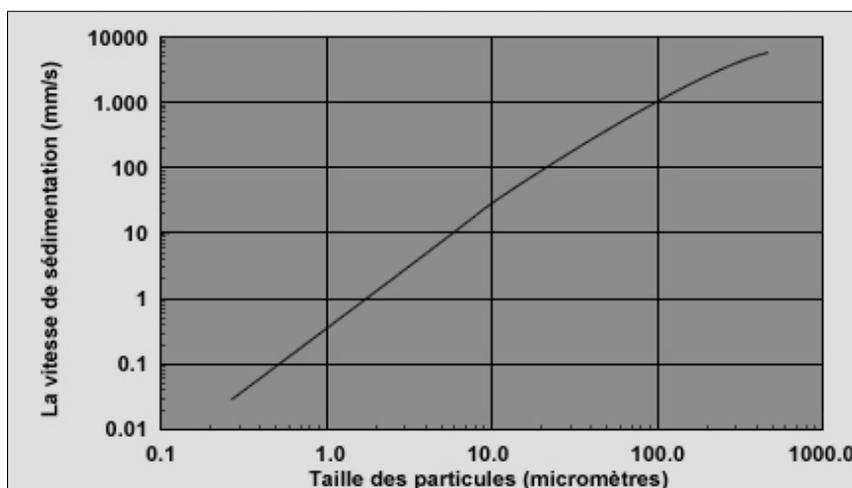


Fig. I.15 : La vitesse de sédimentation en fonction de la taille des particules (Zender, 2003)

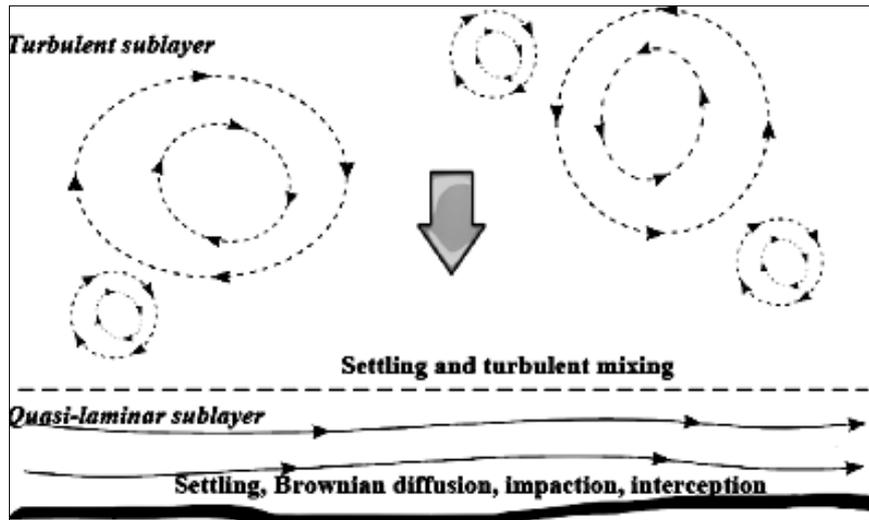


Fig. I.16: Procédés mécaniques de déposition sèche (Adopted After shao, 2000)

I.5.3.1.2 Sedimentation

La sédimentation d'une particule est la résultante de la force de gravité, de la poussée d'Archimède et de la traînée, c'est donc le mécanisme de dépôt des particules sur des surfaces horizontales. Lorsque l'équilibre de ses forces existe, la particule atteint une vitesse terminale de chute ou vitesse de sédimentation. Les particules se déplaçant à travers la turbulence dans la couche limite CL et par des tourbillons de petite échelle près de la surface et à travers la couche quasilaminar, immédiatement adjacente à la surface, donc la sédimentation gravitationnelle concerne donc en priorité les plus grosses particules.

I.5.3.1.3 Diffusion brownienne

La diffusion brownienne traduit l'effet des chocs des molécules du gaz porteur à la surface des particules du fait de l'agitation thermique, rendant leurs trajectoires aléatoires. Elle a une influence croissante pour des diamètres de particules décroissants. Le dépôt par diffusion brownienne devient important surtout pour les particules très fines, typiquement de diamètres inférieurs à $0,1 \mu\text{m}$.

I.5.3.1.4 Impaction

Le dépôt sec est causé par impaction quand un aérosol particules transportées par le flux vers un obstacle peut ne pas, suivre les changements de direction de l'écoulement autour de l'obstacle, lorsque son inertie est trop importante. L'influence de cette inertie croît pour des diamètres de particules, des masses volumiques des

particules et des vitesses d'écoulement croissants. Elle se fait généralement sentir pour des particules dont le diamètre est de l'ordre ou supérieur au micromètre.

I.5.3.1.5 Interception

Les dépôts secs se produisent également par l'interception, quand une particule suit une ligne de courant d'un écoulement qui passe à une distance inférieure ou égale à son rayon, elle se dépose par interception sur l'obstacle. L'importance de l'interception est liée au rapport des dimensions de la particule et de l'obstacle c'est le nombre d'interceptions, plus le nombre d'interceptions est grand, plus l'efficacité de captation est grande.

Dans cette thèse on s'intéresse particulièrement à la déposition sèche des poussières désertiques du Nord de l'Afrique en 3 Mars, 2004.

I.5.3.2 Le Dépôt humide

Le dépôt humide apparaît quand les masses d'air poussiéreuses se mélangent par convection avec les masses d'air humides ou nuageuses. Les particules minérales peuvent être directement capturées par les précipitations (rainout) ou par les gouttelettes à l'intérieur du nuage (coagulation avec les gouttelettes d'eau liquide ou création d'un noyau de condensation (washout).

La plupart des particules de poussière sont hygroscopiques et attirent donc l'eau (Fig. I.17). En effet, elles forment habituellement les noyaux de condensation des nuages et/ou se retrouvent sous des nuages et être tout simplement nettoyé par les gouttelettes qui tombent. À cause de cette affinité pour l'humidité, les précipitations nettoient de manière très efficace, la poussière de la troposphère (la poussière en suspension dans l'air), ce processus est connu sous l'appellation de balayage.

La vitesse de dépôt humide dépend du taux de précipitations, de la vitesse de chute des gouttelettes. Les particules de taille comprise entre 0.1 et quelques μm ont les vitesses de dépôt par sédimentation les plus faibles, elles seront donc majoritairement déposées par voie humide.



Fig. I.17 : La déposition humide de particules minérales (University for corporation for Atmospheric research, 2013)

I.6 Conclusion

Dans ce chapitre, on a pu voir la façon de la dynamique des aérosols naturelle. De l'émission jusqu'au dépôt, les conditions de surface, la dynamique éolienne et la thermodynamique favorable aux émissions ont été décrits de façon à mettre en exergue le rôle joué par chacun dans le cycle de vie des aérosols désertiques. Dans le prochain chapitre, on traitera les conditions météorologiques favorables du cycle de la poussière désertique de l'Afrique du Nord.

Chapitre II : Climatologie de l'Afrique du Nord

II.1 Introduction.....	37
II.2 Répartition géographique et temporelle.....	37
II.2.1 Influence de l'échelle des phénomènes.....	37
II.2.2 Présentation de la zone d'étude.....	38
II.2.2.1 Reliefs.....	39
II.2.2.2 Désert.....	40
II.2.2.3 Les sources de poussières en Afrique du Nord	41
II.3 Climat de l'Afrique du Nord.....	43
II.3.1 Circulation dans les basses couches.....	44
II.3.1.1 Le flux Harmattan.....	44
II.3.1.2 Le flux de mousson.....	44
II.3.1.3 La zone Front Inter Tropical.....	45
II.3.2 Circulation régionales en haute et moyenne troposphère.....	46
II.3.2.1 Le Jet d'Est Africain.....	46
II.3.2.2 Le Jet d'Est Tropical.....	46
II.3.2.3 Le Jet d'Ouest Subtropical.....	46
II.4 Conditions météorologiques favorisant l'émission des aérosols sahariens.....	48
II.4.1 Soulèvements liés aux jets de basses couches.....	48
II.4.2 Soulèvements liés à la convection humide (courants de densité).....	49
II.4.2.1 Courants de densité orographique.....	49
II.4.2.2 Courants de densité liés aux Haboobs.....	49
II.4.3 Soulèvements liés à l'activité cycloniques.....	49
II.4.3.1 Cyclones méditerranéens.....	49
II.4.3.2 Cyclones Sahéliens secs	50
II.4.3.3 Convection sèche.....	50
II.4.4 Dynamique du Front Inter Tropical.....	50
II.5 Le cycle de la poussière désertique dans le système climatique de l'Afrique du Nord	51
II.5.1 L'Emission.....	51
II.5.2 Le Transport	53
II.5.2.1 Le transport transatlantique.....	54
II.5.2.2 Le transport vers la méditerranée et l'Europe.....	55
II.5.2.3 Le transport vers le proche et le moyen Orient.....	55
II.5.3 Le Dépôt.....	57
II.6 Les moyens d'observation de la poussière désertique	58
II.7 Conclusions.....	63

Chapitre II

Climatologie de l'Afrique du Nord

II.1 Introduction

La climatologie nous renseigne sur le temps passé, ce qui aide les prévisionnistes à anticiper les événements futurs et à améliorer leur prévision. La climatologie fournit plusieurs types de données qui aident à prévoir l'endroit, la saisonnalité, la fréquence et la gravité des tempêtes de poussière.

Les émissions d'aérosols désertiques depuis les zones arides et semi-arides de l'Afrique au nord de l'équateur et de l'Afrique de l'Ouest sont contrôlées par les conditions climatiques qui règnent sur ses régions.

Ainsi, les principales caractéristiques du climat du nord de l'Afrique que nous venons de voir dans ce deuxième chapitre vont intervenir sur des échelles de temps et donnent une vue d'ensemble du climat africain du Nord de l'équateur et de l'Ouest, et comment ceci affecte le soulèvement, le transport et la déposition de la poussière désertique.

En effet, l'examen des conditions météorologiques ayant présidé à l'expulsion et au déplacement de poussières lointaines s'avère le complément indispensable à la connaissance de leurs caractères sédimentologiques, car il authentifie la provenance saharienne et permet souvent de préciser les régions sources.

Par ailleurs, les moyens d'observation satellitaires ont montré que la plupart des émissions d'aérosols désertiques se font de manière hétérogène, à partir de zones très localisées, les moyens d'observation satellitaires de détections du nuage de la poussière désertique sont aussi abordés dans les sections suivantes.

II.2 Répartition géographique et temporelle

II.2.1 Influence de l'échelle des phénomènes

Le transport et la dispersion des polluants en général dépendent de la stratification thermique de l'air, ainsi que des écoulements atmosphériques et de leur turbulence. On distingue les phénomènes à grand échelle provoquant ce que l'on perçoit en un endroit comme les vents généraux, et les phénomènes locaux qui se manifestent dans une région particulière. Les phénomènes atmosphériques peuvent être classés en fonction de leur échelle spatiale et de leur échelle temporelle. L'échelle spatiale est définie par leur extension horizontale, et l'échelle temporelle par leur durée de persistance. La décomposition échelles en planétaire (> 500 km), synoptique (2000-5000

km), Méso (2-2000 km), Micro (< 2 km) a été présentée pour la première fois par (Orlanski en 1975).

L'émission de la poussière désertique de la zone source et leur déposition sont discontinues spatialement et temporellement. Un résumé des processus impliqués, avec les échelles spatiales et temporelles, est montré dans la Fig. II.1. La poussière est entraînée dans l'atmosphère à la micro-échelle par le cisaillement du vent et de la turbulence. Une fois en suspension, la poussière est réalisée par la turbulence et la convection aux niveaux supérieurs de l'atmosphère et ensuite transporté par synoptique et circulations globales sur une plage de distance. Ils sont finalement retournés à la surface sous le vent par dépôt sec et/ou humide (plus de détails dans le chapitre 1). Figure. II.1 montre en outre que l'émission de poussière, le transport et le dépôt sont des procédés rapides dans le cycle de la poussière, avec des échelles de temps allant de quelques secondes à plusieurs années.

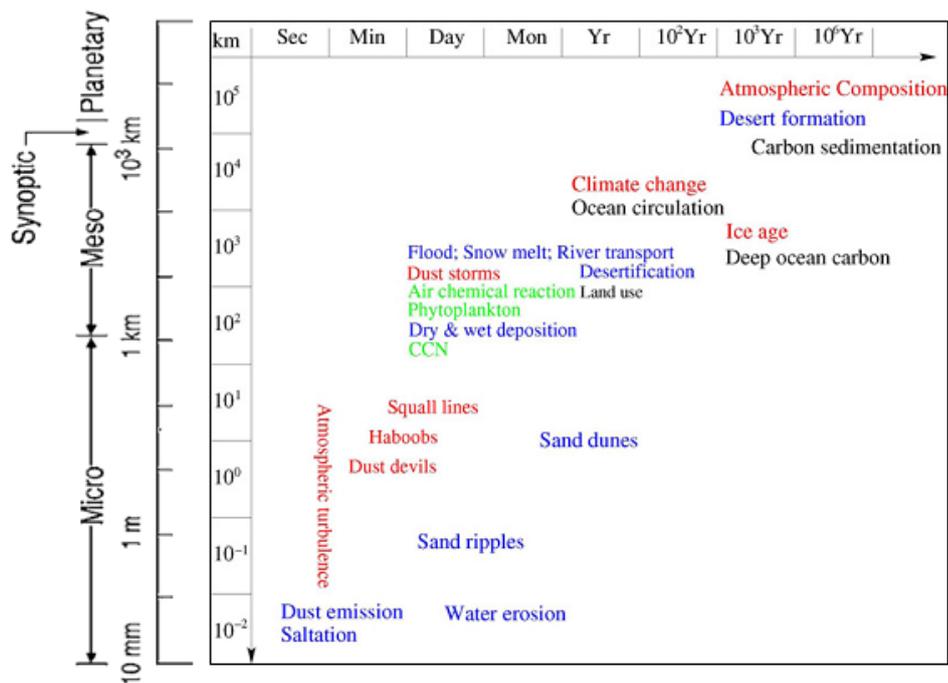


Fig. II.1: Approximatif des échelles spatiales et temporelles du cycle de la poussière désertique. (Smagorinsky, 1974)

II.2.2 Présentation de la zone d'étude

Dans cette partie, nous recensons les principales désertes sources de poussières à la surface de la Terre, avec un intérêt particulier pour le Sahara. Nous détaillons également les principales trajectoires empruntées par le cycle de la poussière désertique.

Les aérosols minéraux sont issus de régions arides et semi-arides du globe, caractérisées par un taux annuel de précipitations inférieur à 200 mm/an, leur surface est

très peu protégée de l'érosion éolienne par une couverture végétale presque inexistante et par une humidité du sol très réduite, ces conditions favorisent le déclenchement des tempêtes de poussières (Duce, 1986), Ces régions sont localisées de part et d'autre de l'Equateur et majoritairement situées en Afrique du Nord et de l'Ouest.

II.2.2.1 Reliefs

L'altitude du continent africain augmente du N-O au S-E. Les bandes côtières basses, à l'exception de la côte méditerranéenne et de la côte de la Guinée, sont généralement étroites, avant de s'élever brusquement. Au Nord-Ouest, les chaînes de l'Atlas, succession de pics escarpés qui culminent à 4165 m d'altitude et entre lesquels s'intercalent de hauts plateaux, s'étendent du Maroc jusqu'en Tunisie sur 2400 km de long.

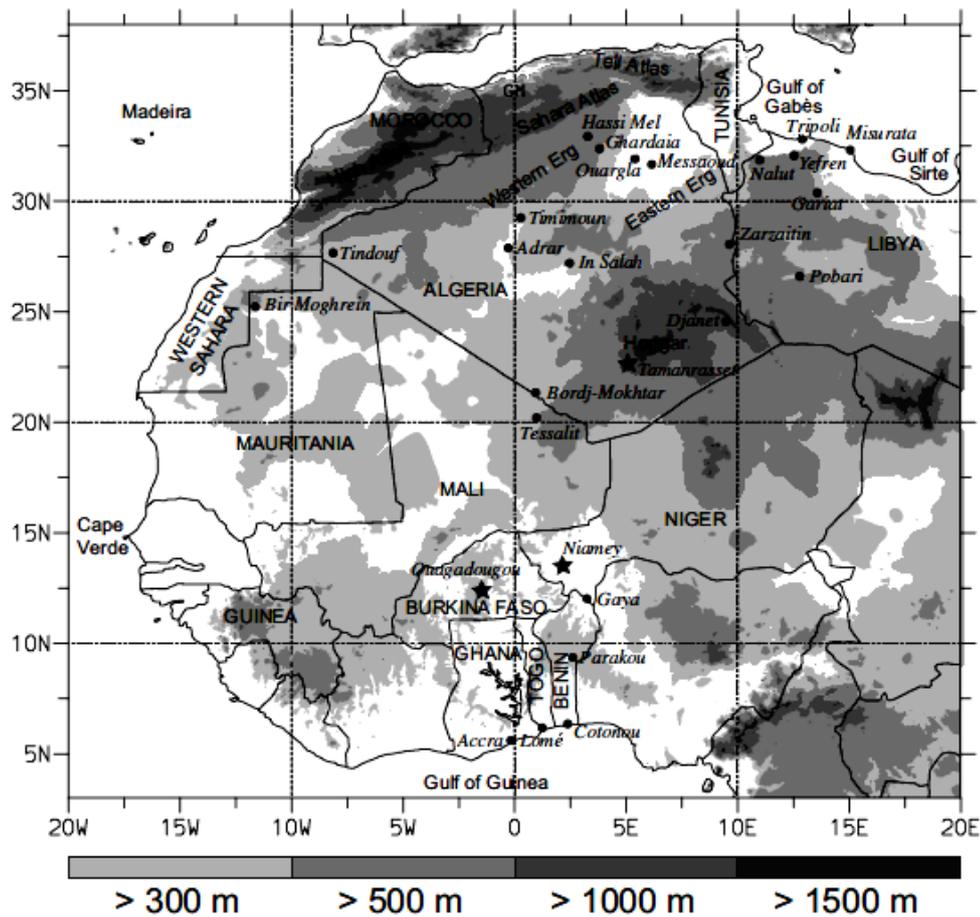


Fig. II.2 : La carte des reliefs en Afrique au Nord de l'équateur. L'échelle de gris montre la hauteur du terrain au dessus du niveau de la mer (m). Stations synoptiques et en altitude utilisées dans le chapitre 4 indiquée par des points et des étoiles, respectivement. AD: Adrar, DJ: DJanet, MS: Messaoud, PB: Pobari, TS: Tessali, BI: Bir Moghreïn, HM: Hassi Remel, NL: Nalut, TD: Tindouf, ZA: Zarzaitin, BO: Bordj-Mokhtar, IS: In Salah, OU: Ouargla, TM: Timimoun, (Knippertz and Fink, 2006)

II.2.2.2 Désert

Les tempêtes de poussières au niveau du globe proviennent de dix sources principales: la mer de Salton (sud du California), la Patagonie (Argentine, Chili), l'Altiplano (cordillère des Andes), la région du Sahel (Afrique de l'Ouest), le désert du Sahara (Afrique du Nord), le désert Namibie (Afrique australe), la vallée de l'indus (Pakistan, Inde), le désert du Taklamakan (Region autonome du Xinjiang, Chine), le désert de Gobi (Mongolie, Chine) et le bassin du lac Eyre en Australie.

Le Sahara représente le plus grand désert du monde (Shao, 2010). Il est situé dans la partie Nord du continent Africain et s'étend sur une superficie de 9 065 000 km², (Laurent, 2005) depuis l'océan Atlantique à l'Ouest jusqu'à la Mer Rouge et l'Egypte à l'Est (soit sur 4830 km de long) et entre la vallée du fleuve Niger et le Soudan au Sud et les montagnes de l'Atlas et la Mer Méditerranéenne au Nord (soit quelque 1930 Km de large).

Le Sahara offre des paysages contrastés: à côté des vastes étendues de dunes de sable, il y a des zones constituées d'amas pierreux (Reg), d'immenses hauts plateaux et des montagnes très élevées qui côtoient des dépressions marquées dont certaines sont situées sous le niveau de la mer. La vaste dépression du Sahara est parsemé de reliefs (Adrar mauritanien, Aïr (2022m), Hoggar (2918m), Tibesti (3415m) l'Ennedi (1310m). Certaines parties du Sahara, comme le Tanezrouft et le désert de Libye, sont extrêmement arides, à l'Est, le désert est traversé par le Nil ; il prend fin, avec le désert Arabe et le désert de Nubie, au niveau de la mer rouge. Au sud du désert, cette dépression se poursuit par une région de transition, le Sahel (dont le nom signifie « rivage »), constitue de plaines et de faibles ondulations. Au S-O, le Fouta-Djalon et les Monts Nimba en Guinée, l'Atakora dans le N-O du Bénin, le plateau de Bauchi au nord du Nigéria et l'Adamaoua et le Mont Cameroun dans le S-O du Cameroun (Fig. II.3).



Fig. II.3 : Les plus grands déserts du globe (NASA : Terra/MODIS, 2013)

II.2.2.3 Les sources de poussières en Afrique du Nord

Les principales zones sources du Sahara-Sahel se trouvent à proximité des régions montagneuses et notamment aux pieds des montagnes.

Les observations satellitaires ont mis en avant que la plupart des émissions d'aérosols depuis les grandes régions désertiques ne se font pas d'une manière homogène au sein de ces régions, mais plutôt à partir de zones très localisées et particulièrement actives appelées 'hot spots' (Herman et al, 1997). La Fig. II.4 montre une carte de la distribution géographique de 131 'hot spots' identifiés à partir des observations spatiales de TOMS d'après l'étude menée par (Engelstaedter et al, 2010). Cette distribution géographique des 'hot spots' à l'échelle du globe montre que la majorité de ces 'hot spots' est concentrée en Afrique au nord de l'Equateur.

Brooks et Legrand, (2000), ont localisé quatre principales zones sources en Afrique du Nord à partir de l'Infrared Difference Dust Index (IDDI) issu de l'imageur infrarouge de METEOSAT (Legrand et al., 2001): (A) dans l'erg de Bilma au Tchad, (B) dans les ergs Iguidi et Chech qui se situent au Nord de la Mauritanie et du Mali et au Sud de l'Algérie, (C) dans une zone située dans le Nord du Soudan et le sud de l'Egypte et (D) dans le Nord du Niger et le Sud de la Libye (Fig. II.5).

Cette distribution des principales zones sources en Afrique du Nord semble en accord avec celle fournie par (Prospero et al., 2002) et avec la récente étude d'(Engelstaedter et al., 2006) basée sur les Aerosol Index de TOMS qui retrace la configuration des zones sources en Afrique du Nord en 4 zones principales: (A) La dépression de Bodélé a été identifiée comme une des régions les plus actives en termes d'émissions de poussières (Koren et al. 2006; Giles, 2005)., (B) l'Afrique de l'Ouest, couvrant de larges régions de la Mauritanie, du Mali et du sud Algérien, (C) le désert Nubien et (D) le désert Libyen (Fig. II.6).

Plus récemment, la zone source couvrant l'ouest du Niger le nord du Mali et le sud de l'Algérie ont été rajoutées à cette carte suite aux travaux de (Schepanski et al, 2007) qui ont montré que cette zone est potentiellement active durant les mois d'été ce qui n'a pas été notifié par les études ultérieures.

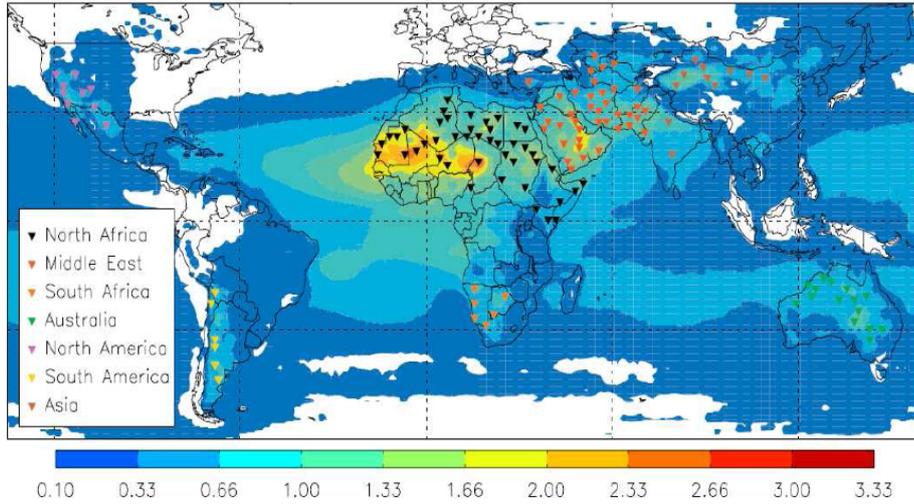


Fig. II.4: La localisation de 131 'hot spots' à partir de la moyenne sur 1984-1990 de l'Aérosol Index (AI) issu des observations spatiales de TOMS (Engelstaedter et Washington, 2010).

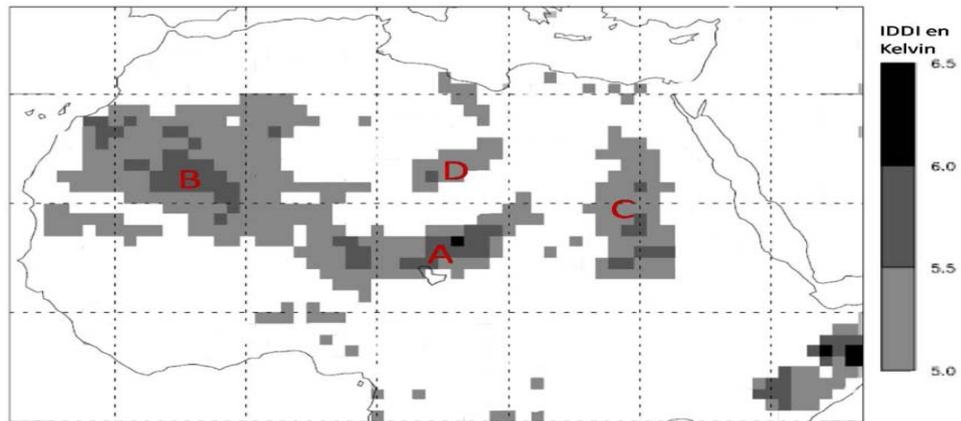


Fig. II.5 : La localisation des principales zones sources d'aérosols désertiques en Afrique du Nord, moyenne annuelle d'IDDI de METOSAT-IR sur la période 1984-1993 (Brook et Legrand, 2000).

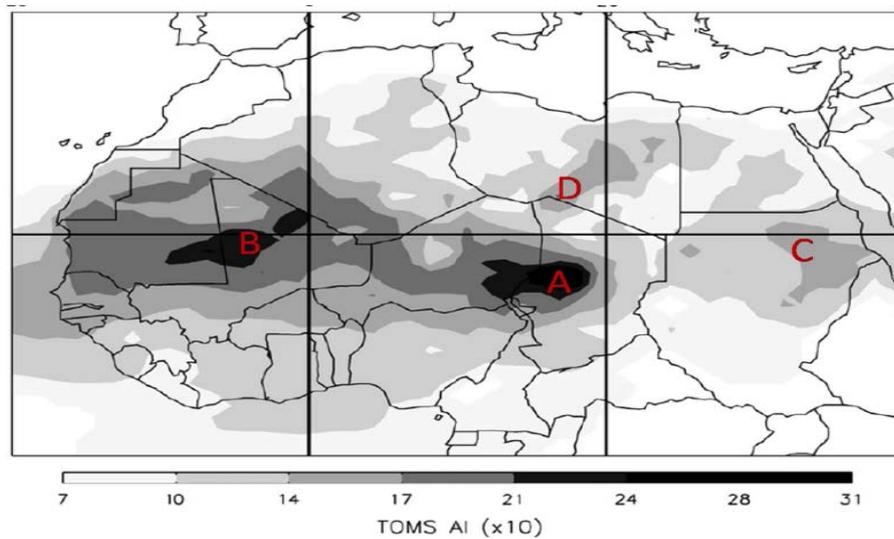


Fig. II.6 : La localisation des principales zones sources d'aérosols désertique en Afrique du Nord, Moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 de L'AI de TOMS (x10), (Engelstaedter et al. 2006)

II.3 Climat de l'Afrique du Nord

Le transport de la poussière de l'Afrique du Nord varie avec la saison et la météorologie. Les sections suivantes donnent une vue d'ensemble du climat de l'Afrique du Nord, et comment ceci affecte le soulèvement et le transport saisonniers de la poussière ainsi leur déposition.

Le Sahara est caractérisé par des conditions climatiques sévères, un minimum pour les précipitations et un maximum pour la température (chaudes et sèches) sont naturellement plus favorables aux tempêtes de poussière. Une faible pluviométrie (100 à 200 mm.an⁻¹), souvent torrentielle. La variabilité pluviométrique est une caractéristique importante du climat de l'Afrique au Nord de l'équateur (Mokhtari, 2012). Une humidité relative très faible atteignant rarement 30% en surface et des températures élevées pouvant dépasser 50°C avec des variations diurnes de plus de 30°C. Les vents parfois sont forts, chauds, secs et soulèvent de poussière.

La caractéristique climatique principale du Sahara est conformée par un climat subtropical sec dans le Nord et un climat tropical sec dans les Sud (Fontaine et Bigot, 1993). Le climat dans la partie du Nord du désert saharien est déterminé par la dynamique de la circulation atmosphérique de Hadley (Diaz and Bradley, 2004) voir Fig. II.7. Plusieurs facteurs géographiques interagissent avec les conditions météorologiques tropicales et subtropicales comme la proximité de l'Océan Atlantique et de la mer Méditerranée, la présence de désert comme le Sahara a une topographie marquée (Atlas, Tibesti, Hoggar,..). Cette partie du monde connaît des phénomènes météorologiques extrêmes tels que la sécheresse ou les inondations qui posent de sérieux problèmes économiques et pour les populations.

Les climats tropicaux sont largement dominés par le mouvement de la zone intertropicale de convergence (ITCZ). L'emplacement de l'ITCZ change tout au long de l'année et est conduit par la latitude de la plupart de rayonnement solaire intense, qui a comme conséquence la convection profonde autour de l'ITCZ.

La partie descendante de la circulation de Hadley est associée aux systèmes à haute pression subtropicaux (Fig. II. 7). L'emplacement du centre des anticyclones subtropicaux varie avec la saison. Les hautes subtropicales sont les plus proches de l'équateur en hiver et couvrent l'Afrique nordique en été.

La haute subtropicale d'Atlantique Nord, souvent connue sous le nom de pression des Açores, montre un mouvement N-W pendant l'été, car l'ITCZ se déplace au Nord au-dessus de l'Afrique. Les climats tropicaux s'individualisent au fur et à mesure

qu'on s'éloigne de l'équateur et est caractérisés par le développement d'une grande saison sèche. On distingue une variété humide, avec 1 200 à 1 500 mm de pluie et une saison sèche réduite de 3 à 6 mois, et une variété sèche, avec 500 mm à 1 200 mm de pluie et une saison sèche de 6 à 9 mois. Les climats sahéliens annoncent le désert, avec moins de 500 mm de pluie, et une saison sèche durant plus de 9 mois.

II.3.1 Circulation dans les basses couches

Dans les basses couches, la circulation est organisée autour de deux flux clés qui sont le **flux de mousson**, flux de S-W dirigé de l'Océan Atlantique vers le continent (Fig. II.8), et l'**Harmattan**, flux de N-E venant des zones désertiques. Ces deux flux varient en fonction des conditions de surface (SST, température au sol, surface végétée...). La rencontre du flux de mousson (air humide) et de l'Harmattan (air sec) forme près de la surface une zone de convergence appelée **Front Inter Tropical** (FIT). (Sultan et al. 2007).

II.3.1.1 Le flux Harmattan

Pendant l'hiver boreal (Octobre-Mars), l'Afrique du Nord est dominée à basse altitude par les vents qui soufflent N-E vers le S-W en provenance du Sahara vers le golfe de Guinée, ces vents appelés Harmattan, (Fig. II.8) et ils sont la réponse au fort gradient de pression méridien au N-S à travers la région intensifiant des conditions anticycloniques notamment contrôlées par les hautes arêtes de Lybie. À partir du printemps, le flux d'Harmattan est associé à une circulation cyclonique au niveau du Sahara et correspond en fait aux alizés de l'hémisphère Nord d'origine continentale et parcourt une longue surface désertique où les températures sont élevées et la quantité de vapeur d'eau est extrêmement faible. Ainsi, l'Harmattan est un vent (alizé) est très turbulent dans les basses couches, extrêmement sec, chaud la journée, froid durant la nuit, peut aller jusqu'à 5km d'épaisseur et souvent très chargé en poussières désertiques, (Hamilton et Archibald, 1945).

II.3.1.2 Le flux de mousson

Le terme "mousson" provient de l'arabe "mawsim" qui signifie saison. Ainsi, la mousson représente le renversement saisonnier de la direction des vents. Cette inversion de flux est principalement liée aux différences de températures entre le continent Africain surchauffé et l'océan Atlantique.

Il est relativement plus froid, chargé en humidité par l'océan et son épaisseur ne dépasse pas 2km. Au printemps, l'élévation du soleil entraîne une augmentation des

températures de surface de l'océan Atlantique et du continent Africain. L'océan ayant une plus grande inertie thermique que le continent, la température de surface du continent est plus élevée que celle de l'océan.

La saison de mousson est surtout marquée par la formation de nombreux systèmes convectifs à méso échelle (Mesoscale Convective System, MCS), qui sont à l'origine de la majorité des précipitations observées sur la région sahélienne pendant la saison de mousson (Hodges et Thorncroft, 1997; Mathon et Laurent, 2001). Plus intéressante, cette saison de l'année est distinguée par une activité en aérosols minéraux très élevée (Engelestadeter et Washington, 2007).

II.3.1.3 La zone Front Inter Tropical

Le FIT est une région zonale de basses pressions. Sa position est marquée par un déplacement latitudinal annuel très large; en février, elle est située un peu plus au nord de la côte Guinéenne alors qu'en Juillet elle atteint sa position la plus au Nord autour de 20°N. À cette variation annuelle, s'a cycle diurne très marqué avec une variation journalière de l'ordre de 200km (Bou Karam, 2008). Au nord du FIT, une zone de convection sèche intense se développe en réponse au fort chauffage radiatif net au niveau du sol. Cette circulation thermique correspond à un maximum de température et un minimum de pression au sol et forme une **dépression thermique** typique des régions désertiques. Elle est cyclonique au sol de par l'effet de la force de Coriolis sur les vents de mousson et d'Harmattan et anticyclonique au sommet. L'extension verticale de la dépression thermique atteint facilement des altitudes de 5-6km et est limitée par la subsidence de grande échelle de la cellule de Hadley.

La position géographique de la dépression thermique présente un cycle annuel très marqué; en hiver sa position favorite est plutôt au dessus de la République centrafricaine avec une extension au dessus du Sud du Tchad et du S-O du Soudan. En été, la dépression thermique se positionne au dessus du désert dans le Sud de l'Algérie et le Nord du Mali. À ce cycle annuel, s'ajoute un cycle diurne associé plutôt aux effets orographiques et se présente sous forme d'oscillations E-W durant la saison de mousson.

En plus de son rôle dans la circulation de basses couches, la dépression saharienne est aussi connue pour avoir une importante charge en aérosols désertiques que l'on soupçonne de jouer un rôle dans le renforcement du creusement de la dépression via le forçage radiatif.

II.3.2 Circulation régionales en haute et moyenne troposphère

En moyenne et haute troposphère, la circulation atmosphérique s'organise autour trois jets principaux qui sont des éléments-clés du mouvement zonal: le Jet d'Est Africain (African Easterly Jet: **AEJ**), le Jet d'Est Tropical (Tropical Easterly Jet: **TEJ**) et le Jet d'Ouest Subtropical (Subtropical Jet: **STJ**), (Fig.II.9).

II.3.2.1 Le Jet d'Est Africain

(AEJ) est observé dans la moyenne tropopause (entre 700 et 400 hPa) avec une intensité fluctuante et une forte variabilité en latitude. C'est un vent thermique résultant du fort gradient méridien thermique entre l'air chaud du Sahara et l'air moins chaud du golfe de Guinée, ce qui limite son influence à l'Afrique de l'Ouest. Aux basses latitudes, l'AEJ est observé deux fois au cours de l'année en avril-mai et en octobre-novembre. Aux latitudes plus élevées, il n'apparaît qu'une seule fois de mars à septembre.

II.3.2.2 Le Jet d'Est Tropical

(TEJ) situé entre 5°N et 10°N dans la haute troposphère (11-15 km) de Juin à septembre, est liée à la convection profonde. Il présente une vitesse moyenne de 15-20 m/s. Il doit son maintien au-dessus du continent au dégagement de chaleur latente au sein de la ZCIT.

II.3.2.3 Le Jet d'Ouest Subtropical

(STJ) est positionné entre 30°N et 35°N de Juin à septembre dans la haute troposphère également (10-14 km), au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley. Il règne sur l'Afrique de l'Ouest au cours de l'hiver boréal au dessus du flux d'est des alizés. En été, cette circulation est rejetée beaucoup plus au Nord.

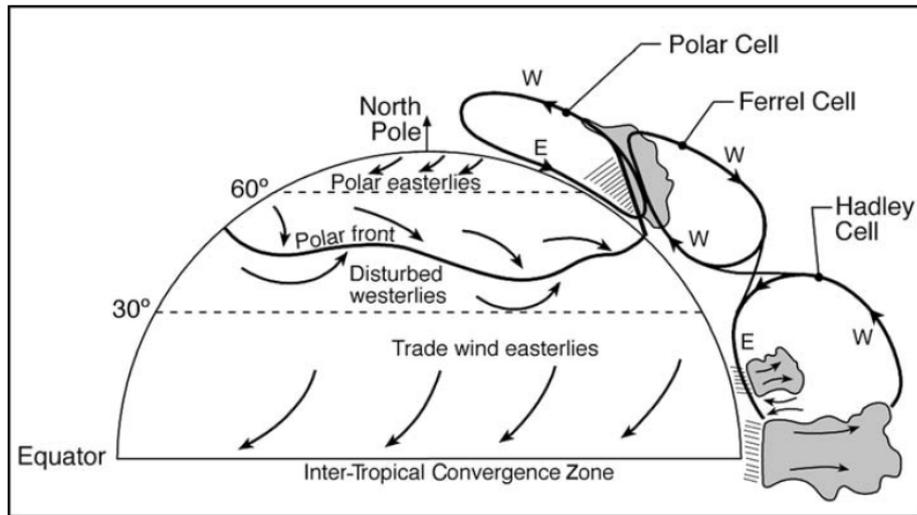


Fig. II.7 : Schéma des différents régimes de vent de surface, et les circulations verticales associées.

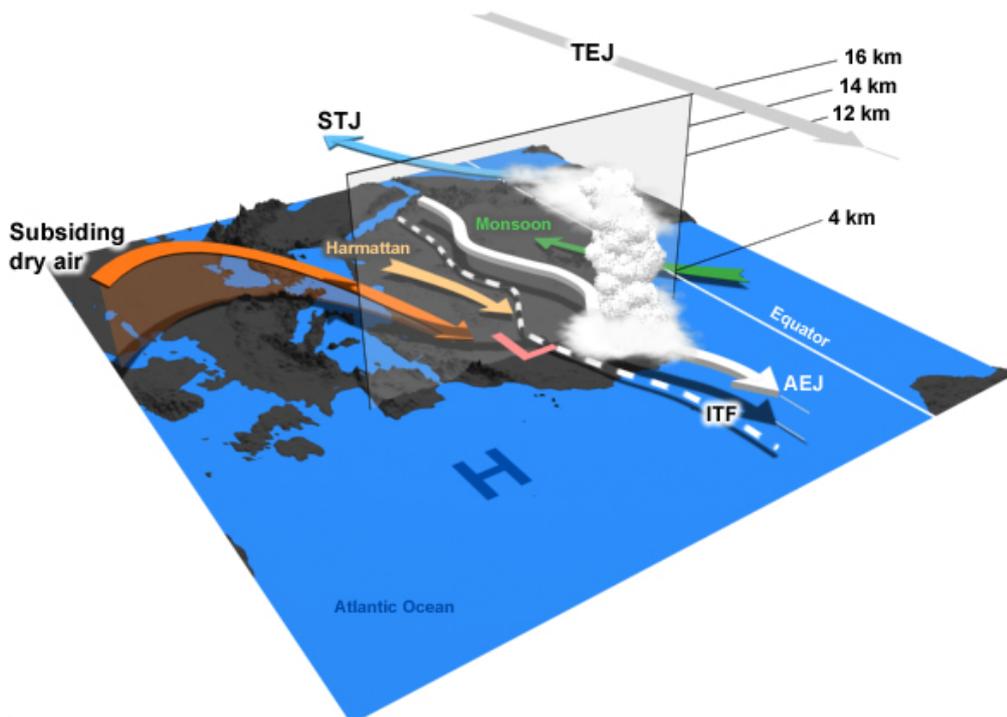


Fig. II.8 : Circulations atmosphériques à basse couche et en haute et moyenne troposphère (Comet Program)

II.4 Conditions météorologiques favorisant l'émission des aérosols sahariens

Le vent est un agent d'érosion azonal, mais il agit avec prédilection dans les déserts à cause des conditions climatiques et de l'absence de végétation.

Ce sont des mouvements horizontaux de l'atmosphère qui sont la conséquence de son instabilité fondamentale. En effet, ils circulent entre les zones de basses pressions (dépression) et celles de hautes pressions (anticyclones) dans un sens tel qu'ils laissent les dépressions à leur gauche dans l'hémisphère Nord. Leur pouvoir de dispersion commence à partir d'une vitesse égale à 2m/s (Perry et al, 1997).

Certains facteurs topographiques locaux peuvent modifier le régime des vents. Les obstacles tels que les collines, les vallées où les immeubles de grande hauteur peuvent modifier le cours du vent soit par ascendance, soit par turbulence. Les régions du Sahara les plus émettrices sont à proximité des montagnes, ce qui favorise un soulèvement d'aérosols en altitude fréquente et importante.

Le transport des aérosols est conditionné par les vents de surface et d'altitude. Lorsque l'écoulement du vent est laminaire, le flux horizontal d'aérosols se localise à proximité de la surface en formant une couche épousant l'allure horizontale du flux éolien. Dans les conditions de forte turbulence, l'action mécanique du flux turbulent entraîne les particules les plus fines, issues de la corrasion, dans les couches supérieures de l'atmosphère constituante ainsi le flux vertical d'aérosols désertiques. Les mécanismes donnant lieu à ce flux vertical peuvent être d'origine dynamique (conditions météorologiques ou orographiques), thermique (convection libre sèche) ou les deux.

Les émissions d'aérosols désertiques en Afrique, au Nord de l'Equateur sont régies par un certain nombre de processus météorologiques et dynamiques spécifiques au climat de cette région. Bou Karam, (2008) résume ces mécanismes en quatre processus : les jets de basses couches, les courants de densité associés à la convection humide, l'activité cyclonique et la dynamique du front intertropical (FIT).

II .4.1 Soulèvements liés aux jets de basses couches

Les jets de basses couches (Low Level Jets, LLJs) sont présents tout le long de l'année dans la circulation d'Harmattan au dessus du continent avec une fréquence atteignant 50 à 80% des jours en hiver et de 30 à 40% des jours en été. Ce mécanisme contribue à hauteur de 65% des soulèvements de poussières des zones sources Africaines (Schepanski et al. 2009). Ils sont communément observés au cours des nuits

claires : ils se forment quand la turbulence dans la couche limite cesse et sont associés à des vitesses de vent faibles dans la basse troposphère (20 m/s environ), où l'air est stratifié en couches stables, contrairement aux vents de surface qui peuvent être beaucoup plus forts dès que la turbulence reprend.

II.4.2 Soulèvements liés à la convection humide (courants de densité)

Pour ce mécanisme on trouve :

II.4.2.1 Courants de densité orographique

L'orographie force un mouvement ascendant de l'air humidifié par évaporation d'eau du sol pendant la journée par chauffage radiatif, entraînant alors le refroidissement de l'air ambiant. Cet air se trouve alors plus froid et plus dense que l'air environnant et subit alors un mouvement descendant atteignant la surface sous forme de fortes rafales de vent provoquant de forts soulèvements d'aérosols (Charba, 1974 ; Knippertz et al. 2007).

II.4.2.2 Courants de densité liés aux Haboobs

Ces phénomènes sont associés aux systèmes convectifs qui se développent sur le Sahel pendant la saison de la mousson, initiés en fin d'après-midi et d'intensité maximale la nuit. Les courants de densités engendrés par ces événements convectifs, accompagnés par des rafales de vent d'air humide et froid, se propagent au dessus des zones sources, soulevant d'importantes quantités de poussières désertiques à l'avant du système, qui forment un front de poussière appelé « Haboobs », (Knippertz, 2008 ; Flamant et al. 2009). Les aérosols mélangés dans les nuages convectifs peuvent être transportés en altitude jusqu'à la troposphère moyenne et supérieure de 16 km.

II.4.3 Soulèvements liés à l'activité cycloniques : on trouve trois processus :

II.4.3.1 Cyclones méditerranéens

Au printemps, l'activité cyclonique liée aux effets orographiques induits par l'Atlas (au Maroc) ainsi qu'au gradient températures entre le continent Africain et la Méditerranée, vient s'ajouter aux jets de basses couches (Bou Karam et al. 2010). Ces phénomènes engendrent une différence de température entre le continent Nord Africain et la méditerranée qui renforcent la baroclinie dans la couche limite saharienne. Ce gradient de température favorise la formation des cyclones au dessus du Sahara connus sous le nom de dépression de Khamsin. Ces cyclones sont marqués par un front froid (entraînant une baisse d'environ 15°C de la température de surface) et par un front

chaud provoquant de violents soulèvements de poussières désertiques (Washington et al. 2003 ; Knippertz and Fink, 2008). Ils se déplacent rapidement ($> 10\text{m.s}^{-1}$) vers l'Est le long de la côte Nord de l'Afrique.

II.4.3.2 Cyclones Sahéliens secs

Le cisaillement de vent horizontal au niveau du FIT renforcé par la présence des Jets nocturnes (induits par le blocage orographique des masses d'air froid en provenance de la Méditerranée) entraîne la formation de cyclones au sud des massifs de l'Hoggar et de l'Aïr, au dessus du Sahel (Bou Karam, et al. 2009). Ils apparaissent donc pendant la saison de la mousson lorsque le FIT est au niveau du Sahel. Ces cyclones induisent de forts soulèvements d'aérosols et favorisent leur mélange sur la verticale (Bou Karam, 2008).

II.4.3.3 Convection sèche

Dans la région de la dépression thermique la convection sèche et la forte turbulence, liés aux anomalies d'albédo, entraînent un flux important d'aérosols dans la couche limite Saharienne qui peut aller jusqu'à 6 km, (Kocha, 2011).

II.4.4 Dynamique du Front Inter Tropical

La convergence des vents d'Harmattan et de mousson au niveau du FIT est propice à la création de fort vents de surface de part et d'autre du FIT engendrant ainsi de forts soulèvements de poussières désertiques (Engelstaedter and Washinston, 2007 ; Bou Karam et al. 2008). Ce phénomène est maximum pendant les pulsations de mousson en juin.

En été, ce sont des mécanismes liés à la convection humide (courants de densité, Flamant et al. 2009), à la dynamique de FIT et la convection sèche dans la région de la dépression thermique, qui vont apporter un forçage dynamique supplémentaire.

Enfin, à cet ensemble de mécanismes s'ajoutent épisodiquement des processus liés au forçage orographique (courants de densité induits par le refroidissement par évaporation au contact des zones hautes) et aux interactions avec la circulation atmosphérique dans les moyennes latitudes (Knippertz & Fink, 2006).

II.5 Le cycle de la poussière désertique dans le système climatique de l'Afrique du Nord

II.5.1 L'Emission

Les aérosols désertiques sont produits dans les zones arides et semi-arides, localisées de part et d'autre de l'équateur dans la ceinture d'anticyclones subtropicaux. Les particules de poussière capturées par les vents à la surface du sol s'élèvent à des altitudes troposphériques par des régimes de forte convection qui se développent à travers le désert. Les poussières peuvent être transportées sur des milliers kilomètres avant de se déposer par voie humide ou sèche.

Les processus d'émissions sont essentiellement contrôlés par les paramètres météorologiques (Brooks et Legrand, 2000 ; Prospero, 1999) et les caractéristiques de la surface (Marticorena et Bergametti, 1996). Selon des estimations réalisées à l'échelle globale (d'Almeida, 1986 ; Tegen et Fung, 1994 ; Duce, Tegen et al. 2004), la quantité d'aérosols désertiques émis dans l'atmosphère serait comprise entre 1000 et 3000 Mt.an⁻¹ dont la plus grande partie provient du désert du Sahara (de 500 à 1000 millions de tonnes par an (Samoli et al, 2011). Tableau II.1 représente les estimations des émissions de poussière moyenne annuelle pour l'Afrique du Nord et dans le monde (*S1 : source 1 : Nord de la Mauritanie, S2: source 2 est situé en Algérie et au Niger dans le triangle formé par le Hoggar, l'Adrar des Iforas et montagnes de l'Aïr, au nord-est de Gao (18.0°N, 1.0°E, Mali). S3: Source 3 est situé au N-E de Dirkou (19.0°N, 12.9°E, Niger), au N de Bilma (18.7°N, 12.9°E, Niger) sur le côté W du massif du Tibesti. S4 : Source 4 est situé dans la partie N du Soudan et le S de l'Egypte*).

Il existe une très grande variabilité spatiale et temporelle des émissions d'aérosols désertiques, celle-ci dépend principalement de l'occurrence fréquente de fort vent de surface associée à la présence de jets de basses couches, renforcés par l'orographie. En effet, si l'aridité contrôle l'étendue des surfaces exposées à l'érosion éolienne, le vent en est le moteur (Bou Karam, 2008).

Ces émissions sont de plus, un phénomène à seuil (elles se produisent seulement quand la vitesse du vent dépasse une certaine valeur, voire chapitre 1). Tout ceci conduit à ce que les émissions d'aérosols désertiques présentent souvent un cycle saisonnier et des variations interannuelles très marquées.

La variabilité saisonnière des aérosols de poussières du Sahara a été étudiée à partir de mesures et d'observations régulières de l'épaisseur optique des poussières (stations de mesures au sol, observations spatiales). Par exemple, Kaufman et al. (2005) ont

constaté la présence d'un cycle saisonnier régulier et bien marqué au-dessus des îles du Cap Vert.

Le Tableau II.2 montre également que l'érosion éolienne dans le Sahara est le plus actif entre février et Août et l'émission de poussière le plus important à mars. L'activité érosion éolienne est relativement faible entre septembre et Janvier, (Chiapello et al, 2005).

La quantité de poussières émises par le Sahara ne varie pas trop : Chiapello et al. (2005) ont montré que les conditions de sécheresse au Sahel pouvaient affecter les émissions des poussières désertiques à la fois en été et en hiver, d'une année à l'autre. En effet, le contenu atmosphérique en aérosols minéraux est inversement proportionnel aux précipitations des années précédentes (plus de précipitations amenant moins de sécheresse, réduisant ainsi la quantité d'aérosols mobilisables). Après analyse des observations spatiales de MODIS entre 2000 et 2003, Kaufman et al. (2005) ont trouvé une variabilité interannuelle de seulement 12%.

L'étude de la variabilité interannuelle des aérosols de poussières bénéficie de l'analyse des observations spatiales, qui fournissent de longues séries d'observations.

Reference	Emission for North Africa (Tg y ⁻¹)	Emission globally (Tg. y ⁻¹)
Jaenicke (1979)	260	
Schütz (1980)		Up to 5000
D'Almeida (1986)	630-710	1800-2000
Tegan and Fung (1994)		3000
Marticorena and Bergametti (1996)	586-655	
Andreae (1996)		1222
Swap et al. (1996)	130-460	
Ginoux et al. (2001)		1814
Zender et al. (2003)		1490-160
Ginoux et al. (2004)	1430	2073*
Miller et al. (2004)	479-589	1018
Tigen (2004)		1000-5000 Mt/yr
Shao (2011)	1150 Mt/yr	

Tableau II.1 : Estimations des émissions annuelles moyennes de poussière minérale du monde et de l'Afrique du Nord.

* L'estimation est basée sur la somme des émissions en provenance des régions de sources individuelles.

Month	S1	S2	S3	S4	Total A	Total B
Jan.	18.6	7.0	5.1	0.6	31.3	24.3
Feb.	26.6	22.7	23.3	0.5	73.1	72.6
Mar.	29.5	39.2	40.4	0.5	109.6	132.0
Apr.	24.8	26.6	29.2	0.7	81.3	59.7
May	21.1	17.3	28.6	0.6	67.6	75.0
Jun.	22.7	21.6	42.9	2.3	89.5	52.5
Jul.	13.8	20.3	19.7	0.4	54.2	62.9
Aug.	12.7	12.3	24.1	2.6	51.7	48.0
Sep.	17.7	9.1	10.5	0.6	37.9	27.6
Oct.	8.4	7.2	5.7	0.8	22.1	21.4
Nov.	8.9	9.6	2.8	2.3	22.3	22.4
Dec.	13.1	15.0	2.8	1.0	31.9	65.5
Total	217.9	207.9	235.1	12.9	673.8	625.7

Tableau II.2 : Les émissions de poussière provenant de quatre sources différentes du Sahara et Sahel en Mt pour chaque mois, les données sont en moyenne de deux ans. Total A sont les résultats de D'Almeida (1986) pour 1991 et 1992.

II.5.2 Le Transport

Le transport des particules par les vents se produit en fonction des conditions météorologiques. Un flux horizontal de particules est présent dès le début du processus de soulèvement. Si ce flux présente un caractère laminaire, les particules forment une couche de poussière localisée près de la surface. Si elles sont soumises à l'action de mécanisme turbulent, les particules fines issues de la corrosion (sandblasting, mouvement vertical des particules), plus légères, sont plus efficacement transportées dans les couches supérieures de l'atmosphère.

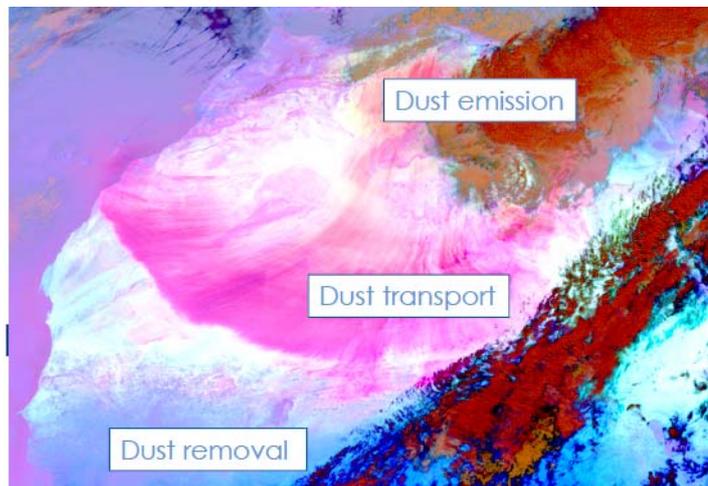


Fig. II.9: Cycle de la poussière désertique durant l'événement de la tempête de sable du 03 mars 2004 (Eumetsat 2004)

Les particules, dès leur soulèvement au-dessus de la couche limite turbulente (Rashidi et al. 1990), sont transportées dont le sommet peut atteindre des altitudes de 5 à 7 km d'altitude.

Le transport des aérosols désertiques émis depuis la région saharienne dépend évidemment de la circulation atmosphérique et notamment des hautes pressions tropicales, comme l'anticyclone des Açores, et de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Selon les études de nombreux auteurs ont étudié la variabilité spatiale des trajectoires des poussières sahariennes; parmi les plus récentes études, on peut citer (Shao et al. 2010; Schepanski et al. 2009), trois trajectoires principales des panaches de poussières désertiques peuvent être distinguées (Fig. II. 10, Fig. II.11).

Les poussières issues du Sahara traversent régulièrement l'océan Atlantique et les îles du Canaries, pour atteindre le bassin Amazonien, les Caraïbes, le sud des Etats-Unis (Prospero, 1999, Knippertz et al. 2006).

Les trajectoires dépendent généralement de la saison (vers l'Amérique du Sud en hiver, vers les Caraïbes et le Golfe du Mexique en été), en lien avec le déplacement saisonnier de la zone de convergence intertropicale (ITCZ). En moyenne, les poussières parviennent de l'autre côté de l'océan Atlantique en trois à quatre jours, ce qui représente une vitesse de déplacement d'environ 1000 km/jour .

Une partie des poussières désertiques est également transportée vers la Méditerranée et l'Europe (jusqu'en Europe centrale), mais aussi vers le Moyen-Orient (sources du Sahara oriental).

Le cheminement des sables, causé par l'alizé, se divise en plusieurs courants selon la configuration des obstacles topographiques. Il existe donc des zones de déflation et de transport du sable et des régions où il se sédimente sous forme d'ergs. Ces immenses accumulations sableuses sont disposées le long des courants de transport (Fig II.12). Le sable qui les constitue est soit fossile, soit en transit permanent, poussé immuablement par les alizés vers l'océan Atlantique.

II.5.2.1 Le transport transatlantique

La majorité des panaches de poussières émis depuis l'Afrique du nord sont transportés selon cette trajectoire, sous l'effet du flux d'Harmattan. La direction des panaches de poussière selon cette trajectoire varie avec les saisons et la position du FIT (Fig. II.13). En été, durant la saison de la mousson, les panaches de poussières sont transportés à des altitudes élevées vers les Etats Unis passés par les îles de Canarie (Espagne) et peuvent atteindre les Antilles, ce qui est marqué par le maximum de concentration en aérosols désertiques mesuré en été à la Barbade (Prospero et Ness, 1977). Tandis qu'en hiver, les panaches de poussières sont transportés à des altitudes moins

élevées vers l'Amérique du sud et le bassin de l'Amazonie (Kaufman et al. 2005). Ce qui est vérifié par les maxima de concentration relevés en hiver sur la Guyane française.

II.5.2.2 Le transport vers la méditerranée et l'Europe

Le transport selon cette trajectoire est bien marqué entre mars et août. Ceci est lié au passage fréquent des dépressions cycloniques sur l'Europe occidentale et la Méditerranée (Constantinon, 2003).

II.5.2.3 Le transport vers le proche et le moyen Orient

Le transport selon cette direction est significatif durant trois périodes de l'année (Pérez et al. 2011): au printemps (Mars-Mai), en été (Juillet-Août) et en automne (Septembre-Novembre). Selon les études de modélisation de d'Almeida (1986), 60% des poussières sahariennes sont transportées vers le golfe de Guinée, 28% vers l'Atlantique et 12% vers l'Europe.

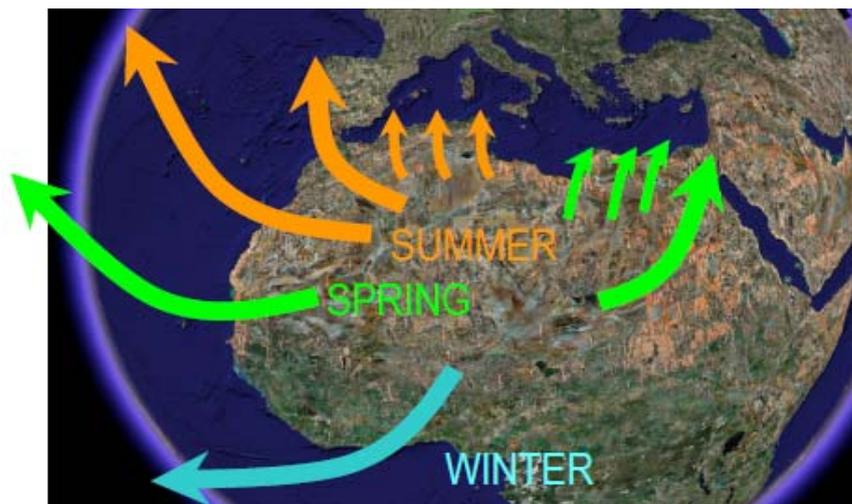


Fig. II.10 : Illustration des principales trajectoires de transport des panaches d'aérosols désertiques depuis l'Afrique du nord inspirée de l'étude de Middleton, (1986) (Barcelena Supercomputing Center 2003)

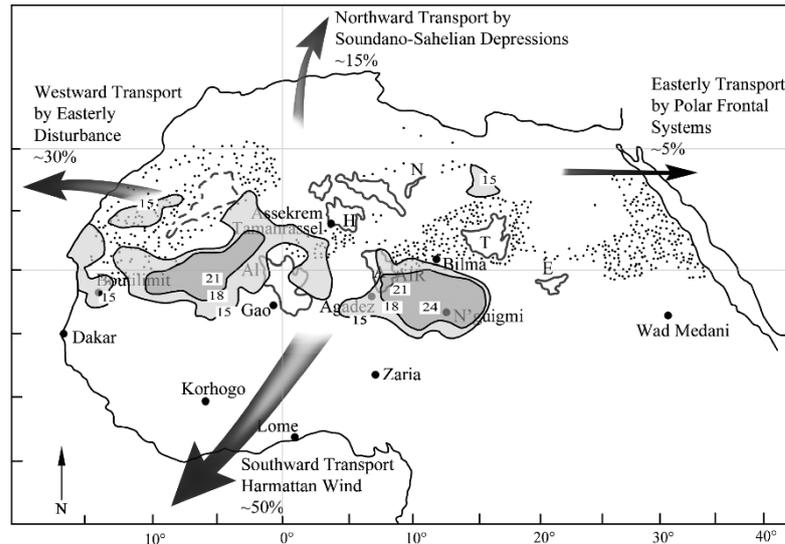


Fig. II.11 : Les trois principales trajectoires de transport de poussières sahariennes. Les zones en pointillés sont les sources de poussière identifiés par D'Almeida (1986). Les grands cercles pleins marquent les stations du réseau de la turbidité de l'Afrique. Les emplacements de Bilma et des montagnes et des chaînes de montagnes Tassili N'Ajjer (TN), du Tibesti (T), du Hoggar (H), Air (AIR), l'Adrar des Iforas (AI) et de l'Ennedi (E) ont une importance stratégique pour le transport de la poussière. (Shao, 2010).

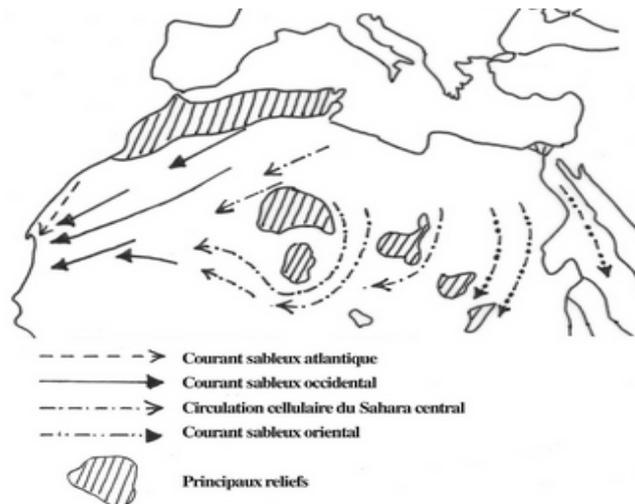


Fig. II.12 Trajectoires de transport du sable au Sahara (Mainguet et al. 1980)

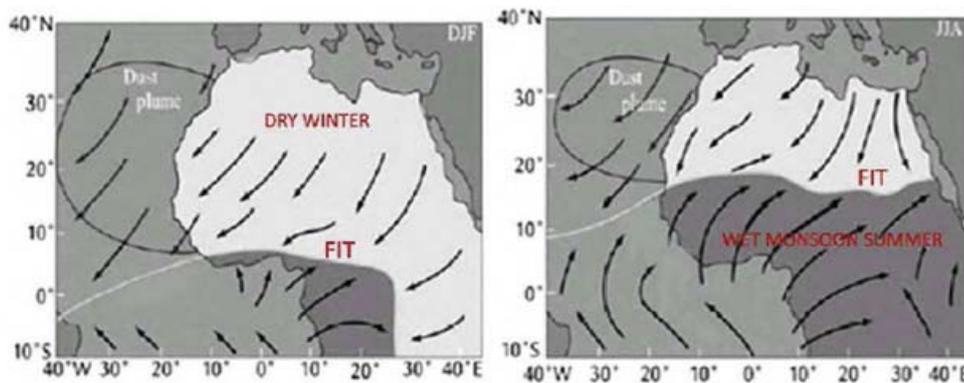


Fig. II.13 Variation saisonnière entre l'hiver (décembre, janvier et février DJF) et l'été (juin, juillet et août JJA) de la direction du transport transatlantique des panaches de poussières en relation avec la position du FIT (Mokhtari, 2012).

II.5.3 Le Dépôt

À l'inverse du paragraphe II.4, le vent peut être un facteur de concentration de particules minérales. En effet, quand il souffle à faible vitesse sur une vaste agglomération et les conditions d'émission de polluants sont mauvaises, on observe une retombée des panaches de poussières vers le sol (Shao, 2008). Dans ce contexte le cycle de l'aérosol désertique s'achève par le dépôt des particules au niveau des continents ou des surfaces océaniques, en conditions d'atmosphère sèche ou humide.

Après leur transport en suspension, la déposition soit sèche soit humide peut déterminer la distance de la poussière transportée (Kallos et al 2008). La distance parcourue par les particules de poussière dépend de nombreux facteurs, y compris les conditions atmosphériques, de la situation météorologique et de l'environnement orographique et la vitesse du vent et de la turbulence, les caractéristiques des grains de poussière : dimensions, nature physico-chimique (Tegan, 2004).

Les processus de dépôt sec se réalisent sous l'action de la gravitation (la vitesse de déposition est déterminée par les caractéristiques des particules transportées) ou par capture sur les reliefs et la végétation (Pierre, 2013).

Le dépôt humide apparaît quand les masses d'air poussiéreuses se mélangent par convection avec les masses d'air humides ou nuageuses. Selon leur taille, les particules ayant un diamètre entre 0.1 μm et 1 μm ont les vitesses de dépôt par sédimentation les plus faibles, et elles seront donc majoritairement déposées par voie humide. Au-delà de 1 μm , les vitesses de sédimentation deviennent importantes, donc ces particules seront déposées par voie sèche. Les plus grosses particules, de diamètre supérieur à 20 μm se déposent rapidement après leur émission par sédimentation, à proximité des zones sources.

Les zones puits de particules minérales sont difficiles à cerner précisément, car le processus de dépôt intéresse une aire très vaste, si on tient compte du temps, de la distance et de la direction du transport, extrêmement variables. Le dépôt humide peut être mesuré directement, mais le dépôt sec est normalement estimé par la mesure de la poussière d'aérosol, les concentrations et les vitesses de sédimentation (Prospero, 1996, Torres et al. 2002). Le Tableau 2 illustre que les quantités de dépôt sec sont autour de la moitié des quantités de dépôt humide dans la plupart des océans. Il y a deux endroits du dépôt maximum de la poussière, l'un dans l'Atlantique nord dû à la poussière saharienne et l'autre dans le Pacifique Nord dû à la poussière asiatique.

Des modèles globaux permettent d'estimer le taux de dépôt des particules (Schepanski et al, 2009a; Luo et al, 2003; Ginoux et al, 2001). Différentes études estiment ce taux entre 180 et 260 millions de tonnes par an, pour le bassin Atlantique Nord (Mahowald et al, 2005). À partir d'observations spatiales, Kaufman et al. (2005) ont identifié les principaux puits de poussières provenant du Sahara et quantifié les flux en fonction de leur zone de dépôt : sur les 240 ± 80 Tg de poussières émises annuellement depuis l'Afrique (entre 20°S et 30°N), 20 ± 10 Tg reviennent vers l'Afrique ou l'Europe, 140 ± 40 Tg sont déposés dans l'océan Atlantique, 50 ± 15 Tg sont déposés dans le bassin Amazonien et 50 ± 25 Tg arrivent aux Caraïbes.

Ocean	Dry ^a ($\text{gm}^{-2}\text{yr}^{-1}$)	Wet ^a ($\text{gm}^{-2}\text{yr}^{-1}$)	Total ^a (Mt yr ⁻¹)	Total ^b (Mt yr ⁻¹)	Total ^c (Mt yr ⁻¹)	Total ^d (Mt yr ⁻¹)	Total ^e (Mt yr ⁻¹)	Total ^f (Mt yr ⁻¹)	Total ^g (Mt yr ⁻¹)
North Pacific	1.5	3.8	480	96	92	31	56	35	72
South Pacific	0.13	0.23	39	8	28	8	11	20	29
North Atlantic	2.9	1.1	220	220	184	178	259	230	202
South Atlantic	0.2	0.27	24	5	20	29	35	30	17
North Indian	2	5.1	144	29	154	48	61	113	118
South Indian	0.22	0.6							
Global Total					1814	1490	1800	1650	1790

Tableau II. 3 : Dépôt des poussières désertiques (sèches et humides) sur les Océans (a : Duc et al, 1991; b : Prospero, 1999; c : Ginoux et al, 2001 ; d : Zender et al, 2003, e : Tegan et al, 2004 ; Luo et al, 2003 et f : Jickells et al, 2005).

II .6 Les moyens d'observation de la poussière désertique

La surface étendue du désert d'Afrique du Nord, avec son accessibilité limitée, et sa faible densité de population réduit la faisabilité de l'exploration humaine de sources de poussières de manière significative (Caquineau et al. 2002). L'identification de ces régions sources de poussières minérales est une condition nécessaire pour une estimation précise de l'impact de la poussière sur les multiples facettes météorologiques, le climat et les écosystèmes (Bozlaker et al. 2013).

Dans ce contexte, des différentes méthodes peuvent être appliquées pour identifier les sources d'aérosol dans les régions arides et semi-arides, parmi eux : la télédétection (les observations satellitaires), l'analyse des données météorologiques de la poussière, AERONET (AErosol Robotic NETwork) et la modélisation numérique.

Les observations satellitaires fournissent des informations utiles sur une résolution spatiale et temporelle raisonnable couvrant toute l'Afrique du Nord. Les satellites d'observation fournissent une part essentielle des données nécessaires aux systèmes de prévisions météorologiques; ils aident aussi les météorologues dans les diagnostics d'évolutions météorologiques potentiellement dangereuses.

Ce type de méthode d'acquisition utilise normalement la mesure des rayonnements électromagnétiques émis ou réfléchis des objets étudiés dans un certain domaine de fréquences (infrarouge, visible, micro-ondes). Ceci est rendu possible par le fait que les objets étudiés (Les panaches de la poussière désertique, surfaces océaniques, ...) émettent ou réfléchissent du rayonnement à différentes longueurs d'onde et intensités selon leur état.

Divers satellites fournissent des observations à haute résolution spatiale et temporelle différente, principalement en fonction de l'orbite du satellite. Tels que les satellites géostationnaires : Météosat Seconde Génération (MSG) du satellite à EUMETSAT (l'Organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques) sont responsables du lancement et des opérations des satellites, ainsi que d'en acheminer les données aux utilisateurs finaux tout en contribuant à l'observation climatique et la détection des changements climatiques. Pour MSG, l'hémisphère entre environ 70 ° W et 70 ° E, 70 ° S et 70 ° N est couvert. En raison de son champ stationnaire de vue, les observations peuvent être acquises à des résolutions temporelles relativement élevés.

Le MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) couvrent l'ensemble de la planète tous les 1 à 2 jours et mesurent la puissance du flux de rayonnement électromagnétique dans 36 bandes spectrales ou la détection de l'absorption-UV des aérosols dans l'atmosphère à partir de longueurs d'ondes variant entre 340 et 380 nm, pour le spectromètre TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). L'acquisition de données de MODIS le long de la piste d'une largeur visualisation de bande d'environ 2300 km. Les données MODIS permettent une meilleure compréhension de la dynamique globale et des processus qui se produisent sur la terre, dans les océans et dans l'atmosphère. Fig. II. 14 illustre la poussière du Sahara au dessus des îles du Canarie.

Les satellites d'EUMETSAT permettent de générer des produits RGB qui offrent une détection qualitative des nuages de poussière avec une bonne résolution spatiale et temporelle et une couverture excellente et permanente des domaines géographiques.

Ces produits sont très importants dans le contrôle de la poussière : la prévision immédiate (Ils peuvent aider à estimer la distribution horizontale et verticale, la différenciation des espèces, la taille la distribution et les propriétés optiques des aérosols), les satellites fournissent aussi un outil qualitatif pour la vérification des modèles numériques.

Pour améliorer l'interprétation de la poussière, les produits **RVB** améliorent considérablement la détection et la surveillance de la poussière, le codage RVB a été développé en 1931 par la Commission Internationale de l'Eclairage (CIE).

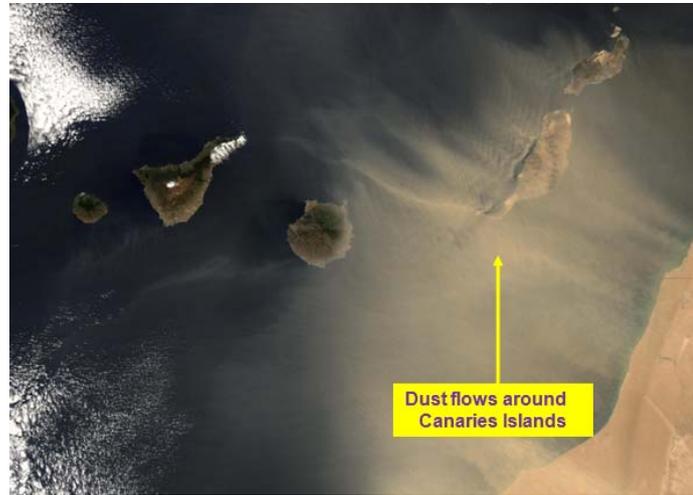


Fig. II.14 : Détection de la poussière désertique au-dessus des îles des Canaries (Espagne) de l'événement du 3 mars 2004, 17 :00 UTC <http://oiswww.eumetsat.org>.

C'est le modèle idéal pour expliquer la synthèse additive des couleurs puisqu'il consiste à représenter l'espace des couleurs à partir des trois couleurs primaires : le rouge (longueur d'onde 700 nm), le vert (longueur d'onde 546,1 nm), le bleu (longueur d'onde 425,8 nm).

En images visibles, de la poussière au-dessus du sol disparaît parce que sa réflexion se confond avec celle de l'arrière-plan désertique. Toutefois, la poussière peut être identifiée en images infrarouges à cause de son contraste avec l'arrière plan du désert chaud.

Lorsque la poussière se déplace au-dessus de l'océan, c'est l'inverse qui s'observe. Il est facile d'identifier la poussière en images visibles car sa teinte claire contraste nettement avec l'arrière-plan sombre de la mer. Toutefois, la poussière relativement froide se confond avec l'arrière-plan thermique de l'océan, ce qui rend difficile l'utilisation des images infrarouges.

Il est plus facile de détecter et de surveiller la poussière le jour que la nuit, en partie à cause du fait que les vents forts diurnes agitent et soulèvent plus de poussière dans l'atmosphère. Toutefois, l'interprétation de la poussière de jour varie selon que l'on utilise des images des canaux visibles ou infrarouges et que l'on examine les surfaces terrestres ou océaniques.

Les produits RVB poussière sont élaborés à partir des imageurs de satellite avec suffisamment de canaux pour différencier la poussière, aussi bien de l'humidité que de l'air limpide, et de tous types de sol.

Le RVB poussière d'EUMETSAT permet de suivre l'évolution des tempêtes de poussière de jour comme de nuit et d'identifier les panaches de poussière sur terre comme sur mer. Toutefois, étant donné la nature difficile de cette tâche, le produit se comporte mieux sur l'océan pendant la journée. Le RVB poussière d'EUMETSAT (Fig. II.15) est élaboré à partir de trois canaux dans la bande infrarouge du spectre électromagnétique ; ce sont : IR 12.0 μm , IR 10.8 μm , et IR 8.7 μm . Ces canaux ont été sélectionnés à cause de leur sensibilité à la poussière à l'arrière-plan du désert et aux nuages élevés et bas. Les couleurs rouge vert et bleu sont attribuées aux canaux de manière que les couleurs résultantes mettent en exergue la poussière en suspension dans l'air afin de la distinguer des autres éléments atmosphériques et de surface.

Canal ou différence de canaux **	A quoi ils servent	Couleur cible
IR 12.0 moins IR 10.8 μm	Distinction de la poussière des nuages de gouttelettes d'eau/de glace	Rouge
IR 12.0 moins IR 10.8 μm	Identification de l'arrière plan désertique	Vert
IR 12.0 moins IR 10.8 μm	Détection de la température du nuage de poussière	Bleu

Figure II.15 : Les composantes du RVB de MSG (EUMETSAT' The COMET Program)

Ce RVB poussière montre une énorme tempête de poussière sur une grande partie de l'Afrique du Nord le 03 mars 2004 (Fig. II.16). La poussière a été soulevée par des vents forts en surface, générés par une tempête au nord-est du champ de poussière. La figure en forme d'éventail de couleur magenta correspond à la poussière soulevée par le vent (A), tandis que l'arrière-plan bleu représente le désert sans poussière en suspension (B). Les bandes sombres au-dessus de l'océan sont des traînées de condensation (nuages fins de l'étage supérieur ou C). Les systèmes nuageux épais apparaissent dans diverses teintes marron; les nuances les plus foncées se rapportent au sommet de l'étage supérieur (D) tandis que celles qui sont plus claires désignent les sommets dans les basses couches (E).

Au sol, aérosol télédétection ne fournit pas une couverture mondiale; en effet un réseau d'observation globale est fondamental à toute prévision de poussière minérale et d'un système d'alerte précoce pour suivre en temps réel, la validation et la vérification

des modèles de prévision numérique et les systèmes d'assimilation de données éventuels.

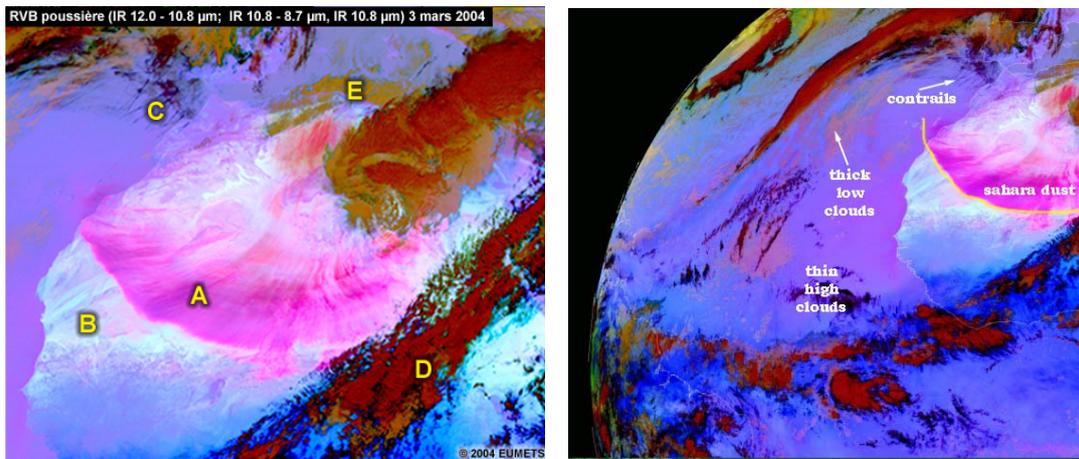


Fig. II. 16 : Détection de la poussière de l'Afrique du Nord par Met-8, 03 March 2004, 12:00 UTC, RGB Composite IR12.0-IR10.8, IR10.8-IR8.7, IR10.8

Toutefois, les nombreuses mesures spectrales du rayonnement solaire (Fig. II.17) sont bien adaptées pour obtenir de manière fiable et continue des propriétés optiques des aérosols, le photomètre solaire du réseau AERONET : <http://aeronet.gsfc.nasa.gov> est une fédération de télédétection au sol. De manière générale, l'épaisseur optique (grandeur sans unité) décrit la quantité de lumière qui traverse un matériau. Plus l'épaisseur optique est grande, moins la lumière traverse le matériel.

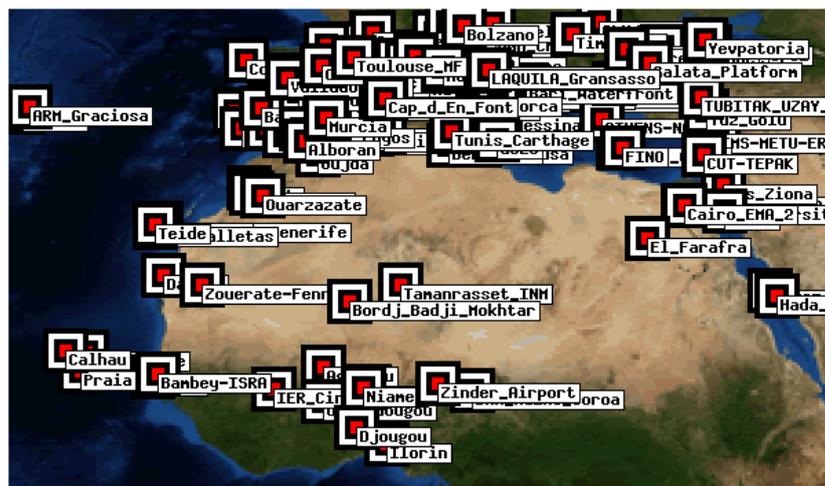


Fig. II.17 : Le Réseau AERONET a l'échelle régionale (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>)

Dans le cadre du photomètre solaire de réseaux, l'épaisseur optique mesurée est celle de l'atmosphère. Elle caractérise donc en quelque sorte la transparence de

l'atmosphère, plus notre visibilité est réduite, plus l'épaisseur optique de l'atmosphère est importante.

La transparence de l'atmosphère est altérée par plusieurs facteurs comme la présence de nuages, d'aérosols mais aussi par les molécules de l'atmosphère elles-mêmes. L'épaisseur optique d'aérosols ou AOT (Aerosol Optical Thickness) décrit plus spécifiquement à quel point les aérosols affectent le passage de la lumière à travers l'atmosphère, pour une longueur d'onde donnée.

Le réseau AERONET fournit des observations de l'épaisseur optique de la poussière du désert dans des nombreuses régions (des mesures de concentration des particules et de la distribution de taille en fonction des altitudes).



Fig. II. 18 : Des instruments des mesures de l'épaisseur optique d'aérosols AOT (Aerosol Optical Thickness) : à gauche Tamanrasset, Algérie, à droite : à Santa Cruz de Tenerife (Espagne), Observatoire sous l'intrusion subsaharienne en 3 Mars 2004.

II.7 Conclusions

Les différents mécanismes affectent les poussières désertiques depuis leur soulèvement, principalement par érosion éolienne, pendant leur transport, et jusqu'à leur dépôt est liée strictement aux conditions météorologiques à l'échelle régionale et essentiellement au système climatique qu'ils génèrent.

En raison de la grande variabilité à la fois temporelle et spatiale des émissions des zones arides et semi-arides, les observations spatiales sont une nécessité pour comprendre l'identification de ces régions sources de poussières et permettent d'estimer l'impact de la poussière sur les multiples facettes météorologiques.

Chapitre III : Modélisation numérique des aérosols désertiques

III.1 Introduction	64
III.2 Caractéristiques générales du modèle Eta.....	65
III.2.1 Le model Eta.....	65
III.2.2 Le système de coordonnées dans le model Eta.....	66
III.2.2.1 Horizontal.....	66
III.2.2.2 Vertical.....	66
III.2.3 La dynamique du modèle.....	68
III.2.3.1 Représentation des équations primitives dans le système η	68
III.2.3.2 Les conditions initiales et les conditions aux bords.....	70
III.2.3.3 Les conditions aux limites inferieures et supérieures.....	70
III.2.3.4 La physique du modèle.....	70
III.3 Traitement des poussières désertiques par le module DREAM.....	71
III.3.1 Description de l'équation de d'Euler	72
III.3.2 Les zone sources	73
III.3.3 Taille et distributions massiques des particules.....	75
III.3.4 Exécution du modèle : procédures et termes calculés.....	76
III.3.4.1 Calcul du terme source.....	76
III.3.4.2 Calcul du flux vertical.....	77
III.3.4.3 La vitesse de friction seuil.....	77
III.3.4.4 Les Dépôts de poussières désertiques.....	78
III.3.4.4.1 Le Dépôt sec.....	78
III.3.4.4.2 Le dépôt humide.....	79
III.3.4.5 Les facteurs de dispersion de poussières.....	80
III.3.4.5.1 Calcul de la diffusion verticale.....	80
III.3.4.5.2 Calcul de la diffusion latérale.....	80
III.3.4.5.3 Calculs des flux advectés.....	80
III.3.4.5.3.1 Calcul du flux adectveté horizontalement.....	80
III.3.4.5.3.2 Calcul du flux adectveté verticalement	81
III.4 Installation du modèle.....	81
III.4.1 Installation des logiciels.....	81
III.4.2 Les chemins du modèle.....	82
III.4.3 Domaine de simulation.....	83
III.4.5 Système de prétraitement (preprocessing).....	84
III.5 Conclusion.....	86

Chapitre III

Modélisation numérique des aérosols désertiques

III.1 Introduction

Les modèles de prévision de poussière combinent les informations de la source de poussière avec les prévisions atmosphériques pour prévoir l'occurrence des tempêtes de poussière (Nickovic et al. 2001). Les modèles de poussière simulent essentiellement le cycle de la poussière atmosphérique. On y trouve les émissions à partir des régions d'origine, la diffusion turbulente, l'advection, la sédimentation ainsi que les dépôts de particules sèches et humides (Schütz et al. 1981, Nickovic et al. 2001, shao, 2010, Knippertz and Todd, 2012).

L'élément principal d'un modèle de prévision de poussière est le traitement des émissions de poussière et de leur origine. Les schémas d'émission de poussière utilisent dans les pluparts des modèles de prévision atmosphérique requièrent les données d'entrée suivantes : (a) Type de sol utilisé et emplacement des sources : (b) Vitesse de frottement. (c) Texture du sol. (d) Humidité du sol. (e) Longueur de rugosité de surface.

Une variété des modèles régionaux et globaux du cycle de poussière désertique a été développée depuis le début des années 1990 selon la méthode de prévision de la poussière qui comporte trois parties, définies par la durée de validité de cette prévision : Long terme, 72 à 180 heures, Moyen terme 24 à 72 heures et court terme 0 à 24 heures.

Pour la prévision à échéance 24-72 heures, utilisez les sorties de modèle de poussière de la méso-échelle (Régional) comme celles de SKIRON de l'Université d'Athènes (Grèce), le modèle météorologique Eta couplé avec le module de la poussière désertique DREAM de Barcelona Supercomputing Center (BSC) destinées à l'Afrique du Nord (Nickovic et al. 2001, Kallos and Katsafados, 2008), WRF, NMMB/BSC-Dust; Chimere-DUST, tandis que les prévisions de poussière à plus grande échelle des modèles globaux tels que MOCAGE, GFS-GOCART (NCEP), IFS-GEMS (ECMWF) donnent des prévisions globales de poussière de basse résolution pour une échéance qui peut atteindre 5 à 6 jours. Les directives de NOGAPS, GFS et où IFS montrent l'évolution des phénomènes atmosphériques de plus grande échelle et sont utiles pour l'identification des conditions favorables pour le déclenchement d'un épisode de poussière.

Dans ce chapitre, il sera question de savoir comment est-ce que la poussière désertique est traitée dans la modèle régionale Eta (η), couplé avec le module décrivant la poussière désertique (DREAM), sur lequel s'est portée notre étude (simulation de la déposition sèche de l'événement de tempête de poussière en 03 Mars 2004). Dans un premier temps, il s'agira de faire une brève description de la dynamique et de la physique de modèle utilisé en passant par le type de coordonnées verticale utilisé. Ensuite nous aborderons l'aspect de paramétrisation du cycle de vie des aérosols désertiques, notamment la déposition sèche dans le module DREAM de Eta.

III.2 Caractéristiques générales du modèle Eta

III.2.1 Le model Eta

À l'instar des autres modèles régionaux, le modèle Eta/NCEP (Mesinger, 1984, Janjic, 1994; Zakey et al, 2006) est conçu comme un modèle hydrostatique.

C'est un modèle à point de grille, ses équations aux dérivées partielles sont traitées suivant des schémas d'intégration numérique appropriés.

Le modèle Eta est formulé comme un modèle à point de grille, ses équations aux dérivées partielles sont représentées par des régimes différences finies dans le modèle. la méthode des différences finies est une technique courante de recherche de solutions approchées d'équations aux dérivées partielles qui consiste à résoudre un système de relations (schéma numérique) liant les valeurs des fonctions inconnues en certains points suffisamment proches les uns des autres.

Le model Eta utilise un schéma de différenciation temporelle à créneaux explicites déterminé depuis le quadrillage (Arakawa, 1972) E semi-décalées (semi-staggered). Sa caractéristique unique réside dans l'intégration d'une coordonnée verticale graduelle, ou coordonnée ETA (η), qui offre une représentation détaillée de l'orographie (Figure III.1b).

Dans l'horizontale, le modèle est défini au cours de la demi-maille décalée de la grille E, comme il est montré dans la Fig.III.1a. Le choix de la grille E est basé sur le fait que montrent de bonnes performances dans la simulation des procédés à petite échelle (Janjic,, 1994).

Ce code est conçu de manière à répondre aux exigences de l'économie de calcul dans le but de réduire le temps de calcul et satisfaire certaines contraintes physiques de l'atmosphère réelle. C'est un code très efficace et qui peut fonctionner sur de petits ordinateurs personnels dans les systèmes d' exploitation UNIX ou LINUX.

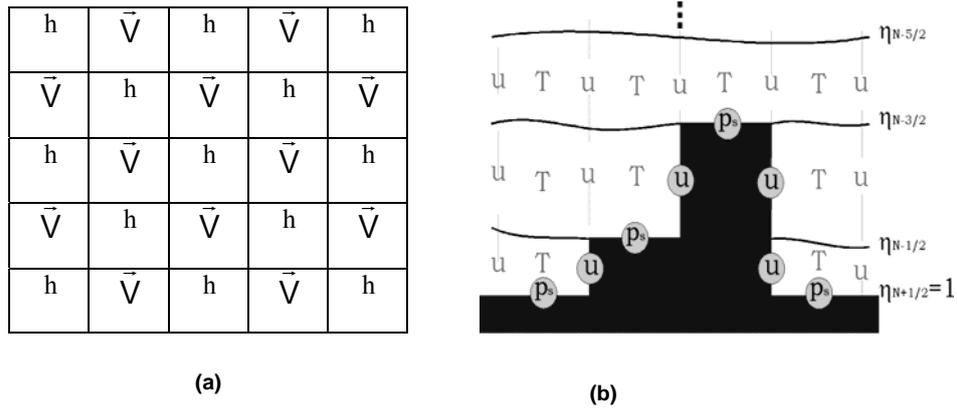


Fig.III.1. La structure de la grille E d'Arakawa du model Eta, (a) horizontal, (b) vertical

III.2.2 Le système de coordonnées dans le model Eta

III.2.2.1 Horizontal

Dans la Fig. III.1, **les points h**, les variables suivants sont situées : la température (T), la pression de surface (P_s), l'humidité spécifique (q), les composantes verticales de la vitesse du vent en coordonnées (x, y, η) et l'énergie cinétique turbulente (Q_2), tandis qu'une représentation de l'ensemble du domaine horizontal est représentent sur la Fig. III.2, **les points v** représente les composantes horizontales de la vitesse du vent (u, v).

Dans la grille E utilisée pour la solution des équations du modèle, il existe les points pairs IM dans l'axe horizontal et les points JM dans l'axe perpendiculaire. Quand J est impair, les paires ont la forme (h, v), tandis que dans les paires J sont de la forme (v, h), (la définition de JM et IM sera représenté dans la section III.4.3). La grille E obtenait les points h aux quatre coins. Cela signifie que le nombre de points dans chaque axe est impair.

Si nous voulons calculer le nombre pair total de la forme (h, v), nous devons tenir compte du fait que le J est impair, le nombre de paires est IM, alors que les nombres pairs J est IM-1 depuis le premier point v forme une paire avec le dernier point h de la rangée précédente. Pour cette raison, la variable IMJM, qui exprime le nombre de points paire (h, v) dans la grille horizontale, a pour valeur: $IMJM = IM \cdot JM - \frac{JM}{2}$

III.2.2.2 Vertical

Il s'agit de la coordonnée verticale η utilisée par le modèle défini et élaborée par (Mesinger, 1987). L'élaboration de cette coordonnée est due à la présence de discontinuités observées dans les champs de certains paramètres. Elle permet au modèle de tenir compte ou de corriger les effets de relief induisant des erreurs importantes lors

du calcul du gradient horizontal de la force de pression ainsi que l'advection et la diffusion horizontale sur un terrain accidenté (en utilisant dans les équations primitives des coordonnées verticales comme l'altitude ou la pression). Elle se définit comme suit :

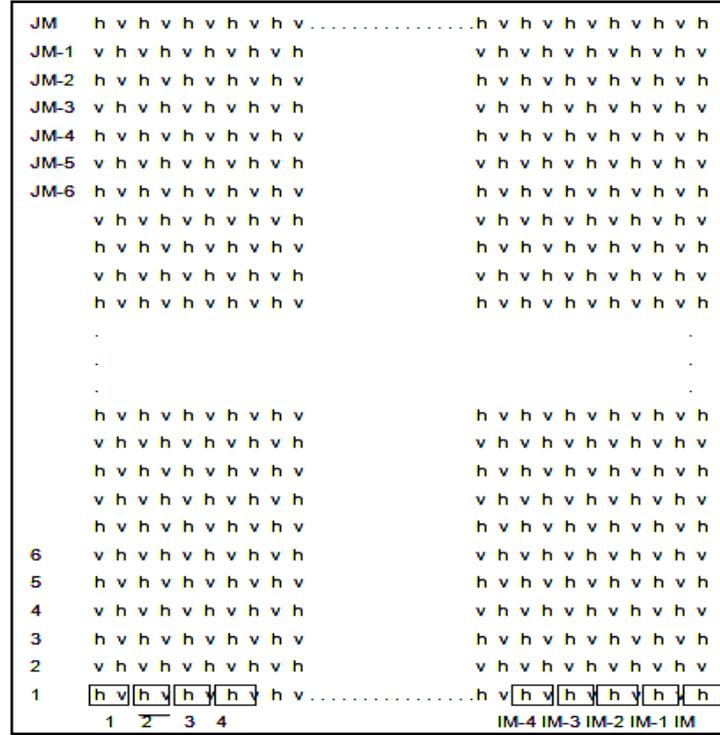


Fig.III .2 : Le maillage de la grille E au niveau horizontal

$$\eta = \frac{(p - p_T)(p_{ref}(z_s) - p_T)}{(p_s - p_T)(p_{ref}(0) - p_T)} \quad \text{ou} \quad \eta = \eta_s \frac{(p - p_T)}{(p_s - p_T)} \quad (III.1)$$

Où p , p_s et p_T sont la pression atmosphérique d'un niveau considéré, la pression à la surface de la terre et la pression au sommet du model respectivement.

η_s est donnée par la relation:

$$\eta_s = \frac{(p_{ref}(z_s) - p_T)}{(p_{ref}(0) - p_T)} \quad (III.2)$$

Où $p_{ref}=1013$ hpa (la pression standard) et z_s l'altitude de la surface considérée au dessus du niveau moyen de la mer (MSL : mean sea level). Cependant la définition du modèle en coordonnées Sigma (σ) est possible en prenant $\eta_s = 1$.

La pression de référence p_{ref} défini convenablement en fonction de z :

$$p_{ref}(z) = p_{ref}(0) \cdot \exp\left(-\frac{\Gamma_{z_s}}{RT}\right) \quad (III.3)$$

Dans la relation III.3, $\Gamma = \frac{C_p}{C_v}$, R est la constante universelle de l'air sec ($R = 287.06 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$),

T est la température a l'attitude z_s .

La structure verticale de l'atmosphère par rapport les couches à des niveaux horizontaux est représentées dans la Fig.III.3, le niveau atmosphérique au sommet du model correspond à $\eta = 0$, tandis que $\eta = 1$ coïncide avec la surface de la terre. Les valeurs des variables T, \vec{V} et q convient dans les couches entre les niveaux L_n et L_{n+1} pour but de présenter la technique de l'orographie en escalier (step-mountains). Les composantes horizontales de la vitesse de vent prennent la valeur zéro ($u = v = 0$) au moment où les frontières internes entre les montagnes (en escalier) et l'atmosphère libre.

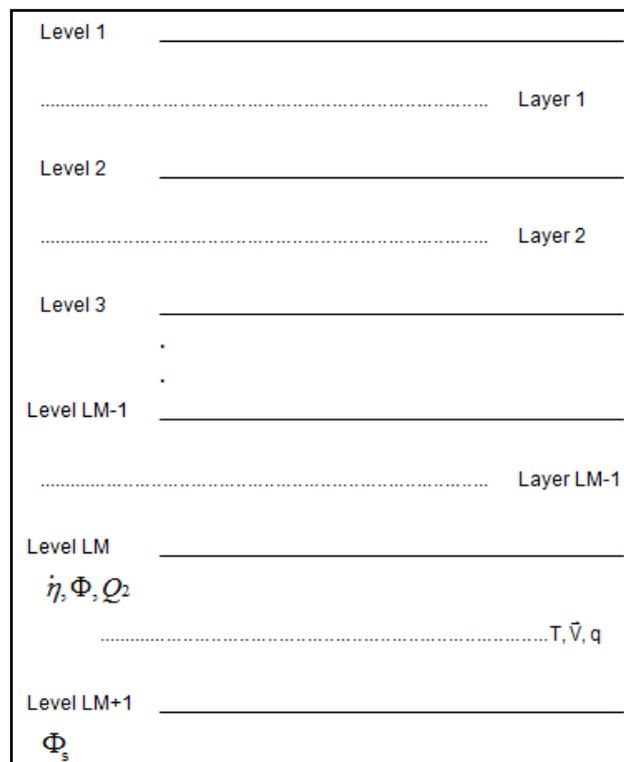


Figure III.3. La structure verticale de l'atmosphère dans les niveaux (lignes continues) et dans les couches (lignes tirées).

III.2.3 La dynamique du modèle

III.2.3.1 Représentation des équations primitives dans le système η

Les équations fondamentales du modèle au système de coordination (x, y, η) sont :

→ L'équation du mouvement horizontal dans le système de coordonnées η s'exprime par :

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{\nabla}_\eta \Phi - \frac{R_d T}{p} \vec{\nabla}_\eta p - f \times \vec{k} \times \vec{v} + F \quad (III.4)$$

→ L'équation de l'énergie thermodynamique (premier principe de la thermodynamique) :

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{kT\omega}{p} + T' + \frac{g}{C_p} \frac{\partial R}{\partial \eta} / \frac{\partial p}{\partial \eta} = 0 \quad (III.5)$$

Où $\omega \equiv dp/dt$ (III.6)

→ L'équation de continuité dans Eta η -système est donnée par :

$$\frac{1}{\eta_s} \frac{\partial p_s}{\partial t} + \nabla_\eta \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \vec{V} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \dot{\eta} \right) = 0 \quad (III.7)$$

→ L'équation hydrostatique :

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = - \frac{R_d T}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad (III.8)$$

→ Equation de la vitesse verticale :

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \int_0^\eta \vec{\nabla}_\eta \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \vec{V} \right) d\eta + \vec{V} \cdot \vec{\nabla}_\eta p \quad (III.9)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int_0^{\eta_s} \vec{\nabla}_\eta \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \vec{V} \right) d\eta \quad (III.10)$$

$$\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} = - \frac{\eta}{\eta_s} \frac{\partial p}{\partial t} - \int_0^\eta \vec{\nabla}_\eta \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \vec{V} \right) d\eta \quad (III.11)$$

$$\frac{dq}{dt} + q' = S \quad (III.12)$$

Où \vec{V} le vecteur de la vitesse horizontale du vent, p la pression atmosphérique, f paramètre de Coriolis, F les effets de frottement et turbulents sur la vitesse horizontale, T la température, P_s la pression atmosphérique sur la surface de la terre, T' les effets turbulents sur la température, q' les effets turbulents sur l'humidité et S terme sources. Le système des équations mentionnées ci-dessus a été décrit par Black (1998), Janjic (1990), Mesinger et al ; (1988).

III.2.3.2 Les conditions initiales et les conditions aux bords

Les conditions initiales et aux bords sont fournies par le modèle global AVN (Aviation Model) du NCEP. Elles sont obtenues par interpolation des données du modèle global dans le domaine d'intégration. Les données aux bords injectés sur la dernière ligne du modèle sont produites par interpolation directe à partir du modèle global. Les valeurs à l'avant-dernière ligne du domaine sont interpolées à partir de la dernière ligne et de la troisième ligne qui fait partie du vrai domaine d'intégration du modèle. Les conditions aux bords dans le model Eta sont renouvelées toutes les six (6) heures.

III.2.3.3 Les conditions aux limites inférieures et supérieures

En utilisant les équations (III.1) et (III.2), on obtient les conditions suivantes :

$$\eta = 0 \quad \text{à} \quad p = p_T, \quad \eta = 1 \quad \text{à} \quad z = z_s = 0 \quad \text{et} \quad \eta = \eta_s \quad \text{à} \quad z = z_s$$

Pour la vitesse verticale du vent, les conditions aux limites supérieures et inférieures du modèle sont: $\dot{\eta} = 0$ pour $\eta = 0$ ou $\eta = \eta_s$ et $p = p_T = \text{cte}$ pour $\eta = 0$.

III.2.3.4 La physique du modèle

Le modèle Eta représente les processus atmosphériques et se base sur plusieurs schémas de paramétrisation prenant en compte les processus physiques parmi lesquelles on peut énumérer : le mélange turbulent vertical entre les niveaux dans l'atmosphère libre est effectué en employant des coefficients de mélange de la turbulence de Mellor-Yamada 2.5, le mélange vertical dans la couche extérieure est effectué par un modèle de similitude de Monin-Obukhov, le modèle visqueux de couche inférieure est employé au-dessus des points du modèle (soit la mer et la terre), le schéma de diffusion latérale non linéaire, le schéma de convection de Betts-Miller-Janjic sont employés afin de représenter les procédés d'humidité responsables des événements excessifs de précipitation. Le schéma à grande échelle de condensation est mis en application pour simuler des procédés atmosphériques des nuages. La simulation de la surface hydrologique est comportée dans le modèle par le schéma OSU (Oregon State University). Pour les calculs de surfaces-procédés, un ensemble correspondant de conditions au sol de haute résolution (types de végétation, la topographie et la température de la surface de la mer SST) est inclus. Chaque processus est paramétrisé à partir de plusieurs paramètres fournis par le modèle. Certains lui sont directement

intégrés pour lui permettre de prendre en compte le ou les effets de ces processus dans les calculs de différents champs (température, pression etc..).

III.3 Traitement des poussières désertiques par le module DREAM

La description du traitement des poussières désertiques est basée sur les travaux de Slobodan Nickovic (Nickovic et al, 2001). Nickovic a décrit de façon limpide les procédures utilisées dans le module DREAM (Dust REgional Atmospheric Model), couplé avec Eta/NCEP pour paramétrer le cycle de l'aérosol désertique. Le sable est traité comme une substance passive c'est-à-dire que les aérosols n'influent sur aucun des paramètres traités par le modèle.

Les caractéristiques générales principales du module de la poussière DREAM est original de :

- Le schéma de (Shao et al. 1993) pour la production de la poussière avec l'introduction de la couche inférieure visqueuse de (Janjic, 1994).
- La distribution de la taille de quatre particules (Tegen and Fung, 1994).
- L'effet de l'humidité sur la production de la poussière (Fécan et al. 1999).
- Le schéma de la déposition sec et humide qui tient en compte la diffusion Brownien, l'interception, l'impaction (Giorgi, 1986) et les procédés de dépôt gravitationnel basés sur les travaux de Slinn (1982).
- La Diffusion horizontale et verticale d'advection, la diffusion turbulente et latérale représentées par le model Eta (Janjic, 1994).

Le module DREAM décrit le cycle de vie de l'aérosol désertique (Fig. I.9) à partir de k équations d'Euler indépendantes. Il est entièrement inséré en tant qu'une des équations qui gouvernent les prévisions dans les équations du modèle atmosphérique Eta/NCEP.

L'équation de concentration simule tous les processus du cycle de la poussière. Le calcul de flux d'injection de la poussière est effectué au-dessus des points modèles déclaré comme désert. Une fois injectée dans l'air, les particules sont conduites par les variables atmosphériques du modèle: par des paramètres turbulents quand la poussière est soulevée aux niveaux supérieurs; par les vents dans les phases postérieures quand la poussière se déplace avec une grande distance à partir des sources de production.

En conclusion, par les procédés thermodynamiques et les précipitations et des caractéristiques de l'occupation des sols qui fournissent le dépôt sec et humide de la poussière au-dessus de la surface terrestre.

Le module traité 4 types de particules à savoir le sable, l'argile, le grand limon et le petit limon (Fig. III.5). Cette représentation des particules réduit les équations au nombre de 4. La concentration de chaque particule est calculée indépendamment et la concentration totale d'aérosols émise est obtenue en faisant la somme pondérée des concentrations des quatre particules. Le poids de chaque particule dépend de la fraction qu'elle occupe sur la surface émettrice.

III.3.1 Description de l'équation de d'Euler

Dans ce module, le cycle de vie des aérosols désertiques est décrit par K-équation d'Euler indépendantes des concentrations :

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial C_k}{\partial t} \right) = & -u \frac{\partial C_k}{\partial x} - v \frac{\partial C_k}{\partial y} - (w - v_{gk}) \frac{\partial C_k}{\partial z} - \nabla (K_H \nabla C_k) \\ & - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C_k}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{SOURCE} - \left(\frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{SINK} \end{aligned} \quad (III.13)$$

Etant donné que le modèle traite de quatre classes de particules et de façon indépendantes, $k=4$, C_k est la concentration correspondante à la k-ième classe de particule, u ; v représentent le vent horizontal fournit par le modèle principal (Eta), w est la vitesse verticale du vent fournit également par le modèle Eta, v_{gk} est la vitesse de dépôt gravitationnelle pour chaque classe de particules, K_H est le coefficient de diffusion latérale, K_z est le coefficient d'échange turbulent, $\left(\frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{SOURCE}$ est la source,

$\left(\frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{SINK}$ représente le dépôt qui peut s'effectuer soit par dépôt sec ou par dépôt humide.

La concentration C totale est la somme pondérée des concentrations des quatre classes de particules :

$$C = \sum_{k=1}^4 \delta_k C_k \quad (III.14)$$

Où $\sum_{k=1}^4 \delta_k = 1$, ici δ_k représente la fraction massique de chaque classe de particule.

III.3.2 Les zone sources

Comme évoqué dans le chapitre I, l'érosion éolienne est tributaire principalement des facteurs suivants : le type de sol (FAO), le type de végétation (USGS), l'humidité résiduelle des sols et la turbulence dans les couches de surface concernée.

En ce qui concerne les types de végétations, le model utilisé les données de USGS à une résolution spatiale à 30 sec de l'arc (1 km en équateur). Les 100 types de végétations sont alors transformés en 13 types de végétation de SSiB (Fig. III.4 et Tableau III.1).

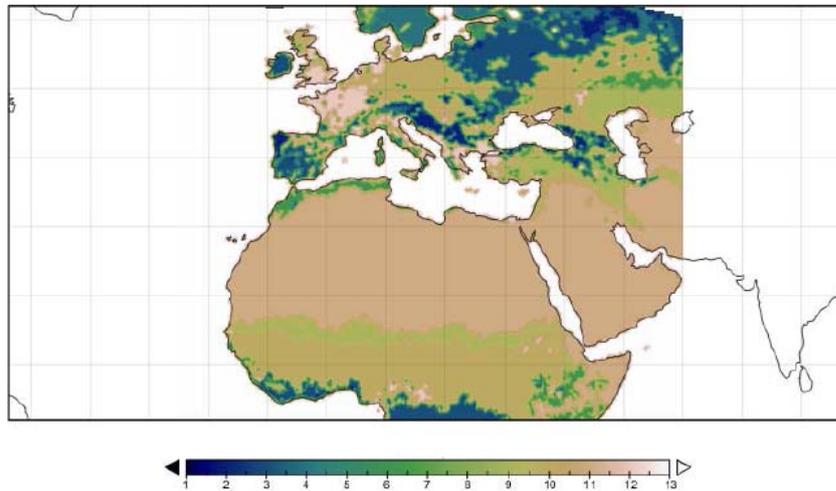


Fig III.4 : Les 13 types de végétation utilisés dans le modèle (Dorman and sellers, 1989)

Types	Description
1	Broadleaf-vegreen trees (tropical forest)
2	Broadleaf-deciduous trees
3	Broadleaf and needle leaf trees (mixed forest)
4	Needle leaf-evergreen trees
5	Needle leaf- deciduous trees (larch)
6	Broadleaf trees with groundcover (savannah)
7	Groundcover only (perennial)
8	Broadleaf shrubs with perennial groundcover
9	Broadleaf shrubs with bare soil
10	Dwarf trees and shrubs with groundcover (tundra)
11	Bare soil
12	Cultivations
13	Glacial

Tableau III.1 : Les 13 types de végétation utilisés dans le model (Dorman and sellers, 1989)

Pour définir une base de données texturales fiables au modèle Eta, deux fichiers de données à résolution différente ont été utilisés. Le fichier de Zobler à 1° de résolutions avec sept types de texture de sol et celui de la FAO à 2 min de résolution avec 134 légendes d'unité de sols. Pour faire correspondre ces deux fichiers de données, on considère comme représentatif dans chaque boîte de grille, le type de sol du fichier FAO à haute résolution le plus fréquent. Cette façon de procéder permet de distribuer le fichier de texture de sol à haute résolution de la FAO (900 valeurs) dans le fichier à faible résolution de Zobler tout en gardant les propriétés de chacune. Ainsi on obtient sept types de sols avec pour chacun les proportions des quatre particules traitées par Eta.

ZOBLER Texture Classes	Cosby soil types	β_k			
		Clay	Small silt	Large silt	sand
1 coarse	Loamysand	0.12	0.08	0.08	0.80
2 medium	Siltyclayloam	0.34	0.56	0.56	0.10
3 fine	Clay	0.45	0.30	0.30	0.25
4 coarse-medium	Sandy loam	0.12	0.18	0.18	0.70
5 coarse-fine	Sandy clay	0.40	0.10	0.10	0.50
6 medium-fine	Clay loam	0.34	0.36	0.36	0.30
7 coarse-medium-fine	Sandy clayloam	0.22	0.18	0.18	0.60

Tableau III.2 : Types de sols et fractions des particulaires (Dorman and sellers, 1989)

Dans DREAM le taux d'émission des concentrations de poussières est calculé en quatre étapes :

- La première étape consiste à spécifier les sources désertiques sur le point de grille. On utilise la base de données de végétation pour catégoriser les zones arides et semi-arides. Pour se faire on effectue un mapping (cartographie) du fichier global de végétation sur la grille horizontale du modèle puis on compte le nombre de zones sources désertiques renfermés par chaque boîte de grille du modèle Eta. Alors on calcule la fraction désertique α de chaque boîte de grille en effectuant le rapport entre le nombre de points désertiques sur le nombre total de points de végétation que renferme la boîte de grille.
- La deuxième étape consiste à estimer la fraction β pour chaque particule (sable, argile, grand limon et petit limon) par le biais d'un mapping du fichier global de texture de sols sur la grille horizontale du modèle.
- La troisième étape consiste à estimer la taille et la densité de chaque particule. Le rapport γ entre la masse d'aérosol désertique disponible et prête au soulèvement et la masse totale de chaque classe de particule est estimé.

- La quatrième étape consiste à calculer le facteur de production de poussières désertiques δ en effectuant le produit des valeurs calculées de α , β et γ .

Les quatre étapes précédentes sont effectuées dans la phase de preprocessing c'est-à-dire avant l'exécution du modèle.

- La cinquième étape consiste alors à calculer les taux effectifs de concentrations de poussières lorsque le modèle est lancé en utilisant des corrections à partir des conditions atmosphériques (vent, instabilité, viscosité, turbulence...) et des conditions hydrologiques (humidité des sols).

III.3.3 Taille et distributions massiques des particules

La quantité de poussière émise et injectée dans l'atmosphère dépend fortement de la taille des particules et de leurs distributions sur le sol (Fig III.5). Dans ce module chaque sol est considérée comme étant composé de quatre types de particules avec pour chacune un rayon et une densité bien spécifique. Ainsi la fraction γ est estimée pour chaque particule (Tegen and fang, 1994).

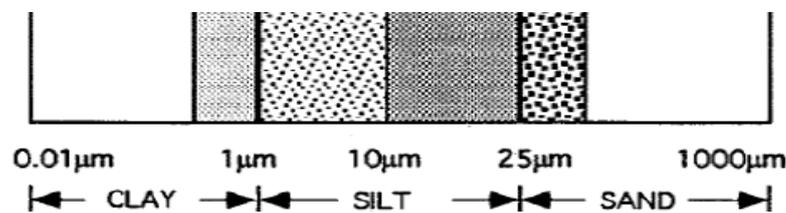


Fig.III.5 : Les quatre classes de particules utilisées dans le module DREAM (Tegen and fang, 1994).

k	Classes de particule	Rayon type des particules R_k (μm)	Densité des particules ρ_k (g.cm^{-3})	γ_k
1	argile	0.73	2.50	0.08
2	petit limon	6.10	2.65	1.00
3	grand limon	18.00	2.65	1.00
4	sable	38.00	2.65	0.12

Tableau III.3 : Classes de particules avec diamètre et densité correspondante (Tegen and Fung ,1994)

La masse de la particule d'argile est estimée de 1 à 2 degrés près plus faible que celle des particules de rang (1-10 μm), Tegen et fung l'estime comprise entre 0,02 et 0,17. Dans DREAM la fraction érodable de l'argile est fixée à 0,08.

Les particules de limon ont un ordre de grandeur situé entre 1 et 25 μm . Les particules de tailles inférieures à 10 μm sont déposées en surface soit par la turbulence soit par dépôt humide. Les particules de tailles supérieures à 10 μm subissent un dépôt gravitationnel. Cette particularité de la particule de limon fait qu'elle soit considérée en

deux catégories (grand et petit limon). Toutefois dans DREAM on considère qu'ils ont la même contribution dans le flux de poussière désertique et leurs fractions érodables sont estimées et égales à 1.

Les particules de sable ont une durée de vie d'une heure ou moins du fait de leur poids, leur transport sur des grandes distances est exclu. Cependant la modélisation du transport de sable permet de comprendre le processus mis en jeu quant au déplacement de dunes de sable. On estime sa fraction érodable égale à 0,12.

III.3.4 Exécution du modèle : procédures et termes calculés

III.3.4.1 Calcul du terme source

Pour l'érosion éolienne, les conditions atmosphériques et de surface déterminent le moment, la manière et la quantité de poussières désertiques émise et injectée dans l'atmosphère. Dans la modélisation, les flux de surface ou la concentration de surface peuvent être utilisés comme conditions de basses couches. Dans DREAM la concentration en surface est utilisée comme condition de surface. Cette approche du modèle permet de calculer les flux d'humidité et de chaleur dont les schémas de paramétrisation utilisent les paramètres de surface comme conditions de basses couches.

Le flux horizontal et le flux vertical de poussières désertiques dépendent de deux groupes de paramètres. Le premier groupe est lié à la structure et à l'état hygrométrique du sol, le second est lié à l'état de la turbulence dans la couche de surface. Vu l'influence de l'état hygrométrique des sols sur les flux d'émission une table de correspondance a été effectuée pour les sept types de sols traités par le modèle Eta.

	Types de sol de Cosby	W' (%)
1	Loamsand	2.5
2	Siltyclayloam	6.8
3	Clay	11.5
4	Sandy loam	2.5
5	Sandy clay	10.0
6	Clay loam	6.8
7	Sandy clayloam	3.5

Tableau III.4 : Texture des classes et humidité résiduelle (Nichovic et al, 2001)

Cette table donne pour chaque type de sol un seuil d'humidité résiduelle au-dessus duquel les émissions demeurent sous l'influence de l'humidité et que cet effet doit être pris en compte dans les paramétrisations des flux pour leur bonne estimation.

III.3.4.2 Calcul du flux vertical

Plusieurs paramétrisations ont été proposées, (Gillette and Passi, 1988) estime le flux vertical comme étant une fonction de la vitesse de friction et serait considéré asymptotiquement égale à la puissance quatrième de celle-ci. Dans DREAM c'est la formule de (Shao et al, 1993) qui est utilisée pour le calcul des flux de surface. Il s'agit d'une formule élaborée en laboratoire et qui est en bon accord avec les mesures de vent en tunnel.

$$F_s = C * u_*^3 \left[1 - \left(\frac{u_{*t}^2}{u_*^2} \right) \right] \text{ pour } u_* \geq u_{*t} \quad (\text{III.15})$$

u_{*t} et u_* représente respectivement la vitesse de friction seuil et la vitesse de friction.

L'intégration du facteur de production δ_k permet de prendre en compte les effets combinés des structures des sols et la distribution en taille des particules dans l'estimation du flux vertical.

$$\delta_k = \alpha_k * \beta_k * \gamma_k \quad (\text{III.16})$$

Ce qui conduit à une estimation d'un flux effectif donnée par :

$$F_{sk}^{EFF} = \delta_k F_s \quad (\text{III.17})$$

III.3.4.3 La vitesse de friction seuil

Dans DREAM c'est la paramétrisation de la vitesse de friction proposé par (Bagnold, 1941) qui est utilisée :

$$U_{*tk} = A_k \sqrt{2gR_k \frac{\rho_{pk} - \rho_a}{\rho_a}} \quad (\text{III.18})$$

ρ_{pk} , ρ_a , g et R_k sont respectivement la densité de la particule p , la densité de l'air, l'accélération de la pesanteur et le rayon particulaire. Le paramètre A_k est fonction du nombre de Reynolds. DREAM utilise pour les quatre particules (sable, argile, petit limon et grand limon) les valeurs expérimentales du paramètre $A_k = \{1; 0,7; 0,4; 0,25\}$ (White, 1979).

III.3.4.4 Les Dépôts de poussières désertiques

Les dépôts de poussières désertiques se font soit par dépôt sec soit par dépôt humide. La description de ces dépôts sera brève et cela en raison de la multiplicité des équations et des paramètres utilisés.

III.3.4.4.1 Le Dépôt sec

Les particules sèches déposées sur la surface après avoir été mis en suspension dans l'atmosphère soient par le flux vertical du vent, dépendent des propriétés suivantes :

- Le dépôt sec dépend de la taille et la composition des particules ;
- Selon la nature de la surface sur laquelle s'effectue le dépôt ;
- Selon les propriétés des sols s'il s'agit d'un dépôt sur continent (texture, rugueux, nu partiellement couvert ou couvert par la végétation).

Toutes ses propriétés dont dépend le dépôt sec des particules incluent des paramètres pris en compte par le modèle Eta. Le schéma de paramétrisation du dépôt sec repose sur les travaux de (Georgi, 1986). Ce schéma inclu les processus de dépôt par la diffusion turbulente et la diffusion Brownienne, l'entassement gravitationnel, l'interception et l'impaction sur les éléments de surfaces rugueuses. Ainsi la vitesse de dépôt est paramétré comme suit :

$$v_{dep} = \frac{1}{\frac{1}{v_{SL}} + \frac{1}{f_{B0}v_{IL}}} \quad (III.19)$$

Avec

$$v_{SL} = C_{D10} U_{10} \frac{\sqrt{C_{D10}}}{\sqrt{C_{D0}} - \sqrt{C_{D10}}} \quad (III.20)$$

$$v_{IL} = G \sqrt{C_{D10}} u_* \quad (III.21)$$

v_{SL} est la vitesse de dépôt turbulent dans la couche comprise entre le sommet de la sous-couche visqueuse z_s et 10 m. Elle est obtenue à partir des coefficients $C_{D10} = u_*^2 / U_{10}^2$ et $C_{D0} = u_*^2 / U_{z_s}^2$ calculés respectivement à partir des vents à 10 m et au sommet de la sous-couche visqueuse z_s . v_{IL} est la vitesse de dépôt turbulent au sommet de la couche visqueuse z_s . f_{B0} est une constante empirique qui intègre la végétation de la surface selon qu'elle est présente ou pas. Pour des surfaces nues (mers, neige et glace) $f_{B0} = 1$; Pour des surfaces couvertes : $f_{B0} = 1 / e^{\sqrt{St_\alpha}}$ avec $St_\alpha = v_g u_* / g \alpha$: le

nombre de Stanton pour la végétation sur la surface, v_g est la vitesse de sédimentation gravitationnelle des particules calculée par la formule :

$$v_{gk} = \frac{2g\rho_{pk}R_k^2}{9\nu} \quad (III.22)$$

Où $\alpha = 0.5mm$ est le rayon moyen des obstacles en surface.

La fonction G dans l'expression de v_{IL} intègre les propriétés des particules et des surfaces, elle donnée par la formule (Giorgi, 1986) :

$$G = \frac{B_{St}}{\sqrt{C_{D0}}} \quad (III.23)$$

Il est exprimé la somme de diffusion, d'interception, et d'impaction browniennes (Slinn, 1982):

$$G = G_{BD} + G_{int} + G_{imp} \quad (III.24)$$

La fonction G est séparément considérée pour deux genres de surfaces: surfaces avec des régimes turbulents dans les deux conditions lisses et rugueuse, et surfaces couvertes par la végétation, plus de détails voir (Nickovic et al. 2001).

B_{St} est le nombre de Stanton pour la particule en surface.

La contribution du dépôt sec à la source est évaluée au premier niveau du modèle à partir de la relation :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{SINKddep} = -\left(\frac{Cv_{dep}}{\Delta z}\right)^{LM} \quad (III.25)$$

III.3.4.4.2 Le dépôt humide

La prise en compte du dépôt humide par DREAM est basée sur le schéma de précipitation du modèle Eta. Pour chaque boîte de grille le modèle calcule le taux de poussière entraîné par les précipitations dans leur chute.

$$\left(\frac{\partial c}{\partial t}\right) = \Phi \frac{\partial}{\partial z} \left(C \frac{\partial P}{\partial t} \right) \quad (III.26)$$

Où $\frac{\partial P}{\partial t}$ est le taux de précipitations sur le point de grilles du modèle, $\Phi = 5 \times 10^5$ est la constante de lessivage du modèle. Le dépôt humide total sur la surface est calculé au premier niveau du modèle après intégration des concentrations des niveaux supérieurs à partir de la relation suivante :

$$\left(\frac{\partial c}{\partial t}\right)_{SINKwdep} = -\Phi \left(\frac{c}{\Delta z} \frac{\partial P}{\partial t}\right)^{LM} \quad (III.27)$$

III.3.4.5 Les facteurs de dispersion de poussières

Les facteurs de dispersions de poussières comme la diffusion verticale et latérale ou comme l'advection horizontale et verticale sont également pris en compte par le module DREAM de la manière suivante :

III.3.4.5.1 Calcul de la diffusion verticale

Pour évaluer la contribution de ce facteur dans la variation du flux de concentration de poussière, le modèle utilise les sorties du schéma de la turbulence de Kolmogrov-Heisenberg qui sont les coefficients d'échange verticaux K_z . En adoptant une équivalence entre ce coefficient d'échange et les coefficients d'échange de la température et de l'humidité, on calcule le flux vertical diffus par :

$$\left(\frac{\partial c}{\partial t}\right)_{vdiff} = -\frac{\partial}{\partial Z} \left(K_z \frac{\partial c}{\partial t} \right) \quad (III.28)$$

III.3.4.5.2 Calcul de la diffusion latérale

Pour calculer la diffusion latérale, le modèle utilise le coefficient de diffusion horizontal (Janjic,1990).

$$K_H = F d_{\min} \sqrt{2(\Delta_x u - \Delta_y v)^2 + 2(\Delta_x u + \Delta_y v)^2 + F' TKE} \quad (III.29)$$

F' et F sont des constantes empiriques ; et d_{\min} est la distance minimale de grille, TKE est l'énergie cinétique turbulente qui est un paramètre pronostique du modèle inclu dans l'expression ci-dessus pour prendre en compte les effets d'échange horizontal du à l'entraînement et au déentraînement lié à la convection sèche. Le flux diffus latéralement est calculé à partir de l'équation suivante :

$$\left(\frac{\partial c}{\partial t}\right)_{ldiff} = -\nabla \cdot (K_H \nabla C) \quad (III.30)$$

III.3.4.5.3 Calculs des flux advectés

III.3.4.5.3.1 Calcul du flux adectvé horizontalement

Le schéma utilisé est le même que celui du modèle Eta basé sur les travaux de (Janjic 1997). Il s'agit d'une approximation en différence finie de l'équation d'avection.

$$\left(\frac{\partial c}{\partial t}\right)_{hadv} = -u \frac{\partial c}{\partial x} - v \frac{\partial c}{\partial y} \quad (III.31)$$

- Au premier pas de temps, on utilise le schéma d'intégration d'Euler pour évaluer le flux advecté.
- Au second pas de temps, l'advection est suivie d'une étape d'anti-diffusion dans laquelle le niveau de diffusion peut être contrôlé. De façon unidimensionnelle avec une vitesse d'advection constante, DREAM adapte l'approximation suivante :

$$C_j^{n+1} = C_j^n - \mu \frac{c_j^n - c_{j-1}^n}{\Delta x} - \frac{1}{3} \mu (C_{j-1}^n - 2C_j^n + C_{j+1}^n) \quad (\text{III.32})$$

Avec $\mu = \frac{c\Delta t}{\Delta x}$ le nombre de Courant, c est la vitesse d'advection, Δt et Δx sont respectivement le pas de temps et la taille de la grille. Le cas bidimensionnel est obtenu en faisant la somme des contributions suivant les deux axes x et y .

III.3.4.5.3.2 Calcul du flux advecté verticalement

La contribution du flux d'advection verticale est paramétrée suivant le schéma de (Von Leer, 1977). Ce schéma est basé sur le même principe que celui utilisé par le modèle Eta pour l'advection de l'humidité. L'advection verticale est donnée par :

$$\left(\frac{\partial c}{\partial t} \right)_{adv} = -W \frac{\partial c}{\partial z} = -\frac{\partial (cw)}{\partial z} + C \frac{\partial w}{\partial z} \quad (\text{III.33})$$

Avec : $W = w - v_g$ est la vitesse d'ascension des particules. w : la vitesse verticale de l'air, v_g est la vitesse d'entassement gravitationnel qui varie en fonction de la taille des particules.

III.4 Installation du modèle

L'exécution du module de la poussière désertique DREAM exige le système d'exploitation informatique LINUX (La plateforme utilisée dans cette simulation est LINUX UBUNTU : 11) et des données météorologiques correspondant le cas étudié. Une bonne connaissance de LINUX et de la programmation scientifique est requise.

Un ordinateur de dual core est nécessaire si mettre en marche plus d'un cas d'étude. En outre, un système de stockage large et aussi important pour stocker les résultats produits par le système.

L'installation du modèle inclut la définition des domaines de simulation, la configuration du modèle et l'interpolation des caractéristiques terrestres (la topographie, types de texture de sol, et les types de végétation) au domaine de simulation.

III.4.1 Installation des logiciels

Les compétences en modélisation du cycle de la poussière désertique, en particulier le module DREAM est également demandé d'installation d'autres logiciels tels que les compilateurs (gfortran, ifort, ncargf77, Python, C++), les bibliothèques tels que (NetCDF, g2-devel, libstdc++2.10-devel, libncurses5-devel, libreadline-devel, libjpeg, libpng, libjasper, zlib et toutes les dépendances à ces bibliothèques), les lectures et visualisation de données (GrADS: Grid Analysis and Display System, est un outil qui est utilisé pour l'accès facile, la manipulation, et la visualisation des résultats obtenus. NCARG et IMAGEMAGICK).

III.4.2 Les chemins du modèle

Le système doit être construit par l'utilisateur avec le répertoire: /home /dream/. Chaque dossier contient le fichier Makefile correspondant pour sa compilation et 2 sous-répertoires : le répertoire /src/ qui contient les sous-programmes FORTRAN correspond et répertoire /exe/ qui contient les fichiers exécutables produits par la compilation. La structure du modèle est organisée comme suit:

<i>Directories</i>		<i>Description</i>	
/OBLAST/		programs for setting up and visualize the domain parameters	
/dream/	/GRADSLIB/	object <i>tograds.o</i> needed for linkage during compilation	
	/avn4_05_12/	programs to download the global meteorological data	
	/input_data_05_12/	meteorological databases used in the pre-processing step	
	/ETA.1.a/	/WPSg/	programs for decoding the gridded meteorological global data
		/include/	include files (*.inc)
		/model/	the model itself (calculation) and part of the post-processing
		/mount/	programs for interpolation of the topography in the domain of simulation
		/namelist/	name list with all the necessary paths
		/output/	output files generated and needed during runtime
		/postproc/	post-processing routines (output Grads files generation)
		/postproc_netcdf_oper/	post-processing routines (output NetCDF files generation)
		/preproc/	routines for pre-processing: initialization, boundary conditions, vertical and horizontal interpolation, climatological SST and dust preparations
		/rad_gdfl	program for generation of the transmission functions needed by the radiation code
		/profiles/	post-processing routines for the extraction of dust parameters for specific locations
	/SCRIPTS/	the main script for running the system	
	/eta.1.a/	/soil/	programs for generation/interpolation of soil texture and vegetation
/grads/		*.ctl for grads files generation and access	
	/pictures/	program and grads scripts for map generation	

Fig III.6 : La structure de modèle

III.4.3 Domaine de simulation

Afin de vérifier la simulation de dépôt sec de la poussière minérale au-dessus de la côte du Nord-Ouest Africaine, pendant l'événement du 3 mars 2004, le domaine choisi dans cette simulation a une résolution horizontale de 0.24 ° et 32 niveaux (Jusqu'à 15800 m dans la verticale de la troposphère) sont utilisés, avec une extension géographique de 24.2 W à 51.8 E et de 12.9 à 53.4 N (Fig. III.6). Ces paramètres sont spécifiés selon les besoins spécifiques la disponibilité des moyens de calculs.

Les paramètres utilisés ici sont inclus : LM: nombre de niveaux verticaux, IM: nombre de points de la grille le long de la première rangée dans le sens Ouest-Est, JM : nombre de lignes dans la direction Nord-Sud, JM: nombre de lignes dans la direction Nord-Sud, TLM0D et TPH0D: Longitude et Latitude du point central du domaine, WBD et SBD: limites Ouest et Sud du domaine par rapport le point central, DLMD et DPHD: résolutions longitudinale et latitudinale de la grille.

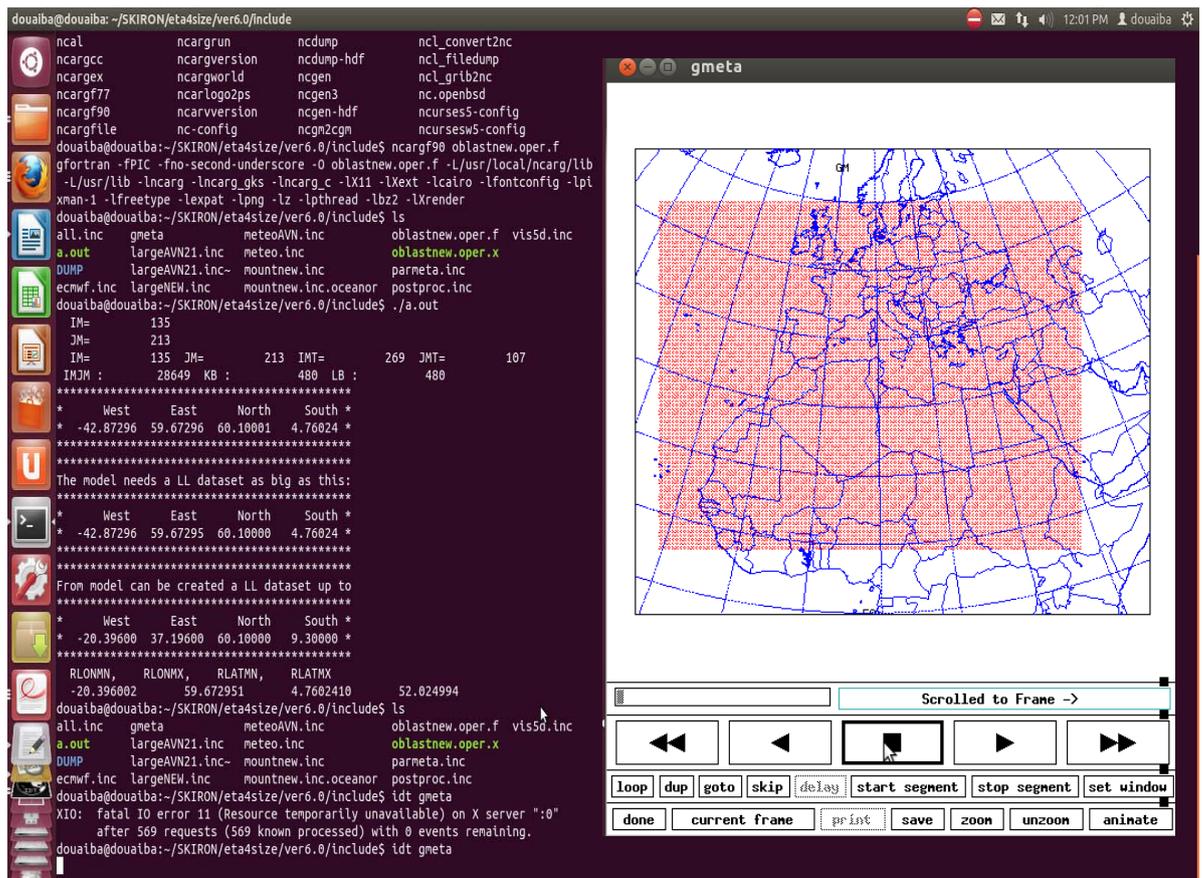


Fig III.6 : Domaine de simulation

III.4.5 Système de prétraitement (preprocessing)

La fonction principale du prétraitement dans les systèmes de prévision numérique est de préparer toutes les données d'entrée nécessaires pour les modèles atmosphériques. Ces données peuvent être conditionnellement divisée en: les données initiales, conditions aux limites inférieures et latérales, les paramètres et constantes pour le modèle mis en place l'intégration de modèle.

Dans le cas des modèles régionaux, les données initiales et les conditions aux limites sont collectées à partir les données de sorties du modèle globales de l'ECMWF ou NCEP. Ces données sont considérées comme des informations non permanentes (qui varient sur une base quotidienne). Les autres données, telles que la topographie, la température de la surface de la mer, l'albédo... etc, sont d'un caractère permanent (ou semi-permanente) (Fig. III.7).

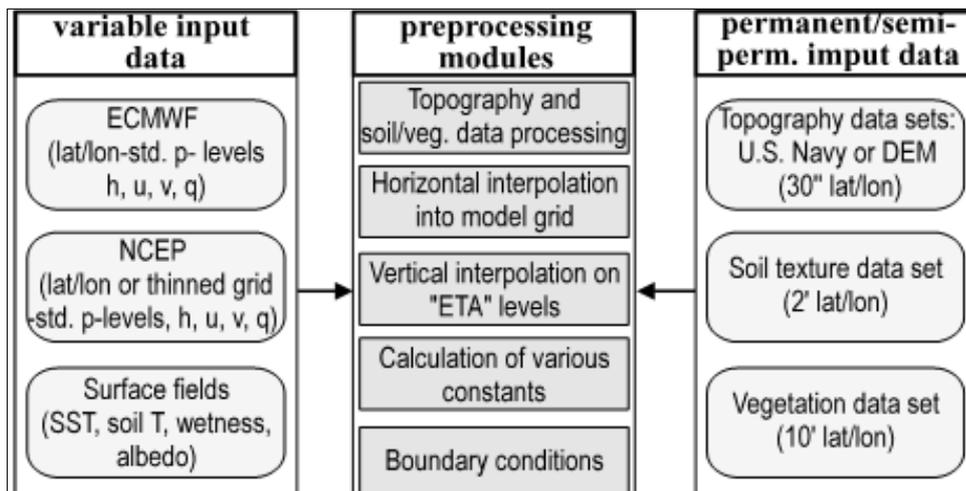


Fig. III.7: Le système de prétraitement du modèle

Le système de prétraitement de modèle est conçu en vue de préparer l'ensemble des données d'entrées nécessaires qui régle l'exécution automatique de l'ensemble du système de pronostic et qui définissent l'ordre d'exécution des programmes du module de poussière.

Le système est organisé de telle sorte que l'utilisateur peut définir et modifier la répartition géographique (position, la taille et la résolution du domaine de simulation) et paramètres Run-Time (la longueur du temps de la simulation, temps des points de contrôle pour l'entrée et la sortie de modèle) et ensuite facilement recompile l'ensemble du système. Il se compose des éléments de base suivants: téléchargement, décodage de

la spécification des données météorologiques d'entrée (extension .grib), la topographie, la végétation et le type de sol, interpolation horizontale et verticale des données au domaine de simulation choisi.

Les données météorologiques d'entrée (input) de type octant WAFS/ICAO sont initialisés chaque 24h de jour précédent de l'exécution du module, le module à besoin d'environ 2 ou 3 jours pour établir des états fiables de la concentration de poussière et sa capacité de délivrer les sorties (output) pendant une durée de 72 h. Les états de frontières ont mis à jour chaque 6h avec le modèle de l'analyse globale de NCEP (National Centers for Environmental Predictions), Washington. Les données sont disponibles sur *ftp://nic.fb4.noaa.gov* en GRIB format, a une résolution (0.5°x0.5°). Pour les régions de l'Afrique du Nord, Europe, le bassin Méditerranéen et la région de Moyen-Orient, les conditions initiales de frontières sont 12 UTC (UTC: Coordinated Universal Time) du modèle globale NCEP. La figure III.8 illustre l'organigramme opérationnel du modèle divisé par tâche.

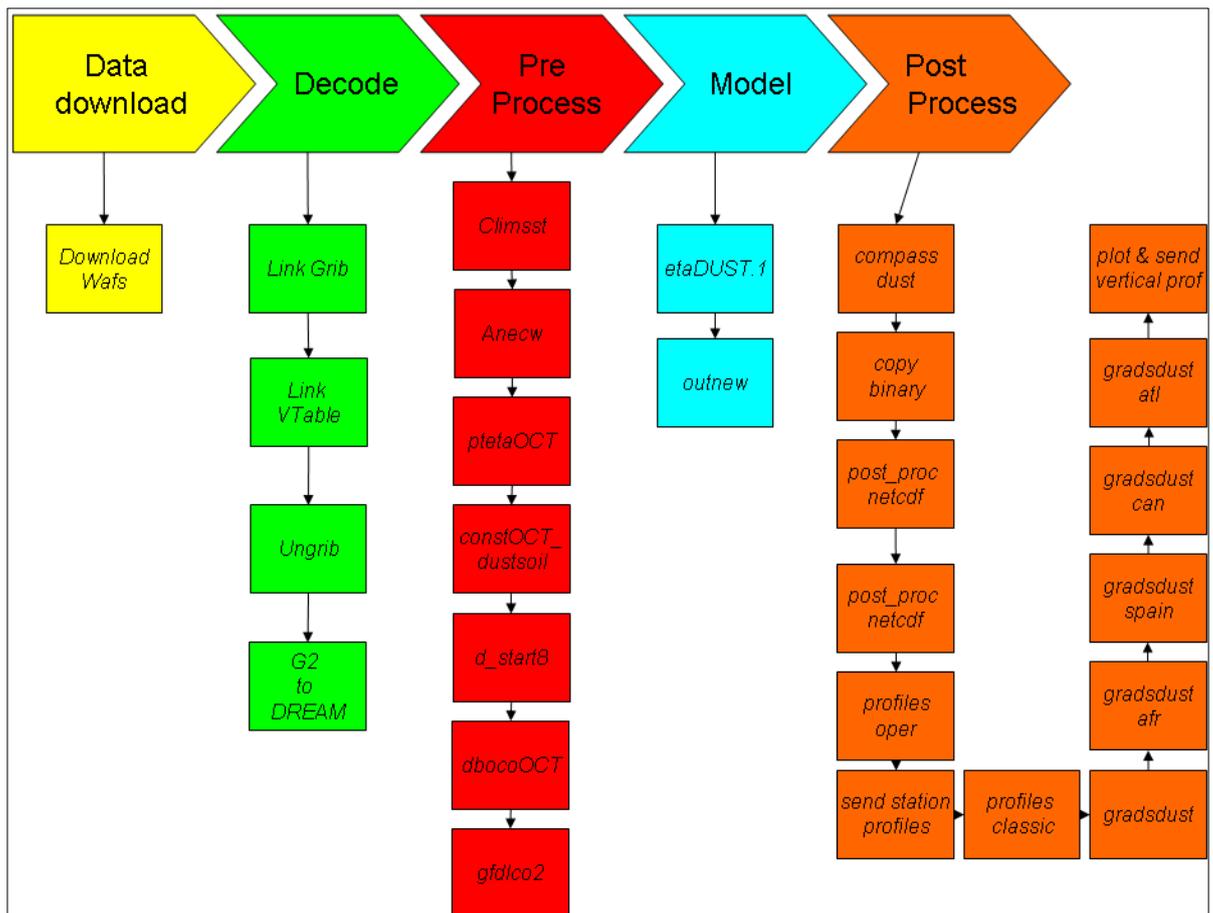


Fig. III.8 : l'organigramme opérationnel du modèle

III.5 Conclusion

Tout au long de ce chapitre, après une présentation du modèle Eta couplé avec le module de la poussière désertique DREAM, il s'est ensuivi tout un procédé qui explique et qui montre les éléments, les techniques et les considérations utilisées (calcul de la vitesse de friction, du flux vertical et horizontal....) pour paramétrer le cycle de vie des aérosols explicités dans le chapitre 1.

Chapitre IV : Résultats et discussion

IV. 1 Introduction	87
IV.2 Les conditions météorologiques.....	88
IV.2.1 La température.....	88
IV.2.1.1 La température à 2m.....	88
IV.2.1.2. La température et géopotentielle à altitude 500 hpa (\cong 5500 m).....	89
IV.2.2 Le vent.....	94
IV.2.2.1 Le vent à 10 m.....	94
IV.2.2.2 Le vent à 500 hpa.....	98
IV.2.3 Nuages et précipitation	100
IV.2.3.1 Le Nuage.....	100
IV.2.3.2 La précipitation.....	102
IV.3 La déposition sèche.....	104
IV.3.1 Le dépôt sec à 06 UTC.....	104
IV.3.2 Le dépôt sec à 12 UTC.....	106
IV.3.3 Le dépôt sec à 18 UTC.....	108
IV.3.4 La vitesse de la déposition.....	110
IV.3.5 La vitesse de sédimentation.....	113
IV.4.Comparaison des résultats de la déposition sèche au-dessus des îles de Canarie.....	114
IV.5 Conclusion.....	124

Chapitre IV

Résultats et discussion

IV. 1 Introduction

La tempête de la poussière du Sahara en mars 2004 ont attiré beaucoup d'attention de communauté de la recherche de la poussière désertique due à leur intensité, large couverture et surtout leur influence sur le climat (Knippertz and Bernd, 2012, Shao et al, 2010, Knippertz and Fink, 2006).

Dans ce travail, les mécanismes de dépôt sec de la poussière minérale au-dessus de la côte du N-O Africaine, pendant l'événement de 3 mars 2004 sont analysés.

Ce cas particulier a été choisi sur la base des détections satellitaires et des observations des stations météorologiques terrestrielles, cela montre une vigoureuse quantité de la poussière désertique sèche au-dessus des îles du Canarie, les rendant idéals pour examiner les procédés de dépôt. Le grand intérêt de l'étude comme le cas de l'événement du 3 mars 2004 est intimement lié aux identifications des régions sources comme le Sahara de l'Afrique du Nord, en conséquence, reconnaissance les régions affectées par la déposition minérale du Sahara après leur transport, le but recherché peuvent être dépasser aux rôles importants de la poussière saharienne dans le système climatique et environnemental (shao et al, 2011, Beine et al, 2005, Coale et al, 1996).

La modélisation numérique du cycle de la poussière exige donc une meilleure compréhension de conditions météorologiques favorisant le cycle d'aérosols désertiques telle que les processus qui produisent les vents forts extérieurs au-dessus des régions de source de la poussière et les processus qui transportent ces poussiéreux vents au dessus des régions où ces vents affaiblissent leurs intensités, pour cette raison la simulation des conditions météorologiques et les processus physiques de la déposition sèche de l'événement du 3 mars 2004 est performés à l'aide du modèle numérique Eta accouplé avec un module DREAM décrivant le cycle de la poussière désertique.

Les résultats obtenus par la simulation soient les conditions météorologiques, soit la déposition sèche de quatre particules à savoir le sable, l'argile, le grand limon et le petit limon ont été comparés avec les données de surface provenant de stations météorologiques en Afrique du Nord, les données de métaux secs de stations situées à Grande Canarie (L'Espagne) et diverses images satellitaires telles que EUMETSAT et MODIS .

IV.2 Les conditions météorologiques

Nous décrivons d'abord les conditions météorologiques de cet épisode de la poussière, la caractéristique la plus remarquable était l'intensification du système haute pression (anticyclone) situé sur l'Océan Atlantique subtropical, accompagné d'une cyclogenèse (système de basse pression) sur le centre-Nord du Sahara. Cette configuration aérologique a été largement exposée par (Knippertz et al, 2006).

IV.2.1 La température

IV.2.1.1 La température à 2m

En 3 mars 2004, il était un contact entre l'air froid polaire qui se dirige vers les latitudes méridionales selon une trajectoire (N-E/S-O) et l'air chaud tropical, qui prend une trajectoire inverse (S-O/N-E).

Ce système a généré une onde cyclonique (le cyclone maturité était situé au-dessus de la Libye et l'anticyclone près des côtes de l'Espagne au-dessus de l'océan Atlantique) qui progresse jusqu'au Nord du Sahara Algérien (Fig. IV.1), dans ce contexte, la haute pression au niveau de la mer indique un temps calme et quand il s'agit une basse pression au niveau de la mer signifie un cyclone ou tempête près de la surface.

Les températures de surface restent assez fraîches pour cet événement dans la partie Nord du Maghreb. Elles oscillent entre des valeurs inférieures à 5° C dans le N-E et proches de 10° C sur le Nord du Sahara (Fig. IV.1). En générales le résultat montré que la température de surface est fortement corrélée à l'activité chlorophyllienne du milieu. Les valeurs supérieures correspondent à des régions où les sols nus sont dominants, tandis que les faibles valeurs caractérisent les régions à couverture végétale dense.

D'après la Fig. II.2 (voir chapitre II), qui représente l'élévation par rapport au niveau de la mer (SLP) des stations des mesures utilisées et la Fig. IV.3 avec un intervalle de temps de six heures (00, 06, 12, 18 UTC du 3 mars 2004), les températures enregistrées dans ces stations sont conformément avec les températures de surfaces retrouvées par le modèle.

La trace au sol du front froid qui représente la limite entre les deux courants (chaud et froid) est le siège d'importants mouvements d'ascendance dynamiques. Cette poussée porte (chasse-sable et poussière en suspension) les poussières sahariennes à des altitudes élevées de l'ordre de 2 à 3 km dans toute la partie saharienne de l'Algérie. Ce front progresse rapidement vers les latitudes méridionales, matérialisé en surface par un

imposant mur de sable. Cette structure épouse parfaitement la limite de la trace au sol du front froid et progresse rapidement en arc de cercle vers le S-O de l'Afrique du Nord.

IV2.1.2. La température et géopotentielle à altitude 500 hpa (\cong 5500 m)

Les lignes isohypses (ces lignes tout comme les courbes de niveau d'une carte topographique, représentent le relief de la surface isobarique) dans la figure (Fig. IV.2) décrivent la topographie de la surface isobarique à 500 hpa qui correspond grossièrement l'altitude géopotentielle à 5500 m (550 décamètres) et plus la pression est élevée plus l'altitude est faible.

La (Fig. IV.2) représentent les cartes de température en 3 mars 2004 où la pression est constante et la hauteur variable, nous trouvons par exemple une valeur d'environ 574, cela se traduit par le fait que le niveau de pression de 500 hpa se retrouve à 5720 m d'altitude.

Or la pression 500 hpa ne sera pas atteinte toujours à la même altitude cela dépend de la masse d'air. De l'air froid (les basses températures) est plus dense, plus tassées, si on s'élève au sein d'une masse d'air froid, la pression baisse plus vite que dans une masse d'air chaud (les hautes températures) qui sont plus dilatées, occupe plus de place. C'est-à-dire les 500 hpa sont atteints à plus haute altitude dans une masse d'air chaud et à plus basse altitude dans une masse d'air froid. Une altitude géopotentielle basse (comparé aux autres endroits à la même altitude) indique la présence d'une tempête ou d'une dépression au niveau de la moyenne troposphère et une altitude géopotentielle relativement haute indique une dorsale (crête anticyclonique, une dorsale a généralement pour effet de stabiliser le temps. Le vent y est souvent faible ou nul) et un temps calme.

Une dépression d'air froid (les basses températures) en altitude géopotentielle est 5480 m évolués du Nord d'Europe pénètre le N-E (00 UTC), prolongée jusqu'au Sahara de l'Algérie (00 UTC) et se déplace vers le N-O de la Libye. Ce paramètre confirme ce que nous disons dans la section IV.2.1.1 que le cyclone est dessus de la Libye, ces conditions météorologiques favorables pour avoir la précipitation au niveau de cette région (voir les cartes de précipitation dans la section IV.2.3.2).

L'évolution de trajectoire du linge isohypse qui correspond l'altitude géopotentielle 5500 m (500 hpa) en différent temps de la période simulée est réaffirmée de celle-ci de services météorologiques German Weather Service (DWD) (Fig. IV.4).

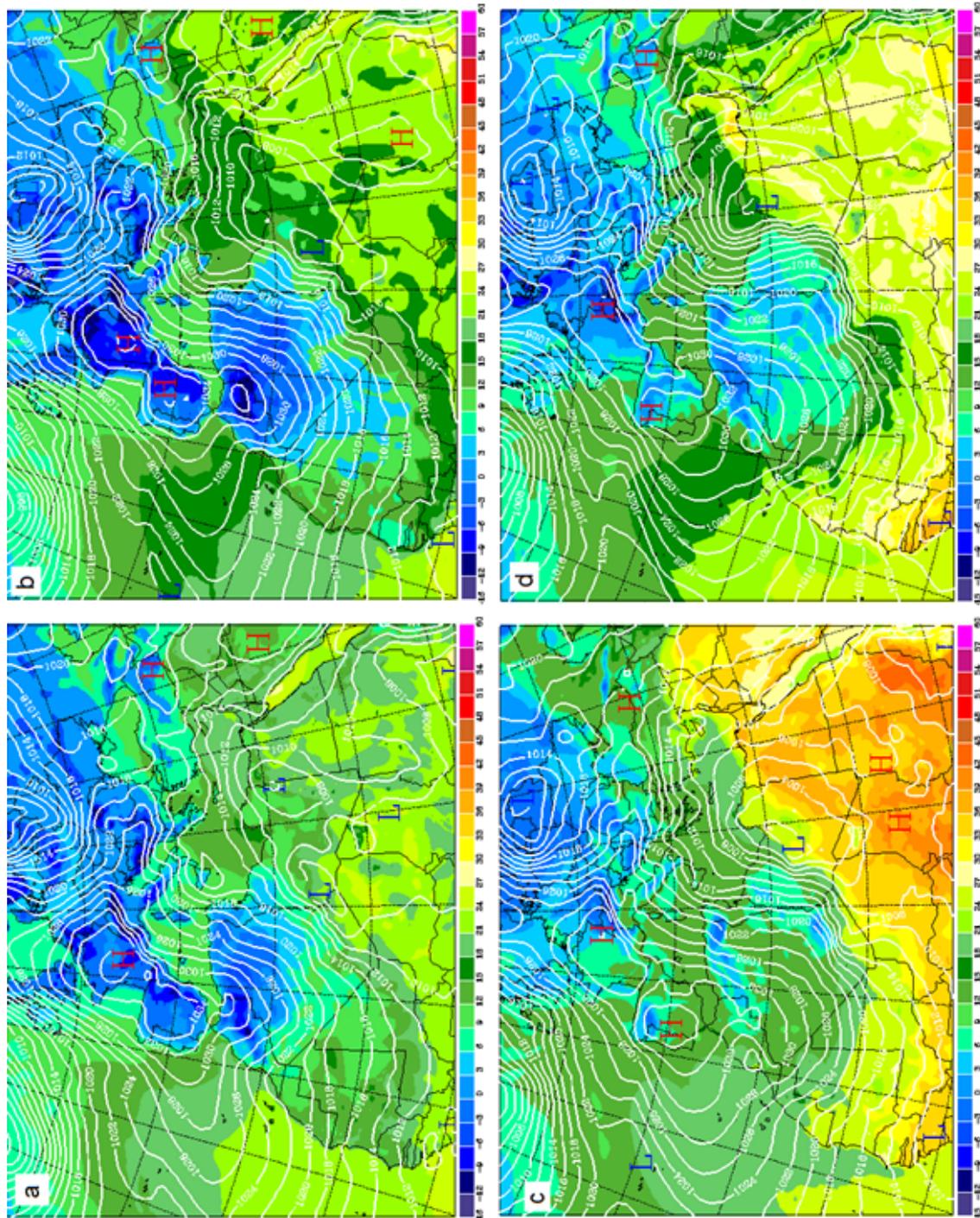


Fig. IV. 1 : Les cartes de température à 2 m en 3 Mars 2004: (a) 00UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC, (d) 18 UTC

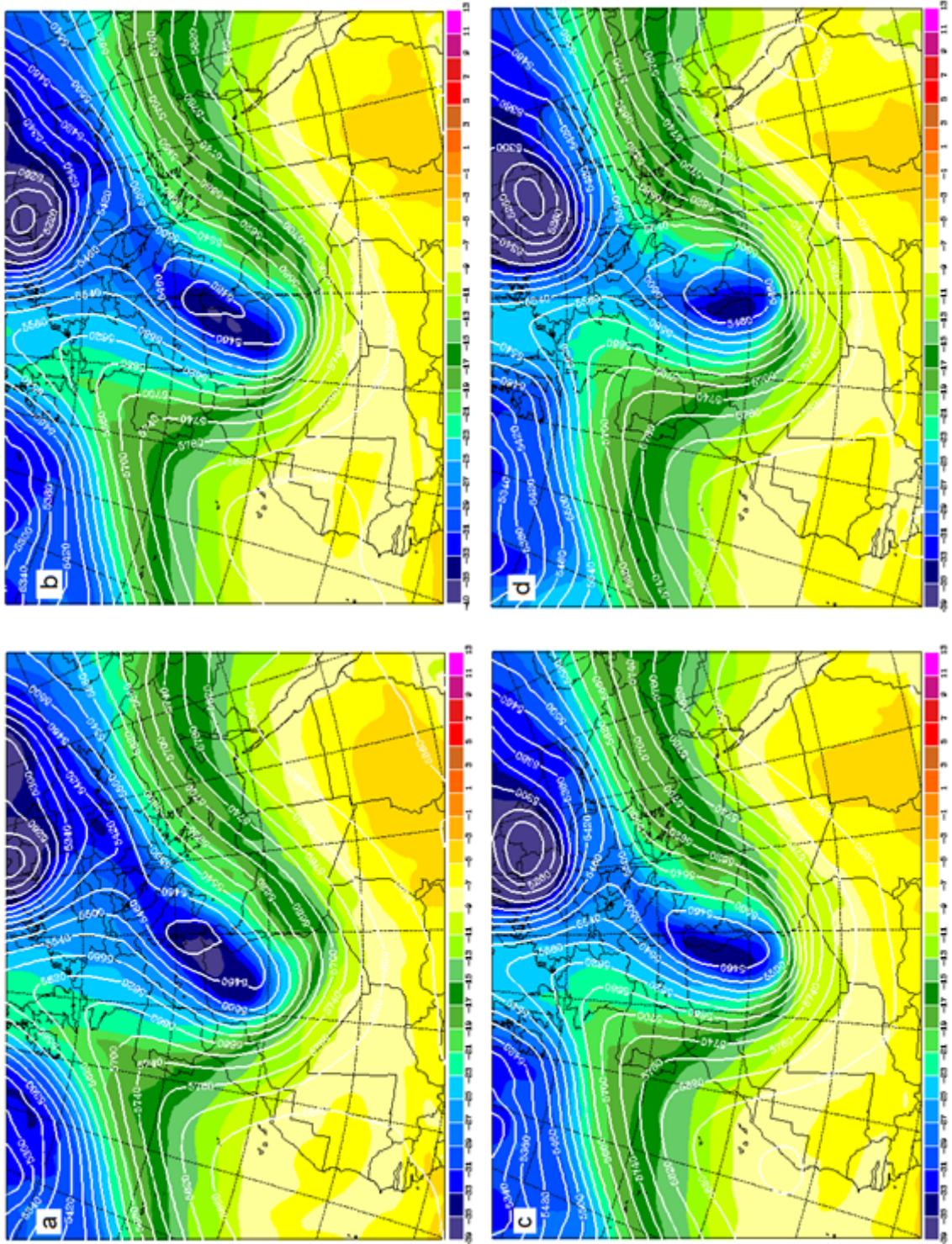


Fig. IV .2 : Les cartes de température géopotentielle à altitude 500 hpa en 3 mars 2004 : (a) 00 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC, (d) 18 UTC

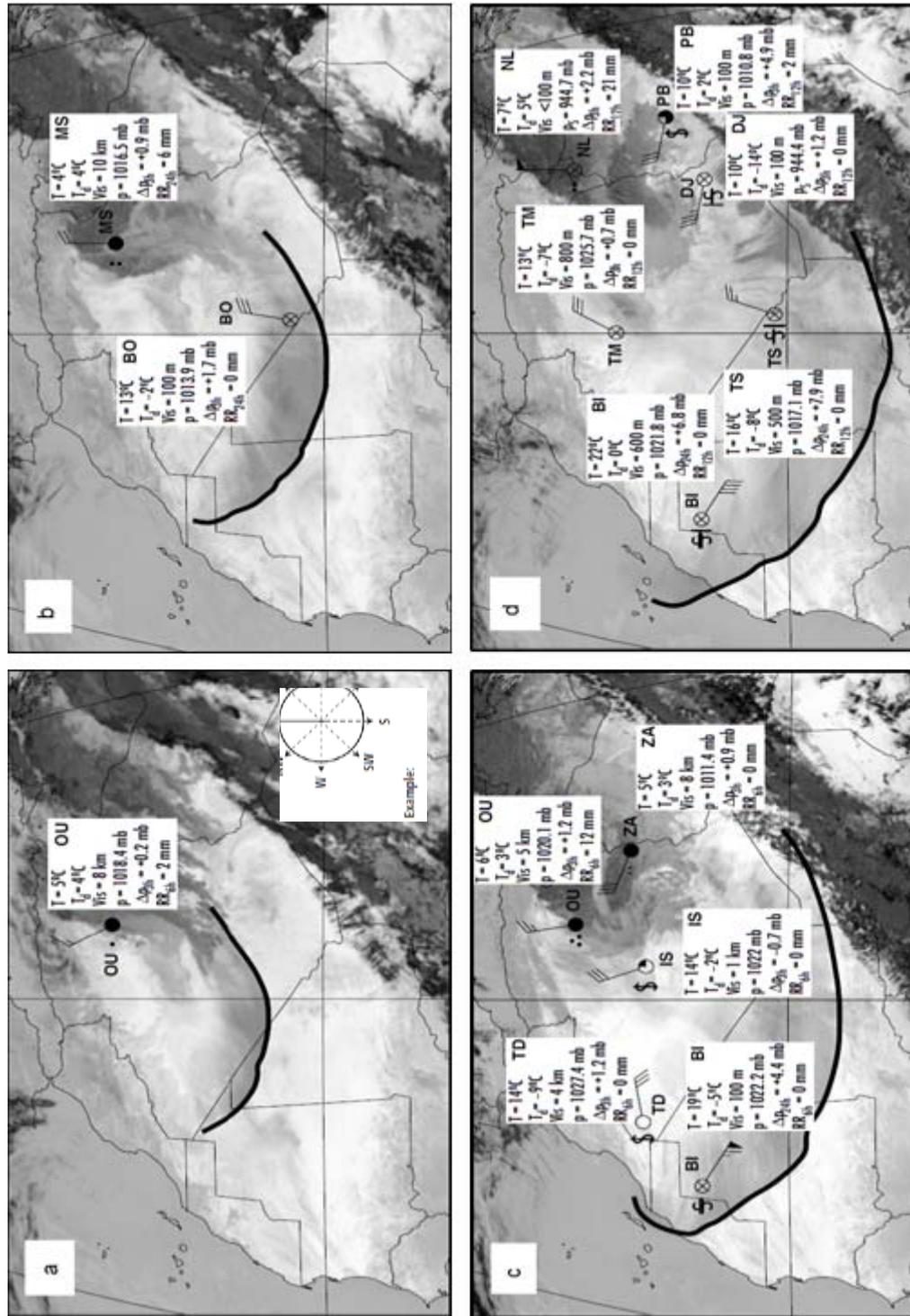


Fig. IV.3 Les images satellitaires de MSG à intervalle de temps de six heures, ajustés sur des stations des mesures en 3 mars 2004 (cité en chapitre II, Fig. II.2) situent en Afrique du Nord, (a) 00 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC, (d) 18 UTC. Les légendes montrent (T) : Température, (T_d) : point de rosée, (Vis) : visibilité, (p) : La pression au niveau moyen de la mer, (Δp_{3h}) : le cumulo des précipitations chaque 3 heures, (RR_{3h}) : le cumulo des précipitations pour les 6, 12 ou 24 heures précédentes, respectivement. La ligne noire épaisse marque approximativement le bord d'attaque de la poussière. (Knippertz and Fink, 2006).

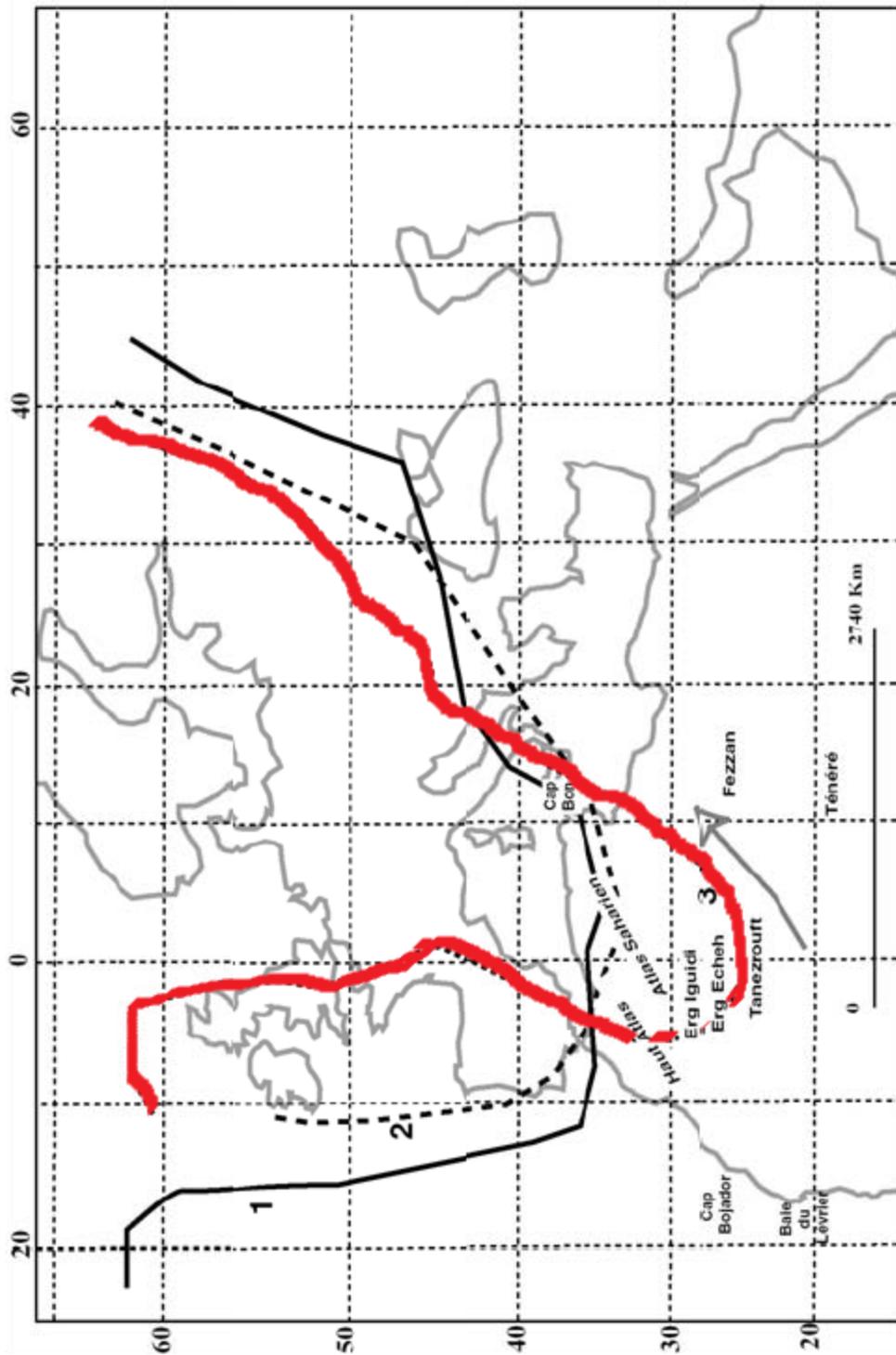


Fig. IV.4 : Évolution de l'isohypse 550 dam entre le 1 et le 3 mars 2004. Synthèse obtenue d'après les cartes du géopotentielle à 500 hpa de services météorologiques (German Weather Service (DWD)) publiées sur le site : <http://www.wetterzentrale.de>

IV.2.2 Le vent

IV.2.2.1 Le vent à 10 m

Il ya deux relations importantes entre les isobares et les vents, les contours fermés des isobares signifiées le vent puissant et le vent toujours soufflent parallèles des isobares. Ces deux relations peuvent être possible déduire le mouvement de vent à partir des isobares.

La dynamique observée lors du vent de sable du 3 mars 2004, découle d'une descente d'air froid de nord active, ou les mouvements cycloniques (Fig. IV.1), près des côtes de l'Espagne au-dessus de l'océan Atlantique et au-dessus de la Libye était associé ont des vents nordiques forts au-dessus du Sahara du Nord, les vents N-E au-dessus du Sahara occidental et les vents N-O au-dessus du Sahara oriental.

Le vent à 10 m (Fig. IV.5) souffle sur les régions Ouest de l'Afrique du Nord comme le Sahara occidental, S-O de l'Algérie, le Nord du Mali et Mauritanie. À 06 UTC, il prend la direction dans le sens des aiguilles d'une montre au-dessus du Sahara de l'Algérie, Mali et Mauritanie, dans le S-O de l'Algérie et la Libye, au-dessus de ces régions; le modèle marqué une vitesse maximale de vent entre $10 - 12 \text{ ms}^{-1}$ bien que la valeur enregistrée par la station synoptique de Bordj-Mokhtar (BO)  dans la même période (Fig. IV.3 b) est entre 23-27 mph (10-12 m/s), cependant le vent diminué aux dès valeurs de 6 ms^{-1} au-dessus de la région sud du Mali, entre $3-5 \text{ ms}^{-1}$ dans le centre le sud de Mauritanie et dans le centre-ouest du Sahara. Il a terminé sa faiblesse sur la côte de l'Afrique de l'Ouest et près de la surface des îles des Canaries.

À 12 UTC, le vent à 10 m dominés toutes les régions de l'Afrique du Nord, il est remarquable très vigoureux au-dessus des régions du Sahara de l'Algérie, Nord du Mali, Mauritanie et le Sahara occidental, le modèle mentionné la valeur de cette augmentation du vent entre $12 \text{ à } 13 \text{ ms}^{-1}$. Néanmoins la valeur du vent (12 UTC) consigner par la station synoptique de Bir Moghreïn (BI) située  en N-S de Mauritanie est de 72-77 mph (32- 34 m/s) mais celle de la station In Salah (IS) est de  23-27 mph.

Cette augmentation de la vitesse du vent était due à réchauffement des masses d'air au centre de l'Europe du Sud, qui s'est déplacé pour d'atteindre N-O de l'Afrique. Il s'est poursuivie par deux chemins: l'une dirigée vers le S-O de l'Afrique du Nord et le deuxième dévié au l'océan Atlantique le long de S-O de l'Europe.

Six heures plus tard, il est apparu clairement que le vent à 10 mètres couvre environ les parties ouest de l'Afrique du Nord, notamment les régions du S-O de l'Algérie et du Nord Mali, la Mauritanie et le Sahara occidental; il est réduire leur intensité chaque fois

que des progrès de bord d'attaque de l'avant de la poussière (la ligne noire dans la Fig. IV.3.d) jusqu'as atteint les îles du Canarie.

Par conséquent, ces conditions météorologiques établies la teneur en poussières sèche de l'atmosphère, d'où son dépôt de poussière transpirer sur les cotes de l'Afrique de l'ouest et en particulier sur la Grande Canarie.

La Grande Canarie (Fig. IV.6) est située dans l'océan Atlantique, au large des côtes Africaines, et fait partie des îles Canaries dont elle est l'île la plus centrale. De forme circulaire, l'île culmine Taliarte (0 M.S.L, 27°59.5'N, 15°22'W), Tafira (269 M.S.L, 28°06'N, 15°24'W) et Pico de la Gorra (1930 M.S.L, 27°56'N, 15°33'W).

La proximité géographique des îles du canarie au désert du Sahara de l'Ouest se traduit par la présence commune des vents sahariens, 30% de l'année, pour une période de 5 ans (Sancho et al, 1992), qui portent la poussière éolienne abondante.

L'institut *de Astrofísica Canarias (IAC)* a été mis en place pour fournir des informations et des statistiques détaillées sur les données météorologie de *l'Observatorio del Teide (OT)* sur l'île de Ténérife (2.390 M.S.L, 16° 30' 35" W, 28° 18' 00" N). Les données de la vitesse de vent à 10 m du période de 1 au 3 mars 2004 enlevées par la station (OT) sont comparées par les valeurs de la vitesse du vent à 10 m fournit par le modèle de la même période.

À partir des données de la Fig. IV.7, on peut voir que le vent à 10 m montrée une bonne corrélation entre la simulation de la vitesse de vent et celle-ci de l'expérimentale de la station synoptique (OT) en particulier du 3 mars 2004. Le décroissement de la vitesse du vent à la fois l'observation et la simulation de l'épisode du 3 mars 2004 exprimé le processus de dépôt sec sur la Grande Canarie.

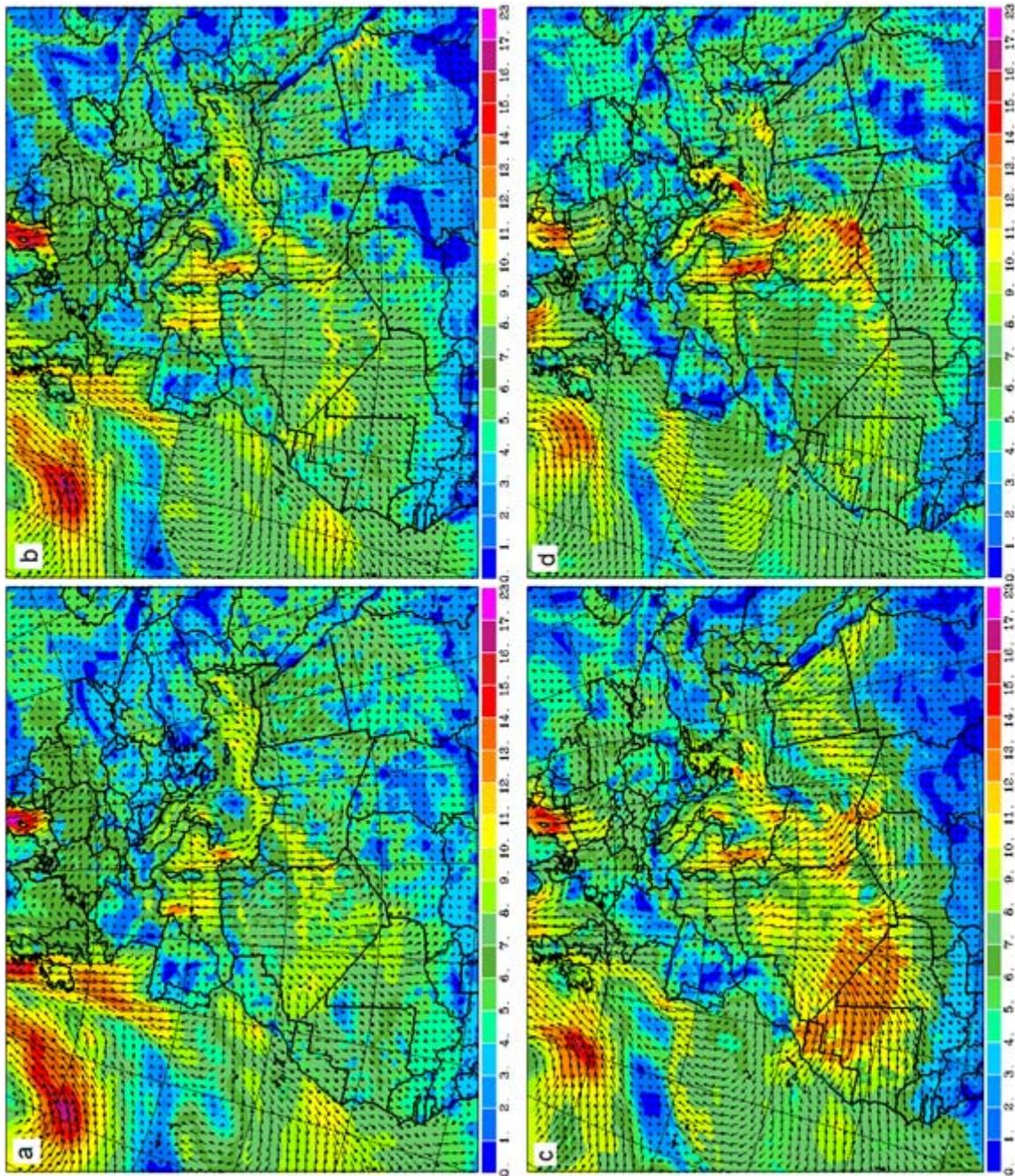


Fig. IV.5 : Les cartes de vent à 10 m en 3 mars 2004 : (a) 00 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC, (d) 18 UT

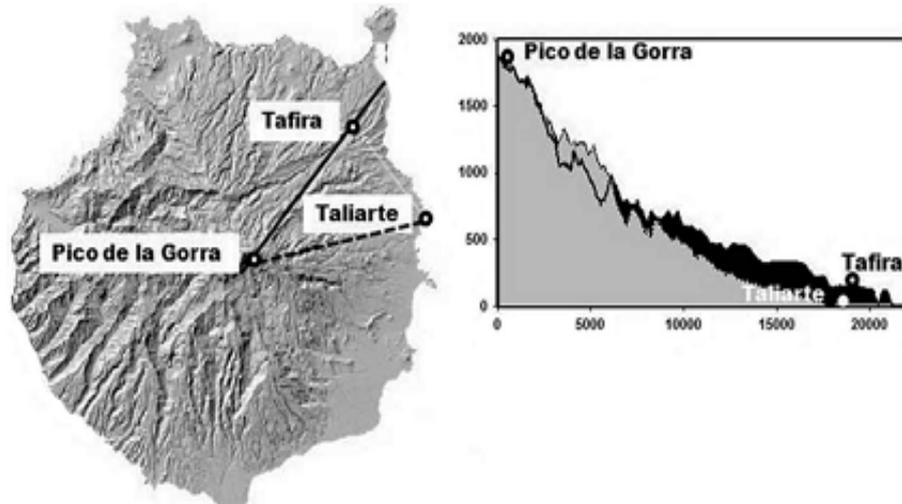


Fig. IV.6: Localisation des trois sites d'échantillonnage situés en Grande Canarie: Pico de la Gorra (1930 m a.s.l., 27°56'N, 15°33'W), Tafira (269 m a.s.l., 28°06'N, 15°24'W) et Taliarte (près de la mer; 27°59.5'N, 15°22'W) (Giorgi, 1986).

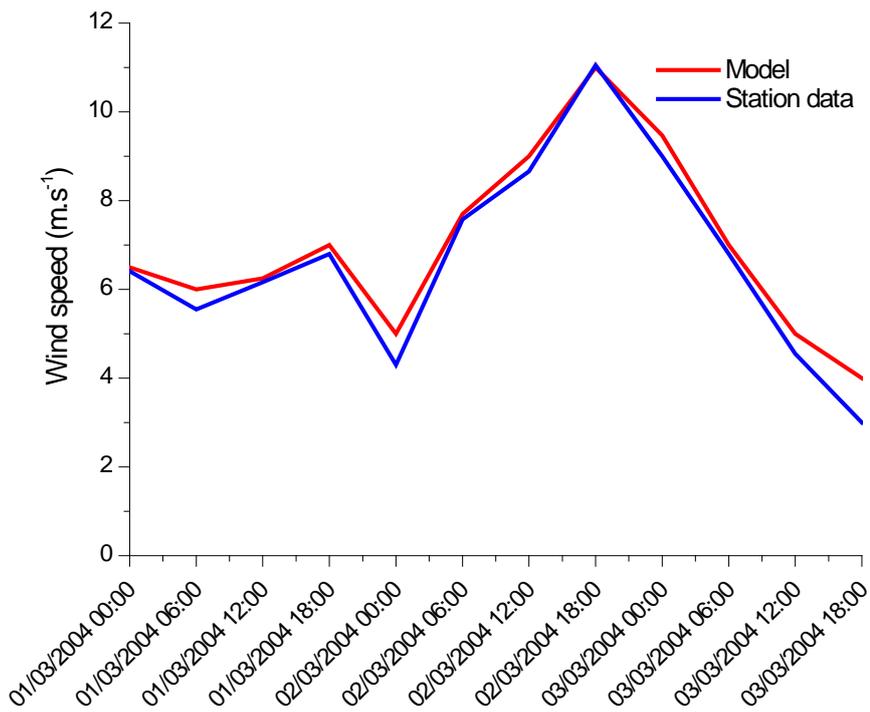


Fig. IV.7 : Comparaison de la vitesse du vent à 10 mètres de la station synoptique de (OT) avec les résultats du modèle de 1 à 3 Mars 2004. L'observation (la courbe bleue) et la vitesse du vent simulées (la courbe rouge) a montré une bonne de corrélation de diminution de la vitesse du vent en 3 mars 2004 au dessus de l'île de Ténérife.

IV.2.2.2 Le vent à 500 hpa

Le vent géopotential à 500 hpa est très faible au-dessus des îles de Canarie environ de 0-3 m/s au cours de l'épisode du 3 mars 2004, cette faiblesse de la vitesse du vent à altitude 5500 m confirment ce que nous disons avant que la haute pression au niveau de la mer indique un temps calme, ce temps calme au-dessus de Grande Canarie certifie aussi la faiblesse du vent à 10 m pour cette raison, ces conditions météorologiques témoignage la déposition sèche.

D'après la Fig. IV.8, Il ya une vorticité négative (NV) au-dessus des îles de canarie qui est associé un temps calme, indique une rotation des vents dans le sens des aiguilles d'une montre et un cisaillement latéral des vents avec un fort flux vers la gauche de la direction de flux d'une part et d'autre part la (NV) à 500 hpa est plus fort d'une surface élevée et actionnaires avec un mouvement vertical vers le bas, cela signifiée aussi la déposition des particules minérales depuis l'atmosphère au-dessus des îles de canarie.

La Fig. IV.8 représente aussi un mouvement du vent à 500 hpa du N-O au N-E passant par la Sahara de l'Afrique du Nord au cours de l'épisode du 3 mars 2004, ou une grande intensité de la vitesse du vent remarquable au dessus de S-O de l'Algérie a 12 UTC et une vitesse du vent très élevée enregistré à 18 UTC au dessus de la Libye. Le déplacement des masses d'air des hautes altitudes vers à l'égard des basses altitudes appelé une vorticite positive (PV) et indique une rotation de vent (au-dessus de N-O et sud de l'Algérie) dans le sens contraire des aiguilles des montres et un cisaillement latéral de vent avec un fort flux vers la droite de la direction de flux, d'ailleurs la (PV) est associée un mouvement vertical vers le haut, notamment la (PV) est plus forte dans la surface (Fig. IV.5 c et d), cela se traduit par le fait qu'il ya des panaches de la poussière du Sahara de l'Afrique du Nord qui transporté vers l'Est.

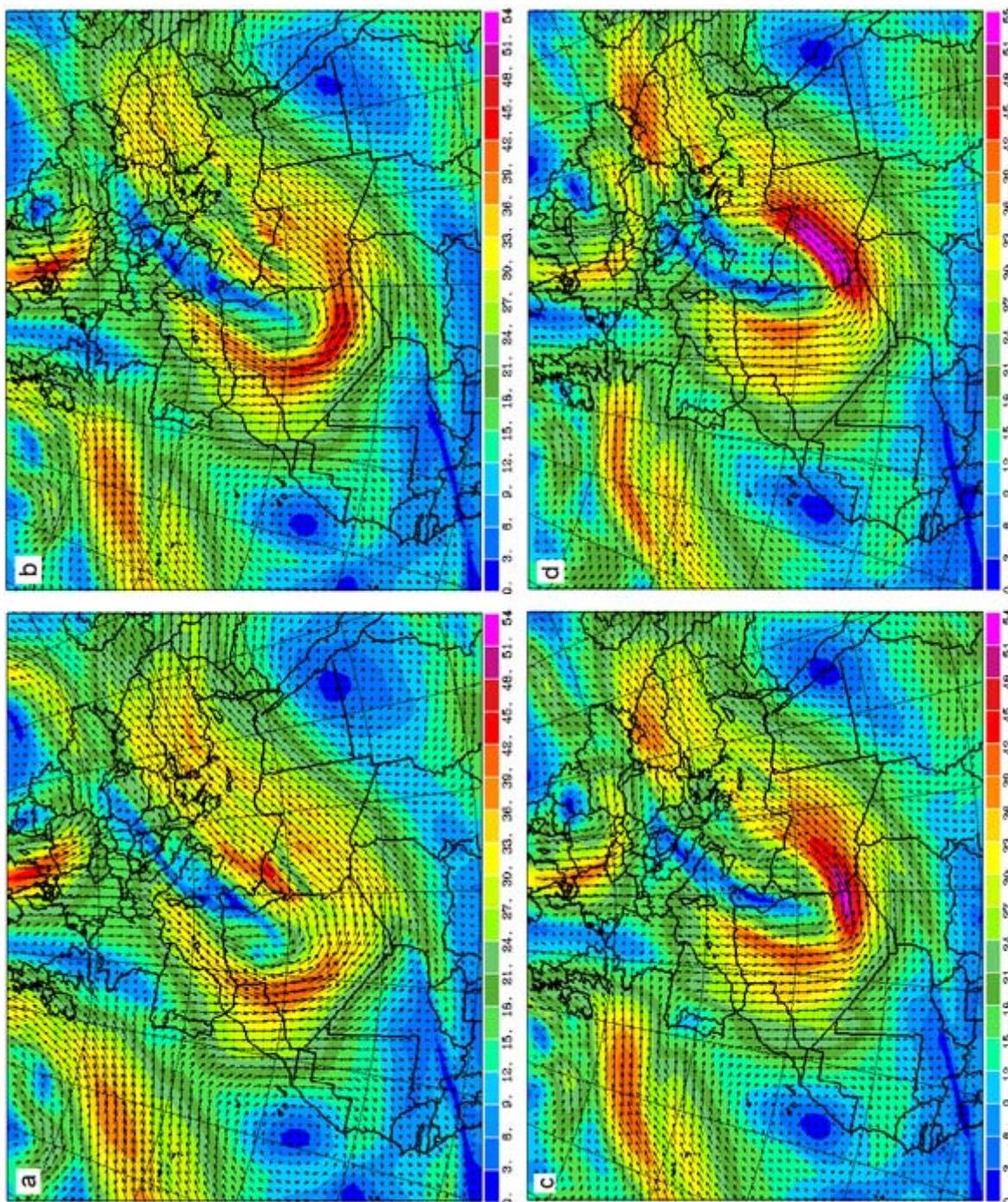


Fig. IV.8 : Les cartes des vents à 500 hpa en 3 mars 2004 : (a) 00 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC, (d) 18 UTC

IV.2.3 Nuages et précipitation

IV.2.3.1 Le Nuage

Au cours de l'épisode du 3 mars 2004, dans son déplacement du Nord vers l'Est la couverture nuageuse se divise entre deux niveaux, le premier est le niveau supérieur de nuage (HLC) au dessus de 6,000 m, en raison de la troposphère froide, les températures sont aussi froides à ces hautes altitudes, ces nuages sont principalement composés de cristaux de glace. Les nuages (HLC) sont généralement minces et blancs en apparence et le deuxième en ce qui concerne le niveau inférieur de nuage (LLC) qui sont principalement composés de gouttelettes d'eau et se situent généralement en dessous de 2.000 m. Toutefois, lorsque les températures sont assez froides, ces nuages peuvent également contenir des particules de glace et de neige.

La couverture nuageuse est très remarquable par le modèle et confirmée par les stations de mesures, dans la station (BO), une extrême couverture nuageuse enregistrée : ● 08 Oktas couverture 100% à (00 et 06 UTC), à 12 UTC dans les stations OU et ZA, une couverture de 20% à 30% (02 Oktas ☂) enregistrées, dans les stations IS (à 12 UTC), DJ, TM, TS, BI (à 18 UTC) le ciel est obscurci. Comme il est bien établi que le dépôt sec se présente quand il n'y a pas de précipitation, donc l'analyse de couverture nuageuse aux régions Ouest de l'Afrique du Nord réaffirme la déposition sèche.

Le front de la poussière (la ligne noire dans la Fig. IV.3) qui est fait le départ depuis l'Afrique du Nord vers les îles du Canarie a été initialement liée à une densité de courant causée par un fort évaporateur, de refroidissement le long d'un LLC nuage qui à être intenses et à bien se développer et porte une bande de précipitation entourant la dépression qui a pénétré dans le Nord du Sahara. La Figure IV.9 montre un maximum de divergence de l'extrême précipitation sur la Libye et sur N-E de l'Algérie et concomitant avec la rotation cyclonique de LLC denses sont liées à la sortie divergente de l'extrême précipitation sur N-O de l'Algérie et la Libye contribue de pompage de la masse dans l'anticyclone vers l'ouest de l'Afrique du Nord. Les anticyclonèses de N-O de l'Afrique ont provoqué une forte circulation du nord et une propagation rapide du front de poussière au sud et à l'ouest.

Le front de la poussière dans la forme d'un arc atteint Nord de la Mauritanie et du Mali et s'est clairement détaché des LLC sur le N-E de l'Algérie.

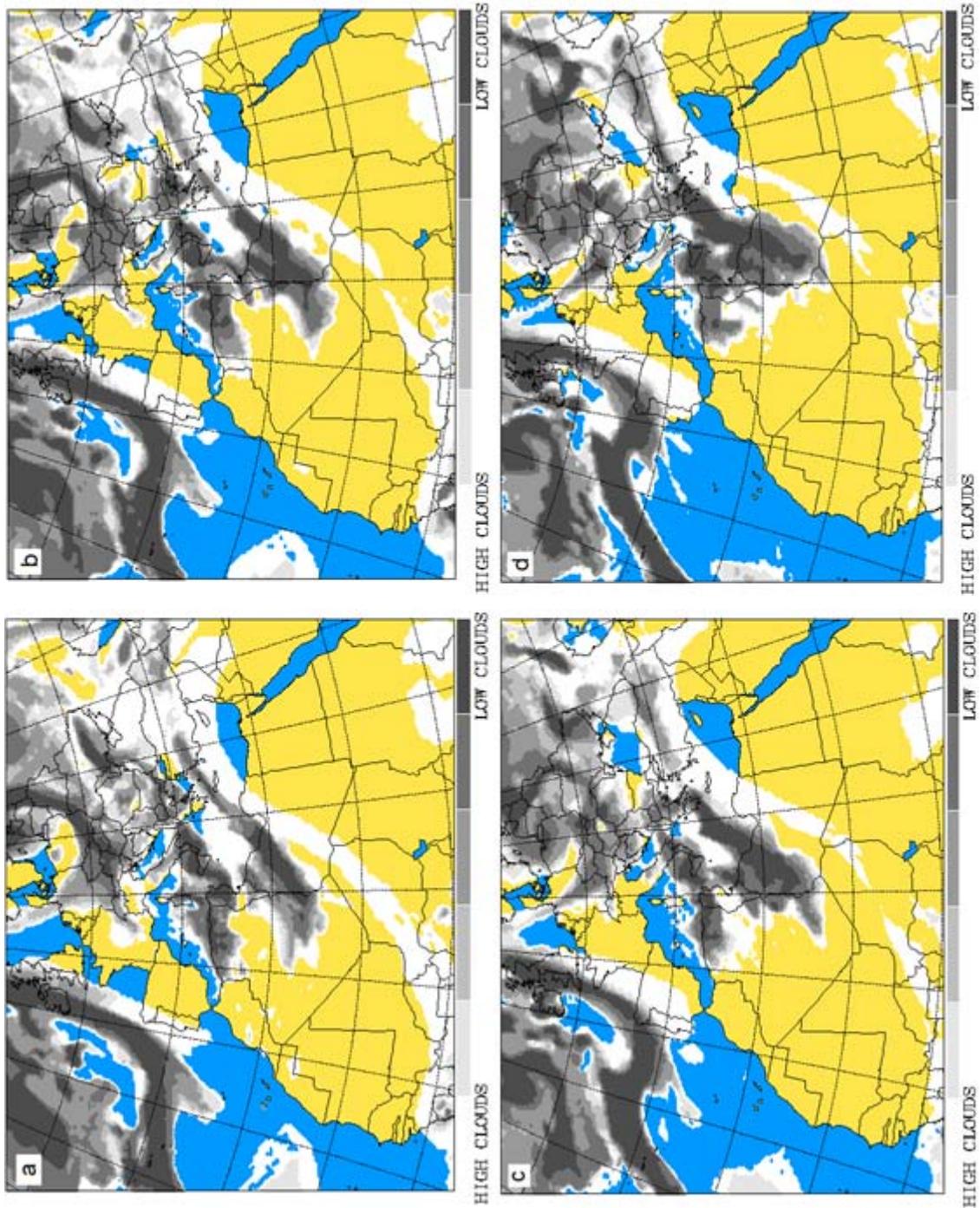


Fig. IV.9 : Les cartes de couverture de nuages en 3 mars 2004 : (a) 00 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC, (d) 18 UTC

IV.2.3.2 La précipitation

L'événement du 3 mars 2004 a été accompagné par des conditions météorologiques inhabituelles dans de vastes régions de l'Afrique du Nord, notamment les basses températures (où la distribution verticale de la température permet souvent de déterminer le type de précipitations Figs. IV.1 et IV.2) et des vents forts sur le Sahara, les précipitations extrêmes en Libye, en N-E de l'Algérie et en Sud de la Tunisie. Dans l'ensemble, il y avait très peu de précipitations pendant tout l'épisode mais aucune précipitation significative n'a été observée (Fig. IV.3) ou montré par le modèle (Fig. IV.10) sur les régions Ouest de l'Afrique du Nord, notamment la température élevée induite l'absorption dans les couches de poussières inférieures troposphériques peut conduire à moins de la couverture nuageuse (Fig.IV.9) et des précipitations moins abondantes, cela traduit par le fait que les conditions favorables de la déposition sèche au-dessus de ces régions sont fortement prononcées.

Dans les régions Est de l'Afrique du Nord, le refroidissement par évaporation des gouttes de pluie dans les couches limites sahariennes sèches contribué à l'amélioration de la surface du front froid et accélérerait le vent de la surface (le vent a 10 m Fig. IV.5) et ralentissent ces vents au Nord de la zone de précipitation.

Les stations MS et OU situées sur le N-E de L'Algérie ont signalé des précipitations modérées à 06 et 12 UTC 3 mars, à la dernière station d'enregistrement de 12 mm au cours de cette période (Fig. IV.3 c). Lorsque les pluies décalées dans le N-O de la Libye, les précipitations intensifiées de façon spectaculaire, entraînant des accumulations de 24 heures de 115 mm à Gariat, 62 mm à Misurata et 41 mm à Tripoli (Tarabulus) par 06 UTC en 4 Mars (non représenté, Knippertz and Fink, 2006). Ces auteurs soulignent le fait que la plupart des 101 mm qui tombent pendant le mois de mars 2004, sont tombés pendant 3 et 4 mars, ces pluies ont été accompagnées par une seconde intensification dans les vents Nord de bas niveau et des conditions de tempête de poussière répandues dans le Sahara algérien, à 18 UTC, les vents forts du N-E ont été mesurés dans le nord-ouest de la Libye, et les tempêtes de poussière ont été observées dans de nombreuses stations de l'ouest et central désert du Sahara.

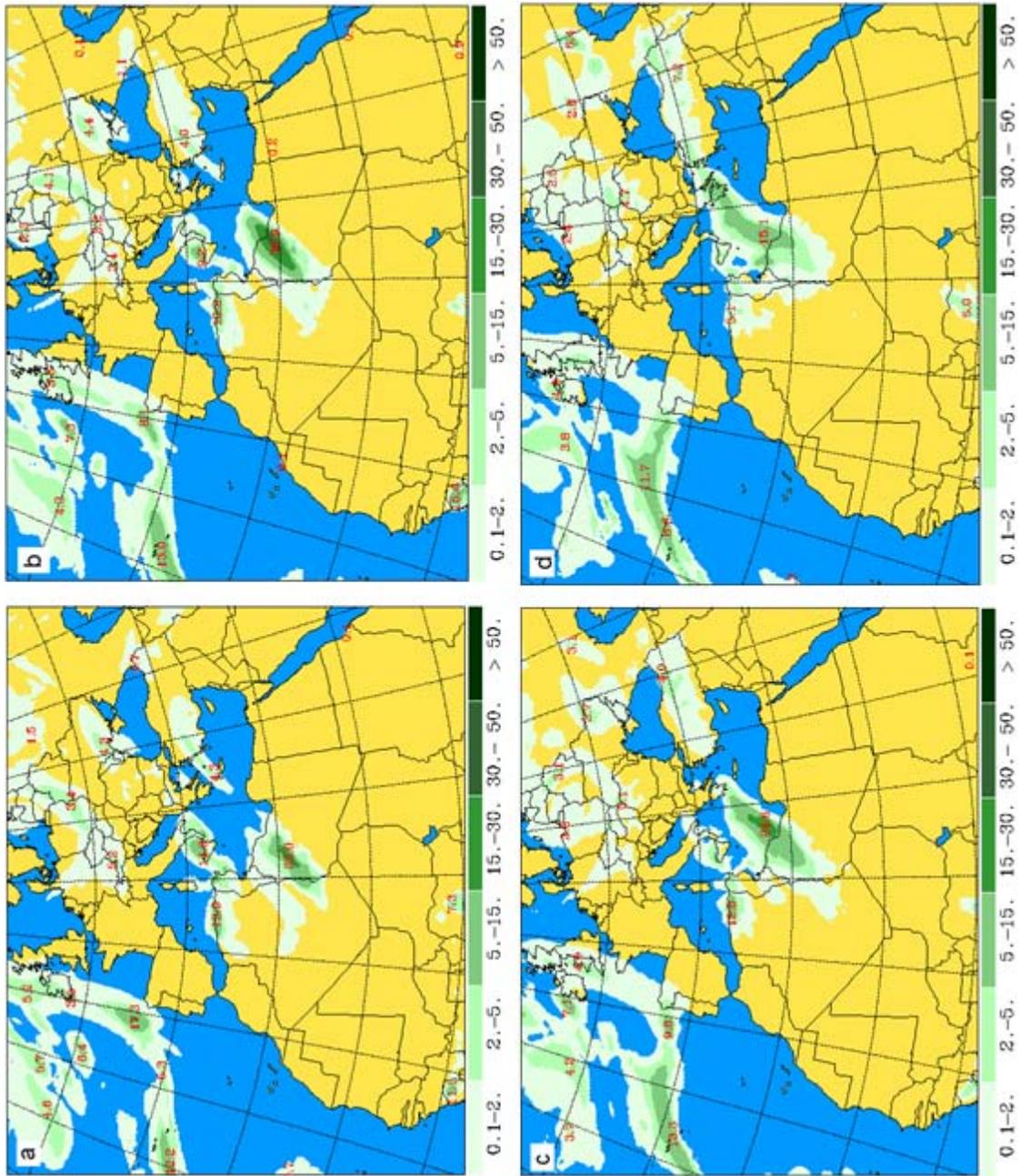


Fig. IV. 10 : Accumulation de la précipitation des dernières six heures en mm en 3 mars 2004 : (a) 00 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC, (d) 18

IV.3 La déposition sèche

Concorde avec la dynamique des conditions météorologiques analysées ci-dessus, l'émission de la poussière minérale qui transporte depuis le Sahara de l'Afrique du Nord en 3 mars 2004, constituée une brume sèche fréquente sous forme un grand arc épais qui a déferlé sur l'Afrique de l'Ouest et accompagnée par une déposition sèche vigoureuse au-dessus de l'océan Atlantique et des îles des Canaries où il est tombé une quantité importante de poussière.

IV.3.1 Le dépôt sec à 06 UTC

Le dépôt sec total (le dépôt sec total comprend les quatre particules) à 06 UTC (Fig. IV.11 a) représente évidemment le dépôt sur la majorité des régions de l'Afrique du Nord et sur l'océan Atlantique. La quantité plus élevées des dépôts secs marqués en S-W de l'Algérie ($183,1 \text{ m.gr.}^{-2}$), tandis que la station de (BO) enregistré une visibilité de 100 m, cette dernière conforter les conditions synoptiques favorables au ce moment (Fig. IV.5 b).

Les particules d'argile (Fig. IV.11b) semblent sur les régions de la Libye, le Sahara de l'Algérie, le Mali et la région de la Mauritanie, également sur le Sahara de l'Ouest; il a accompli sur l'océan Atlantique; la plus grande valeur est transcrit au sud de l'Algérie ($23,2 \text{ m.gr.}^{-2}$). Cette quantité est régie par le processus physique de dépôt sec lié au vent à 10 mètres. Comme il est bien établi que la particule d'argile habituellement transportée sur des longues distances, mais il s'installe sur la zone mentionnée ci-dessus; ceci est dû au décroissement de la vitesse du vent à 10 m; quand elle croissante, les particules fines peuvent être parcourue des très longues distances depuis de leurs sources, cela se traduit par le fait que la vitesse du vent est relativement en fonction de la taille des particules. En outre, les fines particules ont aussi soutenu les suspensions à court terme quand le minimum du vent déplacé au-dessus des surfaces.

La maximale quantité de la particule de petit limon assis avec une valeur maximale ($132,8 \text{ m.gr.}^{-2}$) sur les frontières Algérie-Mauritanie (Fig. IV.11.c).

Dépend des processus de l'aérodynamique, les particules grand limon et sable ont une vitesse de sédimentation très élevée (voir Table III.3), par conséquent elles emportaient par le vent pas de plus de dizaines de kilomètres (Fig. IV.5), seulement la particule de diamètre supérieur qui est abandonnant les processus de la suspension en premier.

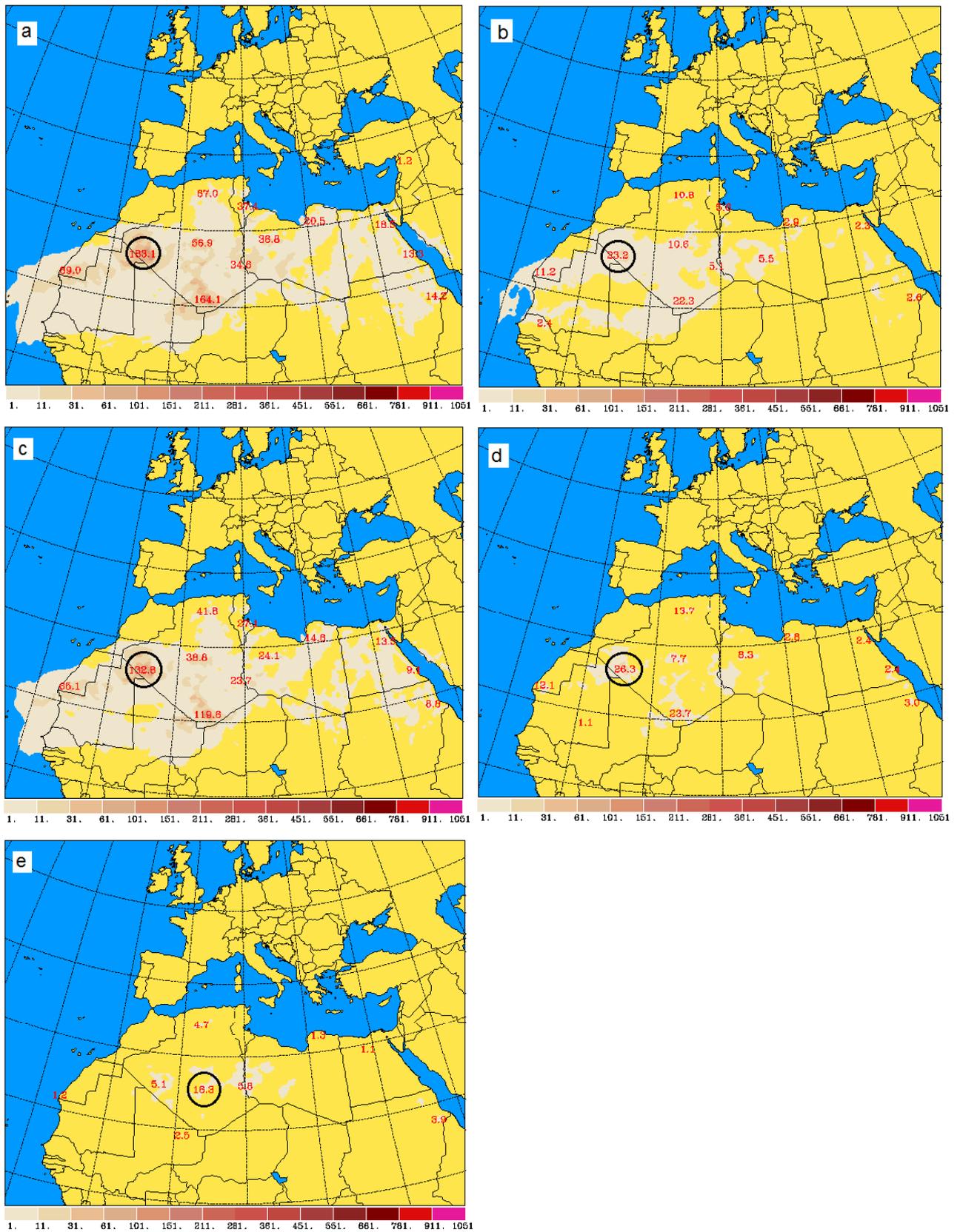


Fig. IV.11 : La déposition sèche en 3 mars 2004, à 06 UTC, (a) total des dépôts secs, (b) l'argile, (c) le petit limon, (d) le grand limon, (e) le sable. Le cercle noir indique le maximum des dépôts secs.

IV.3.2 Le dépôt sec à 12 UTC

Les fortes émissions de la poussière étaient toujours accompagnées par les stridents dépôts de poussière, dans ce cadre l'allongement de la déposition sec total à 12 UTC par apport les six heures précédentes signifie un entrainement puissant des particules dans l'atmosphère. Cela traduit par le fait qu'avant la terminaison du cycle de vie des particules par le décroissement du vent au-dessus des certaines régions, il commence d'autre cycle de vie de particules par l'accroissement de la vitesse du vent au-dessus des autres régions, cela est dû à la superposition des conditions météorologiques particulièrement les masses chaudes et froides. La plus grande quantité évidente enregistre sur le Sahara de la Mauritanie ($492,7 \text{ m.gr.}^{-2}$) tandis qu'il ya une visibilité de 100m au niveau de la station synoptique (BI) et observation de tempête de poussière ☼ (Fig. IV.3c). Le décroissement de la quantité de la déposition sèche par apport les six heures précédentes dépend strictement du décroissement de la vitesse du vent.

Le soulèvement de la poussière requiert principalement une turbulence significative dans la couche limite de surface et n'intervient qu'à partir d'une vitesse seuil, donc la Fig.IV.12 b montres la déposition sèche de l'argile sur les zones de production comme le Sahara de la Mauritanie ($50,7 \text{ m.gr.}^{-2}$), cette maximale quantité de dépôt notifiée le décroissement du vent à 10 m, ce qui est permettre les conditions favorables de cette déposition. Due aux conditions thermodynamiques du déclenchement (Fig. I.8 et Tableau 1.3), la vitesse du vent amplifié ce qui est souscrire le déplacement de ces particules à longue distance et quand ils passent par l'océan 'Atlantique, ils ont capturent par les gouttelettes d'eau a cause de l'évaporation d'eau et ils sont devenue plus lourds que la masse originale (initiale), finalement été retiré de l'atmosphère et implanté dans la mer (Fig. IV.12.b).

À ce moment-là, la particule petit limon de dépôt sec dominant par apport la déposition des autres particules ($328,7 \text{ m.gr.}^{-2}$) comme illustrés sur les Figs. IV.12.c; cette quantité a été enregistré sur le Sahara de la Mauritanie, en raison de la relation entre les masses et la vitesse du vent qui est un facteur de contrôle plus important pour l'entrainement (vitesse seuil), de transport et de la déposition (vitesse de déposition) pour les quatre particules. En ce qui concerne les particules le grand limon et le sable, l'accumulation la plus importante est enregistré en Sahara de la Mauritanie, elle atteindre ($107,1 \text{ m.gr.}^{-2}$, $48,8 \text{ m.gr.}^{-2}$) respectivement (Fig. IV.12 d et c). Les conditions météorologiques qui contrôlent la déposition de ces particules sont en activité avec leurs tailles, leurs propriétés chimiques et physiques, pour ce là, ces particules vont déposer autour des zones de production.

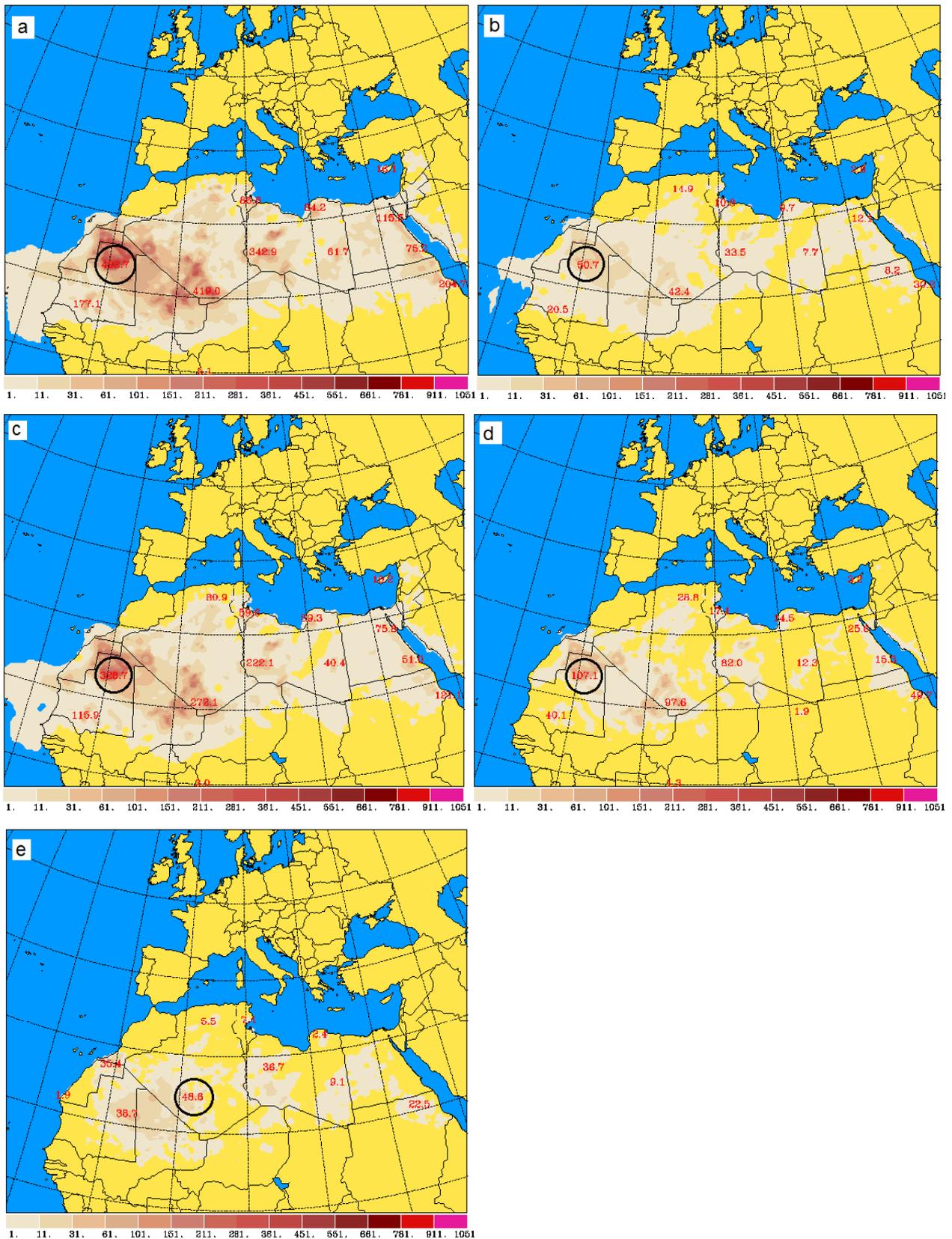


Fig. IV.12 : La déposition sèche en 3 mars 2004, à 12 UTC, (a) total des dépôts secs, (b) l'argile, (c) le petit limon, (d) le grand limon, (e) le sable. Le cercle noir indique le maximum des dépôts secs.

IV.3.3 Le dépôt sec à 18 UTC

En 03 mars 2004, à 18 UTC, à grande échelle, l'apparition puissante et persistante de la déposition séchée de poussière du Sahara sur l'Océan l'Atlantique et au dessus des îles des Canaries, en ce moment, de vastes zones du Sahara ont été dominées par des vents violents près de la surface (Fig. IV.5) ou l'émission de la poussière est très extensive. Le front de la poussière (Fig. IV.3) a d'abord été lié à une densité de courant causée par un fort évaporateur, de refroidissement le long d'un avancement d'une bande nuageuse de précipitation qui a pénétré dans le nord du Sahara à haute altitude (Fig. IV.10) était responsable des spacieuses tempêtes de poussière à l'échelle régionale et continentale.

Le dépôt total (Fig. IV.13.a) indiquait l'augmentation de la déposition au-dessus des régions du sud de l'Algérie, le Sahara du Mali et le Sahara occidental ainsi que les régions du Niger et du Nord de la Mauritanie ou la valeur maximal du dépôt sec marquée ($647,1 \text{ m.gr.}^{-2}$); Les nuages de la poussière sous former un arc presque circulaire (Fig. IV.5e et la Fig. IV.13 a) passée par la centrale saharienne et l'Afrique de l'Ouest prolongent loin dans l'atmosphère, atteignant jusqu'à 5 km ou plus dans le milieu troposphère. Une grande partie de cette poussière est advectées par les vents violents et en raison de son intensité et de la stabilité, il exporte la poussière aux île de la Grande Canarie. Alors que les vents violents poussiéreux allant jusqu'à 34 m/s : Tempête de poussière ou de sable sévère a diminué au cours de l'heure précédente à la station de BI et la visibilité remarquée en même station est de 600 m.

L'émission de poussières minérales est initiée par le processus de saltation, qui produit les particules fines comme la particule d'argile qui peut être transportée sur de grandes distances, la quantité maximale de la déposition de la particule d'argile montrée dans la Fig. IV.13 b est de l'ordre de ($72, \text{m.gr.}^{-2}$) sur remarquer sur le Nord de la Mauritanie, ou les conditions météorologiques favorables de la déposition sont effectuées. Dépend de sa caractéristique physique, elle flotte loin de leur sources, elle entraîne dans différents mécanismes qui gouvernent la déposition sèche.

Les maximum quantités de la déposition sèche des deux particules le petit et grand limon est de $450,1 \text{ m.gr.}^{-2}$, $124,2 \text{ m.gr.}^{-2}$ successivement, elles sont remarquables au-dessus de la Mauritanie et du Mali respectivement. La particule sable présente le maximum d'accumulation en dépôt sec sur le sud de la Libye dû à leur taille et les conditions météorologiques dominantes la région. Les plus grosses particules se déposent aux surfaces ne peuvent pas participer aux transports à longue distance, le dépôt de particules d'argile et petit limon sont couramment transportés vers l'île de Grande Canarie.

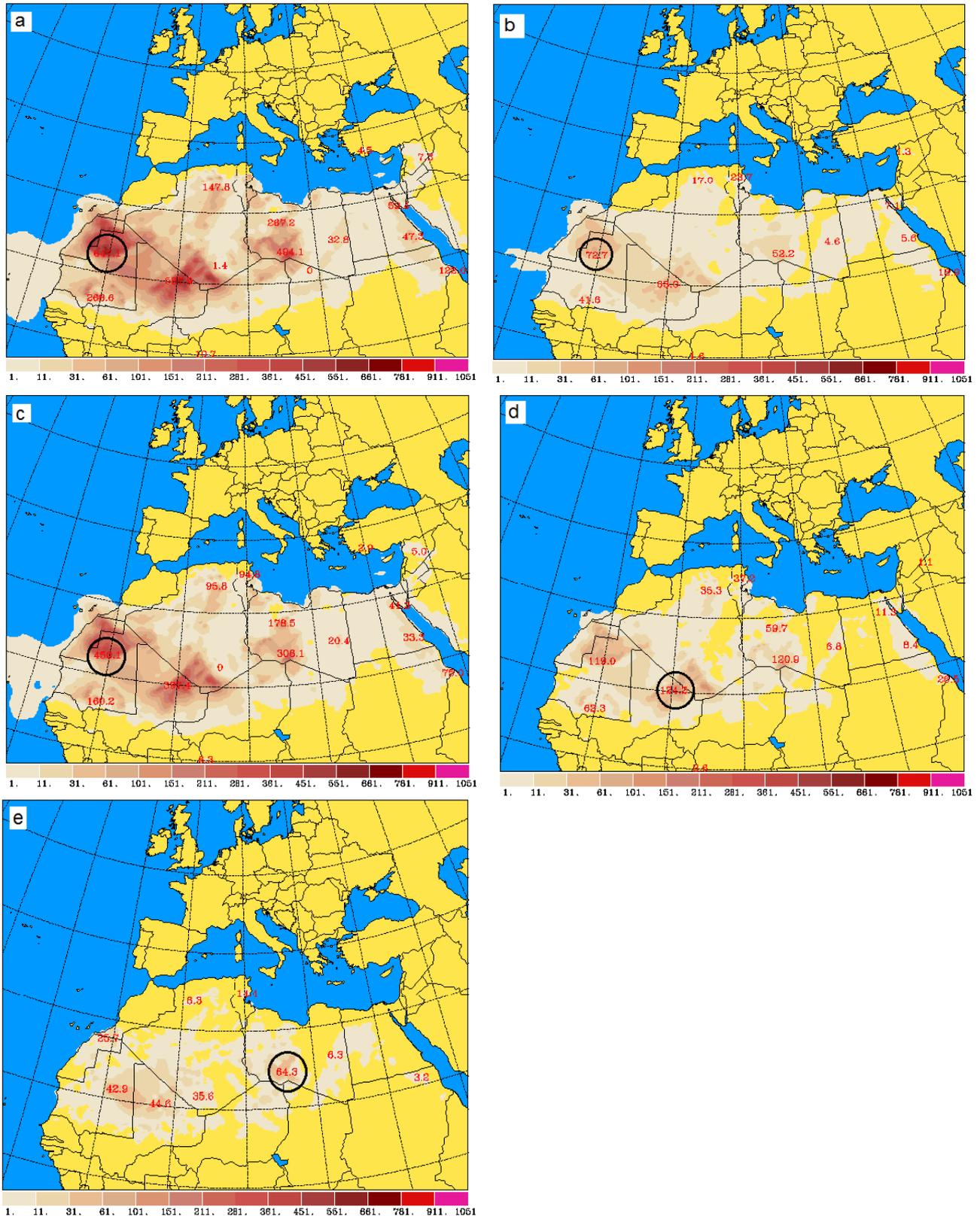


Fig. IV.13 : La déposition sèche en 3 mars 2004, à 18 UTC, (a) total des dépôts secs, (b) l'argile, (c) le petit limon, (d) le grand limon, (e) le sable. Le cercle noir indique le maximum des dépôts secs.

IV.3.4 La vitesse de la déposition

Comme bien établie que les plus grosses particules ne peuvent pas participer à longue distance, le dépôt de particules d'argile et petit limon au-dessus de l'île de Grande Canarie du 1 à 3 Mars de 2004 sont investiguées.

Dans le modèle les processus de la déposition sèche dominant dans la couche de la surface (La couche de l'altitude à 10 m à partir de la surface), cette couche consiste deux couches virtuelles considérées pour calculer la vitesse de la déposition, pour la première couche près de la surface, le flux de la déposition sèche est contrôlé par la diffusion brownienne, par la diffusion turbulente, par l'interception et l'impaction (pour les petites particules) et sédimentation gravitationnelle (pour les grosses particules), en ce qui concerne la deuxième nommée couche à flux constant (couche inertielle, couche logarithmique) située au-dessus de la couche visqueuse; cette couche est utilisée pour être limitée à des procédés de turbulence sédimentation par gravité.

La vitesse de la déposition sèche v_{dp} dépend de la hauteur de 10 mètres à partir de la surface est liée à la fois des mouvements turbulents (Fig. IV.15) dans la couche supérieure et de la diffusion moléculaire (Fig. IV.16) dans la couche inférieure.

La Fig. IV.14 illustre les vitesses de déposition sèche calculer par le modèle à la fois des particules argiles et petit limon par rapport au temps, deux caractéristiques notables peuvent être observées: la vitesse de la déposition sèche est fortement dépend de la taille de particule et varie de 10^{-4} à $0,1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$.

Les petits limons ayant un diamètre de $12,2 \mu\text{m}$, sa v_{dp} se augmentent régulièrement en 2 au 3 mars 2004 à 18 UTC, elle atteinte une valeur maximale ($0,1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$) attribuable au processus d'impaction et d'interception à la surface et comme la vitesse de dépôt augmente avec le diamètre des particules, la sédimentation par gravité devient plus importante.

Pour les particules ayant un diamètre $1,46 \mu\text{m}$ sa vitesse de déposition est inférieure vis-à-vis le petit limon, v_{dp} de l'argile accroître tandis que v_{dp} de petit limon augmente aussi pour les mêmes périodes, pour les petites particules la vitesse de déposition augmente par l'augmentation de diffusivité moléculaire (Shao, 2000). La vitesse de dépôt sec de l'argile est contrôlé par les procédés turbulent dans la couche logarithmique (indépendant de diamètre), la déposition sèche ne semble pas être efficace et cela pourrait conduire à des temps de séjour de cette particule dans l'atmosphère.

Selon les mécanismes de la génération de turbulences (Toba, 1965, Petroff et al, 2009), la couche de la surface est divisée en deux sous-couches: la couche entre z_s (l'altitude considérée) et la hauteur à 10 m, en parle de la vitesse de dépôt turbulent v_{SL} tandis que la vitesse de dépôt turbulent v_{IL} dominante dans la sous-couche visqueuse z_s .

Dans la Fig. IV.16, au sommet de la couche visqueuse à hauteur z_s , près de la surface lisse (les éléments de rugosité sont suffisamment petits), la turbulence est généralement très faible en raison de la très forte incidence de dissipation visqueuse. Dans ce cas, les processus de transfert sont dominés par l'impaction inertielle, plus efficace pour les particules ayant un diamètre $12,2 \mu\text{m}$.

D'après les Figs. IV.14, 15 et 16, la variation de la vitesse est la même pour les deux particules argiles et petit limon cela attribuable à la propriété de la surface (lisse ou rigoureuse) ainsi les conditions météorologiques dominantes la région ou la déposition sèche est effectuée.

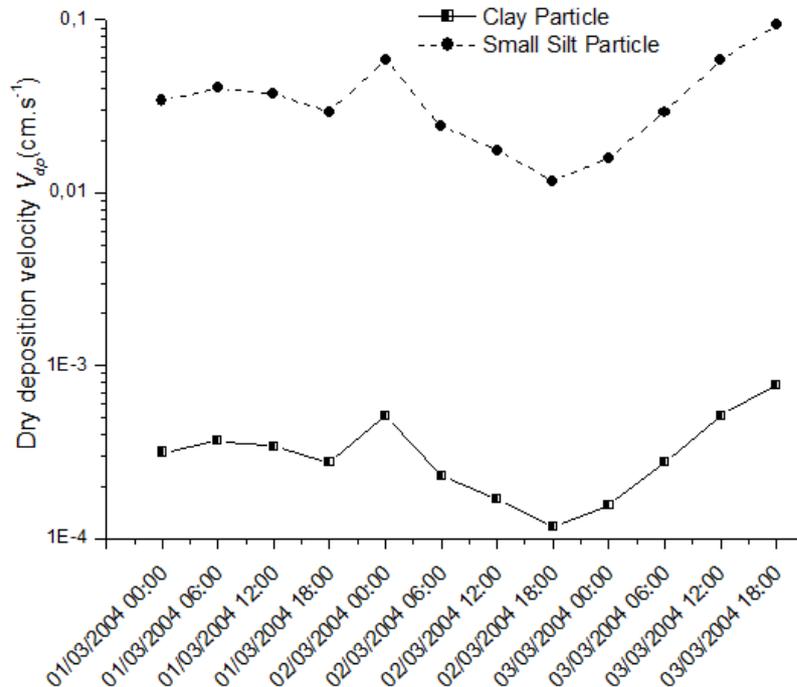


Fig. IV. 14 : Evolution de la vitesse de dépôt sec des deux particules : l'argile et petit limon au-dessus de la Grande Canarie du 1 à 3 Mars de 2004.

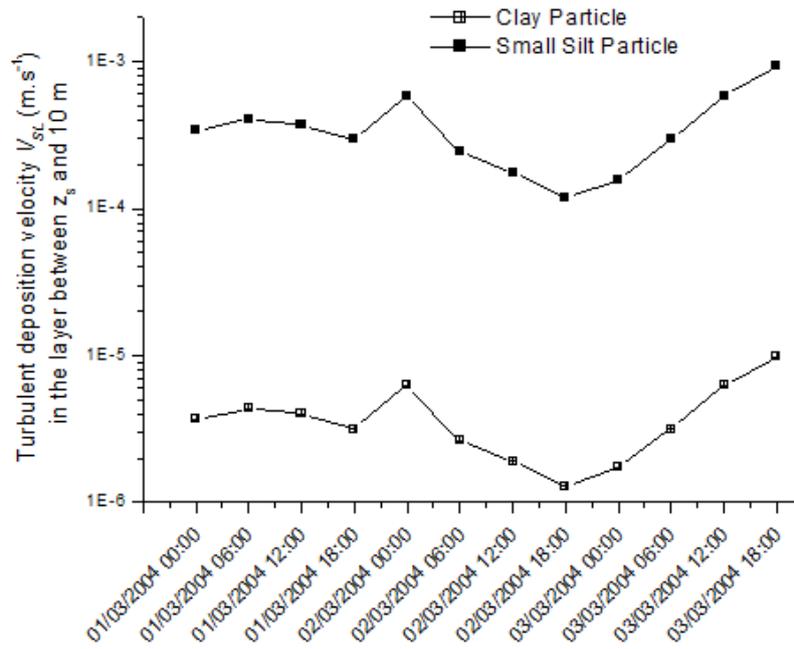


Fig. IV. 15 : Evolution de la vitesse de dépôt turbulent des deux particules argile et petit limon entre la couche Z_s et 10 m au-dessus de la Grande Canarie du 1 à 3 Mars de 2004.

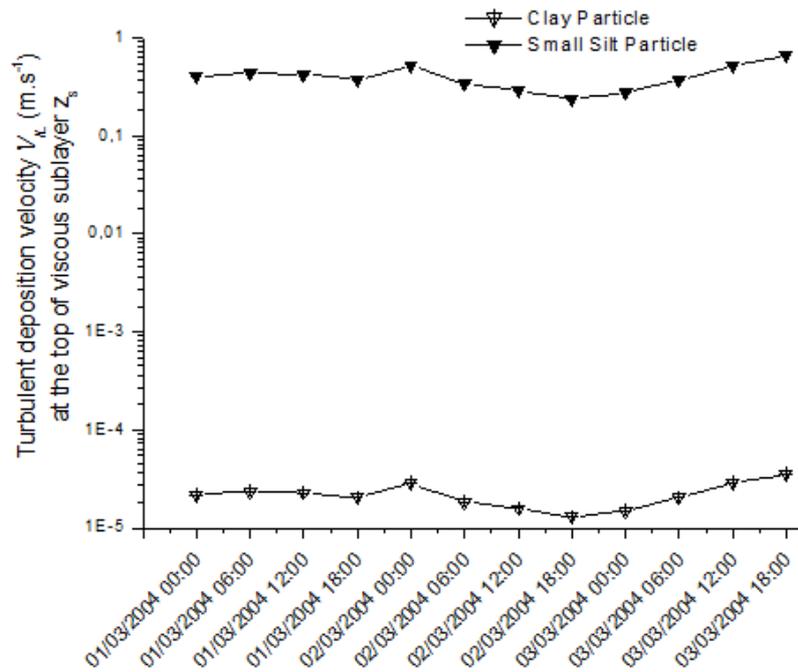


Fig. IV. 16 : Evolution de la vitesse de dépôt turbulent au sommet de Z_s de la sous-couche visqueuse dessus de la Grande Canarie du 1 au 3 Mars 2004.

IV.3.5 La vitesse de sédimentation

Selon le Tableau III.3, les particules d'argile ont un diamètre de $1,46 \mu\text{m}$ et les particules limon incluent les petites et les grandes particules possédant des diamètres allant de $12,2$ à $36 \mu\text{m}$; les particules sable ayant un diamètre de $76 \mu\text{m}$. Liés à ces dimensions des particules traitent dans ce travail dans le monde réel, on trouve que les particules d'argile ont un diamètre inférieur à $2 \mu\text{m}$, les particules limon vont varier de 2 à $50 \mu\text{m}$, et les particules sable sont de taille supérieure à $75 \mu\text{m}$.

Dans le travail de (Zender et al, 2003), en ce qui concerne la vitesse de sédimentation en fonction de la taille des particules, les particules supérieures à $20 \mu\text{m}$ de diamètre chutent de manière disproportionnée: les particules à diamètres $50 \mu\text{m}$ tombent à environ $500 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$ ou un demi-mètre par seconde, les particules plus petites que $20 \mu\text{m}$ déposent très lentement. Les particules ayant un diamètre $10 \mu\text{m}$ tombent seulement à $30 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$; les petites particules tombent encore plus lentement: $2 \mu\text{m}$ de diamètre sédimentent à seulement $1 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$. Les particules qui sont capables de se déplacer sur de grandes distances ont généralement un diamètre inférieur à $20 \mu\text{m}$ (Nickovic et al, 2001, Tegen, 2003, Zender et al, 2003).

La Fig. IV. 17 présentes la vitesse de sédimentation en fonction de la taille de particules, le graphe bleu représente le travail de (Zender et al, 2003) tandis que le calcul de la vitesse de sédimentation de quartes particules effectuée par le modèle représenté par le graphe rouge, le graphe bleu schématisé les particules qui tombent à une vitesse d'environ $100 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$, par conséquent, on compare la vitesse terminale en fonction de la taille des particules entre le travail de (Zender et al, 2003) et le présent travail, il se trouve que le graphe bleu a commencé par les petites particules à un diamètre égal à $0,5 \mu\text{m}$; cependant le graphe rouge débuté par la valeur de diamètre d'argile ($1,46 \mu\text{m}$) qui se épose nt lentement; elle tombe à une vitesse terminale égale à $1 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$, concernant les autres particules (petit et grand limon et le sable); les valeurs de la vitesse de sédimentation montrent une bonne corrélation avec ces diamètres, ainsi ceux qui sont utilisés dans le graphe bleu.

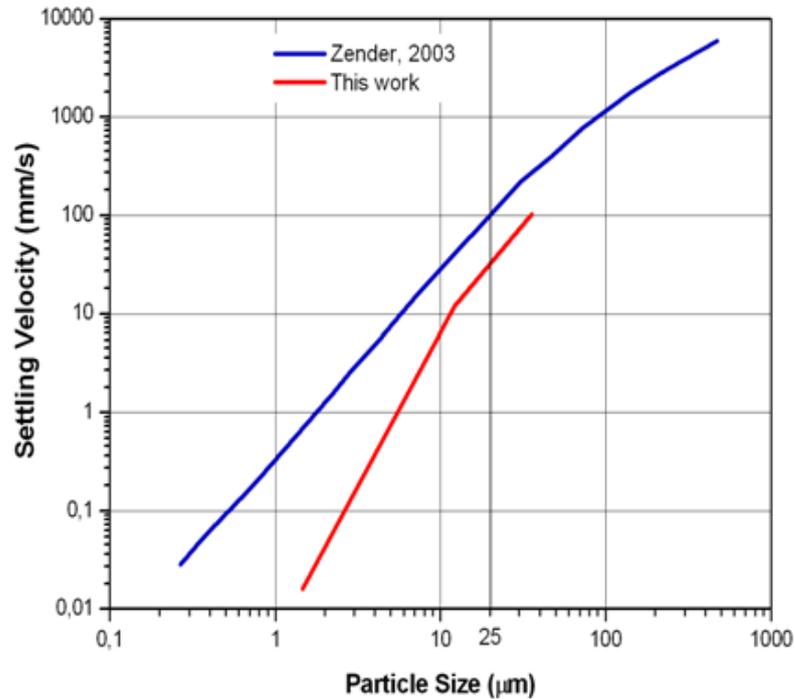


Fig. IV. 17 : Vitesse de sédimentation en fonction de la taille des particules

IV.4. Comparaison des résultats de la déposition sèche au-dessus des îles de Canarie

Le transport de la poussière depuis le Sahara de l'Afrique du Nord constitue une fraction importante de la déposition atmosphérique annuelle dans les îles de Canarie (Suchodoletz et al, 2013, Menéndez et al, 2007, Dorta, et al, 2005, Gelado et al, 2004).

Le début de mois de mars 2004, un déclenchement d'une masse d'air froide venir de l'Europe vers l'Afrique de l'Ouest provoqué une importante tempête de poussière qui divergentes a l'avant et se déposent sur les îles de Canarie. Les îles de Canarie, situées au large de la côte de l'Afrique de l'Ouest exposée à cette tempête de poussière qui a d'importantes répercussions sur les activités locales, en particulier sur le secteur agricole et la santé humaine. En outre, les particules de poussière pendant son passage par l'Océan atlantique, elles tombent sur cette dernière due à l'évaporation provoque un important sur la biogéochimie (Alonso et al, 2011, Gelado et al, 2004, Coale et al, 1996, Martin et al, 1983).

Les résultats de la simulation sont approuvés dans la mesure où les données d'observation permettraient, les résultats obtenus ont été comparés avec les données de surface des stations synoptiques de l'Afrique du Nord, les données de métaux secs des stations situées en île de Grande Canarie et une comparaison qualitative avec diverses images satellitaires telles qu'EUMETSAT et MODIS.

Les distributions des stations météorologiques terrestres en Afrique du Nord et record de la poussière désertique en mars 2004 sont présentées dans la Fig. IV.18a. La poussière désertique est relativement dense mais clairsemée dans l'intérieur du Sahara.

L'observation de la poussière est enregistrée par les observateurs sur la base de la visibilité et peut être regroupée dans les catégories de : «poussière en suspension» ou brume de sable: suspension dans l'air de poussière ou de petits grains de sable qui ont été soulevés du sol par une tempête de poussière ou de sable, «Chasse-poussière » indiquer la poussière ou sable soulevés du sol à des hauteurs faibles ou modérées par un vent suffisamment fort et turbulent, «Tempête de poussière» signifier que les grains de poussière ou de sable sont soulevés du sol par un vent fort et turbulent jusqu'à de grandes hauteurs et «Tempête de poussière sévère ou massive" en utilisant les règles de codage de temps significatif définie par l'Organisation Météorologique mondiale (WMO). Les rapports météorologiques de la poussière suggèrent que dans le mois de mars 2004, l'ensemble de la région du Sahara-Sahel jusqu'à 10° N a été influé par l'activité de la poussière.

En 3 mars 2004 (Fig. IV.18b), la tempête de la poussière et la tempête de la poussière massive ont été observées en Algérie, la Mauritanie, la Libye, l'Egypte et le Soudan, tandis que «la poussière en suspension» et «Chasse-poussière » sont largement répandues en Algérie, le Sahara Occidental, Mauritanie, Mali, Niger et la Libye.

Le résultat obtenu concerne la déposition sèche au cours du 3 mars 2004 peuvent être comparée avec la situation météorologique de la poussière désertique comme elle est illustrée dans la (Fig. IV.18b). Les résultats présentés dans les Figs IV.11, IV.12, IV.13 précisent correctement le développement du dépôt de poussière et une évolution similaire de cette configuration a été cohérente avec les observations en 3 mars 2004.

Les résultats de la simulation ont établi que le 3 mars 2004 une tempête de poussière et celle dépôts a était développé dans le N-O du Sahara, sous l'influence du mouvement cyclogénèse et la formation du front froid. Une grande partie de la poussière émise par le Sahara occidental a été pris au piège dans la masse d'air froid, formant une structure frontale visible de la poussière. Par conséquent le dépôt sec total illustré dans les Figs (IV.11a, IV.12a, IV.13a) a révélé cette frontale excessive de la poussière. Le front massif (trou chargé de la poussière sèche) sous forme un arc qui est progressé à l'avant, vers l'océan Atlantique, qui va dissiper au-dessus des îles de Canarie ou une quantité significative a était déposer.

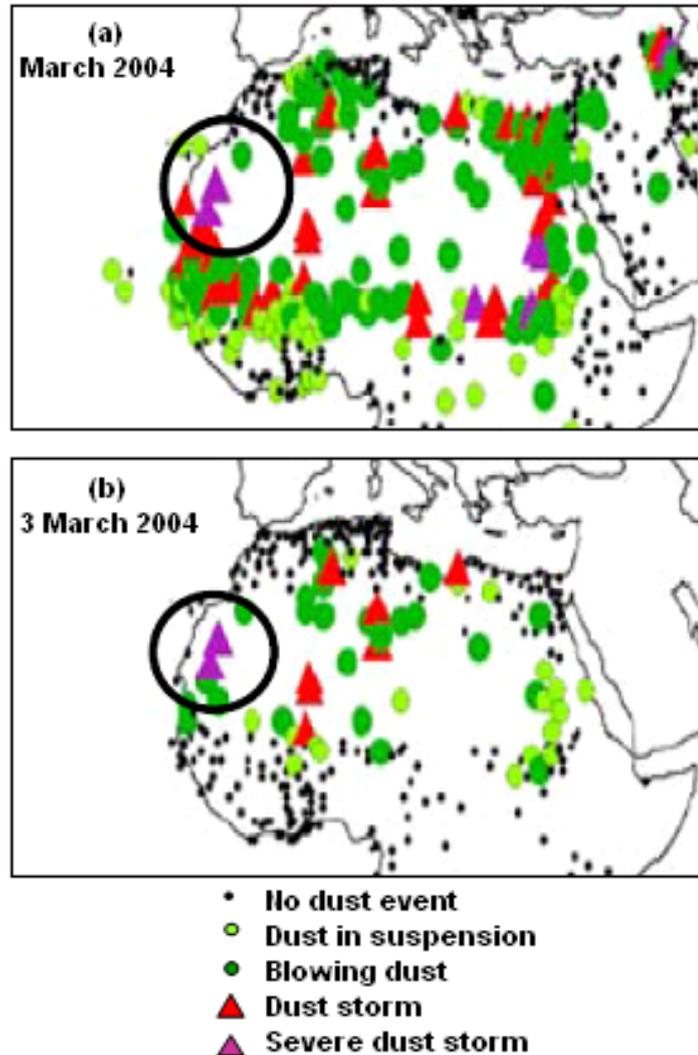


Fig. IV .18: Répartition des stations météorologiques terrestre en Afrique du Nord, (a) les données d'observation de la poussière du mois entier de mars 2004, (b) les données d'observation de la poussière du 3 mars 2004 (Shao et al, 2010)

Le suivi de la tempête du 3 mars 2004 est axé sur un suivi temporel du nuage de poussière, ce qui a permis de préciser sa trajectoire, son extension spatiale, ainsi que l'allure de sa progression. L'évolution du phénomène enregistré sur les quelques stations sahariennes (Figs .IV.3, IV.18) a pu conforter les précisions apportées par les images satellitaires. Cet événement est capturé par plusieurs satellites parmi eux Met-8 (Météosat-8) de l'Organisation européenne pour l'exploitation de satellites météorologique (EUMETSAT) Met-8 et le MODIS (voir chapitre II).

En 3 mars 2004, les images satellitaires de Met-8 et MODIS montrant un nuage épais d'une tempête de poussière qui domine les pluparts de régions de l'Afrique de l'Ouest. Le nuage de poussière continue sa progression vers l'Ouest tout en gardant toujours cette limite caractéristique en arc de cercle, son allure de progression atteint les

îles de Canarie à 18 UTC, les images satellitaires (Fig. IV.19b et Fig. IV.20a) reflète bien cette évolution.

Quand le vent décroissait (Fig. IV.7), les résultats peuvent être comparés qualitativement avec les images d'EUMETSAT, Met-8 et MODIS (Fig. IV.19 et IV.20) Identifier l'advection de la poussière dans l'atmosphère au-dessus de l'Afrique de l'ouest comme il est bien détecté le nuage de poussière au-dessus des îles de Canarie, les régions où la poussière enlève depuis l'atmosphère.

À 12 UTC, les nuages denses de poussière sur l'Afrique du Nord à environ 15°N et un front de poussière au-dessus de l'Atlantique sur la côte de l'Afrique de l'Ouest peuvent être clairement observés. Une comparaison de la Fig. IV.12(a) avec la Fig. IV.19(a) a confirmé que les résultats mettent en évidence les principales caractéristiques de l'événement de dépôt sec de la poussière. La dispersion de la poussière désertique sur les régions du sud Algériennes, la Mauritanie, et sur le Sahara occidental est bien observée (Fig. IV.19), sur la même figure, une diffusion additionnelle de la poussière éloignée le front épais vers les îles de Canarie.

À 18 UTC, un dépôt sec plus épais sur le Mali et la Mauritanie et au-dessus de la côte de l'Afrique de l'ouest est bien enregistré par le modèle (Fig. IV.13), et d'autre part, à chaque fois les fortes émissions de la poussière étaient toujours accompagnées par les stridents dépôts de poussière, ce pour cela l'image satellitaire (Fig. IV.20) indiquant qui a été une émission de poussières fortes dans ces régions. Une comparaison entre les figures IV.13 et IV.20 confirme que les résultats par simulations reflètent la réalité du phénomène.

La simulation de la déposition sèche démontre l'amplification du phénomène de transport de la poussière désertique de l'Afrique du Nord qui prend la trajectoire jusqu'aux îles de Canarie, cette trajectoire est capturée par les images satellitaires de deux satellites MODIS et Met-8.

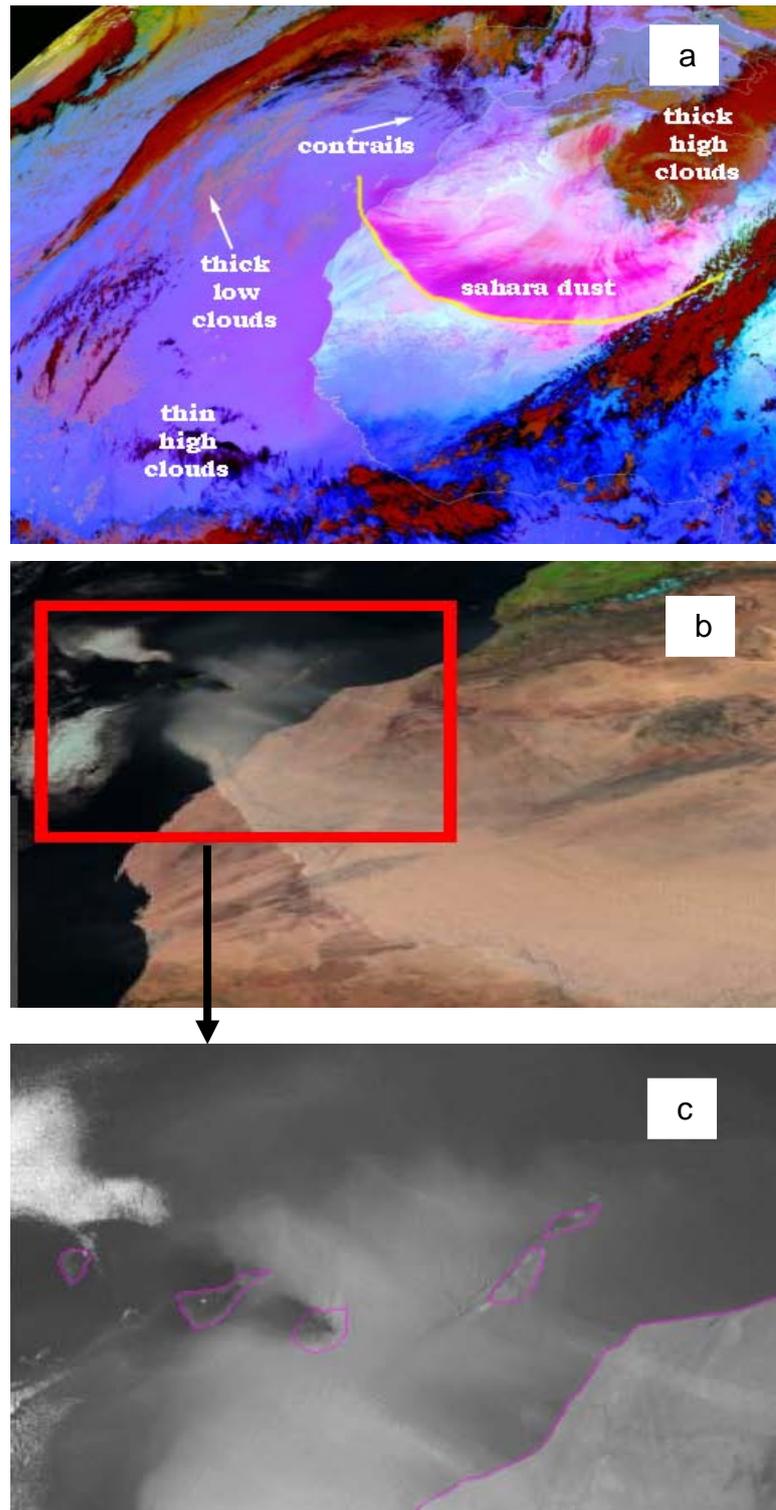


Fig. IV.19: (a) Nuages de poussière Afrique de l'Ouest étendaient au l'océan Atlantique et les îles de Canarie, détectés par (EUMETSAT) Met-8 en 3 Mars 2004 à 12 UTC. (b) Les tempêtes de poussière de N-O de l'Afrique au-dessus des îles Canaries à 18 UTC où le dépôt sec est effectué. Le rectangle rouge indique la zone de dépôts secs. (c) Zoom sur l'île de Canarie montrant une forte concentration de poussière provenant des régions du N-O de l'Afrique (<http://oiswww.eumetsat.org>)

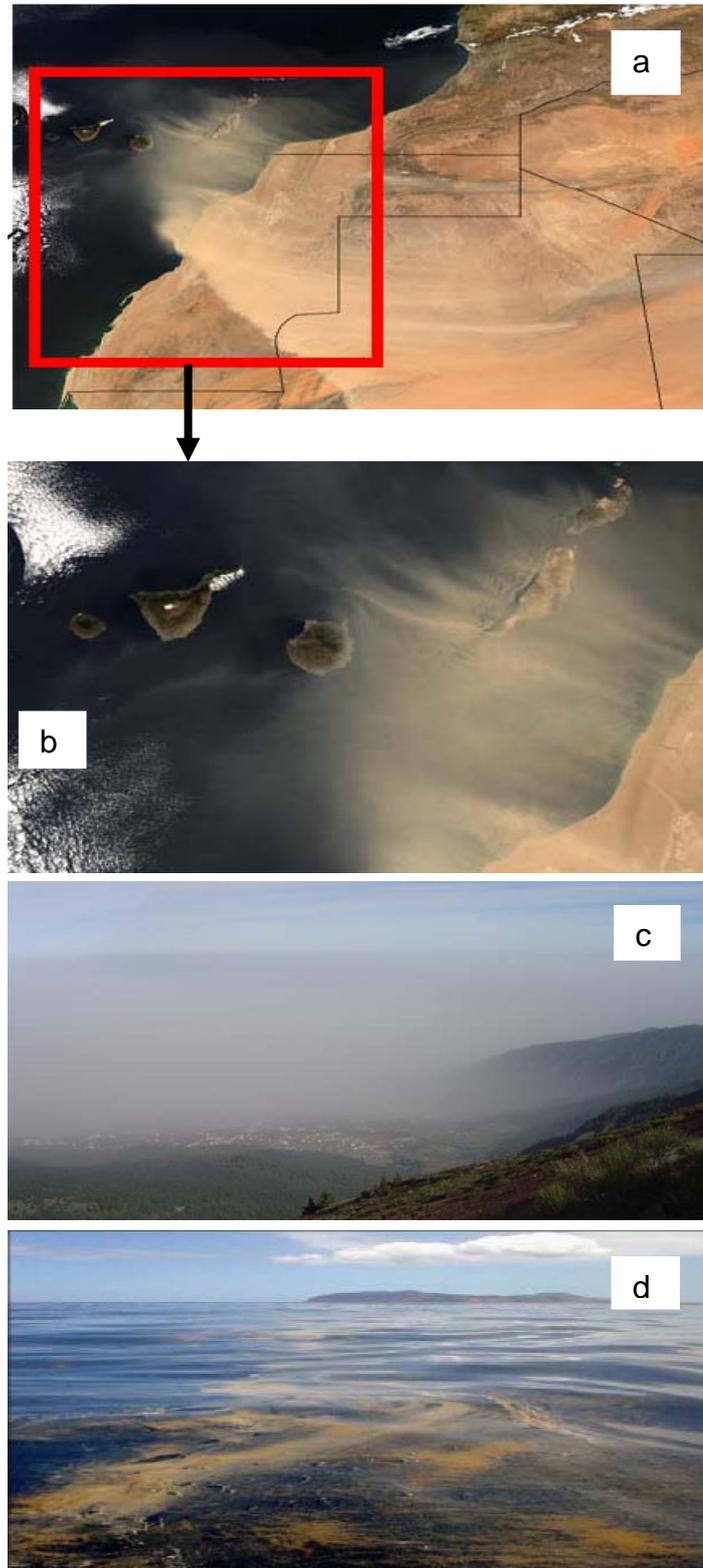


Fig. IV.20 : Le satellite MODIS détecté la tempête de la poussière saharienne de l'Afrique du Nord-Ouest au-dessus des îles Canaries. (a) Image de MODIS à 2000 m, (b) Image MODIS à 250 m. Les images ont été prises depuis la Terre Visible (2004). (c) La poussière désertique du Sahara de l'Afrique du Nord au-dessus des îles du Canarie en 3 mars 2004, Photo: Eugenio Rodriguez 03 Mars (2004), (d) la poussière sur la côte de Grande Canarie, peuvent être associés à la tempête de poussière saharienne du N-Ouest de l'Afrique (shao, et al 2010)

Le transport de la poussière du Sahara de l'Afrique du Nord constitue une quantité très importante de la déposition atmosphérique annuelle dans les îles de Canarie. Les analyses des échantillons d'aérosols et des mesures des dépôts secs en Grande Canarie en différents épisodes de dépôt sèche ont été menées par (Gelado et al 2004, 2012). Les échantillonnages de la poussière ont été effectués à trois stations Pico de la Gorra, Tafira et Taliarte (Fig. IV.6).

Les événements les plus importants de transport de la poussière ont été caractérisés chimiquement; par conséquent, les flux de dépôts secs de métaux l'aluminium (Al), le fer (Fe), le monoxyde de carbone (Co) et le manganèse (Mn) ont été estimés (Gelado et al, 2004) comme illustré dans la à la Fig. IV.21. L'épisode qui avait une concentration maximale des métaux est l'épisode du 3 mars 2004. Les flux de dépôts maximaux de métaux secs sont observés au cours de cet événement quand une large quantité de la poussière désertique transporte depuis l'Afrique du Nord.

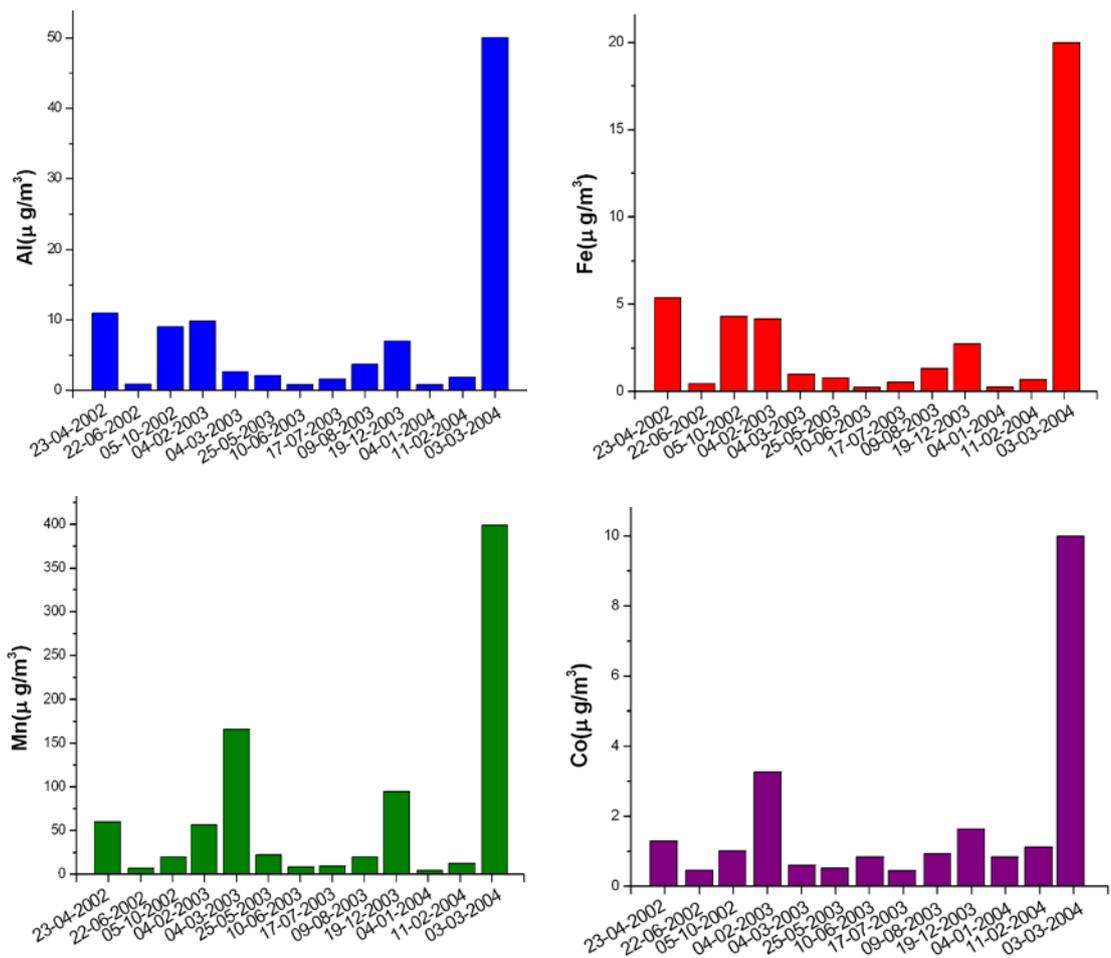


Fig. IV.21 : Flux de dépôts secs des métaux à Grande Canarie, le plus élevé est marqué en 3 Mars 2004. (Gelado et al, 2004)

Guieu et al, 2002, rapporté la concentration d'aluminium qui a été caractérisé les particules minérales, ils trouvent que Al inclus dans la poussière saharienne a environ Al (%) = 7.09 ± 0.79 dans les zones sources et dans les régions où vont les particules se dépose (Sharan End -Memebr) comme il a montré dans le Tableau IV.1.

Mean Concentartion			
Al, %	Saharan Dust 7.09 ± 0.79 (11%)	Saharan Soils 5.78 ± 1.68 (29%)	Dust End-Member 7.09 ± 0.79 (11%)

Tableau. IV.1 : concentration moyenne de l'aluminium (Al) dans la poussière Saharienne (Guieu et al, 2002)

Dans la Fig. IV.22, les valeurs de l'aluminium sont converties en concentration de poussières minérales sur la base de la concentration d'aluminium (Fig. IV.21) et ils sont comparés avec le résultat de modèle pour la période concernée.

La différence élevée entre la concentration minimale et la concentration maximale de l'aluminium par rapport les autres événements est très remarquable (Fig. IV.22) au cours de l'épisode du 3 mars 2004. Une concentration élevée des particules minérales au-dessus de Grande Canarie également démontrée par les résultats de la déposition sèche en 3 mars 2004 relativement est dues au fait que les grands événements de poussières Saharienne sont souvent observés dans cette région (Pye, 1987).

La concentration de l'Al dans Grande Canarie apparaissait comme une indicatrice utile pour quantifier la poussière désertique lors de la déposition.

Conformément à la Fig. IV.22, une très bonne corrélation trouvée entre le résultat par simulation de la concentration de la poussière et la concentration de l'Al mesurée en Grande Canarie.

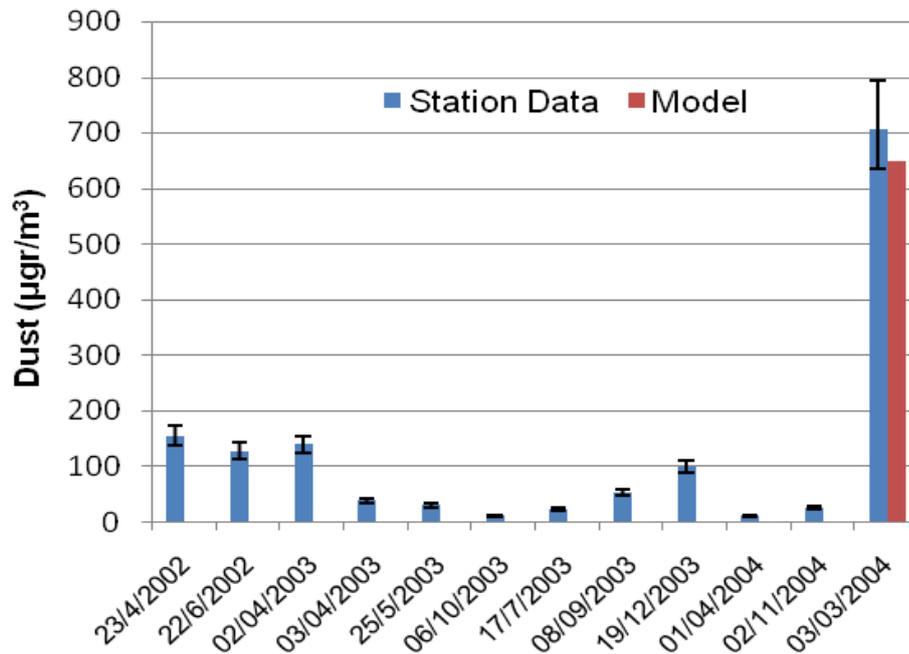


Fig. IV.22 : Comparaison de concentration de l'aluminium dans différents épisodes de dépositions de la poussière provenant des stations météorologiques situées à Grande canarie convertie en concentration de poussière minérale (histogramme bleu) par rapport le résultat par simulation en 3 mars 2004(histogramme rouge)

Selon Menendez et al, 2007, les composants d'échantillons de particules éoliennes recueillies depuis de l'Afrique du Nord dans l'île de Grande Canarie étaient la plupart grossiers dont la fraction de limon ($46 \pm 12\%$) et de l'argile est de ($8 \pm 9\%$).

La courbe de distribution de la taille des particules sont révélées être polymodale avec des maximums correspondant aux argiles ($1.5-2 \mu\text{m}$), très fine- fine limon (f.vf silt : $6-8 \mu\text{m}$), grande limon ($22-35 \mu\text{m}$) et très fines sable (v.f.sand : $62-130 \mu\text{m}$), comme le montre la Fig. IV.23. D'après cet figure, Il y avait une augmentation de la fraction des particules très fine-fine limon (f.vf.silt), et diminution de pourcentage des particules argile, en accord avec les conditions aérodynamiques de la suspension et le transport des particules avant l'accumulation, les particules retenues pour l'investigation de dépôt sec au dessus des îles de Canarie correspondante à ceux utilisée par (Menendez) comme précisé dans le Tableau. IV. 2.

I. Menendez et al, 2007	Present Work
Clay (<2 μm)	Clay (1,46 μm)
m. silt(8–16 μm)	Small Silt (12,2 μm)
c.-v.c. silt (16–62 μm)	Large Silt (36 μm)
v.f. sand (62–125 μm)	Sand (76 μm)

Tableau IV.2: Comparaison les analyses de la texture de l'échantillonnage de poussière éolienne recueillie à Grande Canarie et la sortie du modèle lié à la fraction du dépôt sec des quartes tailles de particule.

La sortie du modèle concernant le pourcentage de la déposition sec dans la Grande Canarie en 3 mars 2005 à 18 UTC est schématisé aussi dans la Fig. IV.23, dans la courbe de la simulation (60%) le pourcentage extrême atteindre par la déposition de la particule petite limon, équivalente de deux fois le pourcentage de la déposition sec de la particule m.silt mesuré, se la traduit par le fait une déposition énorme enregistré pendant cette période.

Comme il a été dit avant que la particule sable ne peut pas transporter une longue distance (suspension en long terme voire Tableau III.3), alors cette particule n'a pas été mis en place en Grande Canarie.

La valeur négative de la particule large limon signifie que cette particule ne montre pas leur dépôt dans la région concerne pour la déposition à 18 UTC, cependant elle atteindre 10 % quand elle soumit à une vitesse friction seuil, cela provoqué par des changements temporels et changement climatique dans les dépôts de poussière.

Le model trouve que la particule argile à une déposition éminente similaire a la même taille de particule qui collectée en Grande Canarie. La diminution progressivement de la fraction de cette particule signifie la longue trajectoire (long range transport) qui peut parcourir par la particule d'argile à cause de sa petite taille et du fait de conditions météorologiques favorables avant entraîner dans le processus de dépôt dans l'île de Grande Canarie.

En raison de dépôts secs élevés de particule d'argile à 18 UTC, la petite fraction de cette particule montrée par le modèle est de (30%) est identique aux particules d'argile maximale mesurée en Grande Canarie.

À partir de ces comparaisons entre les résultats des modèles et les analyses de texture des échantillons de poussières éoliennes du 3 mars 2004 à 18 UTC qu'une quantité très importante de dépôts secs qui transportait depuis le Sahara de l'Afrique du nord a été bien convaincue.

À cause de cet extrême transport le dépôt sec des quatre particules dans l'île de Grande Canarie accompagner pour de nombreux facteurs tels que les caractéristiques

physico-chimiques des particules et les conditions météorologiques associées aux transports éoliens.

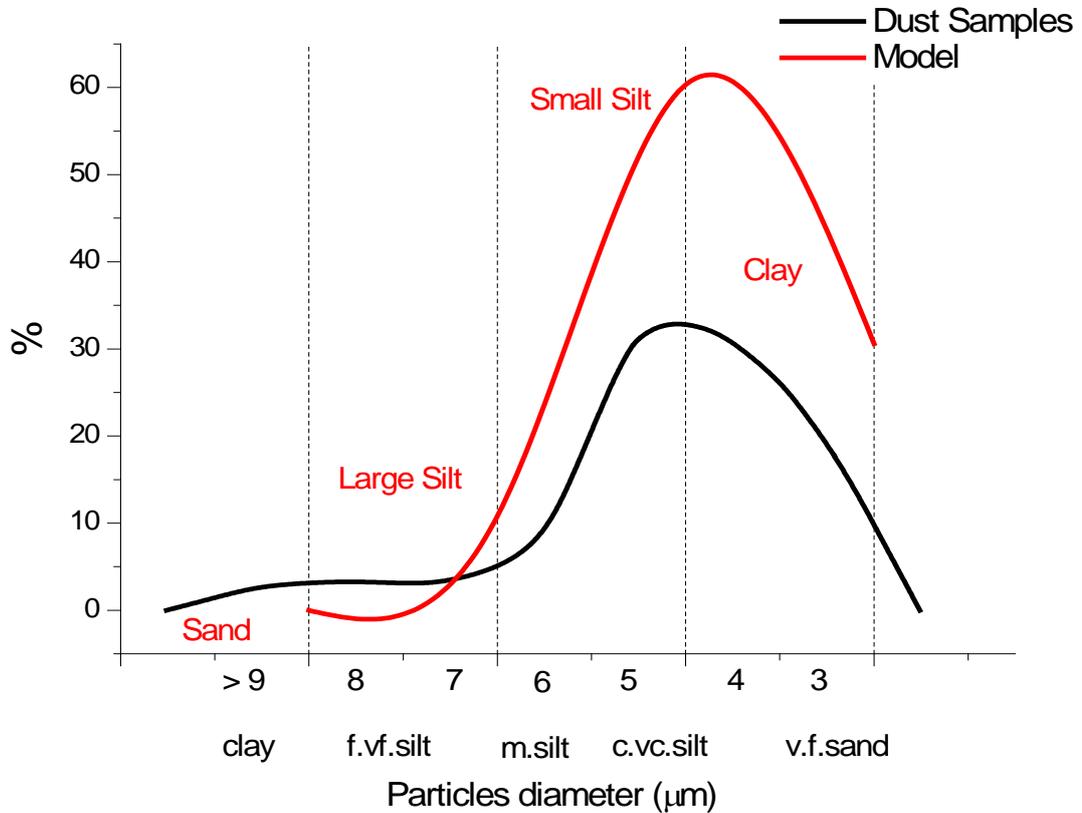


Fig. IV.23: Comparaison entre la fraction de textures polymodales établie les échantillons de poussières éoliennes dans l'île de Grande Canarie et les résultats du modèle de fraction de dépôt sec en 3 Mars 2004 à 18 UTC

IV.5 Conclusion

Les résultats obtenus par la simulation soient les conditions météorologiques, soit la déposition sèche de quatre particules à savoir le sable, l'argile, le grand limon et le petit limon ont montré une assez bonne approche numérique de la modélisation des émissions des aérosols désertiques, ils ont établi que l'épisode du 3 mars 2004, une spacieuse tempête de poussière à l'échelle régionale a été développé dans le N-O du Sahara de l'Afrique du Nord.

Sous l'influence du mouvement cyclogénèse et la formation du front froid, une grande partie de la poussière émise par le Sahara occidental a été pris au piège dans la masse d'air froid, formant une structure frontale visible de la poussière.

Le front de la poussière a été lié à une densité de courant causée par un fort évaporateur, de refroidissement le long d'un avancement d'une bande nuageuse de précipitation qui a pénétré dans le Nord du Sahara à haute altitude.

Des vents violents près de la surface ou l'émission de la poussière sont très extensifs derrière de ce système frontal, conduit à une grande échelle extraordinaire, constituée une brume sèche fréquente sous forme un grand arc épais qui a déferlé sur l'Afrique de l'Ouest et accompagniez par une déposition sèche vigoureuse au-dessus des îles des Canaries où il est chuté une quantité importante de poussière.

En effet, l'évolution du phénomène enregistré sur quelques stations météorologiques sahariennes est conforte les précisions apportées par les images satellitaires, démontre l'amplification du phénomène de transport de la poussière désertique de l'Afrique du Nord qui prendre la trajectoire jusqu'as les îles de Grande Canarie.

Les résultats de la déposition sèche de cet événement ont été bien convaincus avec les analyses de texture des échantillons pris des stations météorologiques situées à Grande Canarie.

Conclusion et perspective

Dans ce travail, plusieurs aspects dynamiques d'un événement naturel en 3 mars 2004, concernant une quantité spectaculaire très importante des dépôts secs au dessus des îles de canaries transportée depuis le Sahara de l'Afrique du nord, ont été étudié et leurs majors caractéristiques ont été analysés.

Les analyses des conditions météorologiques favorables de cycle de vie des aérosols désertiques et celle de la déposition sèche de cet événement ont été effectuées par une simulation numérique à l'aide d'un modèle régionale météorologique Eta, couplé avec le module de la poussière désertique DREAM.

Les résultats obtenus par la simulation montrent que l'événement accompagné par des conditions météorologiques inhabituelles dans de vastes parties de l'Afrique du Nord, lorsqu' une descente d'air froid de nord active le long d'un avancement d'une bande nuageuse de précipitation qui a pénétré dans le Nord du Sahara à haute altitude, notamment une basse température et extrêmes précipitations en Libye et les mouvements cycloniques, près des côtes de l'Espagne au-dessus de l'océan Atlantique et au-dessus de la Libye fait une perturbation générée des vents violents et secs (Nordiques au-dessus du Sahara du Nord, N-E au-dessus du Sahara occidental, N-O au-dessus du Sahara oriental) près de la surface dominée des vastes zones du Sahara fournissent d'excellentes conditions pour le développement de tempêtes de poussières graves et les plus répandues en Afrique du Nord.

La dynamique remarquée lors du mouvement cyclogénèse et la formation du front froid, notamment le mouvement des vents surfaciques (vent à 10 m) du 3 mars 2004 découle une grande quantité de la poussière entraînée dans l'atmosphère a été prise au piège dans la masse d'air froid, formant une structure frontale visible de la poussière.

Par conséquent, le front de la poussière est conduit à une grande échelle extraordinaire, et constitue une brume sèche en forme d'un grand arc épais balaye la poussière du Sahara à travers le sud Algérien, le Mali, la Mauritanie et le Sahara occidental, il produit aussi une brume sèche sur la proximité des zones de source et accompagné par une déposition sèche vigoureuse au-dessus des îles des canaries où chute une quantité importante des particules minérales.

Les résultats obtenus par la simulation de la déposition sèche de quaternaires particules à savoir le sable, l'argile, le grand et le petit limon au dessus de l'Afrique du

Nord aussi bien qu'au-dessus des îles de canaries ont montré une assez bonne approche numérique de la modélisation des émissions et de la déposition sèche des aérosols désertiques, prouvent que durant l'épisode du 3 mars 2004, une spacieuse tempête de poussière à l'échelle régionale a été développée dans le N-O du Sahara de l'Afrique du Nord.

Les résultats indiquent une relation proportionnelle entre la vitesse de la déposition sèche et les propriétés des particules ainsi que les conditions atmosphériques. La sédimentation se fait par taille de particule, les plus grosses chutent en premier et les plus petites en dernier. En conséquence, les plus grosses et les plus lourdes particules se déposeront près de la région d'origine, tandis que les plus petites tomberont très loin de leur source.

Les résultats montrent aussi une excellente approche des vitesses de vent du 1 à 3 mars 2004 mesurées dans la station (OT) située en île de Ténériffe, le décroissement de la vitesse du vent à la fois l'observation et la simulation de l'épisode du 3 mars 2004 exprime le processus de dépôt sec sur la Grande Canarie.

En effet, l'évolution du phénomène enregistré sur quelques stations météorologiques sahariennes conforte les précisions apportées par les images satellitaires, démontre l'amplification du phénomène de transport de la poussière désertique depuis l'Afrique du Nord qui prend la trajectoire jusqu'as l'île de Grande Canarie.

La concentration d'aluminium semble être un traceur utile utilisé comme un indicateur de l'intrusion de la poussière, subséquemment la concentration élevée de l'aluminium mesurée dans les stations météorologiques situées en Grande Canarie en 3 mars 2004 était dont l'origine est la grande quantité de poussière qui a été déplacée depuis l'Afrique de l'Ouest. Une bonne corrélation a été trouvée entre le résultat concernant la concentration des poussières et celle d'aluminium.

Les résultats de la déposition sèche de cet événement ont été bien en accord avec les analyses de texture des échantillons pris des stations météorologiques situées à Grande Canarie. La Courbes de distribution de la taille des particules a été jugée polymodale dans la comparaison entre les analyses de texture des échantillons de poussières éoliennes recueillies à Grande Canarie et les résultats de modèles liés à la fraction du dépôt sec de quatre particules. A 18 UTC, il y avait une quantité significative de dépôt sec des deux particules petites limon et d'argile. Cependant les

grosses particules tombent, atteignant une vitesse terminale et ne sont pas transporté plus de quelques centaines de kilomètres.

La descente active de l'air froid de nord le long d'un avancement d'une bande nuageuse de précipitation qui a pénétré dans le Nord du Sahara à haute altitude, notamment une basse température et extrêmes précipitations en Libye, en 3 mars 2004, nous conduisent au deuxième mode de la déposition, c'est la déposition humide, pour compléter la compréhension du cycle de vie des aérosols désertiques. La déposition humide se produit lors de la précipitation en 3 mars 2004 dans les régions N-E de l'Afrique du Nord tandis que la déposition sèche se produit dans les régions N-O.

Alors les deux modes de la déposition ont été produits simultanément dans l'événement naturel du 3 mars 2004. Dans ce contexte il est recommandé de réaliser une investigation numérique de la déposition humide.

Références

I. Tegen, I. Fung; Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness; *Journal of Geophysics* 99, p. 22,897-22,914; 1994.

E. M. Zubler, D. Folini, U. Lohmann, D. Lüthi, A. Muhlbauer, S. Pousse-Nottelmann, C. Schär, M. Wild; Implementation and evaluation of aerosol and cloud microphysics in a regional climate model; *Journal of Geophysical Research* 116; 2011.

Washington R, Todd M, Middleton NJ, Goudie AS: Dust-storm source areas determined by the total ozone monitoring spectrometer and surface observations *Ann Assoc Am Geogr* 93 (2): 297-313 Jun 2003.

Rosenfeld, D., Y. Rudich, and R. Lahav, Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 98, 5975–5980, 2001.

S. Nickovic, G. Kallos, A. Papadopoulos, and O. Kakaliagou, “A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere,” *Journal of Geophysical Research D*, vol. 106, no. 16, pp. 18113–18129, 2001.

Taylor. D.A. Dust in the wind. *Environ Health Perspect.* 110(2): A80-7. 2002.

I. Tegen, “Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system,” *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, no. 18-19, pp. 1821– 1834, 2003.

Y. Shao, K.-H. Wyrwoll, A. Chappell et al., “Dust cycle: an emerging core theme in Earth systems science,” *Aeolian Research*, vol. 2, no. 4, pp. 181–204, 2011.

A. Bozlaker, J. Prospero, M. P. Fraser, S. Chellam. Quantifying the Contribution of Long-Range Saharan Dust Transport on Particulate Matter Concentrations in Houston, Texas, using Detailed Elemental Analysis. *Environmental Science & Technology*, 2013; 130819114111002 DOI: 10.1021/es4015663

Haustein, K., C. Pérez, J.M. Baldasano, O. Jorba, S. Basart, R.L. Miller, Z. Janjic, T. Black, S. Nickovic, M.C. Todd, and R. Washington, 2012: Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model - Part 2: Experimental campaigns in Northern Africa. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 2933-2958, doi:10.5194/acp-12-2933-2012.

J.T. Houghton et al., eds., Cambridge U. Press, pp. 239-287.2001.

Tegen, I., Heinold, B., Todd, M.C., Helmert, J., Washington, R. and Dubovik, O., 2006. Modelling soil dust aerosol in the Bodélé depression during the BoDEX campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 4345-4359

Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, J.F. Léon, and N.M. Mahowald. Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JD009484. 2008.

P Ginoux, JM Prospero, O Torres, M Chin, Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation, *Environmental Modelling & Software* 19 (2), 113-128.2004.

C. S. Zender, H. Bian, and D. Newman, “Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: description and 1990s dust climatology,” *Journal of Geophysical Research D*, vol. 108, no. 14, pp. 1–19, 2003.

Marticorena, B., Bergametti, G., Aumont, B., Callot, Y., N’Doume, C., and Legrand, M.: Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102, 4387-4404, 1997.

J. M. Prospero, “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 of the United States of America*, vol. 96, no. 7, pp. 3396–3403, 1999.

Xue Y., H. Juang, W.-P. Li, S. Prince, R. DeFries, Y. Jiao and R. Vasic. Role of land surface processes in monsoon development : East Asia and West Africa, *J. Geophys. Res.*, 109, doi :10.1029/2003JD003,556.2004

P. Knippertz and A. H. Fink, “Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak,” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 132, no. 617, pp. 1153–1177, 2006.

Charba, J., 1974, Application of Gravity Current Model to Analysis of Suall-Line Gust Front, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 140–156.

D Bou Karam, C Flamant, P Knippertz, O Reitebuch, J Pelon, Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region: A representative case-study *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134 (632), 621-634. 2008

S. Fiedler, K Schepanski, B. Heinold, P. Knippertz, I. Tegen, Climatology of nocturnal low-level jets over North Africa and implications for modeling mineral dust emission *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118 (12), 6100-6121.2013

Y. Shao, A. H. Fink, and M. Klose, “Numerical simulation of a continental-scale Saharan dust event,” *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, no. 13, 2010.

K.. Pye, *Aeolian Dust and Dust Deposition*, Academic Press, London, UK, 1987.

Marticorena, B., and Bergametti, G.: Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 6415-16430, 1995.

- Janjic, Z.I., The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927-945. 1994.
- M. Rashidi, G. Hetsroni, and S. Banerjee, "Particle-turbulence interaction in a boundary layer," *International Journal of Multiphase Flow*, vol. 16, no. 6, pp. 935–949, 1990.
- Kishcha, P., Alpert, P., Shtivelman, A., Krichak, S., Joseph, J., Kallos, G., Spyrou, C., Gobbi, G.P., Barnaba, F., Nickovic, S., Perez, C., and J.M. Baldasano. Forecast errors in dust vertical distributions over Rome (Italy): Multiple particle size representation and cloud contributions. *J. Geophys. Res.*, 112, D15205, doi:10.1029/2006JD007427, 2007.
- G. Kallos, "The regional weather forecasting system SKIRON: a general overview," in *Proceedings of the Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments*, Athens, Greece, 1997
- G. Kallos and P. Katsafados, *Desert Dust Uptake-Transport and Deposition Mechanisms-Impacts of Dust on Radiation, Clouds and Precipitation*, Fluid Mechanics of Environmental Interfaces, Taylor and Francis e-Library, 2008.
- D'Almeida, G.A., 1986. A model for Saharan dust transport. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25, 903–916
- D. Bou Karam, C. Flamant, J. Cuesta, J. Pelon and E. Williams, Dust emission and transport associated with a Saharan depression: February 2007 case, *Journal of Geophysical Research*, DOI: 10.1029/2009JD012390. 2010.
- S. Bouzid, *Météorologie Spatiale et Climat Mondial Centre Régional Africain des Sciences et Technologies*, Mémoire de Master en Sciences et Technologies 2005.
- Prospero, J.M., and T.N. Carlson, , Saharan air outbreaks over the Tropical North-Atlantic, *Pure and Applied Geophysics* 119 (3), 677–691. 1981.
- Menéndez J. L. D'íaz-Hernández, J. Mangas, I. Alonso, and P. J. Sánchez-Soto, "Airborne dust accumulation and soil development in the North-East sector of Gran Canaria (Canary Islands, Spain)," *Journal of Arid Environments*, vol. 71, no. 1, pp. 57–81, 2007.
- M. D. Gelado, M. J. Rodríguez, J. J. Hernandez et al., *Dust Deposition Fluxes to Northeastern Subtropical Atlantic (Canary Islands)*, Universidad de las Palmas de Gran Canaria, Gran Canaria, Spain, 2004.
- Duce, R.A., , The impact of atmospheric nitrogen, phosphorus, and iron species on marine biological productivity, in P. Buat-Menard (Ed.), *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, 497-529. 1986.
- G. Bergametti, *Apports de matière par voie atmosphérique à la Méditerranée occidentale: aspects géochimiques et météorologiques [Ph.D. dissertation]*, Université Paris VII, 1987.

- K.W.Nicholson, "The dry deposition of small particles: a review of experimental measurements," *Atmospheric Environment*, vol. 22, no. 12, pp. 2653–2666, 1988.
- Todd, M.C., Martins, V., Washington, R., Lizcano, G, Dubovik, O., M'Bainayel, S., and Engelstaedter, S., 2007. Mineral dust emission from the Bodele Depression, Chad during BoDEX. *Journal of G.R* 112, D06207, doi:10.1029/2006JD007170. 2005.
- F. Giorgi, "A particle dry deposition parameterization scheme for use in tracer transport models," *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, pp. 9794–9806, 1986.
- A.S. Goudie, N.J. Middleton; *Desert Dust in the Global System*; ISBN-10 3-540-32354-6 Springer Berlin Heidelberg New York. 2001.
- Chiapello, I., C. Moulin, and J.M. Prospero, Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S10, doi :10.1029/2004JD005132. 2005
- P. Sancho, J. De La Cruz, A. Diaz et al., "A five-year climatology of back-trajectories from the Izana baseline station, Tenerife, Canary islands," *Atmospheric Environment A*, vol. 26, no. 6, pp. 1081–1096, 1992.
- P. Dorta, M. D. Gelado, P. Cardona. "Algunas consideraciones sobre la importancia del polvo de origen sahariano en el clima del archipiélago canario y su aporte a las aguas superficiales oceanicas," in *Publicaciones de la AEC*, pp. 13–24, El agua y el clima, Palma de Mallorca, Spain, 2002.
- P. Dorta, M. D. Gelado, and J. J. Hernandez, "Frecuencia, estacionalidad y tendencias de las advecciones de aire shariano en Canarias (1976–2003)," in *Investigaciones Geograficas*, vol. 38, pp. 23–45, Instituto Universitario de Geografia. Universidad de Alicante, 2005.
- M. D. Gelado-Caballero, P. L´opez-Garc´ia, S. Prieto, M. D. Patey, C. Collado, and J. J. H´ernndez-Brito, "Long-term aerosol measurements in Gran Canaria, Canary Islands: particle concentration, sources and elemental composition," *Journal of Geophysical Research D*, vol. 117, no. 3, Article IDD03304, 2012.
- Schütz, L., R. Jaenicke, and H. Pietrer, , Saharan dust transport over the north Atlantic ocean, in *Desert dust: origin, characteristics, and effects on man*, T. L. Péwé (Ed.), *Geol. Soc. Am.*, Boulder, 87-100. 1981.
- Tegen, I., and Lacis, A. A.: Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol, 101, 19237-19244, 1996.
- R. Bagnold; *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*; *Proceedings of the Royal Society A* 225 49; 1954.
- Constantinon, C., Pedro, D. An unusual "blood rain" over the Canary Islands "Spain". The storm of January 1999. *Journal of Arid Environments*, 55, p 765-783. 2003.

R. Ausra, "Aerosol deposition to coastal forests: a wind tunnel approach," Dissertations 43/2011, Linnaeus University, 2011.

Alfaro, S. C., and L. Gomes, Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), 18,075–18,084. 2001.

Brooks, N.P.J., and M. Legrand, , Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in Linking climate change to landsurface change, *McLaren S.J. and Kniveton D.* (Eds), Chapter 1, Kluwer Academic Publishers, 1-25. 2000

Chaboureau, J.-P., P. Tulet, and C. Mari, Diurnal cycle of dust and cirrus over West Africa as seen from Meteosat Second Generation satellite and a regional forecast model, *Geophys. Res. Let.*, 34, L02822, doi:10.1029/2006GL027771. 2007.

A. Arakawa. "Design of the UCLA general circulation model. Numerical Simulation of Weather and Climate," Tech. Rep.7, Department of Meteorology, University of California, LA, Calif, USA, 1972.

D. A. Vallero. Fundamentals of air pollution, 4th ed. ISBN 978-0-12-373615-4, 2008

Ishizuka M, Mikami M, Zeng FJ, Gao WD, Yamada Y. Measurements of soil water content using time domain reflectometry sensor and water vapor in the surface soil layer at the gobi site in the taklimakan desert. *J Meteorol Soc Japan* 83: 987–999. 2005.

Gillette DA, Adams J, Muhs D, Kihl R. Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air. *J Geophys Res* 87: 9003–9015. 1982

Nickling WG, Gillies JA. Emission of fine-grained particulates from desert soils. In: Leinen M, Sarnthein M (eds) *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, Kluwer Academic, Dordrecht, pp 133–165. 1989.

Kardous, M., **2005**, Quantification de l'érosion éolienne dans les zones arides tunisiennes: Approche expérimentale et modélisation, Thèse de doctorat, Université Paris 12 Valde-Marne, 298 pp.

AMMA-EU. 2007. D6.1.e: Report on data submitted to database. Available online at www.amma-eu.org/workspaces/work_package_s_workspace/demonstrationtraining/wp6_1/deliverables/d6-1-e-reporton-data.

Schepanski, K., Tegen, I., and Macke, A.: Saharan dust transport and deposition towards the Tropical Northern Atlantic, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 8, 16061-16096, doi:10.5194/acpd-8-16061-2008, 2008.

Kaufman, Y. J., I. Koren, L.A. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, and S. Fan, Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging

Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12, doi:10.1029/2003JD004436.2005.

N. Mahowald, K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. Harrison, C. Prentice, M. Schulz, H. Rodhe, Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research*, 104, 15895-15916, 1999.

Garratt, J. R. *The atmospheric boundary layer*, Cambridge University Press. 1992.

Y. Shao, *Physics and Modelling of Wind Erosion*, Springer, Berlin, Germany, 2 editions, 2008.

Pye K. *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, London. 1987.

Alfaro SC, Gaudichet A, Gomes L, Maille M. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting. *J Geophys Res* 102: 11,239–11,249.1997.

Iversen JD, White BR (1982) Saltation threshold on Earth, Mars and Venus. *Sedimentology* 29: 111–119

Roberson, John A.; Crowe, Clayton T. *Engineering Fluid Mechanics*, Edité par Houghton Mifflin, ISBN 10: 0395283574 / ISBN 13: 9780395283578 . 1980

Tennekes A., « The Logarithmic Wind Profile » *Journal of Atmospheric Sciences*. vol. 30, pp. 234-238, 1973.

Chepil, W. S. Properties of soil which influence wind erosion: IV. State or dry aggregate structure, *Soil Sci.*, 72, 387-401. 1951.

W. G.N. Slinn, "Predictions for particle deposition to vegetative canopies," *Atmospheric Environment*, vol. 16, no. 7, pp. 1785–1794, 1982.

W. Ruijgrok, C. I. Davidson, and K. W. Nicholson, "Dry deposition of particles: implications and recommendations for mapping of deposition over Europe," *Tellus B*, vol. 47, no. 5, pp. 587–601, 1995.

Smagorinsky, J. General Circulation experiments with the primitive equations. Part I. The basic experiment, *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99-164. 1963.

Engelstaedter, S., and R. Washington, Temporal controls on global dust emissions: The role of surface gustiness, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15805, doi:10.1029/2007GL029971. 2010.

Herman, J.R., P.K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor and E. Celarier, Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16911-16922. 1997.

Mokhtari, M. Amélioration de la prise en compte des aérosols terrigènes dans les modèles atmosphériques à moyenne échelle. Ecole doctorale, Sciences de l'Univers, de l'environnement et de l'espace (SDU2E, 2012).

Sultan, B., S. Janicot, and P. Dobrinski. Characterisation of the the diurnal cycle of the West African monsoon and monsoon onset, *J. Climate*, 20, 4014-4032.2007.

Hamilton, R. A. and J. W. Archibald, , *Meteorology of Nigeria and adjacent territory*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 71, 231-262, 1945.

Bou Karam, D., C. Flamant, P. Knippertz, O. Reitebuch, M. Chong, J. Pelon, and A. Dabas. Dust emissions over the Sahel associated with the West African Monsoon inter-tropical discontinuity region: a representative case study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134: 621–634.2008.

Perry K, Cahill T, Eldred R, Dutcher D .Long-range transport of North African dust to the eastern United States. *J Geophys Res* 102(D10):11,225– 12,238.1997

C. Kocha, J.-P. Lafore, P. Tulet and Y. Seity, High-resolution simulation of a major West African dust-storm: comparison with observations and investigation of dust impact, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* Volume 138, Issue 663, pages 455–470, 2011.

Kaufman, Y. J., I. Koren, L.A. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, and S. Fan, Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*,110, D10S12, doi:10.1029/2003JD004436. 2005

Luo C, Mahowald NM, del Corral J . Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution. *J Geophys Res* 108: 4447, doi: 10.1029/2003JD003483, doi: 10.1029/2003JD003483. 2003.

Jickells T.D., Z.S. An, K.K. Andersen, A.R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J.J. Cao, P.W. Boyd, R.A. Duce, K.A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. La Roche, P.S. Liss, N. Mahowald, J. Prospero, A.J. Ridgwell, I. Tegen, and R. Torres, *Global Iron Connections: Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry and Climate*, *Science*, 308, 5708, 67-71.2005.

Mesinger, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteor. Aeronaut.*, 44, 195-202. 1984.

Zakey, A.S., F. Solmon, and F. Giorgi, Implementation and testing of a desert module in a regional climate model, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4687-4704. 2006.

Fécan, F., B. Marticorena, and G. Bergametti, , Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for semi arid areas, *Ann. Geophys.*, 17, 149-157. 1999.

ANNEX

Conférences international

B. DOUAIBA, G. KALLOS " Meteorological conditions favorable of North African dust cycle" 19th International Conference on Modeling, Monitoring and Management of Air Pollution, 19 - 21 September 2011- Malta.

B. DOUAIBA, A. Azzi , A.Benlefki " Dry deposition over the Mediterranean regions during the event of 03/03/04" Proceeding of 2011 International Congress on Environmental Science and Technologies for a Sustainable Development" Hammamet, Tunisia 20-22 March,2011.

B. DOUAIBA, A. Azzi, L. Aidaoui, A.Benlefki, G.Kallos "Atmospheric mineral dust Load of North African Sahara by Using SKIRON/Eta model Case of 01/03/04 - 06/03/04" International Conference on Computational Methods for Energy Engineering and Environment: ICCM3E. Sousse, Tunisia, 20-22 November, 2009.

B. DOUAIBA, G. Kallos, A.Azzi, P.Louka and A. Benlefki:" Analysis of two Saharan dust events of North Africa in the Mediterranean region by Using SKIRON/Eta model". EGU General Assembly 2009 of the European Geosciences Union. 19-24 April 2009 in VIENNA - AUSTRIA.

B. DOUAIBA, G.Kallos, A. Azzi, and P. Louka "North Africa dust cycle in the Mediterranean region". 9th Highway and Urban Environment Symposium. 9-11 June 2008, in Madrid, SPAIN.

B. DOUAIBA, A. Azzi, A. Khorsi, P. Louka, L. Aidaoui, and G. Kallos:"Sources sink from North African dust cycle in the Mediterranean region". Forthcoming General Assembly 2008 of the European Geosciences Union, 13-18 April 2008, VIENNA, AUSTRIA.

B. DOUAIBA, G. Kallos, A. Azzi, P.Louka, "North African dust in the Mediterranean region and its impact on environment and climate." Second Accent Symposium, from 23rd to 27th July 2007 in Urbino, ITALY.

A.Benlefki, A. Azzi, **B. DOUAIBA** " Oran agglomeration grid generation for the urban atmospheric simulation using the SUBMESO model" Proceeding of 2011 International Congress on Environmental Science and Technologies:"for a Sustainable Development" Hammamet, Tunisia 20-22 March, 2011.

L.Aidaoui, A. Azzi, S.Zoras, A.Merah, S.Papalexioiu and **B. DOUAIBA** " Numerical simulation of atmospheric pollution over a heavily industrial area" International Conference on Computational Methods for Energy Engineering and Environment: ICCM3E. Sousse, Tunisia, 20-22.

Research Article

Dry Deposition from Sahara Sources Regions of Western Africa

B. Douaiba,¹ A. Azzi,¹ A. Khorsi,² and A. Benlefki³

¹ Faculty of Mechanical Engineering, University of Sciences and Technology of Oran, Oran, Algeria

² School in Science and Technology of Oran, Algeria

³ Algerian Petroleum Institute IAP, Arzew, Oran, Algeria

Correspondence should be addressed to B. Douaiba; hakou.djawed2005@yahoo.fr

Received 14 November 2013; Accepted 26 January 2014; Published 17 March 2014

Academic Editor: Gianluigi de Gennaro

Copyright © 2014 B. Douaiba et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Sahara dust storms during March 2004 have attracted much attention from the dust-research community due to their intensity, wide coverage, and endurance. In the present work, the dry deposition mechanisms of mineral dust are analysed during an event on the 3 March 2004 over the Northwest African coast. This particular case was chosen based on the strong dry removal that occurred, rendering it ideal for examining the deposition processes. The simulation of synoptic conditions and dry deposition of four dust particles including clay, small silt, large silt, and sand was performed with Eta model, coupled with a desert dust cycle module. The results have been compared with surface data from weather stations in North Africa, data of dry metals from stations located in Gran Canaria, and various satellite images such as European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer for the period in question.

1. Introduction

The global source strength of mineral aerosol is currently estimated to a value between 1000 and 5000 Mt-yr⁻¹, for example, [1, 2], more than half generally originates over West Africa [3–5], compared to several hundred Mt-yr⁻¹ for sulphate aerosol, for example, [6] that deposited over Atlantic Ocean as well as the Canary Islands [7]. Dry deposition from Sahara sources regions of western Africa containing compounds such as sulphate, nitrate, or radioactive substances has been studied worldwide over the last 30 years, and there remains a discrepancy between both measurement results and model predictions.

The presence of some metals such as Al, Fe, Co, and Mn, in dust may significantly modify the marine biochemistry and may change the phytoplankton communities resulting in fast growth rates leading to blooms [8], after deposition to Ocean waters [9].

Dry deposition is the transfer of airborne dust particles to the surface through different mechanical processes, mainly Brownian diffusion, interception, inertial impaction, and sedimentation [10, 11]. Each of these processes operates most effectively in a different particle size range.

Dry deposition is caused by impaction when an aerosol particle transported by the flow towards an obstacle cannot, when its inertia is too large, follow the flow deviation in the vicinity of the obstacle. Thus the particle collides with the obstacle surface and remains on its surface when the particle rebound is ignored.

Dry deposition also occurs via interception when particles of small inertia, which perfectly follow the streamlines of the mean flow field, pass in the vicinity of an obstacle and are held back because the distance between the particle centre and the surface is smaller than its radius [12].

The Brownian diffusion affects very fine particles, typically smaller than 0.1 μm. In forced convection, particles diffuse towards the obstacle surface, considered a perfect sink. The limiting deposition factor is the transfer through the boundary layer which surrounds the obstacle. In sedimentation, the deposition process is caused by gravity; it provides a direct force for moving particles through the turbulent boundary layer, through small-scale eddies near the surface and through the quasilaminar layer immediately adjacent to the surface [13, 14]. However, gravity is an inefficient removal mechanism for particles smaller than 1 μm. Very large particles fall, reaching a terminal velocity.

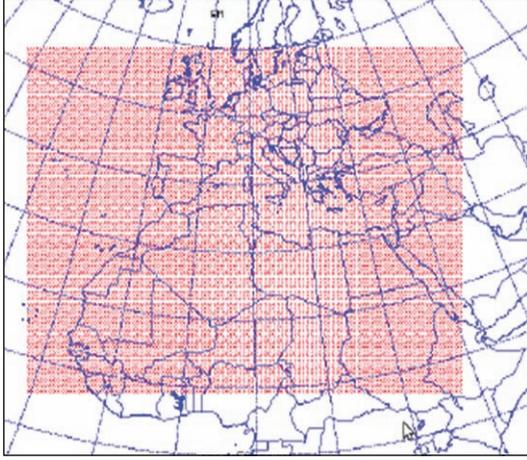


FIGURE 1: Area of simulation.

TABLE 1: Feature of typical dust particle.

k	Type	Typical particle radius R_k (μm)	Particle density ρ_k (g/cm^3)	Total mass γ_k
1	Clay	0.73	2.50	0.08
2	Small silt	6.10	2.65	1.00
3	Large silt	18.00	2.65	1.00
4	Sand	38.00	2.65	0.12

The dry deposition velocities are calculated as a function of particle size, density, friction velocity, and surface characteristics and they include the contributions of turbulent transfer, Brownian diffusion, impaction, interception, gravitational settling, and particle rebound [15, 16]. Generally, the dry deposition velocity decreases with an increasing of particle size for particle smaller than $0.1 \mu\text{m}$ and increases with particle size for particles larger than $2 \mu\text{m}$ [17, 18].

For the smallest clay and silt particles as shown in Table 1, inertial impaction, interception, and gravitational settling plays the dominant role. Deposition by impaction increases with particle size and by decreasing of wind speed, and it is also strongly influenced by surface structure [24, 25]. Concerning the large silt and sand particles gravitational settling becomes much more important and deposition velocity increases with an increasing of particle diameter.

According to models [10], particles of around 0.1 to $0.5 \mu\text{m}$ have a minimum in the deposition velocity versus particle size curve where interception is the almost only capture mechanism and for larger particles deposition increases strongly with particle size as impaction and sedimentation become significant. However, deposition of $<0.1 \mu\text{m}$ particles increases with decreasing particle size as Brownian diffusion takes place.

This work focuses on the process of dry deposition during the event of 3 March 2004 over the African West coast when large quantities of dust are carried out of North Western Africa, in particular from Saharan source regions. Sahara dust storms during March 2004 have attracted much attention from the dust-research community due to their intensity,

wide coverage, and endurance [26–28]. Here we aim to identify the regions of dust emission, therefore, the affected regions of dry deposition of Sahara dust after their long range transport, relatively with meteorological conditions such as wind velocity, through the extending study of Saharan dust over Island of Gran Canaria during the period of 3 March 2004.

Due to the lack of surface observations across the Sahara, a rigorous quantitative verification of the model simulations is not possible. However the simulated dust patterns are compared with data from surface weather stations in North Africa, from dry metals from stations located in Gran Canaria (Spain) and various satellite images such as (EUMETSAT) M- et 8 and MODIS.

2. Materials and Methods

In order to investigate physical processes of dry deposition of the mineral dust over North West African coast, during an event on the 3 March 2004, the Eta system coupled with the module describing the dust cycle is applied [29–31]. The Eta model uses the primitive equations based on the hydrostatic approximation; it is formulated as a grid-point model and the partial differential equations are represented by finite difference schemes. The coarse domain is shown in Figure 1. The coarse version of Eta model has a horizontal Arakawa E grid [32], increment of 0.24° resolution, while the geographical extension of the model domain is from 24.2°W to 51.8°E and from 12.9°N to 53.4°N .

The dust cycle module described by a set of k independent Euler type concentration equation is applied in the following form:

$$\left(\frac{\partial C_k}{\partial t}\right) = -u\frac{\partial C_k}{\partial x} - v\frac{\partial C_k}{\partial y} - (w - v_{gk})\frac{\partial C_k}{\partial z} - \nabla \cdot (K_H \nabla C_k) - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C_k}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial C_k}{\partial t}\right)_{\text{SOURCE}} - \left(\frac{\partial C_k}{\partial t}\right)_{\text{SINK}} \quad (1)$$

and it takes into account the following processes: (1) dust productions applied on the basis of more sophisticated parameterization of dust mobilization process; (2) a four-particle scheme; (3) the topography, soil, and vegetation-type data; (4) a scheme for dry deposition applied. In (1), K indicates the number of particle size classes. C_k is the dust concentration of a k th particle size class, u and v are the horizontal velocity components, w is the vertical velocity, v_{gk} is the gravitational settling velocity, ∇ is the horizontal nabla operator, the lateral diffusion is $(\partial C/\partial t)_{\text{diff}} = -\nabla \cdot (K_H \nabla C)$ and K_H is the lateral diffusion coefficient, K_z is the turbulence exchange coefficient, the vertical diffusion is $(\partial C/\partial t)_{\text{diff}} = -(\partial/\partial z)(K_z(\partial C/\partial z))$, where $(\partial C_k/\partial t)_{\text{SOURCE}}$ is the source, and $(\partial C_k/\partial t)_{\text{SINK}}$ is the sink term which includes both wet and dry deposition fractions.

The dust module include four particles ($k = 4$) categories as shown in Figure 2, resulting from the structure of desert soils based on the content of clay, small silt, large silt, and sand. For each size category k , typical radius (R_k), density

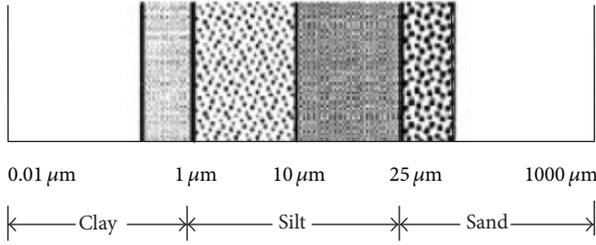


FIGURE 2: The size range of four soil particles classes [19].

(ρ_k), and the ratio between the mass available for uplift and the total mass (γ_k) are estimated [19], as summarized in Table 1.

The mass of the clay particles are estimated to be 1 to 2 orders of magnitude smaller than particles in range 1–10 μm . Reference [19] assumes that a fraction of erodible clay is between 0.02 and 0.17 and $\gamma_1 = 0.08$.

The radius of silt particles are in the range from 1 to 25 μm . Small airborne particles with a diameter of 10 μm or less and 25 μm or less, respectively, are mainly removed through the wet and turbulent dry deposition processes. Particles larger than 10 μm are basically removed by gravitational settling. In order to take into account such dependence of removal processes on particle size, silt is divided into small and large silt classes contribute with the same amount to wind erosion; that is $\gamma_2 = \gamma_3 = 1$ (see Table 1). Having atmospheric lifetime of about 1 hour only, sand particles usually do not participate in the longer term atmospheric transport, so a value of $\gamma_4 = 0.12$ for the sand fraction to be available for erosion is used.

A particle dry deposition parameterization scheme [10, 33, 34] for use in dust module is applied. This scheme includes processes of deposition by turbulent transport through the boundary layer, gravitational settling and deposition by Brownian diffusion, interception, and impaction. The scheme produces particle deposition velocities relative to the bottom transport model level expressed in terms of wind speed, temperature, and air density at the bottom model level; surface momentum drag coefficient; particle size and density; characteristics of the surface roughness elements; and several parameters derived for different surface types.

The dry deposition velocity v_{dep} is defined as

$$v_{\text{dep}} = \frac{1}{(1/v_{\text{SL}}) + (1/f_{\text{B0}}v_{\text{IL}})}; \quad (2)$$

the velocity v_{SL} is written as

$$v_{\text{SL}} = C_{\text{D10}}U_{10} \frac{\sqrt{C_{\text{D10}}}}{\sqrt{C_{\text{D0}}} - \sqrt{C_{\text{D10}}}}; \quad (3)$$

it represented the turbulent deposition velocity in the layer between z_{S} and 10 m, where the drag coefficients are $C_{\text{D10}} = u_*^2/U_{10}^2$ and $C_{\text{D0}} = u_*^2/U_{z_{\text{S}}}^2$. The velocities U_{10} and $U_{z_{\text{S}}}$ are specified with respect to the heights $z = 10$ m and z_{S} , respectively. The velocity v_{IL} is parameterized by

$$v_{\text{IL}} = G\sqrt{C_{\text{D10}}u_*}, \quad (4)$$

where v_{IL} is the turbulent deposition velocity at the top of the viscous sublayer z_{S} .

The particles properties and depositing surfaces (roughness, texture, and vegetation coverage) are characterized by the function G [34]. It is expressed as a sum of Brownian diffusion, interception, and impaction [10]:

$$G = G_{\text{BD}} + G_{\text{int}} + G_{\text{imp}}, \quad (5)$$

G is separately considered for two kinds of surfaces: surfaces with turbulent regimes ranging from smooth to rough conditions and surfaces covered by vegetation. In (1) f_{B0} is the empirical constant which takes into account effect of the blow-off over the vegetation surfaces.

3. Results and Discussion

The most outstanding feature during the initial stages of this episode was the intensification of a high pressure system over the subtropical Atlantic Ocean accompanied by a cyclogenesis over central north Sahara.

On 3 March 2004 at 06 UTC, wind at 10 meters high struck the western regions of North Africa such as west Sahara, Northern Mali and Mauritania, and southwest Algeria. After that, it took an anticlockwise direction and then moved in a clockwise direction above the Algerian Sahara, Mali, and Mauritania. In south Algeria and west Libya, it gained speed remarkably ranging 10–11 ms^{-1} . However, it decreased to 6 ms^{-1} over the areas of south Mali. In Mauritania, the wind ranged 3–4 ms^{-1} at the center and 6–7 ms^{-1} at the south. It weakened further ranging 3–5 ms^{-1} over the center of West Sahara and 4–7 ms^{-1} over the West African coast and near the surface of Canary Island.

At 12 UTC, wind at 10 meters high dominated all North African regions; it blew strongly over southwest Algerian Sahara, North Mali, Mauritania, and West Sahara reaching a value between 12 and 13 ms^{-1} over these regions. This increase in wind velocity was due to warm air masses at the center of southeast Europe, which moved in a clockwise direction reaching Northwest Africa. It continued through two ways: one headed towards southwest of North Africa and the second deviated through the Atlantic Ocean along southwest Europe.

Six hours later, It was clearly seen that near the surface the weakness wind at 10 meters high covered approximately the West parts of North Africa including the regions of southwest Algeria and Northern Mali, Mauritania, and West Sahara; it reached 6 to 7 ms^{-1} ; therefore these meteorological controls (the diminishing of wind velocity) establish the dust content of the atmosphere, hence its transpire dust deposition over these regions. The dust clouds from West Africa Figure 13(a) extend far into the atmosphere [35–37], reaching up to 5 km or higher in the midtroposphere. Much of this dust is advected out by the upper-level winds and due to its strength and stability, it exports dust to Island of Gran Canaria.

The island's proximity to the West Saharan Desert results in the common presence of Saharan winds, 30% of the year, for a 5-year period [38], which carry abundant aeolian dust.

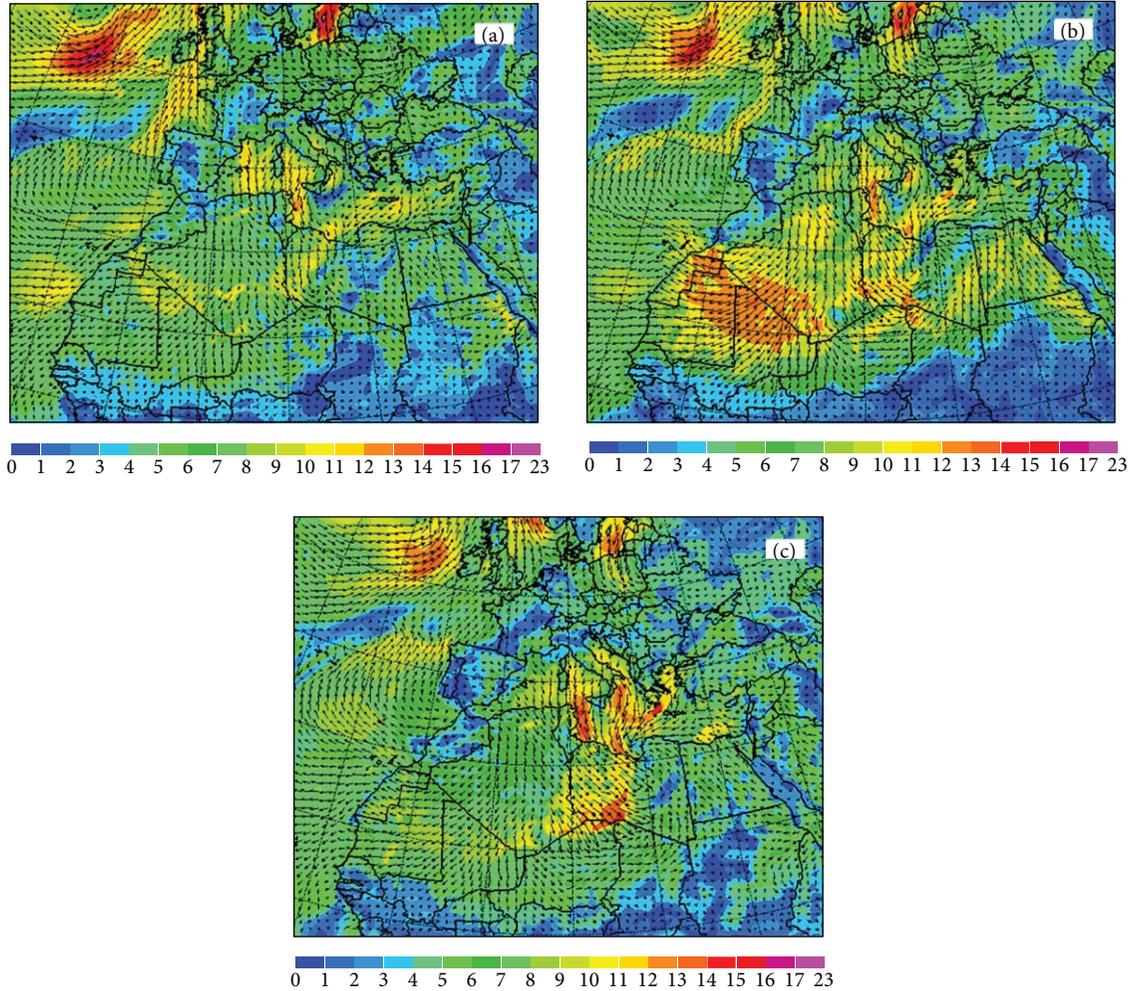


FIGURE 3: Wind at 10 meters high on 3 March 2004 at (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, and (c) 18 UTC.

The rest of the year is dominated by trade winds, from an N-NE direction [39]. Air mass trajectories and the composition of particles also point to West Africa as a source of dust outbreaks in the Canary Islands.

According to these synoptic conditions, mineral dust transported produces frequent dry hazes over West Africa and West Africa coast on 3 March 2004 at 18 UTC. The dynamics of the synoptic conditions were described by [14, 26, 40] and are not repeated here. Figure 3 illustrates the evolution of patterns wind at 10 meters high through this dry deposition episode.

Total dry deposition at 06 UTC in Figure 4(a) shows obviously the deposition over the most North Africa and over the Atlantic water. A level amount of dry deposition of the total particles is available in Algerian Southwest; this is caused by meteorological conditions in those areas, Figure 3(a).

Dry deposition of clay particles seem over the regions of Libya, Algeria Sahara, Mali, and Mauritania, also over West Sahara; it ended over the Atlantic Ocean; the greater value was distinct at south Algeria, Figure 4(b). This deposition amount is governed by the physical process of dry deposition linked with wind at 10 meters high. As is now well established

that the clay particle usually transported over long distances, but it settles over the area mentioned above; this is due to the decreasing of wind velocity; when it increases the fine particles can travel long distances from their sources. In addition the fine particle supported also the suspensions in short term depending on the wind falling when moved above the surfaces. Depending on the aerodynamic deposition, the small silt particle set down with a maximum value over south Algeria a border with Sahara of Mauritania, Figure 4(c).

The coarse large silt and sand particles, respectively, have a high settling velocity from the air and therefore it is not carried more than few hundred kilometers away by winds, as shown in Figures 4(d) and 4(e); however coarser particles will drop out of suspension first where the role of sandy particles in generation of dust particles by saltation processes is crucial.

At 12 UTC, total dry deposition expand more than the earlier time above West Africa, in the Sahara regions of south Algeria, Mali, and Mauritania, also south Morocco and West Sahara. The highest quantity evident ended in Mauritania Sahara is observed in Figure 5(a); the increasing amount of total dry deposition is greatly depending on the Weathering history in the source region for uptake dust from

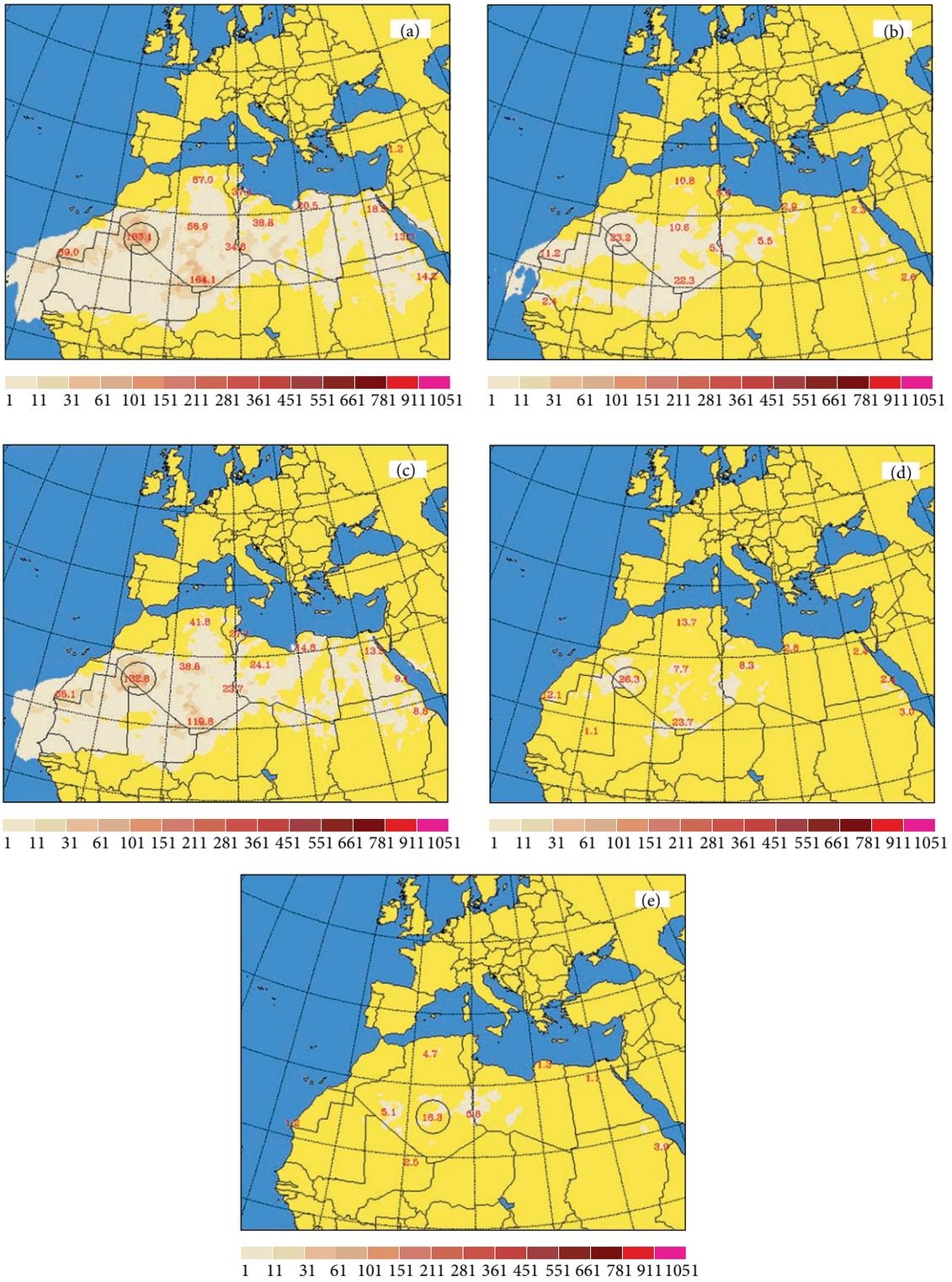


FIGURE 4: Dry deposition on 3 March 2004 at 06 UTC, (a) total dry deposition, (b) clay particle, (c) small silt particle, (d) large silt particle, and (e) sand particle. The black circle indicates the maxima of dry deposition.

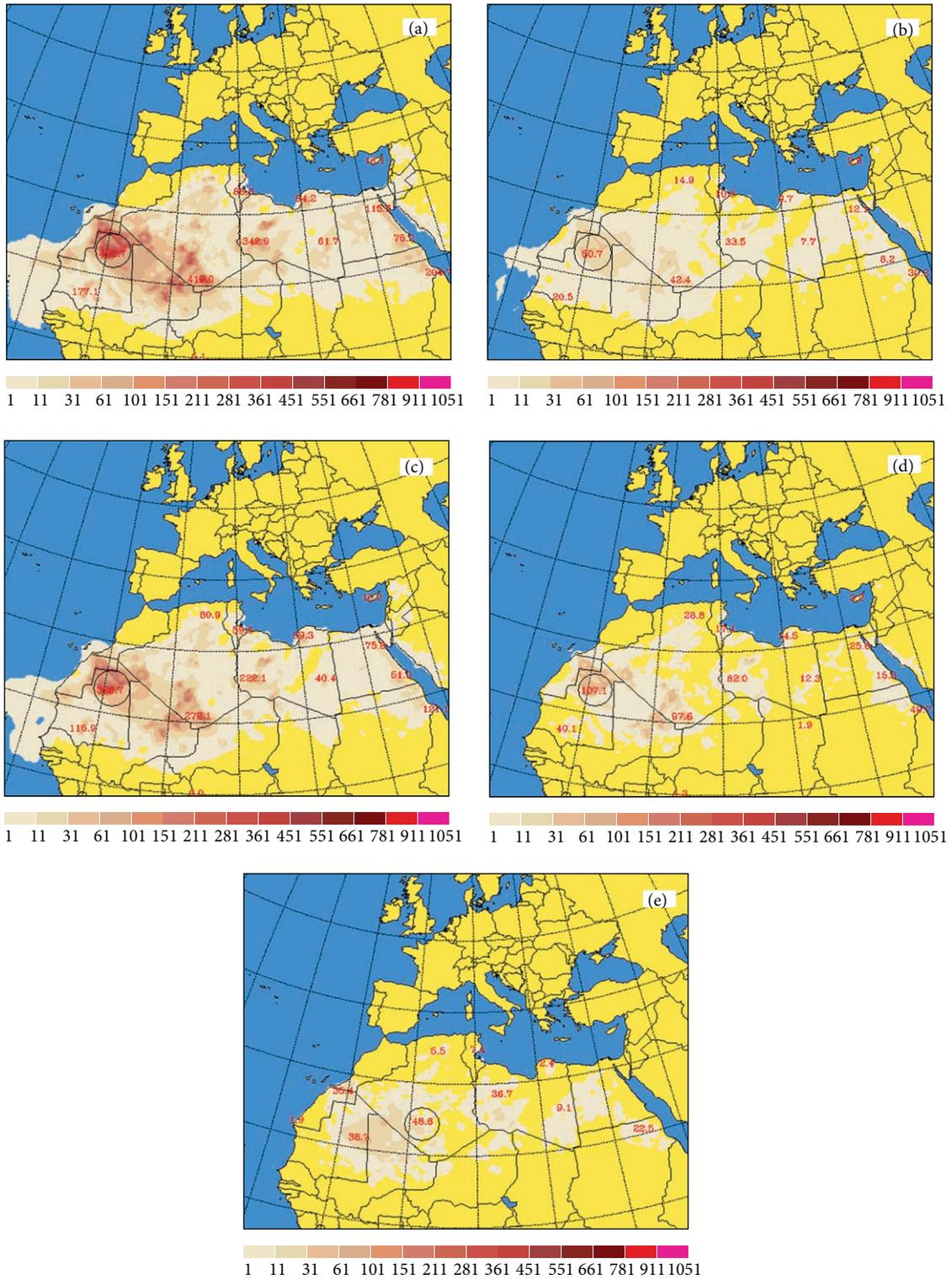


FIGURE 5: Dry deposition on 3 March 2004 at 12 UTC, (a) total dry deposition, (b) clay particle, (c) small silt particle, (d) large silt particle, and (e) sand particle.

the atmosphere. Dust did not sediment in dry mechanism only in West Africa Sahara but it comprised the West Africa coast, Canary Island, and Atlantic water.

Figure 5(b) shows the dry deposition of clay particle over the Sahara sources, like Sahara of Mauritania where it registered the maximum value; the clay particles were also entrained in long range transport; when it passed by the Atlantic water, it was captured by water droplets due to water evaporations (at 12 UTC); it became heavier than the original mass; therefore it was removed from the atmosphere and it sited at the Atlantic water controlled by wind velocity, Figure 3(b).

At this time the small silt particles have level amount in deposition than the other particles as shown in Figures 5(a) and 5(c); the greater quantity has been registered over Mauritania Sahara, due to the relationship between their masses and wind velocity controlling factor and because the clay masses are less than the small silt, the clay particles can be lifted quickly and transported before their settling, it was either deposited around the areas of dust production or put down above the Atlantic water and Canary Island after relinquish the sources, Figures 3(b) and 5(c).

Regarding the large silt and sand particles, there are no height accumulations of dry deposition over Atlantic water and Canary Island, for the reason that the coarse masses of these particles as illustrated in Figures 5(d) and 5(e), outlawed to be lifted rapidly than the other sizes.

It can be concluded that the small silt particle has greatest amount in dry deposition than the other particles on 3 March 2004 at 12 UTC. The meteorological conditions favors to uptake particle from the atmosphere and depending on the physical and chemical properties of their sizes during the same period, the large silt and sand set down closed to the source of dust production.

Total deposition for the period of 3 March 2004 at 18 UTC indicated the increase of dustiness in the regions of south Algeria, Sahara of Mali and also the regions of North Mauritania and West Sahara; the deposition also exposed over the Atlantic Ocean and Canary Island, Figure 6(a).

In Figure 6(b), the clay particle registered a maximum value over Northern Mauritania, according to its size; it fleet far from the areas dust sources production; it entrained in different mechanical processes generating the dry deposition such aerodynamic deposition (impaction by inertial force and interception), in function with weather condition dominated by Saharan winds, Figure 3(c).

Figure 6(c) depicts the dry deposition of small silt particles in the areas of south Algeria and Sahara of Mali, and the regions of North Mauritania and West Sahara; the deposition amounts in this time are elevated comparing to the deposition quantity of clay particles; this due to the diameter of the small silt particles and because the clay particles can travel greater distances and have longer atmospheric residence times [41]. The small silt particles have also an important value of dry deposition over Gran Canaria because of the mechanical deposition privileged by the synoptic conditions on 3 March 2004 at 18 UTC to extending dust of West Africa over the Canary Islands [42, 43].

At 18 UTC, as shown in Figure 6(d), large particles (large silt and sand) are deposited over North Africa areas where the maximum value marked in south Algeria, Northern Mali and Mauritania, and West Sahara and Sahara of Libya.

For large silt and sand particles, gravitational settling becomes much more important and deposition velocity increases with increasing particle diameter, large particles fall, reaching a terminal velocity.

Removal processes of atmospheric mineral particles by dry deposition occurs at the surface in the vicinity of the dust source areas, and because larger particles cannot participate in long range transport, the deposition of clay and small silt particles are commonly investigated in Island of Grand Canaria from 1 to 3 March 2004.

In the model, in a layer close to the surface of 10 meters depth, known as the surface layer, the dry deposition dominates; this layer consists in two virtual layers usually considered to calculate dry deposition velocities [10, 15, 33, 44, 45]: in the first layer close to the surface, dust dry deposition fluxes are controlled by turbulent diffusion and Brownian diffusion, interception and impaction (for small particles), or gravitational settling (for large particles); in the second layer over viscous layer, called the constant flux layer [33], used to be limited to turbulent processes and gravitational settling [19].

The dry deposition velocity v_{dp} is dependent on height from 10 meters to the surface composed of the gravitational settling velocity and a modification related both to the dry deposition velocity due to turbulent motion in the upper layer and the dry deposition velocity due to molecular diffusion in the lower layer. Figure 7 illustrates the dependence of V_{dp} of both particles small silt and clay versus the dates as computed by the model. Two noticeable features can be observed: deposition velocity is strongly dependent on particle size and varies from 10^{-4} to $0.1 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

Firstly, for small silt particles having diameters of $12.2 \mu\text{m}$, the highest deposition velocities rise steadily from 2, at 18 UTC, to 3, at 18 UTC, March 2004, where it achieves a maximum value ($0.1 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) due to gravitation and especially to impaction and interception processes at the surface; for this size the deposition velocity increases with particle diameter as gravitational settling becomes more significant.

Secondly, for particle sizes at $1.46 \mu\text{m}$, having the smallest dry deposition velocities against small silt particles, v_{dp} of clay particles increased for the same period where v_{dp} of small silt increased too; for even smaller particles, the deposition velocity increases due to the increased efficiency of molecular. Dry deposition velocity of clay particles is controlled by the turbulent processes (size independent); for these sizes, dry deposition does not appear to be an efficient removal process, and this could lead to longer atmospheric residence times.

Dry deposition velocity does not only depend on particle properties, but also on atmospheric conditions and surface characteristics [10, 11, 15, 16]. This is evidence for the variations of dry deposition velocities of both particles (small silt and clay) from day to day until it accomplishes the highest values at 18 UTC on 3 March 2004. Our study revealed that

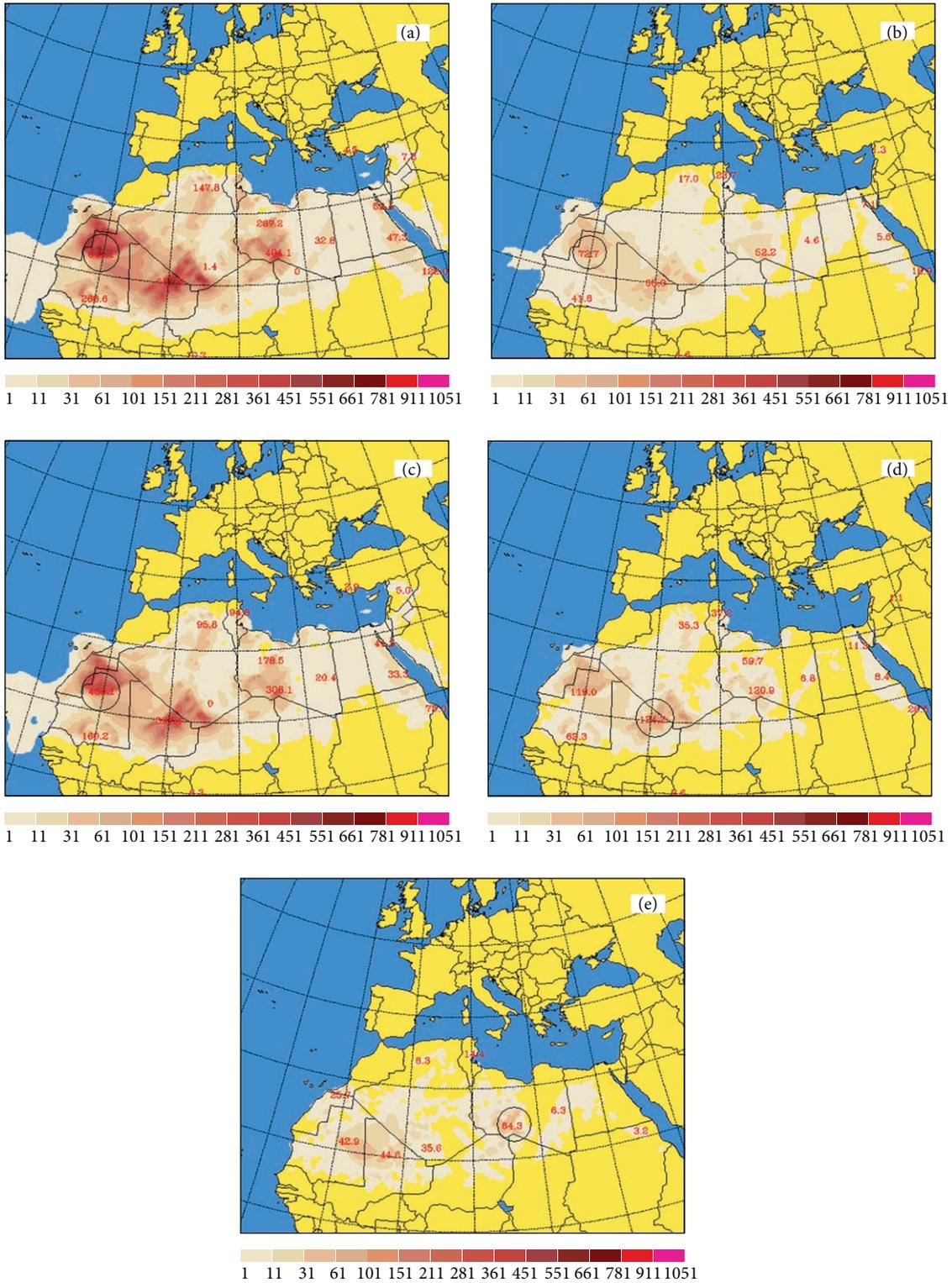


FIGURE 6: Dry deposition on 3 March 2004 at 18 UTC, (a) total dry deposition, (b) clay particle, (c) small silt particle, (d) large silt particle, and (e) sand particle.

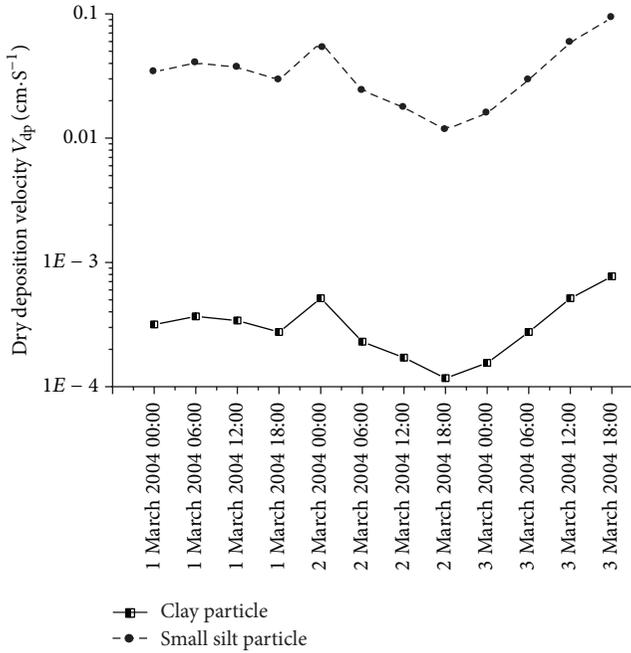


FIGURE 7: Evolution of dry deposition velocity of both particles clay and small silt over Gran Canaria from 1 to 3 March 2004.

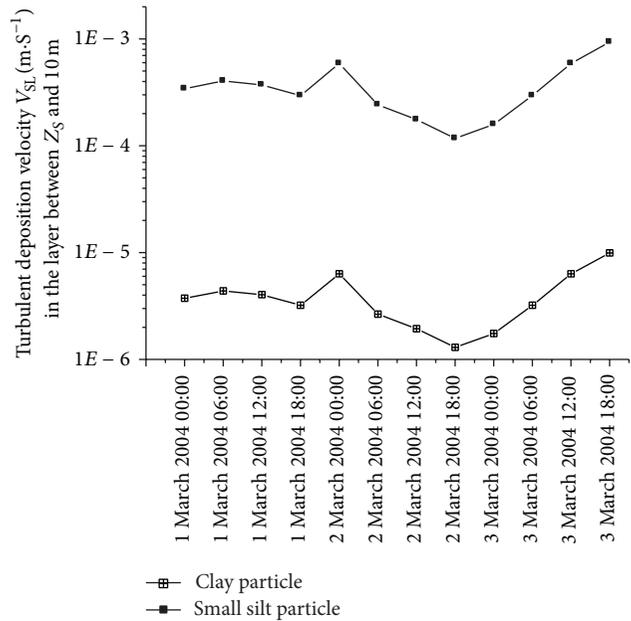


FIGURE 8: Evolution of turbulent deposition velocity of both clay and small silt particles between the layer z_s and 10 meters above the Island of Gran Canaria from 1 to 3 March 2004.

particle deposition velocity is very sensitive to meteorological conditions, as well as particles sizes.

Depending on the mechanisms for the generation of turbulence [46, 47], the atmosphere boundary layer (surface layer) and atmospheric quantities (e.g., wind speed, temperature, and aerosol concentration) vary rapidly with height, and turbulence is predominantly generated by wind shear and

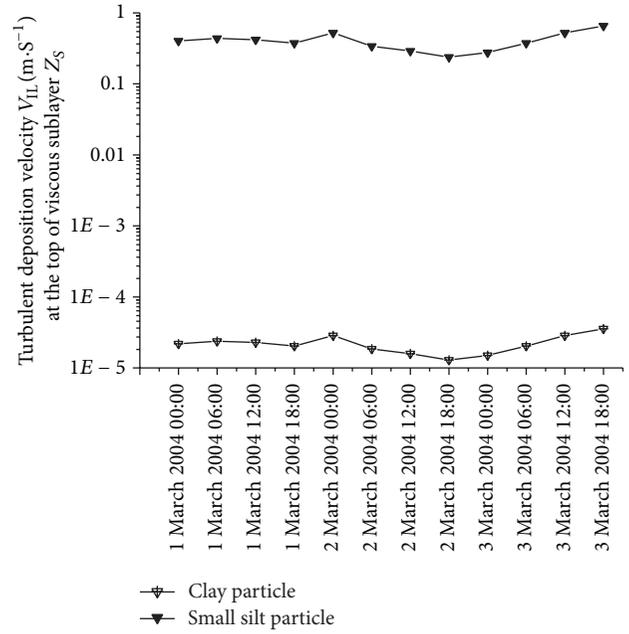


FIGURE 9: Evolution of turbulent deposition velocity at the top of viscous sublayer z_s above the Island of Gran Canaria from 1 to 3 March 2004.

the buoyancy effects are secondary although they may still be significant. However the buoyancy effect is not treated here.

The dry deposition event is treated in the surface layer because the entrainment of soil particles is determined by the momentum transfer from this layer to the surface and the motion of sand particles confined to this layer [45]. The surface layer below a certain height (say about 10 m) is divided into two sublayers: turbulent deposition velocity v_{SL} in the layer between z_s and 10 m and turbulent deposition velocity v_{IL} at the top of viscous sublayer z_s ; in the upper layer, dry deposition results from settling and turbulent diffusion (Figure 8), while in the lower layer, it results from settling and molecular diffusion (Figure 9). The surface is usually rough, because it consists of various elements such as plants, rocks, and buildings [47]. A criterion for determining whether the surface is smooth or rough is the Reynolds number, whereas it is used in the calculation for both rough and smooth surfaces.

In the model calculation, the surfaces with turbulent regimes ranging from smooth to rough conditions include sea, bare soil and ice surface are considered; however the dry deposition over the surface covered by vegetation according to scheme of [34] is not taken into account here.

In the two-layer dry deposition model, in the upper layer, turbulent diffusion dominates over molecular diffusion, and in lower layer the molecular diffusion dominates over turbulent diffusion [45, 48, 49].

In Figure 9, at the top of viscous layer at high z_s , say a few millimetres, very close to the smooth surface (i.e., the roughness elements are sufficiently small), turbulence is generally very weak due to the very strong effect of viscous dissipation. In this case, the transfer processes are dominated

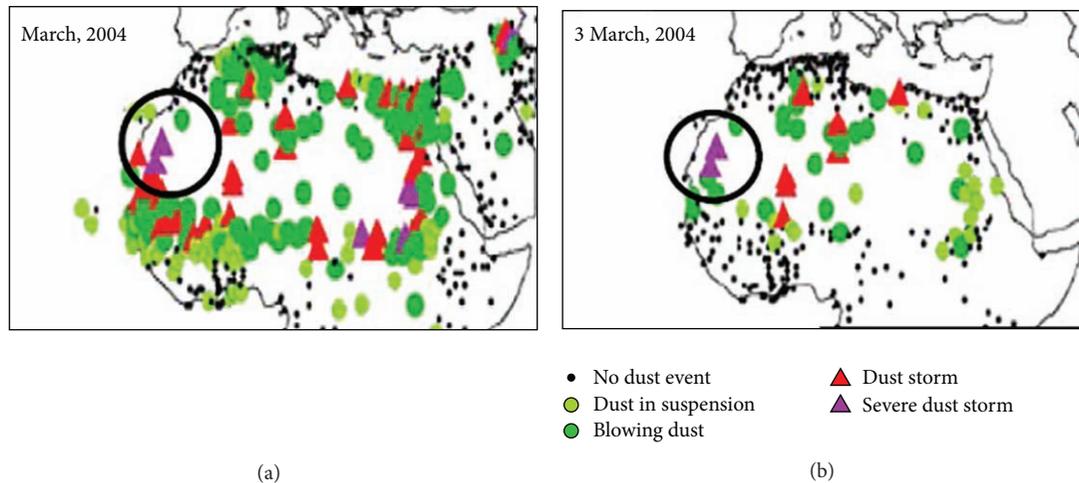


FIGURE 10: Distribution of the surface weather stations in North Africa (black dots) and daily dust weather records for the period 3 March 2004 (a). The dust weather records for the entire month of March 2004 are shown in (b), (shaded) and the dust weather records (symbols) for 3 March 2004 [20].

by the inertial impaction, more efficient for particles with $12.2 \mu\text{m}$ in diameters and gravitational settling.

Thus the dry deposition velocity is a function of both turbulent velocities v_{SL} and v_{IL} [50, 51]; the highest dry deposition velocities tend to increase from 2, at 18 UTC, to 3, at 18 UTC, March 2004 together for clay and small silt particles.

It appears for all velocities from Figures 7, 8, and 9 that the clay and small silt particles have the same convergence; this is due to the meteorological setting that changes from time to time as shown in Figure 4 and the surface deposition as well as flow properties. This statement establishes that the physical mechanisms responsible for dust dry deposition are not only depending on the properties of the dust particles.

The simulation results are validated as far as observational data would permit. The data available for the comparison are the following.

The distributions of the surface weather stations in North Africa and the dust records for March 2004 are shown in Figure 10(a). The stations in the northern and southern parts of North Africa are relatively dense but quite sparse in the interior Sahara. Dust weather is recorded by human observers on the basis of visibility and can be grouped into the categories of “dust in suspension,” “blowing dust,” “dust storm,” and “severe dust storm” using the coding regulations of significant weather defined by World Meteorological Organization. The dust weather reports suggest that in March 2004, the entire Sahara-Sahel region to the north of about 10°N was affected by dust activity.

Dust storms and severe dust storms which are shown in Figure 10(b) were observed in Algeria, Mauritania, Libya, Egypt, Sudan, and so forth. To the south of the Mediterranean (Algeria, Libya, and Egypt), widespread “dust in suspension” and “blowing dust” were observed. To illustrate the evolution of the dust activities during the period of 3 March 2004, the daily dust weather records are shown in Figure 10. Despite the

sparse distribution of the weather stations, it is seen that dust storms and severe dust storms occurred on 3 March 2004.

The results of dust dry deposition pattern and evolution are compared with the dust weather records in Figure 10. The results in Figures 4, 5, and 6 correctly clarify the development of the dust deposition on 3 March 2004 and the simulated evolution of the dust pattern was consistent with observations.

The results revealed that on 3 March 2004 dust storms and their deposition developed in northwestern Sahara in conjunction with the cyclogenesis and the formation of the cold front. Much of the dust emitted from Western Sahara was trapped in the cold air mass, forming a marked dust frontal structure [20] and as a result total dry deposition in Figures 4(a), 5(a), and 6(a) revealed this marked dust frontal excessively. The dust front then advanced towards the Atlantic Ocean where it deposited over Canary Island, maintaining its shape for several times to follow.

The *Instituto de Astrofísica de Canarias* (IAC) has been set up to provide detailed informations and statistics about meteorological of the *Observatorio del Teide* (OT) on Island Tenerife.

Data from meteorological stations, namely, *Observatorio del Teide* (OT), Island of Tenerife ($2.390 \text{ m a.s.l } 16^\circ 30' 35''$ West, $28^\circ 18' 00''$ North), were used. From 1 to 3 March 2004 statistical scores of wind velocity were derived and compared for both the observation and the model simulation. Note that the wind data from the meteorological station are only available at height of 10 m above the ground.

From data in Figure 11, it can be seen that most of the wind speed forecast exhibit a good correlation between the model wind velocity simulation and validation with (OT) station data mainly on 3 March 2004. The clarity of decreasing wind velocity for both the observation and the model simulation from the episode of 3 March 2004 (06 UTC-18 UTC) caused the dry deposition process over Gran Canaria.

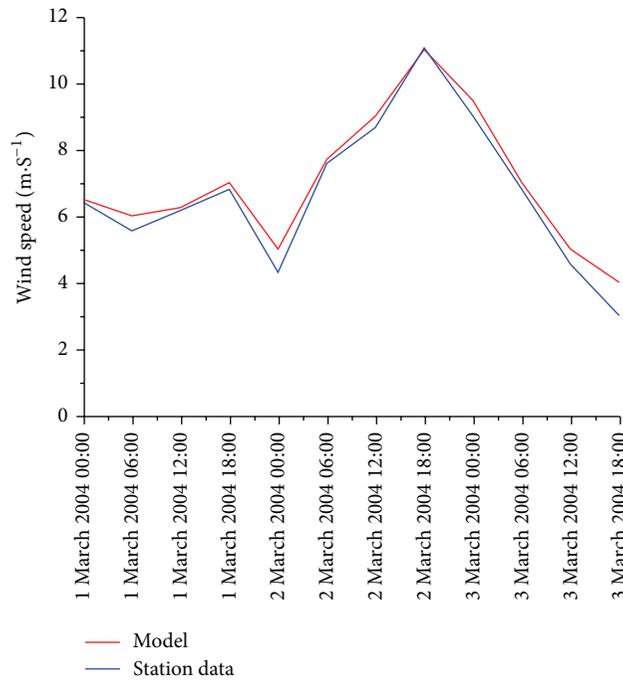


FIGURE 11: Comparison of wind speed at 10 meters high of (OT) station with the model results from 1 to 3 March 2004. The observational (blue graph) and simulated wind speed data (red graph) showed a good correlation score of decreasing wind velocity on 3 March 2004.

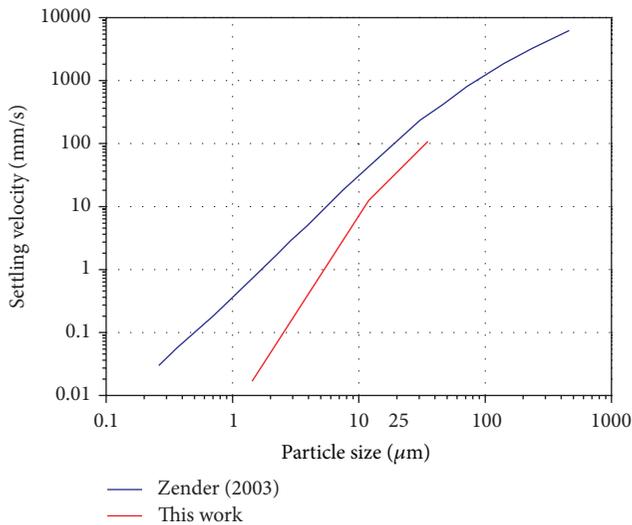


FIGURE 12: Settling velocity as a function of particle sizes.

According to Table 1, clay particles have a diameter of $1.46 \mu\text{m}$ and silt particles ranging into small silt and large silt particles have diameters ranging $12.2\text{--}36 \mu\text{m}$; sand particles have a diameter of $76 \mu\text{m}$. Relating these sizes to the real world, clay particles have diameters less than $2 \mu\text{m}$, silt particles range from 2 to $50 \mu\text{m}$, and sand size particles are greater than $75 \mu\text{m}$. In the work of [17], concerning settling velocity as a function of particle size, particles larger than $20 \mu\text{m}$ in diameter fall disproportionately faster: $50 \mu\text{m}$ particles fall at about 500 mm/s or half a meter per second. Particles smaller than $20 \mu\text{m}$ settle very slowly. $10 \mu\text{m}$ particles fall at

only 30 mm/s ; smaller particles fall even more slowly: $2 \mu\text{m}$ particles fall at only 1 mm/s . Particles capable of traveling great distances usually have diameters less than $20 \mu\text{m}$.

On the graph of [17], these particles fall at a speed of about 100 mm/s . Therefore by comparisons of terminal velocity as a function of particle sizes between the work of [17] and the present work, it is found from Figure 12 that [17] started by a finest particle equal to $0.5 \mu\text{m}$ in diameter; however the finest particle used in this work is clay $1.46 \mu\text{m}$ in diameter which settles so slowly; it falls at 1 mm/s , concerning the other particles (small silt, large silt, and sand); the settling velocity values reveal a good correlation with those diameters as well as those used in [17].

According to the European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) Met-8 and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) images for 3 March 2004, a cold air outbreak from Europe to Western Africa caused a major dust storm over large parts of West Africa. The dust was blown out across the Atlantic Ocean and out over Canary Islands as shown in Figure 10. When the wind reduced, Figure 11, the results can be compared qualitatively with the EUMETSAT images detecting dust load above West Africa areas of dust production as well as above the Canary Island areas of uptake dust from the atmosphere, as shown in Figures 13 and 14. At 12 UTC, dense dust clouds over North Africa at around 15°N and a dust front over the Atlantic in the coast of West Africa can be clearly seen. A comparison of Figure 5(a) and Figure 13(a) confirms that the results identify the key features of dust deposition event. At 12 UTC, Figure 13(a), a somewhat more diffused dust pattern over the northern African continent and an elongated dust front over the Atlantic water were clearly

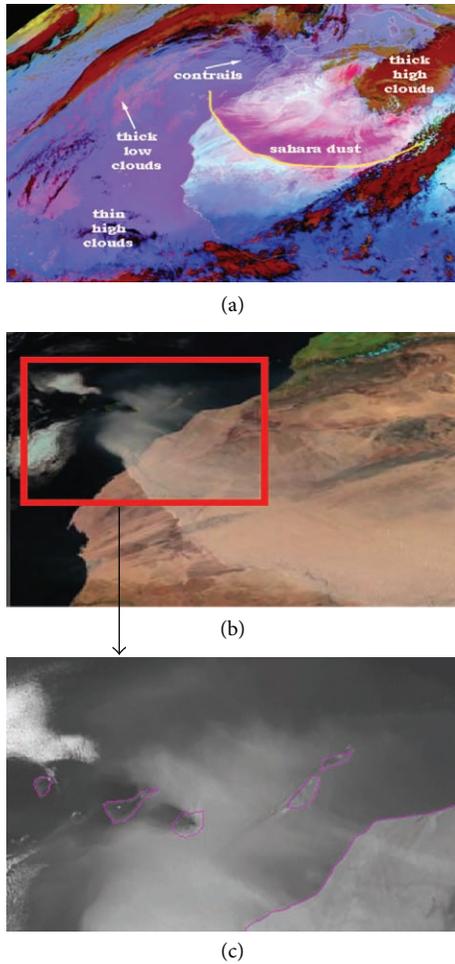


FIGURE 13: (a) Dust clouds from West Africa extending to Atlantic Ocean and Canary Islands, detected by (EUMETSAT) Met-8 on 3 March 2004 at 12 UTC. (b) Dust storms from the Northwest Africa and high dust concentrations above Canary Island at 18 UTC where dry deposition occurred. The reddish rectangle indicates the occurring zone of dry deposition. (c) The Zoom image above the Canary Island showing high dust concentration originating from North West Africa regions. (a), (b), and (c) are taken from Visible Earth (2004).

visible. Dust transported from the Sahara was widespread across the regions of south Algeria, Mauritania, and west Sahara, and at 18 UTC, dust front reached thousands of kilometers over Atlantic water as revealed by Figure 6.

At 18 UTC, a thickest dry deposition over Mali and Mauritania, a border of West Sahara, as depicts in Figures 6(a) and 14(b) indicating that was a strong dust emission in those regions.

A comparison of Figures 14(a) and 14(b) confirms that the results reflected the important features of dry deposition over the regions mentioned above.

The dry deposition during the event of 3 March 2004 can be qualitatively compared with the MODIS (on board NASA's Aqua) images, as shown in Figure 14. The MODIS images show that dust in suspension remained widespread



FIGURE 14: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer detected Saharan dust storm of Northwest Africa above Canary Islands. (a) MODIS image with 2000 m resolution and (b) MODIS image with 250 m resolution. Images were taken from Visible Earth (2004). (c) Desert dust of West Africa out over Canary Island during 3 March 2004, photo: "Eugenio Rodriguez 03 March (2004)" and (d) dust over coast Gran Canaria, may be associated with Saharan dust storm of North Western Africa [21].

and evident on 3 March 2004 over the entire West Africa. On the 3 March, strong dust emission was visible in the Northwestern part of Africa and a thick plume of dust covered the northern parts of Mali, Mauritania, and West Sahara, extending to the tropical Atlantic. From Figures 4, 5, and 6, it is evident that the results correctly show the development of

TABLE 2: Mean concentration of Al included in mineral Sahara dust according to [54].

	Mean concentration		
	Saharan dust	Saharan soils	Saharan dust end member
Al, %	7.09 ± 0.79 (11%)	5.78 ± 1.68 (29%)	7.09 ± 0.79 (11%)

dry deposition over the Atlantic Ocean and Canary Island; this is manageable after a strong dust storm covered the areas of North West Africa. These features observed from the MODIS satellite images were well reproduced by the results. The images included in this work from EUMETSAT can be found at <http://oiswww.eumetsat.org/>.

African dust transport constitutes a large fraction of the annual atmospheric deposition in the Canary Islands. The analyses of aerosol samples and deposition measurements over Gran Canaria during different dust deposition episodes have been carried out during 3 March 2004 [22, 23].

Dust sampling was carried out at three sample stations located in Gran Canaria: Pico de la Gorra (1930 m a.s.l., $27^{\circ}56'N$, $15^{\circ}33'W$), Tafira (269 m a.s.l., $28^{\circ}06'N$, $15^{\circ}24'W$), and Taliarte (close to sea level; $27^{\circ}59.5'N$, $15^{\circ}22'W$) as seen in Figure 15. The most important African dust events were chemically characterised; hence the dry metal deposition fluxes of Al, Fe, Co, and Mn [23] have been estimated as shown in Figure 16. A dust outbreak was observed with maximum dust concentrations throughout 3 March 2004. The maximum deposition fluxes were observed during this period when large quantities of dust are carried out of North Western Africa, in particular from Saharan source regions.

The uplifted dust has a lower grain size that the parent material is enriched in the clay fraction, which produces a mineralogical and then chemical fractionation [3, 52]. Consequently, a better reference for mineral sources of aerosol would be the mean composition of soils or silt sediments, which are the result of soil erosion, as described by [53].

Guieu et al. [54] reported the concentration of aluminum that characterized the Saharan dust, Al included dust at about Al (%) = 7.09 ± 0.79 in Sahara dust, and Sahara dust end member as shown in Table 2.

In Figure 17, the aluminum values are converted to equivalent mineral dust concentrations based on the average concentration of Al in Figure 16(a) and are compared with model simulation of the period of 3 March 2004. During the Saharan event, the composition of the particles that deposited over Gran Canaria reflects the average composition of the eroded areas that affects the Saharan desert [55–57].

The greatest differences between the mean and max concentrations of Al were observed in 3 March 2004. The Al concentration was increased by mineral dust transport with cyclones originating from North Africa [56] through 3 March 2004 at 18 UTC. Highest concentrations of particles were observed at Gran Canaria on 3 March 2004 as demonstrated in Figures 13 and 14; the relatively great values at Gran Canaria are due to the fact that major dust events from Northwest Africa Sahara are often observed in this region [57].

TABLE 3: Comparison between textural analyses of Aeolian dust sample collected in Gran Canaria and model output related to fraction of dry deposition of four grain sizes.

Kubilya et al. [58]	Present work
Clay ($<2 \mu\text{m}$)	Clay ($1,46 \mu\text{m}$)
m. silt ($8\text{--}16 \mu\text{m}$)	Small silt ($12,2 \mu\text{m}$)
c.-v.c. silt ($16\text{--}62 \mu\text{m}$)	Large silt ($36 \mu\text{m}$)
v.f. sand ($62\text{--}125 \mu\text{m}$)	Sand ($76 \mu\text{m}$)

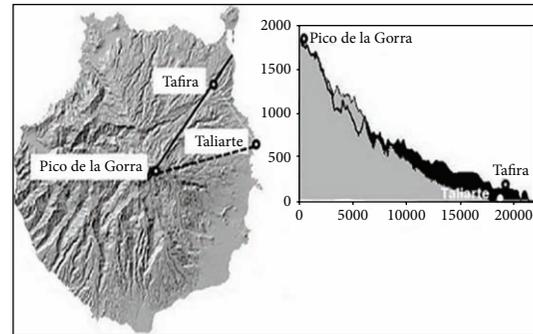


FIGURE 15: Location of the three sampling sites in Gran Canaria: Pico de la Gorra (1930 m a.s.l., $27^{\circ}56'N$, $15^{\circ}33'W$), Tafira (269 m a.s.l., $28^{\circ}06'N$, $15^{\circ}24'W$), and Taliarte (close to sea level; $27^{\circ}59.5'N$, $15^{\circ}22'W$) [22].

The aluminum concentration in Gran Canaria appears to be a useful tracer and used as indicator for the intrusion of dust from surrounding desert of Northwest Africa areas, which are primary sources of mineral aerosol. According to Figure 17 a good correlation was found between the model simulation of mineral dust concentration and concentrations of Al data measured in the station located in Gran Canaria.

As a result of the large Northwest gradient in the dust concentration in Gran Canaria, small shifts in the large scale wind systems or in the dust sources in Africa could result in very large changes in dust transport and in the related deposition to the areas of Canary Island. This applies to the day-to-day changes in dust concentrations (which are subject to the winds associated with the controlling large-scale meteorological situation) and also to longer term concentrations (which are related to climatologically factors and the associated long-term changes in meteorology).

According to [59], components of collected aeolian dust samples in Island of Gran Canaria were mostly in the coarse silt grain fraction ($46 \pm 12\%$) with low clay size percentages ($8 \pm 9\%$). Grain size distribution curves were found to be Polymodal with maxima corresponding to clays ($1.5\text{--}2 \mu\text{m}$), very fine-fine silt ($6\text{--}8 \mu\text{m}$), coarse silt ($22\text{--}35 \mu\text{m}$), and very fine sands modes ($62\text{--}130 \mu\text{m}$), as shown in Figure 18.

There were an increase in the very fine-fine and coarse silt fraction and a decrease of the coarse silt fraction, in agreement with conditions of suspension transport prior to accumulation. However, the particles chosen in this episode of dry deposition in Island of Gran Canaria are corresponding to those used in [59], as clarified in Table 3.

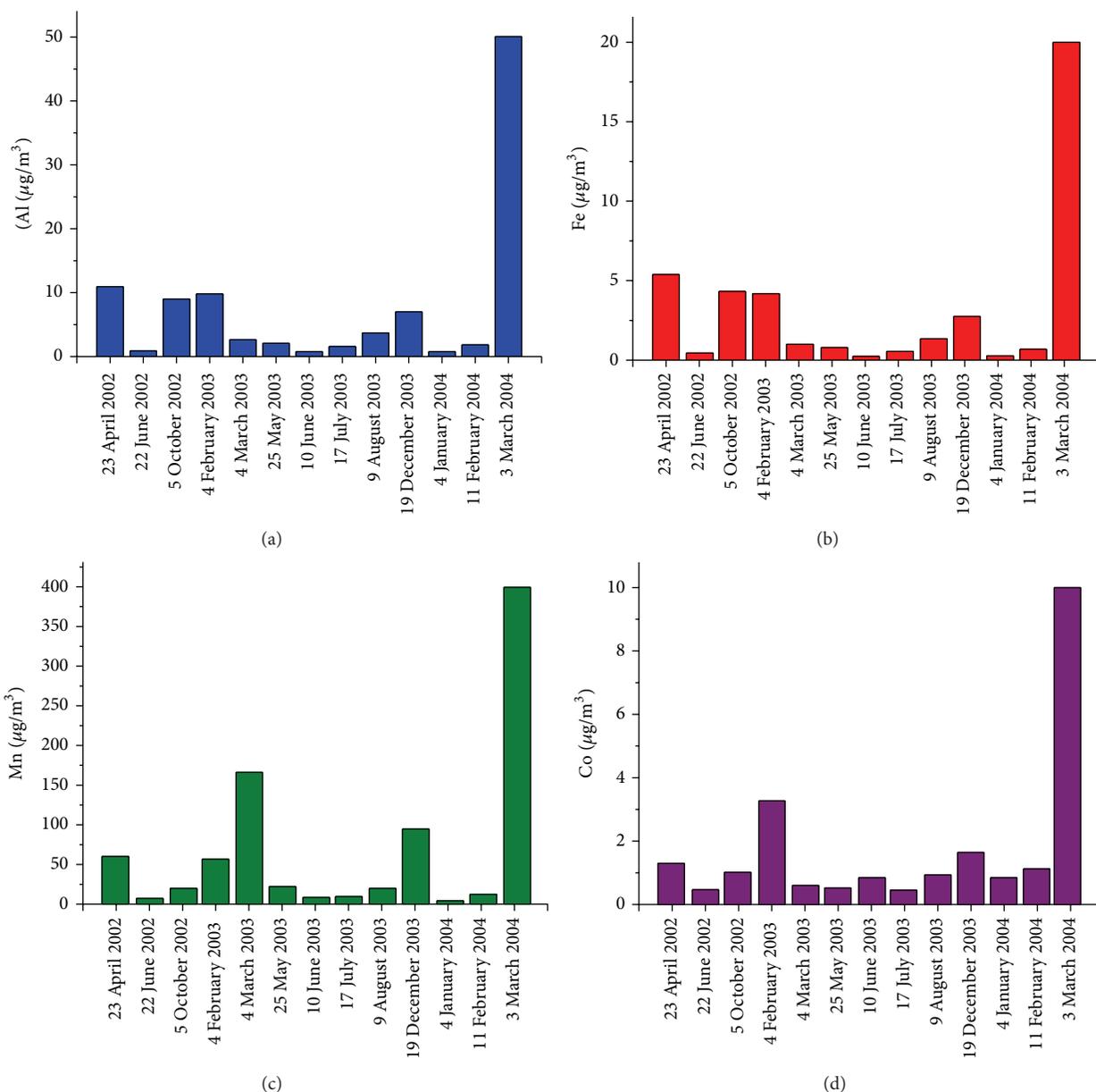


FIGURE 16: Dry metal deposition fluxes of (a) Al, (b) Fe, (c) Mn, and (d) Co at Gran Canaria, high dry deposition marked on 3 March 2004 [23].

The model output related to fraction of dry deposition particles originating from airborne Saharan dust of Northwest Africa (Figure 6) in the Island of Gran Canaria on 3 March 2004 at 18 UTC is shown in Figure 18; a significant remark is the high values of small silt particles (60%) approximately twice fraction of m.silt particle collected in Gran Canaria, owing to the high dry deposition in this period. As it was described before the sand particle cannot transported a long distances on account of its size (see Table 1), therefore it was not set up over Gran Canaria in this deposition event. The negative fraction of large silt signifies that these particles do not show their deposition in this time exactly, unless it achieves a value of 10%, when it is a subjected to wind

speed transport associated with particle diameter. This causes temporal changes in dust deposition.

The clay particles from the model show high deposition similar to the same particles collected in Gran Canaria, the decreasing of the percentage amount of this particle signifies that this particle can travel a long distances due to its small size and due to meteorological conditions favorable before it entrained in the deposition process in the Island of Gran Canaria. Due to high dry deposition of clay particles at 18 UTC, the small fraction of this particle shown by the model (30%) is equal to the maximum clay particles collected In Gran Canaria. It was concluded from these comparisons between the model results and the textural analyses of aeolian

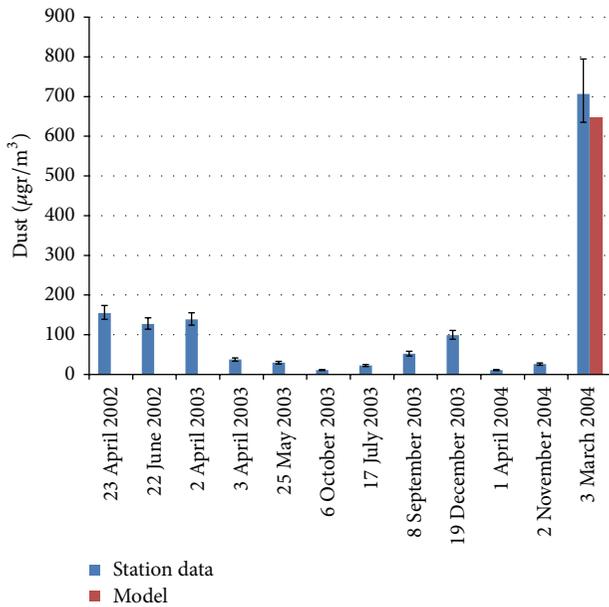


FIGURE 17: Concentration of Al in different dust episodes from Gran Canaria Stations converted to mineral dust concentration and compared with model simulation of dust deposition event of 3 March 2004.

dust samples on 3 March 2004 at 18 UTC that a very important quantity of dry deposition from Northwest Africa Sahara was recorded. The dry deposition of the four particles over Gran Canaria follow to many factors such as particles diameter and the meteorological conditions associated with the aeolian dust.

4. Conclusions

The major sources for long-range transport of mineral dust in North-eastern subtropical Atlantic are located in arid regions of Northwest Africa. A long front of Saharan dust sweeps across south Algeria, Mali, Mauritania, and Western Sahara and produces frequent dry haze over the vicinity of the source areas; hence the deposition of clay and small silt particles is commonly investigated.

Throughout the event studied here, the dry deposition amount is governed by the physical process of dry deposition concurrent with wind at 10 meters above the ground; consequently most of the wind speeds tend to support evidence of an excellent link between the model wind velocity and (OT) station data.

The uplifted dust has lower grain sizes of the parent material including small silt and clay is a better reference of aerosol compositions for the eroded areas; hence the Al concentration taking place in the area of Gran Canaria was increased on 3 March 2004 when large quantities of dust were carried out of North Western Africa. A good correlation was found between the model simulation of mineral dust concentration and concentrations of Al data measured. The aluminum concentration in Gran Canaria appears to be a

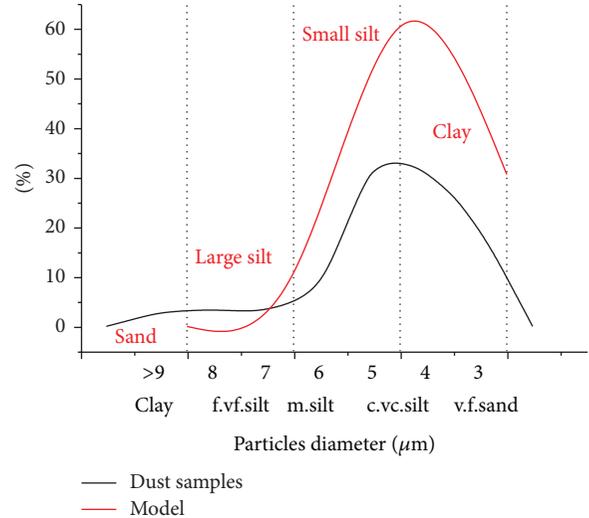


FIGURE 18: Comparison between the polymodal textures fraction from the Aeolian dust samples in the Island of Gran Canaria and the model results of dry deposition fraction on 3 March 2004 at 18 UTC.

useful tracer and is used as an indicator for the intrusion of dust from the surrounding desert areas of Northwest Africa.

Grain size distribution curves were found to be Polymodal in the comparison between textural analyses of aeolian dust samples collected in Gran Canaria and model outputs related to the fraction of dry deposition of four particles including clay, small silt, large silt, and sand. At 18 UTC there was a significant quantity of dry deposition amount of both small silt and clay particles. However large particles fall, reaching a terminal velocity, and are not carried more than few hundred kilometers away.

Even though dry deposition velocity is depending not only on particle properties, but also on atmospheric conditions and surface characteristics, for small silt particles the deposition velocities rise steadily due to gravity and especially impaction and interception processes at the surface and by decreasing wind speeds; for particles of this size the deposition velocity increases with particle diameter as gravitational settling becomes more important, whereas clay particles are controlled by the turbulent processes (size independent); at the top of viscous layer, very close to the smooth surface, turbulence is generally very weak due to the very strong effect of viscous dissipation. For these sizes dry deposition does not appear to be an efficient removal processes, and this could lead to longer atmospheric residence times. For large silt and sand particles gravitational settling becomes much more important and deposition velocities increase with increasing particle diameter.

Dry deposition provides a significant mechanism for the removal of the four particles from the atmosphere, following many factors such as particle diameter and meteorological conditions associated with the aeolian dust and by a reason of the synoptic condition frequent occurrence of falling wind at 10 meters high, the dust deposition of both particles clay

and small silt over the West Africa coast become extensive at 18 UTC on 3 March 2004.

As a result, the atmosphere over Western Africa is almost permanently dry with significant amount of mineral dust deposited during the event of 3 March 2004, from that the dust production is enhanced during this period because of the breaking of soil crusts, in this respect if the ground is drier more dust will rise and arrive to Gran Canaria. It is reasonable to assume that the factors affecting the Gran Canaria dust dry deposition record depend on particle size structure and by the occurrence of proper synoptic conditions.

Conflict of Interests

The authors declare that there is no conflict of interests regarding the publication of this paper.

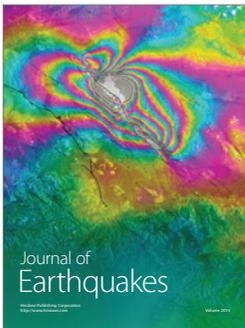
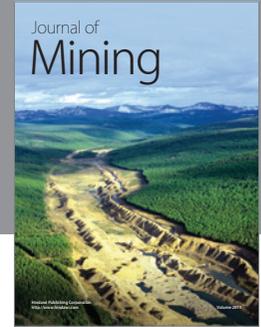
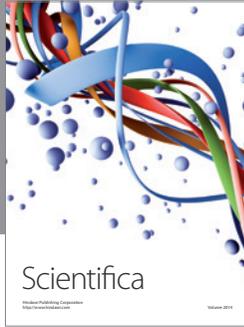
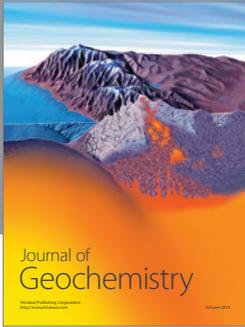
Acknowledgments

The authors thank the group of Atmospheric Modeling and Weather Forecasting of the University of Athens. A special acknowledgment is to the University of de Las Palmas de Gran Canaria (Spain), the Instituto de Astrofísica de Canarias (IAC), the European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT), and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) for providing them measured data and satellite Images.

References

- [1] R. Duce, "Sources distributions and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate," in *Proceedings of the Aerosol Forcing of Climate Conference*, pp. 43–72, Berlin, Germany, 1995.
- [2] M. O. Andreae, "Climatic effects of changing atmospheric aerosols level," in *World Survey of Climatology*, A. Henderson-Sellers, Ed., vol. 16 of *Future Climates of the World*, pp. 341–392, Elsevier, 1995.
- [3] L. Schütz and M. Seibert, "Mineral aerosols and source identification," *Journal of Aerosol Science*, vol. 18, no. 1, pp. 1–10, 1987.
- [4] A. S. Goudie and N. J. Middleton, "Saharan dust storms: nature and consequences," *Earth-Science Reviews*, vol. 56, no. 1–4, pp. 179–204, 2001.
- [5] H. von Suchodoletz, B. Glaser, T. Thrippleton et al., "The influence of Saharan dust deposits on La Palma soil properties (Canary Islands, Spain)," *Catena*, vol. 103, pp. 44–52, 2013.
- [6] M. O. Andreae, B. E. Anderson, D. R. Blake et al., "Influence of plumes from biomass burning on atmospheric chemistry over the equatorial and tropical south Atlantic during CITE 3," *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, no. 6, 1994.
- [7] N. M. Mahowald, S. Engelstaedter, C. Luo et al., "Atmospheric iron deposition: global distribution, variability, and human perturbations," *Annual Review of Marine Science*, vol. 1, pp. 245–278, 2009.
- [8] K. H. Coale, K. S. Johnson, S. E. Fitzwater et al., "A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean," *Nature*, vol. 383, no. 6600, pp. 495–501, 1996.
- [9] J. H. Martin and S. E. Fitzwater, "Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east pacific subarctic," *Nature*, vol. 331, no. 6154, pp. 341–343, 1988.
- [10] W. G. N. Slinn, "Predictions for particle deposition to vegetative canopies," *Atmospheric Environment*, vol. 16, no. 7, pp. 1785–1794, 1982.
- [11] W. Ruijgrok, C. I. Davidson, and K. W. Nicholson, "Dry deposition of particles: implications and recommendations for mapping of deposition over Europe," *Tellus B*, vol. 47, no. 5, pp. 587–601, 1995.
- [12] N. A. Fuchs, *The Mechanics of Aerosols*, Pergamon Press, New York, NY, USA, 1964.
- [13] G. A. Kallio and M. W. Reeks, "A numerical simulation of particle deposition in turbulent boundary layers," *International Journal of Multiphase Flow*, vol. 15, no. 3, pp. 433–446, 1989.
- [14] L. J. Forney and L. A. Spielman, "Deposition of coarse aerosols from turbulent flow," *Journal of Aerosol Science*, vol. 5, no. 3, pp. 257–271, 1974.
- [15] F. Giorgi, "Dry deposition velocities of atmospheric aerosols as inferred by applying a particle dry deposition parameterization to a general circulation model," *Tellus B*, vol. 40, no. 1, pp. 23–41, 1988.
- [16] L. Zhang, S. Gong, J. Padro, and L. Barrie, "A size-segregated particle dry deposition scheme for an atmospheric aerosol module," *Atmospheric Environment*, vol. 35, no. 3, pp. 549–560, 2001.
- [17] C. S. Zender, H. Bian, and D. Newman, "Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: description and 1990s dust climatology," *Journal of Geophysical Research D*, vol. 108, no. 14, pp. 1–19, 2003.
- [18] K. Peters and R. Eiden, "Modelling the dry deposition velocity of aerosol particles to a spruce forest," *Atmospheric Environment A*, vol. 26, no. 14, pp. 2555–2564, 1992.
- [19] I. Tegen and I. Fung, "Modeling of mineral dust in the atmosphere: sources, transport, and optical thickness," *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, no. 11, pp. 22897–22914, 1994.
- [20] Y. Shao, A. H. Fink, and M. Klose, "Numerical simulation of a continental-scale Saharan dust event," *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, no. 13, 2010.
- [21] Y. Shao, K.-H. Wyrwoll, A. Chappell et al., "Dust cycle: an emerging core theme in Earth system science," *Aeolian Research*, vol. 2, no. 4, pp. 181–204, 2011.
- [22] M. D. Gelado-Caballero, P. López-García, S. Prieto, M. D. Patey, C. Collado, and J. J. Hernández-Brito, "Long-term aerosol measurements in Gran Canaria, Canary Islands: particle concentration, sources and elemental composition," *Journal of Geophysical Research D*, vol. 117, no. 3, Article ID D03304, 2012.
- [23] M. D. Gelado, M. J. Rodríguez, J. J. Hernández et al., *Dust Deposition Fluxes to Northeastern Subtropical Atlantic (Canary Islands)*, Universidad de las Palmas de Gran Canaria, Gran Canaria, Spain, 2004.
- [24] S. Palarya, *Air Pollution Meteorology and Dispersion*, Oxford University Press, New York, NY, USA, 1999.
- [25] S. Nickovic, G. Kallos, A. Papadopoulos, and O. Kakaliagou, "A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere," *Journal of Geophysical Research D*, vol. 106, no. 16, pp. 18113–18129, 2001.
- [26] P. Knippertz and A. H. Fink, "Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 132, no. 617, pp. 1153–1177, 2006.
- [27] H. J. Beine, A. Amoroso, G. Esposito et al., "Deposition of atmospheric nitrous acid on alkaline snow surfaces," *Geophysical Research Letters*, vol. 32, no. 10, Article ID L10808, pp. 1–4, 2005.

- [28] L. Tositti, A. Riccio, S. Sandrini et al., "Short-term climatology of PM10 at a high altitude background station in southern Europe," *Atmospheric Environment*, vol. 65, pp. 142–152, 2013.
- [29] G. Kallos, "The regional weather forecasting system SKIRON: a general overview," in *Proceedings of the 22nd NATO/CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modeling and Its Applications*, Clermont-Ferrand, France, 1997.
- [30] S. Nickovic, D. Jovic, O. Kakaliagou, and G. Kallos, "Production and long-range transport of desert dust in the Mediterranean region: Eta model simulations," in *Proceedings of the 22nd NATO/CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modeling and Its Applications*, Clermont-Ferrand, France, 1997.
- [31] S. Nickovic, G. Kallos, A. Papadopoulos, and O. Kakaliagou, "A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere," *Journal of Geophysical Research D*, vol. 106, no. 16, pp. 18113–18129, 2001.
- [32] A. Arakawa, "Design of the UCLA general circulation model. Numerical Simulation of Weather and Climate," Tech. Rep. 7, Department of Meteorology, University of California, LA, Calif, USA, 1972.
- [33] S. A. Slinn and W. G. N. Slinn, "Predictions for particle deposition on natural waters," *Atmospheric Environment A*, vol. 14, no. 9, pp. 1013–1016, 1980.
- [34] F. Giorgi, "A particle dry deposition parameterization scheme for use in tracer transport models," *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, pp. 9794–9806, 1986.
- [35] T. N. Carlson and S. G. Benjamin, "Radiative heating rates for Saharan dust," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 37, no. 1, pp. 193–213, 1980.
- [36] J. M. Prospero, "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 of the United States of America*, vol. 96, no. 7, pp. 3396–3403, 1999.
- [37] I. Tegen, "Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system," *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, no. 18–19, pp. 1821–1834, 2003.
- [38] P. Sancho, J. De La Cruz, A. Diaz et al., "A five-year climatology of back-trajectories from the Izana baseline station, Tenerife, Canary islands," *Atmospheric Environment A*, vol. 26, no. 6, pp. 1081–1096, 1992.
- [39] P. Dorta, M. D. Gelado, P. Cardona et al., "Algunas consideraciones sobre la importancia del polvo de origen sahariano en el clima del archipiélago canario y su aporte a las aguas superficiales oceanicas," in *Publicaciones de la AEC*, pp. 13–24, El agua y el clima, Palma de Mallorca, Spain, 2002.
- [40] N. G. Prezerakos, S. C. Michaelides, and A. S. Vlassi, "Atmospheric synoptic conditions associated with the initiation of north-west African depressions," *International Journal of Climatology*, vol. 10, no. 7, pp. 711–729, 1990.
- [41] K. W. Nicholson, "The dry deposition of small particles: a review of experimental measurements," *Atmospheric Environment*, vol. 22, no. 12, pp. 2653–2666, 1988.
- [42] P. Dorta, M. D. Gelado, and J. J. Hernandez, "Frecuencia, estacionalidad y tendencias de las advecciones de aire sahariano en Canarias (1976–2003)," in *Investigaciones Geograficas*, vol. 38, pp. 23–45, Instituto Universitario de Geografia. Universidad de Alicante, 2005.
- [43] S. Alonso-Pérez, E. Cuevas, and X. Querol, "Objective identification of synoptic meteorological patterns favouring African dust intrusions into the marine boundary layer of the subtropical eastern north Atlantic region," *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 113, no. 3, pp. 109–124, 2011.
- [44] R. Ausra, "Aerosol deposition to coastal forests: a wind tunnel approach," Dissertations 43/2011, Linnaeus University, 2011.
- [45] Y. Shao, *Physics and Modelling of Wind Erosion*, Springer, Berlin, Germany, 2 edition, 2008.
- [46] Y. Toba, "On the giant sae-salt particles in the atmosphere—II Theory of the vertical distribution in the layer 10 m over the Ocean," *Tellus*, vol. 17, pp. 365–382, 1965.
- [47] A. Petroff, L. Zhang, S. C. Pryor, and Y. Belot, "An extended dry deposition model for aerosols onto broadleaf canopies," *Journal of Aerosol Science*, vol. 40, no. 3, pp. 218–240, 2009.
- [48] M. Rashidi, G. Hetsroni, and S. Banerjee, "Particle-turbulence interaction in a boundary layer," *International Journal of Multiphase Flow*, vol. 16, no. 6, pp. 935–949, 1990.
- [49] N. B. Wood, "A simple method for the calculation of turbulent deposition to smooth and rough surfaces," *Journal of Aerosol Science*, vol. 12, no. 3, pp. 275–290, 1981.
- [50] F. Giorgi, "A particle dry deposition parameterization scheme for use in tracer transport models," *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, pp. 9794–9806, 1986.
- [51] G. Kallos and P. Katsafados, *Desert Dust Uptake-Transport and Deposition Mechanisms-Impacts of Dust on Radiation, Clouds and Precipitation, Fluid Mechanics of Environmental Interfaces*, Taylor and Francis e-Library, 2008.
- [52] K. A. Rahn, "Silicon and aluminum in atmospheric aerosols: crust air fractionation?" *Atmospheric Environment*, vol. 10, no. 8, pp. 597–601, 1976.
- [53] J. M. Martin and M. Withfield, "The significance of the river input of chemical elements to the ocean," in *Traces Metals in Sea Water*, C. S. Wong, Ed., pp. 265–296, Plenum, New York, NY, USA, 1983.
- [54] C. Guieu, M.-D. Loÿe-Pilot, C. Ridame, and C. Thomas, "Chemical characterization of the Saharan dust end-member: some biogeochemical implications for the western Mediterranean Sea," *Journal of Geophysical Research D*, vol. 107, no. 15, pp. 1–11, 2002.
- [55] L. Schütz, R. Jaenicke, and H. Petrick, "Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean," in *Desert Dust: Origin, Characteristics and Effect on Man*, T. L. Péwé, Ed., pp. 87–100, Geological Society of America, 1981.
- [56] G. Bergametti, *Apports de matière par voie atmosphérique à la Méditerranée occidentale: aspects géochimiques et météorologiques [Ph.D. dissertation]*, Université Paris VII, 1987.
- [57] K. Pye, *Aeolian Dust and Dust Deposition*, Academic Press, London, UK, 1987.
- [58] N. Kubilay, S. Nickovic, C. Moulin, and F. Dulac, "An illustration of the transport and deposition of mineral dust onto the eastern Mediterranean," *Atmospheric Environment*, vol. 34, no. 8, pp. 1293–1303, 2000.
- [59] I. Menéndez, J. L. Díaz-Hernández, J. Mangas, I. Alonso, and P. J. Sánchez-Soto, "Airborne dust accumulation and soil development in the North-East sector of Gran Canaria (Canary Islands, Spain)," *Journal of Arid Environments*, vol. 71, no. 1, pp. 57–81, 2007.



Hindawi

Submit your manuscripts at
<http://www.hindawi.com>

