

**UNIVERSITE KASDI MERBAH OUARGLA**  
**Faculté des Mathématiques et des Sciences Matières**

**Département de physique**



**Mémoire**

**MASTER ACADEMIQUE**

**Domaine : Science de la Matière**

**Filière : Physique**

**Spécialité : Physique et Météorologie de l'Environnement Aride**

**Présenté par :**

**AMRANE Afaf & HAMDI Safa**

**Thème**

**Simulation numérique du cycle de vie d'une  
tempête de sable et de poussière**

**Soutenu publiquement :**

**Le : 30/05/2017**

**Devant le jury :**

**Mr. L.Benmebrouk MCA**

**Président**

**UKM Ouargla**

**Mr. A.FAKIH Magister/ONM**

**Encadreur/Rapporteur**

**UKM Ouargla**

**Mr.Benkhefallah MAA**

**Examineur**

**UKM Ouargla**

**Année universitaire : 2016/2017**

# Remerciement

*Nous tenons tout d'abord à remercier ALLAH le tout puissant et miséricordieux, qui nous avons donné la volonté, la force et la patience d'accomplir ce travail.*

*Nos vifs remerciements à notre directeur de thèse Mr. FAKIH Abd ALI, pour nous avoir fait confiance, de nous avoir guidé, encouragé, conseillé, par sa bonne compréhension, sa disponibilité, sa communication et ses précieuses intuitions.*

*Nous exprimons nos sincères remerciements à tous les membres composant notre jury de thèse au Mr Benmebrouk Lazhar , Professeur à l'UKM d'OUARGLA, qu'il trouve ici ma profonde gratitude pour l'honneur qu'il me fait d'avoir accepté d'être président de notre Jury, ainsi qu'au examinateur*

*Mr. Benkhlfallah, Professeur au UKM D'OUARGLA, 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.*

*Nous remercions tout particulièrement, le chef de département de physique ainsi que nos enseignements de l'université Kasdi-Merbah-Ouargla.*

*Nos sincères remerciements vont également à nos amies les étudiantes de la promotion de physique et météorologie de l'environnement aride 2016-2017, chacun avec son nom.*

*J'adresse également mes remerciements(Safa) Pour mon mari .*

*Enfin, nous voudrions évoquer les membres de notre famille élargie qui ont toujours été là pour nous soutenir et à qui nous dédions ce travail en espérant avoir été à la hauteur. nous ne trouverons pas de mots assez forts pour leur exprimer nos reconnaissanc*

## Sommaire

Introduction générale.....	1
Chapitre1	
Poussière et sable désertique .....	4
1.1. Définition.....	4
1.2. Problématique :.....	5
1.3. Source et classification des aérosols :.....	6
1.4. Granulométrie :.....	7
1.5. Méthode de mesure et détection :.....	8
1.5.1. Le TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance) .....	9
1.5.2. La télédétection au sol.....	9
a) L' AERONET (AErosol RObotic NETwork) .....	10
b) Le réseau EARLINET .....	11
1.5.3. Télédétection depuis l'espace : le satellite Météosat.....	12
1.6. Variabilité temporelle d'émission .....	13
Chapitre2	
Mécanisme physique du cycle de poussière désertique.....	15
2.1 L'émission .....	15
2.1.1 Les modes de mouvement des particules .....	15
2.1.2 Mécanisme de soulèvement.....	18
a) Conditions dynamiques au déclenchement : .....	19
b) Conditions thermodynamiques du déclenchement .....	24
2.2 Transport dans l'atmosphère .....	25
2.2.1 Dissipation par dispersion .....	26
2.2.1.1 Processus de dispersion par turbulence .....	27
2.2.1.2 Processus de dispersion en fonction de la stabilité d'atmosphère .....	27
2.2.2 La dissipation par advection.....	28
2.3 Dépôt d'aérosols désertique .....	29
2.3.1 Le dépôt sec.....	29
2.3.1.1 Sédimentation.....	30
2.3.1.2 Diffusion brownienne.....	30
2.3.1.3 Impaction.....	30
2.3.1.4 Interception.....	31
2.3.2 Le Dépôt humide .....	3

2.4	Variabilité temporelle (diurne) d'un événement de poussière (tempête de sable) .....	32
Chapitre3		
	Simulation d'un évènement de poussière .....	34
3.1	Le modèle atmosphérique Eta .....	34
3.1.1	Les équations de conservations du mouvement .....	35
3.1.2	Les paramétrisations physiques .....	37
3.1.3	Les conditions initiales et les conditions aux bords : .....	40
3.1.4	Les conditions aux limites inferieures et supérieures .....	41
3.1.5	La physique du modèle.....	41
3.2	Le modèle DREAM.....	42
3.2.1	Schéma d'émission.....	42
3.2.2	Description de l'équation d'Euler.....	43
3.2.3	Les zones sources .....	44
3.2.4	Taille et distributions massiques des particules.....	46
3.2.5	Exécution du modèle : procédures et termes calculus .....	47
3.2.5.1	Calcul du terme source .....	47
3.2.5.2	Calcul du flux vertical .....	48
3.2.5.3	La vitesse de friction seuil.....	48
3.2.5.4	Les Dépôts de poussières désertiques.....	49
3.2.5.5	Les facteurs de dispersion de poussières .....	51
3.2.5.5.1	Calcul de la diffusion verticale.....	52
3.2.6	Installation du modèle .....	53
3.3	Les données utilisées .....	53
3.4	Analyse synoptique de la situation du 07-10 Mars 2007 .....	54
3.4.1	Choix du domaine.....	61
3.4.2	Longueur de rugosité utilisée par le modèle ETA.....	62
3.4.3	Conditions initiales et aux bords .....	62
3.5	Analyse des résultats .....	63
3.5.1	situation du 07/03/2007 .....	63
3.5.2	Situation du 08/02/2007 .....	64
3.5.3	Situation du 09/03/2007 .....	64
3.5.4	Situation du 10/03/2007 .....	66
3.6	Validation avec les données d'observation .....	67
	conclusion.....	72
	Référence.....	73

## Table des figures

Figure1.1: sable désertique.....	4
Figure1.2: micrographie au MEB de poussière désertique déposée sur un filtre.....	4
Figure1.2: les effet de poussière désertique (tempête de sable) .....	6
Figure1.3:les sources de poussières (sable) désertiques .....	7
Figure1.4: Le TEOM implanté à Dédougou (Burkina Faso) : a) vue de l'abri ; b) zoom sur la tête PM10 .....	9
Figure1.5: carte globale des stations du réseau AERONET.....	10
Figure1.6: Des instruments des mesures de l'épaisseur optique d'aérosols Tamanrasset, Algérie Observatoire sous l'intrusion subsaharienne.....	11
Figure2.1:cycle de poussière désertique .....	15
Figure2.2: schéma de roulement et glissement.....	16
Figure2.3: schéma de saltation. ....	16
Figure2.4: schéma de suspension. ....	17
Figure2.5:illustration des phénomènes régissant la mobilisation d'une particule par le vent.....	18
Figure2.6: bilan des forces auxquelles est soumis un grain de diamètre $D_p$ sous le cisaillement ( $\tau$ )....	20
Figure2.7:représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle ( $\tau$ ) exercé par l'écoulement sur le sol.....	21
Figure 2.8:la force de frottement en fonction de la stabilité thermique de la CLS: les profils verticaux de vent suivant les conditions de stabilité .....	25
Figure2.9: cycle de vie d'une tempête de poussière .....	27
Figure 2.10:dispersion d'un panache de poussière en fonction de la stabilité de l'atmosphère : (a) : Pour des conditions instables, (b) : Pour des conditions stables .....	28
Figure 2.11:advection d'un panache de poussière.....	29
Figure 2.12: procédé atmosphérique de la poussière désertique .....	29
Figure 3.1: schéma des processus physiques dans le modèle Eta.....	37
Figure 3.2: Discrétisation horizontale et disposition des variables sur la grille E d'Arakawa.....	39
Figure 3.3: Les 13 types de végétation utilisés dans le modèle (Dorman and sellers, 1989) .....	44
Figure 3.4: Les quatre classes de particules utilisées dans le module DREAM .....	46
Figure 3.5: Le système de prétraitement du modèle. ....	54

Figure 3.6: a) les cartes de vent et de pression au niveau 500 Mb de 07/03/2007 a 12hTU .....	54
Figure 3.6: b) les cartes de vent et de pression au niveau 850 Mb de 07/03/2007 a 12hTU .....	55
Figure 3.7: a) les cartes de vent et de pression au niveau 500 Mb de 08/03/2007 a 12hTU .....	55
Figure 3.7: b) les cartes de vent et de pression au niveau 850 Mb de 08/03/2007 a 12hTU .....	56
Figure 3.8: a) les cartes de vent et de pression au niveau 500 Mb de 09/03/2007 a 12hTU .....	56
Figure 3.8: b) les cartes de vent et de pression au niveau 850 Mb de 09/03/2007 a 12hTU .....	57
Figure 3.9: a) les cartes de vent et de pression au niveau 500 Mb de 10/03/2007 a 12hTU .....	57
Figure 3.9: b) les cartes de vent et de pression au niveau 850 Mb de 10/03/2007 a 12hTU.....	58
Figure 3.10: les cartes de vent et de pression au niveau de surface de 07/03/2007 a 12hTU.....	59
Figure 3.11: les cartes de vent et de pression au niveau de surface de 08/03/2007 a 12hTU.....	59
Figure 3.12: les cartes de vent et de pression au niveau de surface de 09/03/2007 a 12hTU.....	60
Figure 3.13: les cartes de vent et de pression au niveau de surface de 10/03/2007 a 12hTU.....	60
Figure 3.14: Rugosité de surface (grads.2004).....	62
Figure 3.15:concentration de sable en surface le 2007/03/07 à 18hTU .....	63
Figure 3.16: concentration de sable en surface le2007/03/08 à 12hTU .....	64
Figure 3.17:concentration de sable en surface le 2007/03/08 à 18hTU .....	64
Figure 3.18:concentration de sable en surface le 2007/03/09 à 00h TU .....	64
Figure 3.19: concentration de sable en surface le 2007/03/09 à06h TU .....	64
Figure 3.20:concentration de sable en surface le 2007/03/09 à 12h TU .....	65
Figure3.21:concentration de sable en surface le 2007/03/09 à 18h TU .....	65
Figure3.22:concentration de sable en surface le 2007/03/10 à 00h TU .....	66
Figure 3.23: concentration de sable en surface le 2007/03/10 à 06h TU .....	66
Figure 3.24: concentration de sable en surface le 2007/03/10 à 12h TU .....	66
Figure 3.25: concentration de sable en surface le 2007/03/10 à 18h TU. ....	66
Figure3.26: évolution temporelle de la concentration de surface à Mechria.....	67
Figure 3.27: évolution temporelle de la concentration de surface à Bechar .....	68
Figure 3.28: évolution temporelle de la concentration de surface à El-Goléa.....	69
Figure 3.29 : évolution temporelle de la concentration de surface à In Salah.....	69
Figure 3.30: évolution temporelle de la concentration de surface Ghardaïa.....	70
Figure 3.31: évolution temporelle de la concentration de surface Ouargla.....	71

## Sommaire des tableaux

Tableau 1.1: les différents tailles du poussières désertiques(Société de l'Amérique de science de sol )..7	
Tableau 1.2: les différents tailles des poussières désertiques (MIT) .....	8
Tableau 1.3: les différents tailles des poussières désertiques(Société international de science de sol ) .....	8
Tableau 1.4: les différents tailles des poussières désertiques (Classification de Tegen and fang).....	8
Tableau 1.5: les différents tailles des poussières désertiques (Tegen and fang, (1994) selon la diamètre de particule) .....	8
Tableau 2.1: vitesse de seuils de soulèvement de poussière pour différents environnements désertiques .....	19
Tableau 2.2: vitesses de friction seuil ( $u_{*t}$ ) et vitesses moyennes seuils ( $u_t$ ) aux fonctions de la nature de sol .....	23
Tableau 2.3: vitesses de frictions en fonction de la stabilité thermique de la CLS pour différents valeurs des vitesses de vent moyen à dix mètres .....	25
Tableau 3.1: Les 13 types de végétation utilisés dans le model .....	44
Tableau 3.2: Types de sols et fractions des particulaires .....	45
Tableau 3.3: Classes de particules avec diamètre et densité correspondante .....	46
Tableau 3.4: Texture des classes et humidité résiduelle .....	47

## **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. 1994),( 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), 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). Il existe deux types d'aérosols désertiques : sable et poussière désertique. 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). 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) la 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).

Les moments les plus exposés aux poussières (ou sable) dans un contexte déjà poussiéreux, mais qui reste cependant assez floue, notamment par manque de vérité-terrain, s'appellent « les événements de poussières », le plus intense de ces événements est appelé « tempête de poussière ou de sable ».Le tempête de sable est un phénomène météorologique qui se



manifeste par des vents violents provoquant la déflation et le transport des particules de sable dans l'atmosphère.

La compréhension des processus de formation, émission et dispersion dans l'atmosphère (de tempête) par des techniques numériques sont d'une importance capitale pour la compréhension des effets sur le climat (modification du bilan radiatif), et aussi pour le secteur socio-économique (énergie, transport, ...). Dans cette étude la durée de vie d'un événement est simulée par un modèle atmosphérique de mésoéchelle « Dust Regional Atmospheric Model » DREAM (Nicovick et al, 2001).

Le mémoire de thèse est divisé en trois parties. Le premier chapitre est une présentation des principaux types et les généralités sur les aérosols désertiques, notamment la poussière et le sable désertique. Nous présentons leur impact sur les différents domaines de la vie ainsi que les méthodes utilisés pour mesurer et détecter ces particules.

Dans le second chapitre, nous présentons les mécanismes physiques qui contrôlent l'émission et dispersion et dépôt de poussière et sable désertique.

Dans le chapitre 3<sup>ème</sup>, nous parlons sur le modèle Eta-DREAM et les résultats de la modalisation et simulation d'un événement de poussière pour une période de 96 h (07-08-09-10 mars 2007) par ce modèle.

# **Chapitre 1**

## **Poussière et sable désertique**

## Chapitre1

### Poussière et sable désertique

#### 1.1.Définition

Les aérosols désertiques sont le résultat d'interactions complexes entre l'atmosphère, la lithosphère et la biosphère (panc03). Ce sont des particules mises en suspension par l'action du vent sur les surfaces continentales désertiques ou semi-arides.

Ils constituent l'une des contributions majeures au contenu en aérosol de l'atmosphère, en particulier dans les régions tropicales et subtropicales. Ils représentent environ 40% des émissions globales en aérosols troposphérique (Ipcc01).

Le sable et la poussière désertique sont des matériaux granulaires( un matériau constitué d'un grand nombre de particules solides distinctes, les grains,



Figure1.1: sable désertique  
(<http://fr.sott.net>2017)

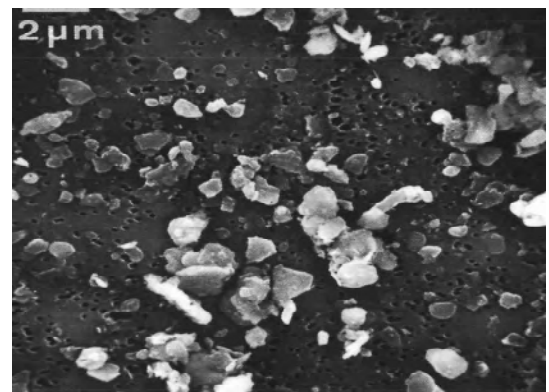


Figure1.2:micrographie au MEB de  
poussière désertique déposée sur un filtre  
(OMS Lannion.1998)

qui ne sont pas liés par des liaisons covalentes c'est-à-dire de liaison chimique. Cette division en éléments multiples entraîne des comportements particuliers de ces matériaux, beaucoup de propriétés à grande échelle étant ainsi indépendantes des propriétés individuelles des grains). Ils sont constitués de petites particules provenant de la désagrégation d'autres roches dont la dimension est comprise entre 0,063 et 2 mm selon la définition des matériaux granulaires en géologie mais plus de 80% d'entre elles font partie des plus grosses. Sa composition peut révéler jusqu'à 180 minéraux différents (quartz, micas, feldspaths) ainsi que des débris calcaires . La masse volumique du sable sec varie, selon sa granulométrie et sa composition, de 1,7 à 1,9 kg/l (en moyenne 1 850 kg/m<sup>3</sup>). Le sable forme naturellement des pentes stables jusqu'à environ 30°, au-delà de cet angle, il s'écoule par avalanches successives

pour retrouver cette pente stable. Cette propriété peut être exploitée pour étudier des formes parfaites générées par l'écoulement du sable sur des plaques de formes différentes. Par exemple, en faisant couler du sable sur un socle de forme carrée, le sable va former une pyramide parfaite avec des pentes de 30°(<https://fr.wikipedia.org>.2017).

## 1.2. Problématique

Les aérosols jouent un rôle important dans le système climatique ; leur effet est actuellement l'une des plus grandes incertitudes dans les prévisions. Ils jouent un rôle important dans la chimie de l'atmosphère en influant sur la concentration d'autres constituants de l'atmosphère qui peuvent être potentiellement nocifs, comme l'ozone par exemple. Ils ont une grande importance dans le bilan radiatif, en particulier dans la gamme UV-B. Au niveau du sol, ils peuvent être nocifs voire toxiques pour les humains, les animaux et les plantes

De par leur composition chimique (métaux toxiques, composés organiques toxiques, etc.) et leur impact visuel, les effets des poussières sur la santé ont été pris en compte par le législateur depuis de nombreuses années. La priorité actuelle porte sur la fraction PM<sub>2,5</sub>, dont le rôle a été démontré dans certaines atteintes fonctionnelles respiratoires, le déclenchement de crises d'asthme et la hausse du nombre de décès dus à des atteintes cardio-vasculaire ou respiratoire, notamment chez les sujets sensibles.

Capables de pénétrer au plus profond de l'appareil respiratoire, les PM<sub>2.5</sub> atteignent les voies aériennes terminales, se déposent par sédimentation ou pénètrent dans le système sanguin. Elles peuvent en outre véhiculer des composés toxiques, allergènes, mutagènes ou cancérigènes, comme les hydrocarbures aromatiques polycycliques et les métaux lourds. Comme le précise le deuxième Plan national santé environnement (PNSE 2), l'Organisation mondiale de la santé (OMS) estime que plus de deux millions de personnes meurent chaque année dans le monde du fait de l'inhalation de particules fines présentes dans l'air intérieur et extérieur.

Du point de vue environnemental, les particules en suspension peuvent réduire la visibilité et influencer le climat en absorbant ou en diffusant la lumière. En se déposant, elles salissent et contribuent à la dégradation physique et chimique des matériaux. Les particules, riches en nitrate et sulfates d'ammonium, participent quant à elles à l'eutrophisation et à l'acidification des milieux. Les poussières peuvent aussi perturber le trafic aérien et, comme d'autres (tempête), arracher des arbres et priver d'électricité de nombreux foyers (<https://fr.wikipedia.org>.20117).



Figure1.3: les effet de poussière désertique (tempête de sable)(www.google.com.2017)

### 1.3. Source et classification des aérosols

Du fait de la diversité de leur composition chimique, de leur état (solide ou liquide) et de leur taille (caractérisée notamment par leur diamètre), les particules constituent un ensemble très hétérogène. Elles sont différenciées selon leur taille :

- les particules totales en suspension (appelées PTS ou TSP pour *Total Suspended Particulates*), qui regroupent l'ensemble des particules quelle que soit leur taille .
- les PM<sub>10</sub> : dont le diamètre est inférieur à 10  $\mu\text{m}$  (microns).
- les PM<sub>2,5</sub> : dont le diamètre est inférieur à 2,5  $\mu\text{m}$ . Ces dernières sont nommées particules fines et incluent les particules ultrafines de diamètre inférieur à 0,1  $\mu\text{m}$ , qui relèvent de la problématique des nanoparticules.
- les PM<sub>1,0</sub> : particules dont le diamètre est inférieur à 1  $\mu\text{m}$ .

Les particules comprises entre 2,5 et 10 microns sont appelées des particules grossières. Les particules de moins de 2,5 microns sont nommées particules fines et incluent les particules ultrafines de diamètre inférieur à 0,1  $\mu\text{m}$  (PM<sub>0,1</sub>).

Les poussières peuvent être d'origine :

- anthropique (procédés industriels, combustion, activités agricoles), grosses ou fines, noires (combustion du charbon) ou blanches (cimenteries), issues de sources fixes (cheminées industrielles, chaufferies, bâtiments d'élevage, silos) ou de sources mobiles (circulation automobile, travail du sol).
- naturelle (érosion des sols, feux de forêt, etc.) comme la poussière désertique.

Poussières désertiques sont des aérosols minéraux et produits dans les zones arides et semi-arides (pluies inférieures à 200 mm/an) .

Les régions les plus émettrices de poussières se situent en :

- Afrique (le Sahara et le Sahel).
- Asie (les déserts chinois, Gobi).

Et d'autres sources constituent aussi des sources d'aérosols désertiques, même si les quantités émises sont



relativement faibles comme :

Figure1.4:les sources de poussière (sable) désertique (guichet du sair.org.2017)

- Afrique du Sud (Namib, Kalahari).
- Ouest des États-Unis (Grand Bassin, Mojave, Sonora).
- Amérique du sud(Atacama).
- Australie (Désert Nord-Ouest, Gibson). (guichet du sair.org.2017) .

Le Sahara de l'Afrique du Nord produit 1150Mt d'aérosols désertiques par an , les sources Asiatiques en produisent 600 Mt/an et les autres sources moins de 200 Mt/an(Ginoux ; 2004, Shao et al. 2011). Selon les estimations de 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. (BENOUDA.2014).

**1.4. Granulométrie**

La poussière désertique est de l'origine d'érosion des sols, donc les particules de poussière désertique sont les particules de sol, et ces dernières existent en tailles différentes dans différentes systèmes (M. Mikami et al. 2005) :

❖ Société de l'Amérique de science de sol et Département de l'agriculture de l'États-Unis :

Gravé	Sable					limon	Argile
de76.2mm à2mm	Très grosse	grosse	moyenne	Fine	Très fine	0.05mm à 0.002mm	≤0.002mm
	2mm à 1mm	1mm à 0.5mm	0.5mm à0.25mm	0.25mm à 0.1mm	0.1mm à 0.05mm		

Tableau1.1:les différents tailles du poussières désertiques(Société de l'Amérique de science de sol)

- ❖ MIT (Institut de technologie du Massachusetts) et institut standard de Bretagne :

Gravé et pierre	Sable			limon			argile
	Grosse	moyenne	Fine	grosse	moyenne	fine	
$\geq 2\text{mm}$	2mm à 0.6mm	0.6mm à 0.2mm	0.2mm à 0.06mm	0.06mm à 0.02mm	0.02mm à 0.006mm	0.006mm à 0.002mm	$\leq 0.002\text{mm}$

Tableau 1.2: les différents tailles des poussières désertiques (MIT)

- ❖ Société international de science de sol :

Gravé	Sable		Limon	Argile
$\geq 2\text{mm}$	grosse	Fine	0.02mm à 0.002mm	$\leq 0.002\text{mm}$
	2mm à 0.2mm	0.2mm à 0.02mm		

Tableau 1.3: les différents tailles des poussières désertiques(Société international de science de sol )

- ❖ Classification de Tegen and fang, (1994) selon la taille de particule :

Sable	Limon		Argile
1mm à 0,025mm	grosse	Fine	0,001mm à 0,0001mm
	0,025mm à 0,01mm	0,01mm à 0,001mm	

Tableau1.4: les différents tailles des poussières désertiques (Classification de Tegen and fang)

- ❖ Classification de Tegen and fang, (1994) selon la diamètre de particule :

Sable	grand limon	Petit limon	Argile
0,038mm	0,018mm	0,0061 $\mu\text{m}$	0,00073mm

Tableau 1.5: les différents tailles des poussières désertiques (Tegen and fang, (1994) selon la diamètre de particule)

### 1.5. Méthode de mesure et détection

La surface étendue du désert, 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, l'analyse des données météorologiques de la poussière, et la modélisation numérique.

### 1.5.1. Le TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance) :

Le TEOM permet de mesurer les concentrations massiques des aérosols en surface et constitue un point de validation essentiel pour les données satellite (OMI, MODIS, MSG) et les sorties des modèles (CHIMERE entre autres). Il est né du projet AMMA-Phase1 (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) et sera utilisé dans le cadre du projet AMMA-Phase2 pour étudier spécifiquement le lien entre aérosols désertiques, climat et méningites à une échelle spatiale fine.

Son principe de mesure est simple et robuste : les particules en suspension dans l'air, aspirées par une pompe connectée à la base de la microbalance, et retenues par un filtre de collection, augmentent la masse du système oscillant du TEOM, produisant une décroissance de la fréquence naturelle de vibration qui est d'environ 200 Hz. Cette variation de fréquence est convertie en variation de masse  $dm$  selon :  $dm = K_0 (1/f_1^2 - 1/f_2^2)$ , où  $f_1$  est la fréquence initiale,  $f_2$  la fréquence finale, et  $K_0$  la constante de calibration. Le TEOM mesure en automatique à un pas de temps fin (15 minutes) et en continu (de jour comme de nuit) les concentrations en surface des particules de diamètre inférieur à  $10 \mu\text{m}$  (PM10). (ROUCAUP.2015).

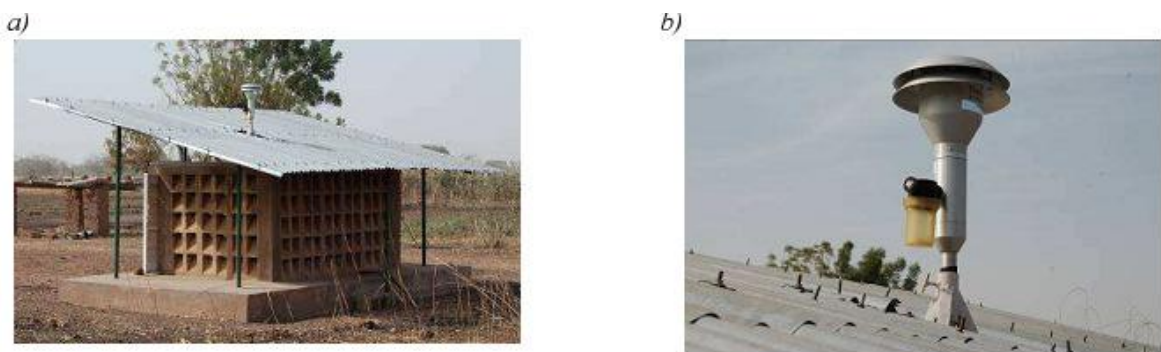


Figure1.5: Le TEOM implanté à Dédougou (Burkina Faso) : a) vue de l'abri ; b) zoom sur la tête PM10 (ROUCAUP.2015).

### 1.5.2. La télédétection au sol :

Les aérosols peuvent être détectés depuis le sol par des mesures de visibilité (intégration horizontale) et par des mesures photométriques (intégration verticale). Ces techniques d'observation font appel à la télédétection passive (mesures réalisées par des photomètres solaires, réseau AERONET, réseau EARLINET). Ces mesures se sont rapidement développées depuis le milieu des années 90 et constituent maintenant une base de données



inégalée pour la caractérisation des aérosols en milieu continental. L'amélioration des instruments, aussi bien passifs qu'actifs, permet en effet des mesures très complètes de la concentration et de la distribution en taille des particules, ainsi que de leur distribution verticale.(Oumar.2007).

**a) L'AERONET (AErosol RObotic NETwork) :**

L'AERONET est un réseau de photomètres solaires qui mesurent les propriétés atmosphériques de l'aérosol .Le système de mesure est un radiomètre spectral CIMEL Electronique 318A alimenté par le soleil qui mesure les rayonnements du Soleil et du ciel à un certain nombre de longueurs d'ondes fixes dans le spectre visible et proche du spectre infrarouge proche.

AERONET fournit des observations continues sur épaisseur optique d'aérosol (AOD), d'eau précipitable et d'aérosols d'inversion dans divers régimes d'aérosol. Les produits d'inversion sont récupérés à partir des scintigraphies d'éclairement d'ambre en fonction de l'angle de diffusion et incluent des produits tels que la distribution de la taille du volume d'aérosol, l'indice de réfraction du complexe aérosol, l'absorption optique (albédo à diffusion unique) et la fonction de la phase de diffusion des aérosols. Tous ces produits représentent une moyenne de la colonne totale d'aérosol dans l'atmosphère.

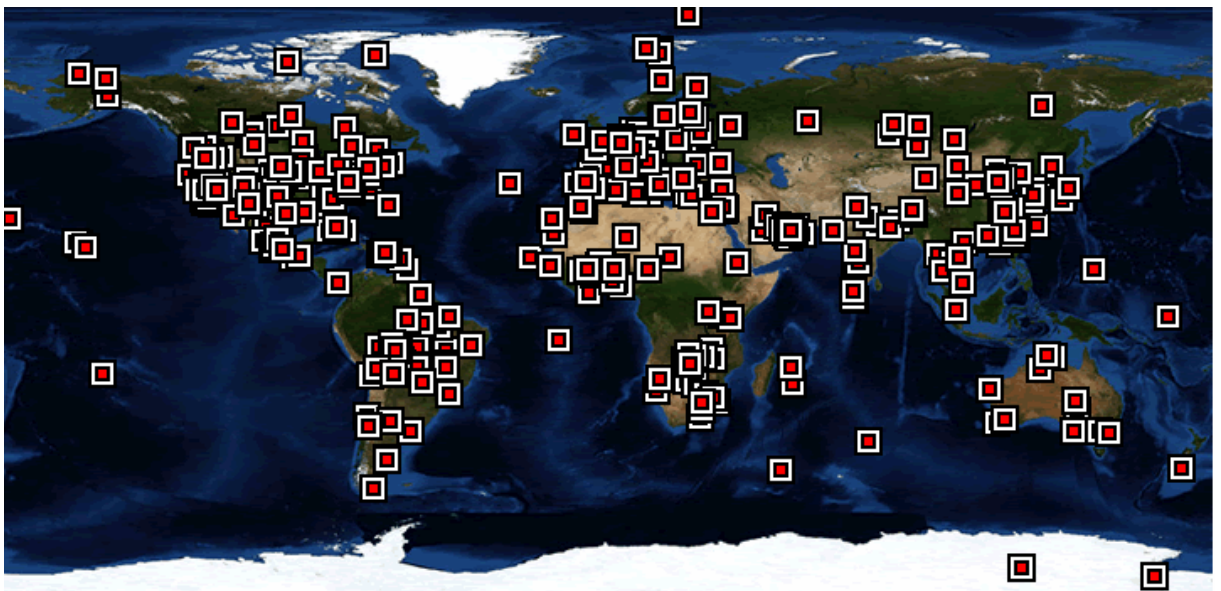


Figure1.6: carte globale des stations du réseau AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>)



**Figure1.7:** Des instruments des mesures de l'épaisseur optique d'aérosols Tamanrasset, Algérie Observatoire sous l'intrusion subsaharienne en 3 Mars 2004.

### **L'épaisseur optique AOD (spectral aerosol optical depth) :**

Nombre sans dimension, est une grandeur très importante pour l'étude des aérosols atmosphériques et de leur effet sur le climat. En effet, elle contient l'information sur le pouvoir d'extinction d'une quantité donnée d'aérosol à une longueur d'onde donnée et l'information sur la charge en aérosols le long du trajet suivi par le rayonnement. Il mesure le degré de transparence du milieu. Elle est définie par la fraction de rayonnement électromagnétique (ou de lumière) absorbée par les composants de la couche traversée. (<http://fr.wikipedia.org>.2017) .

### **b) Le réseau EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) :**

Le réseau EARLINET a été créé afin d'établir une climatologie des aérosols. Les aérosols influent sur la vie terrestre de différentes façons. C'est pourquoi il est nécessaire de comprendre précisément les processus de création, de redistribution et d'élimination des aérosols dans l'atmosphère.

Un ensemble de données décrivant la distribution verticale, horizontale et temporelle y compris sa variabilité à l'échelle continentale est indispensable. L'ensemble des données est utilisé pour valider et améliorer les modèles de prédiction de l'évolution de l'atmosphère suivant différents scénarios de développement économique comprenant les actions engagées pour la préservation de l'environnement.([www.atmo.meas.tech.net](http://www.atmo.meas.tech.net).2015).

### 1.5.3. Télédétection depuis l'espace : le satellite Météosat :

Une caractéristique importante des poussières transportées est la grande variabilité spatiale et temporelle de leur concentration atmosphérique. La télédétection spatiale permet des observations à grande échelle avec une grande résolution spatiale. Elle permet aussi de grandes durées d'observation (plusieurs années pour un satellite donné) à une fréquence de mesures élevée. Les mesures satellitaires depuis l'espace sont particulièrement intéressantes pour les régions d'accès difficile telles que les déserts.

Ainsi, le satellite Météosat de première génération observe la Terre depuis l'altitude 35850 km au-dessus du Golfe de Guinée, au point de coordonnées géographiques (0°,0°). Il permet une couverture d'environ un quart de la surface du globe, soit une surface comprise entre  $\pm 60^\circ$  en latitude et en longitude. Ce satellite fournit des données toutes les 30 minutes à partir des trois canaux spectraux du radiomètre MVIRI (Meteosat Visible and InfraRed Imager) situés dans le visible, l'infrarouge et la bande d'absorption de la vapeur d'eau. Le premier satellite de la génération, Météosat-1, a été lancé en 1977 et le dernier, Météosat-7, a été lancé en 1997, soit 20 ans après.

En 2002, Météosat s'est vu supplanté par la nouvelle génération de satellites, Meteosat Second Generation (MSG). C'est une famille de quatre satellites météorologiques géostationnaires dont le premier, Météosat-8 (ou MSG-1), fut lancé en 2002, et le deuxième, MSG-2, suivit en décembre 2005. Son radiomètre SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) possède douze canaux qui couvrent une large région spectrale en grande partie dans l'infrarouge. Il génère des images multispectrales de la surface de la Terre toutes les 15 minutes. Sa résolution spatiale au nadir est de un kilomètre pour le canal High Resolution Visible (HRV) et trois kilomètres pour les autres canaux.(Benaouda.2014).

#### L'indice de poussière IDDI :

L'infrarouge thermique (IRT) est un domaine spectral où la détection de l'aérosol désertique est particulièrement efficace. Ainsi, l'utilisation du canal IRT de Météosat au-dessus des terres, a permis le développement d'un indice qualitatif de poussière, appelé IDDI (Infrared Difference Dust Index).

### 1.6. Variabilité temporelle d'émission :

Les poussières désertiques présentent un cycle saisonnier très marqué et dont le calendrier ne coïncide que partiellement avec celui du régime d'Harmattan (un vent du nord-est, très chaud le jour, plus froid la nuit, très sec et le plus souvent chargé de poussière). Ainsi, si la saison sèche s'étend d'octobre à mars, nous pouvons distinguer une période « sans » poussières de juillet à décembre et une période « avec » poussières de janvier à juin. Cette dernière peut elle-même être scindée en deux sous-périodes : de janvier à mars (JFM) puis d'avril à juin.

C'est en JFM que les alizés continentaux (un vent régulier des régions intertropicales, soufflant de façon régulière des hautes pressions subtropicales vers les basses pressions équatoriales) de direction Nord/Nord-Est, gagnent en vitesse dans les basses couches atmosphériques, et apportent avec eux des quantités importantes de poussières désertiques depuis le Sahara jusqu'au Sahel. Ainsi, JFM est la période de poussières « basses couches », celle pendant laquelle les populations sont le plus exposées à une qualité de l'air dégradée et à des risques sanitaires importants tels que les grandes épidémies de méningites bactériennes. D'avril à juin, le régime de Mousson (un flux de masses d'air) se met en place, et les poussières, bien que toujours présentes au Sahel, sont beaucoup moins fréquemment en surface, réduisant les risques sanitaires liées à leur présence. (Roucaup.2015).

# **Chapitre 2**

## **Mécanisme**

**physique du cycle de  
poussière désertique**

## Chapitre2

## Mécanisme physique du cycle de 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.

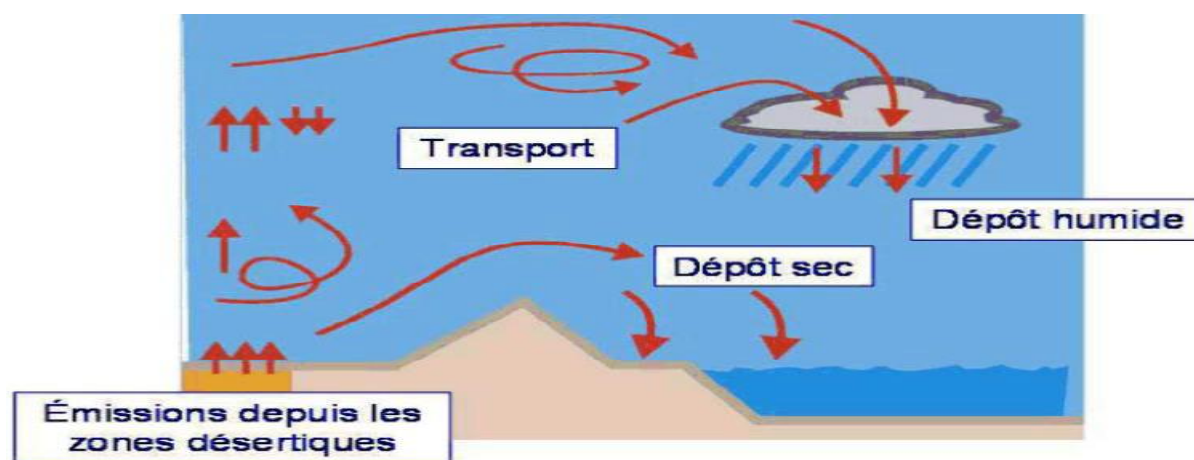


Figure2.1:cycle de poussière désertique(Laurent , 2005)

## 2.1 L'émission

### 2.1.1 Les modes de mouvement des particules :

L'émission ou soulèvement des particules, depuis les zones source, nécessite trois conditions. D'abord, les particules susceptibles d'être mobilisées par le vent doivent être disponibles en quantité importante dans le sol. Ensuite, il ne faut pas trop d'obstacle en surface (exemple : un couvert végétal) car ils contribuent à limiter la mobilisation des particules. Enfin, l'apport d'énergie d'origine éolienne à la surface doit être suffisant pour vaincre les forces de cohésion interparticulaires. Si ces conditions sont remplies, différents types de mouvement des particules peuvent se produire :

- **Reptation :**

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.

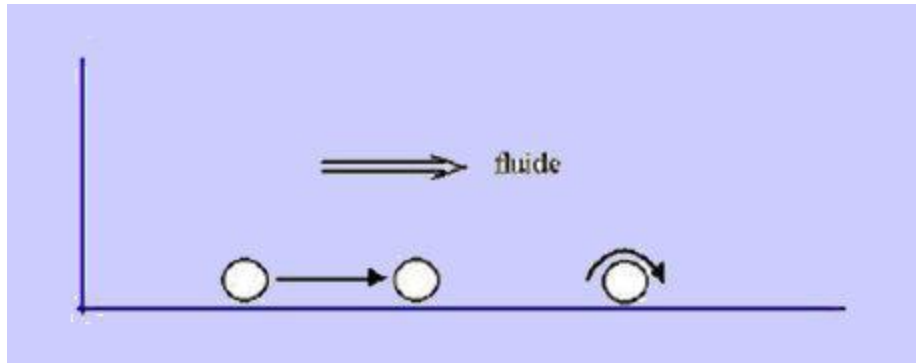


Figure2.2: schéma de roulement et glissement (www.ma.auf.org).

- **Saltation :**

Affecte les particules de diamètre pouvant aller jusqu'à  $100\mu\text{m}$ . 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 continu. La saltation étant un processus très efficace pour mobiliser et déplacer les particules, les particules les plus fines peuvent également être emportées.

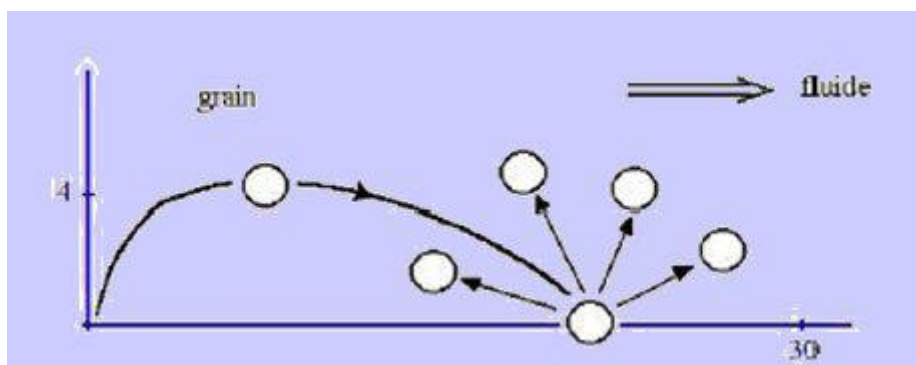


Figure2.3: schéma de saltation (www.ma.auf.org).

- **La suspension (ou l'entraînement aérodynamique) :**

Troisième mode de déplacement, correspond au flottement dans l'air de particules fines de diamètres faibles  $< 0,1 \text{ mm}$  dont le mouvement initial est également déclenché par l'impact des particules en saltation. Ce type de transport apparaît pour un cisaillement supérieur à la

vitesse de sédimentation. Les grains ont des trajectoires quasi rectilignes, de sommet ondulé, situées bien au dessus du lit granulaire. En d'autres termes, c'est un transport sous forme de poussière, même par vent léger sous des grandes distances (milliers de Km). ([www.ma.auf.org](http://www.ma.auf.org)). 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 $\mu\text{m}$ ) 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 turbulent 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.

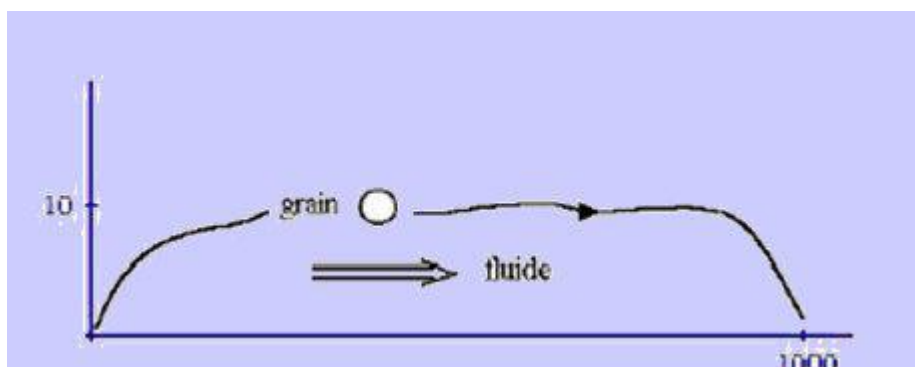


Figure2.4: schéma de suspension ([www.ma.auf.org](http://www.ma.auf.org)).

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.



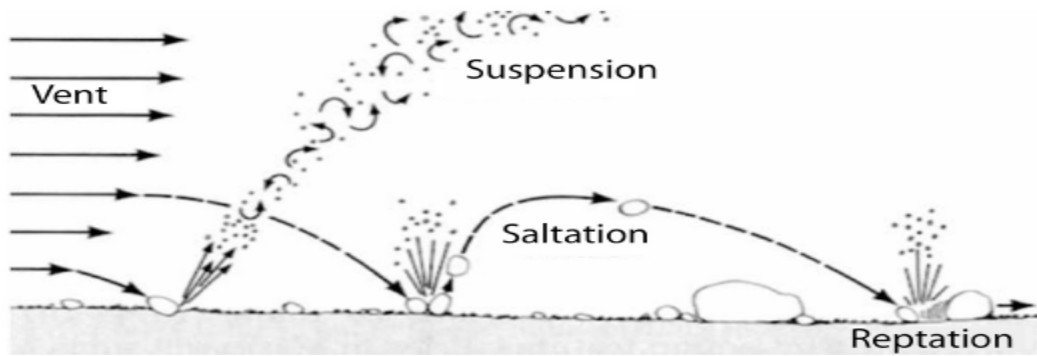


Figure 2.5: illustration des phénomènes régissant la mobilisation d'une particule par le vent (Shepanski, 2008)

### 2.1.2 Mécanisme 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 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 1997).

Environnement	Vitesse de vent seuil
De sable fine à moyen, dans les zones couvertes de dunes	4 à 7 m/s
Les zones sablonneuses avec des trottoirs du désert peu développés	9 m/s
Matière fine, mines de sel du désert	9 à 11 m/s
Trottoir du désert bien développé	8 m/s

Tableau 2.1: vitesse de seuils de soulèvement de poussière pour différents 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), 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).

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...).

#### a) 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.4) 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).

$$\vec{\tau} = \vec{F}_c + \vec{P} + \vec{I}_p \quad (2.1)$$

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.

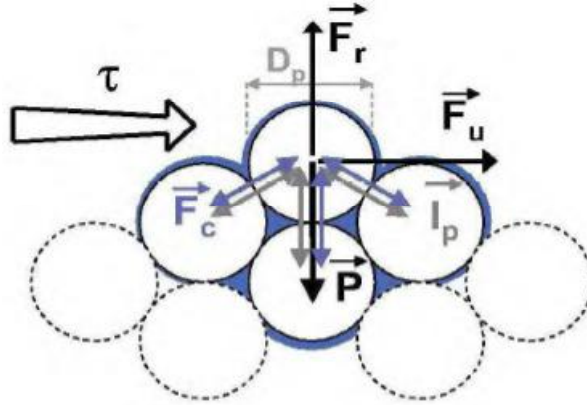


Figure2.6: bilan des forces auxquelles est soumis un grain de diamètre  $D_p$  sous le cisaillement ( $\tau$ ) (Laurent, 2005).

( $\tau$ ): force générée par l'action mécanique du vent ( $F_u$ ), poids de la particule ( $P$ ), forces interparticulaire ( $I_p$ ), 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 ( $\tau$ ) 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).

$$\tau = \mu_a \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right) = \rho_a u_*^2 \quad (2.2)$$

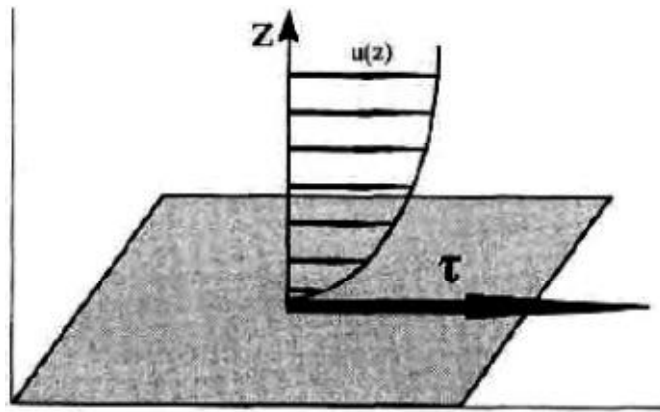


Figure2.7:représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle ( $\tau$ ) exercé par l'écoulement sur le sol (Alfaro, 1997)

La force de frottement est souvent explicitée en fonction de la vitesse de frottement ( $u_*$ ), l'équation (2.3) 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 (Tennekes, 1993).

$$\text{Si } z < z_0 \quad u_* = k \frac{u(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (2.3)$$

$u$  : Vent horizontal moyen (m/s) à une altitude  $z$  de la CLS, ( $u_*$ ) : vitesse de friction (Unité en m/s souvent exprimer en cm/s),  $\mu_a$  : Coefficient de viscosité dynamique de l'air,  $\rho_a$  : 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  $80\mu\text{m}$ , 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 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 ( $u_{*f}$ ) (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.

$$u_{*f} = A \sqrt{\left[ \frac{\rho_p - \rho_{air}}{\rho_{air}} \right]} \cdot g \cdot D_p \quad (2.4)$$

$u_{*f}$  : vitesse de friction seuil ( $m \cdot s^{-1}$ ),  $A$  : coefficient empirique sans dimension,  $\rho_p$ : masse volumique de la particule du sol ( $kg \cdot m^{-3}$ ),  $\rho_{air}$ : masse volumique de l'air ( $kg \cdot m^{-3}$ ),  $D_p$ : diamètre de la particule (m).

Le coefficient ( $A$ ) dépend du nombre de Reynolds seuil de friction ( $R_{\tau}$ ), déterminé pour une hauteur égale au diamètre de la particule ( $D_p$ ), de la viscosité cinématique de l'air ( $\nu_{air}$ ) et de la vitesse de friction seuil ( $u_{*f}$ ).

$$R_{\tau} = \frac{u_{*f} \cdot D_p}{\nu_{air}} \quad (2.5)$$

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 ( $R_{\tau}$ ). 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 ( $R_{\tau}$ ) lui-même en fonction de la vitesse de friction seuil ( $u_{*f}$ ). 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 $\mu$ m), plus des détails voir Marticorena, 1995.

La vitesse seuil de soulèvement des aérosols désertiques ( $u_{*t}$ ) est estimée entre 6 et 20m.s<sup>-1</sup> 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. 2

Nature du sol	$(u_{*t})(\text{cm/s})$	$u_t(\text{cm/s})$
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

**Tableau2.2: vitesses de friction seuil ( $u_{*t}$ ) et vitesses moyennes seuils ( $u_t$ ) 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.

### b) 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  $\psi_m$  dépendant de l'indice de stabilité de Monin et Obukhov dans la CLS.

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

$L$  : 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  $\zeta$  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 (2.6)  $\zeta = z/L$  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.2.8, 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.2.8 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. 2.8, à droite) et la vitesse de frottement est donc plus forte qu'en condition neutre.
- En situation neutre  $\zeta = 0$  (Fig. 2.8 au centre), on peut montrer que le gradient vertical de vent est logarithmique, et l'on retrouve ainsi l'équation (2.3) car la fonction  $m\psi$  est nulle.

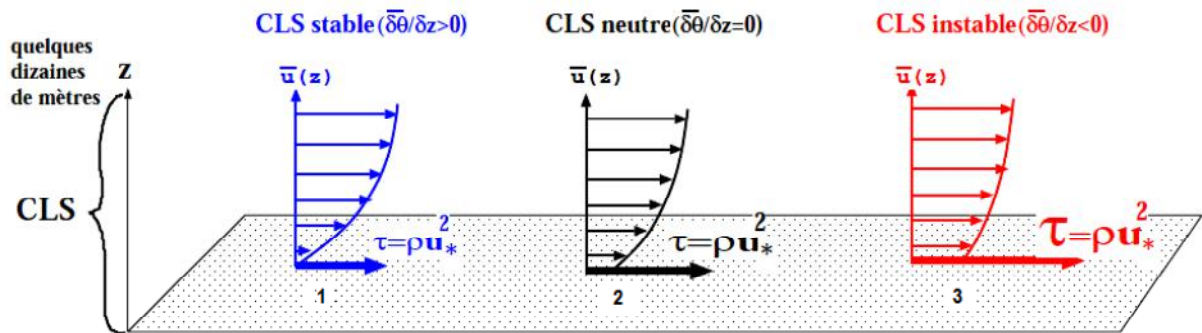


Figure 2.8: la force de frottement en fonction de la stabilité thermique de la CLS: les profils verticaux de vent suivant les conditions de stabilité. Source : Florent Beucher, d'après les cours de (De MOOR ; 2007).

À l'aide de l'équation (1.6), on peut donc établir, pour différentes valeurs de vent moyennes  $\bar{u}$  mesurées à un anémomètre (10m), les valeurs de vitesse de frottement  $u_*$  en fonction de la stabilité thermique de la CLS (Tableau 2.3).

$\bar{u}$ (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 2.3: vitesses de frictions en fonction de la stabilité thermique de la CLS pour différents valeurs des vitesses de vent moyen à dix mètres.

## 2.2 Transport dans l'atmosphère

Les aérosols se déposent en partie dans la région de génération et en partie en dehors, durant leur transport qui peut les emporter à plusieurs milliers de kilomètres de leurs sources. C'est la situation météorologique régnant sur le Sahara et les régions limitrophes qui va permettre de décrire le transport des nuages de poussière dans leurs caractéristiques essentielles : direction, vitesse, trajectoire, altitude, distance parcourue, et durée du transport. Selon d'Almeida [1986], 60 % des poussières sahariennes sont transportées vers le Golfe de



Guinée, 28 % vers l'Atlantique et 12 % vers l'Europe.

La dissipation des événements de poussières ( tempête de sable ) s'effectue suivant deux processus : la dissipation par dispersion et la dissipation par advection.

### **2.2.1 Dissipation par dispersion :**

Le processus de dissipation par dispersion est un processus de dilution. Les panaches de poussière une fois émises se meuvent dans la direction du vent, étroit se développe en aval de la source de production (Fig.2. 9.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.2. 9.b). L'accentuation du flux turbulent dans les panaches diminue la concentration d'aérosols par dilution en s'étendant sur plusieurs kilomètres des sources . 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.2. 9.c). Les processus de dissipation et de dépôt sec finissent par dissiper totalement le panache (Fig. 2.9.d).

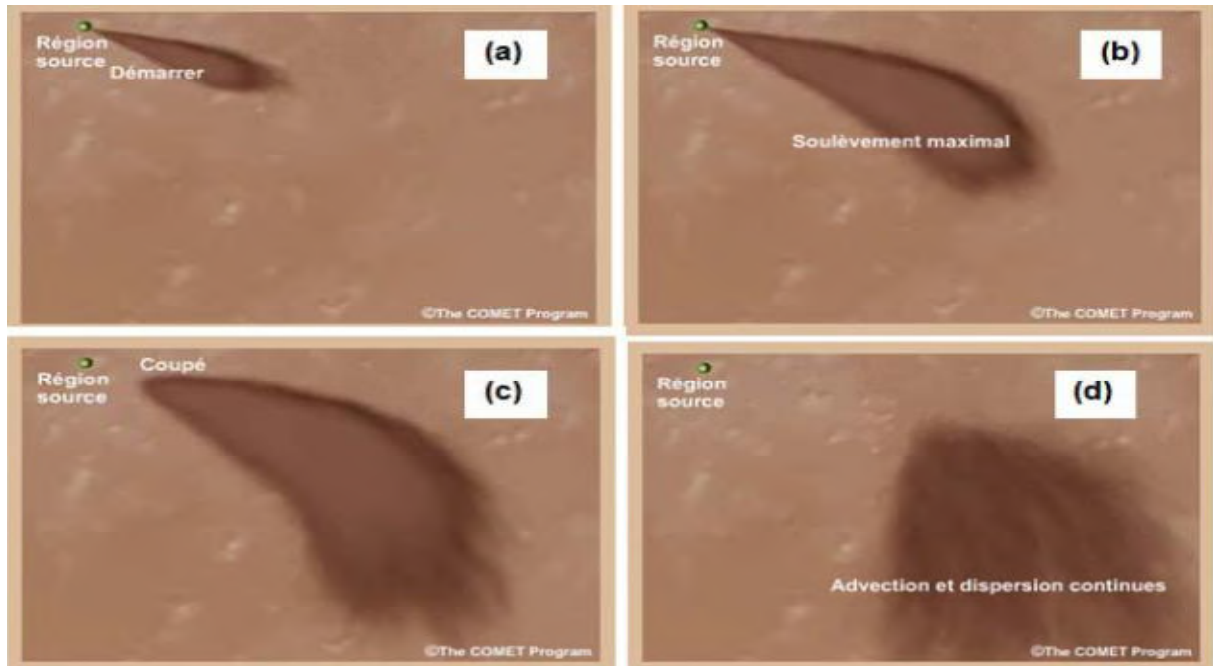


Figure 2.9: cycle de vie d'une tempête de poussière (university for corporation for atmospheric research, 2013)

### 2.2.1.1 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.

### 2.2.1.2 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.10, 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.

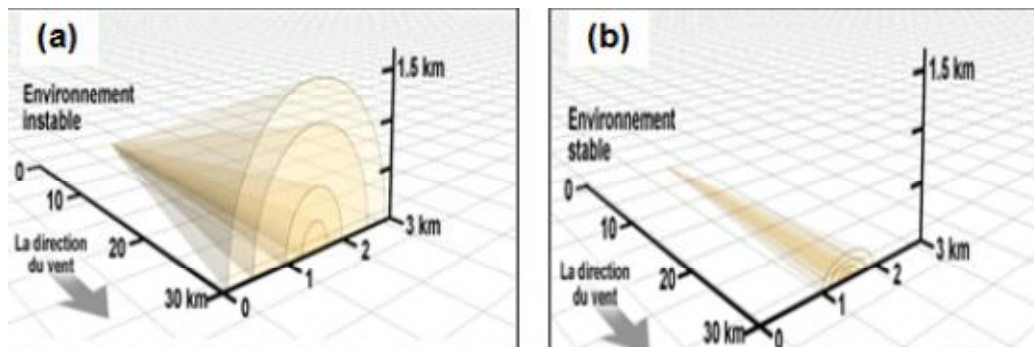


Figure 2.10: dispersion d'un panache de poussière en fonction de la stabilité de l'atmosphère : (a) : Pour des condition sinstables, (b) : Pour des conditions stables (Laurent 2005)

### 2.2.2 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.12). 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 advectées dans des directions plutôt aléatoires en fonction des profils verticaux des vents.



Figure 2.11: advection d'un panache de poussières (COMET program)

La Fig.11 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.

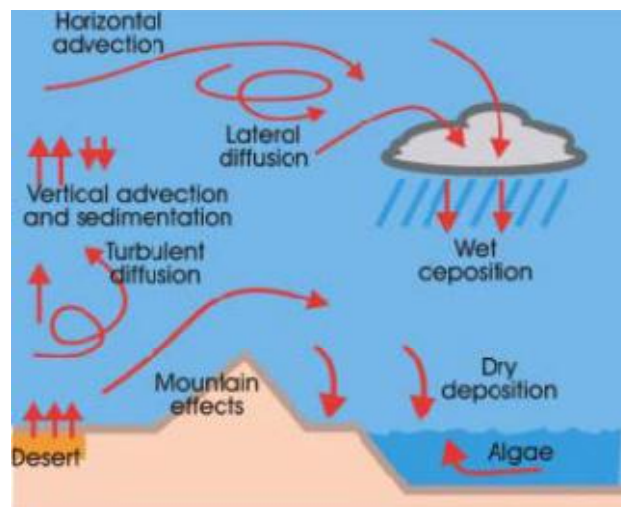


Figure 2.12: procédé atmosphérique de la poussière désertique

## 2.3 Dépôt d'aérosols désertique

### 2.3.1 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 telles

que la vitesse du vent, vitesse de frottement, intensité de turbulence et la stabilité atmosphérique.

La vitesse de sédimentation dépend, entre autres, de la taille de la particule. 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. 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.

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

#### **2.3.1.1 Sédimentation :**

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.

#### **2.3.1.2 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 $\mu$ m.

#### **2.3.1.3 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.

#### **2.3.1.4 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.

#### **2.3.2 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. 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  $\mu\text{m}$  ont les vitesses de dépôt par sédimentation les plus faibles, elles seront donc majoritairement déposées par voie humide.

#### **2.4 Variabilité temporelle (diurne) d'un événement de poussière (tempête 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 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.

# **Chapitre 3**

## **Simulation d'un évènement de poussière**



**Chapitre3****Simulation d'un évènement de poussière**

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.

Pour la prévision à échéance 24-72 heures, utilisez les sorties de modèle de poussière de la méso-échelle (Régional) comme le modèle météorologique Eta couplé avec le modèle de la poussière désertique DREAM de Barcelona Supercomputing Center (BSC) destinées à l'Afrique du Nord (Nickovic et al. 2001) ( Kallos and Katsafados, 2008).

Le modèle utilisé est dénommé DREAM c'est un modèle météorologique de prévision des champs météorologiques couplé à un modèle d'émission de poussières et de sable. Il s'agit de comprendre les deux composantes du modèle :

- la composante atmosphérique ( advection et transport) --- Eta model
- la composante d'émission ou schéma d'émission.

**3.1 Le modèle atmosphérique Eta :**

Comme d'autres modèles régionaux de prévision du temps, le modèle Eta/NCEP (National Centers for Environmental Prediction) (Mesinger, 1984, Janjic, 1994) est conçu comme un modèle hydrostatique à points de grille, Le modèle est basé sur un système complet d'équations aux dérivées partielles pour la conservation de la quantité de mouvement, la masse, l'énergie. Le modèle utilise un schéma de différences finies pour résoudre les différentes équations de conservations du temps. Cependant pour que le problème soit mathématiquement bien posé, il y a lieu de disposer des éléments suivants :

- D'un domaine D fermé par une frontière F.
- De conditions initiales sur D et F à l'instant  $t = 0$ .

- D'équations d'évolution (équation aux dérivées partielles) qui comprennent partie dynamique et la partie physique du modèle.
- Des conditions aux limites sur la frontière F, quel que soit le temps.

### 3.1.1 Les équations de conservations du mouvement :

Les équations que l'on utilise pour modéliser l'atmosphère, se déduisent des lois de conservation qui s'appliquent pour une pellicule sphérique d'air (sec ou comportant de la vapeur d'eau de façon passive) supposée isolée, c'est à dire sans échange avec l'extérieur, que ce soit avec la surface du sol ou avec l'espace. Dans ces conditions, on doit assurer pour ce système en rotation :

- la conservation de la masse,
- la conservation de l'énergie totale,
- la conservation du moment angulaire.

Les équations correspondantes, traduisant mathématiquement ces principes de base sont respectivement :

- l'équation de continuité,
- l'équation de la thermodynamique,
- l'équation du mouvement.

Ces équations font intervenir les trois composantes du vent  $u$ ,  $v$  (horizontales),  $w$  (verticale), la température  $T$ , la masse volumique de l'air sec  $\rho$  et la pression  $p$ . Pour fermer ce système, on doit également ajouter l'équation d'état pour l'air sec, qui permet de déterminer la pression  $p$  en fonction de la masse volumique  $\rho$  et de la température  $T$ . On peut également ajouter une équation de conservation pour l'humidité spécifique  $q$ , dans la mesure où l'on désire également traiter la vapeur d'eau atmosphérique. Pour rendre le système d'équations le plus simple possible, on doit procéder à une analyse d'échelle selon la phénomène étudié. Dans notre cas on tient compte de :

- l'approximation de la pellicule sphérique mince, conduisant à remplacer la quantité  $z + a$  par  $a$  ( $z$  étant l'altitude et  $a$  le rayon de la terre) et à négliger ainsi certains termes où intervient le rapport  $z/a$  ;

• on néglige les termes impliquant la composante verticale de l'accélération de Coriolis dans l'équation du mouvement. On suppose également que la vitesse verticale  $w$  est d'un ordre de grandeur inférieur à celui de la vitesse horizontale. Dans ce cas, on peut négliger l'accélération dans la troisième équation du mouvement, qui devient diagnostique (indépendante du temps) et que l'on appelle équation hydrostatique. Cette relation permet d'utiliser la pression  $p$  à la place de l'altitude  $z$  comme coordonnée verticale. On aboutit ainsi à un système de sept équations avec sept inconnues  $u, v, w, p, \rho, T$  et  $q$ , dites équations primitives exprimées ci-dessous en utilisant la coordonnée verticale  $z$ .

- Equation pour le vent horizontal :

$$\frac{d\vec{V}_H}{dt} = -\frac{\vec{\nabla}_H p}{\rho} - 2\vec{\Omega}_s \times \vec{V}_H + \vec{F}_H \quad (3.1)$$

- Equations d'équilibre hydrostatique :

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (3.2)$$

- Equation de continuité :

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V} \quad (3.3)$$

- Equation de thermodynamique :

$$C_p \frac{dT}{dt} = \frac{R_a T}{p} \frac{dp}{dt} + Q \quad (3.4)$$

- Equation pour la vapeur d'eau :

$$\frac{dq}{dt} = Q' \quad (3.5)$$

- Equation d'état :

$$p = \rho R_a T \quad (3.6)$$

Avec les opérateurs :

$$\frac{d \cdot}{dt} = \frac{\partial \cdot}{\partial t} + u \frac{\partial \cdot}{\partial x} + v \frac{\partial \cdot}{\partial y} + w \frac{\partial \cdot}{\partial z} : \text{Dérivée totale.}$$

$$\vec{\nabla}_H : \left[ \frac{\partial \cdot}{\partial x}, \frac{\partial \cdot}{\partial y} \right] : \text{Gradient horizontale.}$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} : \text{Divergence de la vitesse.}$$

Signification des symboles :

$C_p$  : chaleur spécifique.

$\vec{F}_h$  : force de frottement.

$R_a$  : constante des gaz pour l'air sec.

$Q$  : apport massique de chaleur.

$Q'$  : apport massique de vapeur d'eau.

$\vec{V}$  : vecteur de vitesse de la particule d'air de composantes  $u, v, w$ .

$\vec{V}_H$  : vecteur vent horizontal de composantes  $u, v$ .

$g$  : accélération de la pesanteur.

$\Omega z$  : Composante verticale du vecteur vitesse angulaire de la rotation de la terre ; Les termes  $FH, Q$  et  $Q'$  représentent les apports de quantité de mouvement, de chaleur et de vapeur d'eau. Si l'on ne prend pas en compte ces termes, on obtient des équations décrivant une atmosphère adiabatique et sans frottement (hypothèse du système isolé) qui constituent la partie dynamique du modèle.

### 3.1.2 Les paramétrisations physiques :

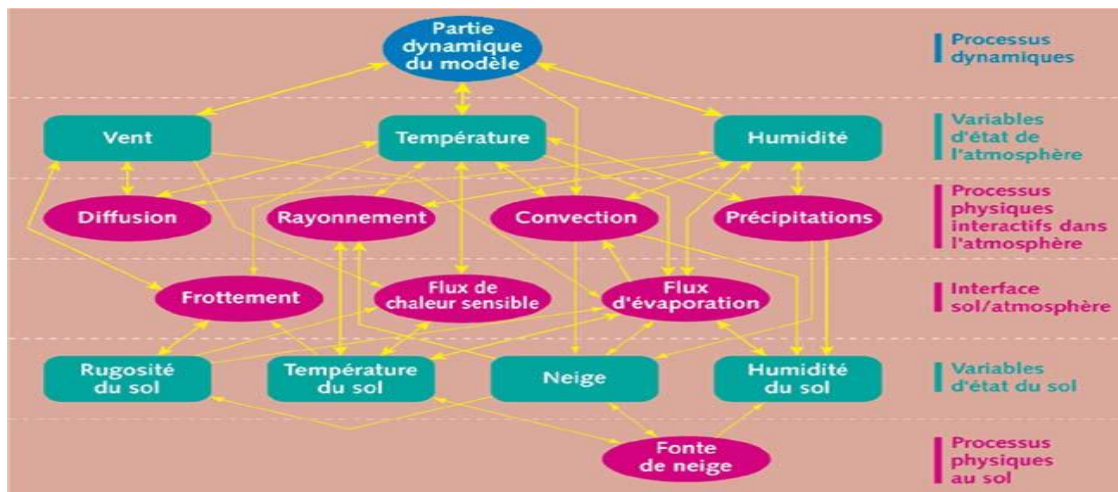


Figure 3.1: schéma des processus physiques dans le modèle Eta

La détermination précise des termes  $FH, Q$  et  $Q'$  constitue la partie physique du modèle. Dans cette partie du modèle, les phénomènes considérés font intervenir des éléments qui interagissent à une échelle inférieure aux échelles considérées par le modèle (molécules,

particules microscopiques, gouttelettes, petits tourbillons,...) et ne peuvent pas être pris en compte individuellement de façon déterministe. On cherche donc à calculer l'effet moyen (au sens statistique) de ces processus physiques, matérialisé concrètement

par la connaissance de  $F_H$ ,  $Q$  et  $Q'$ . On dit alors que l'on paramètre l'effet des processus physiques. Ainsi, les effets du rayonnement, des échanges avec la surface du sol, la condensation et la convection doivent être paramétrés. Au début de la prévision numérique on a utilisé des modèles purement dynamiques avec des résultats encourageants pour les échéances allant jusqu'à 24 heures. Mais lorsqu'on a voulu allonger l'échéance, on s'est aperçu qu'il fallait prendre en compte la dissipation d'énergie cinétique à la surface du sol (frottement) puis prendre en compte le dégagement de chaleur latente consécutif aux précipitations, qui est d'une grande importance pour l'entretien des dépressions. On a dû ensuite introduire le rayonnement pour évaluer les flux au sol et faire ainsi évoluer les variables de surface. La physique des modèles, initialement marginale, a pris de plus en plus d'importance. Il est désormais absolument nécessaire de décrire de façon détaillée les diverses interactions physiques si l'on veut, au cours d'une prévision, décrire le cycle de vie des perturbations et obtenir une prévision du temps réaliste.

Pour résoudre les différentes équations par la méthode des différences finies, le modèle Eta utilise une coordonnée verticale ETA ( $\eta$ ) (Messinger, 1987) qui offre une bonne représentation des obstacles (reliefs) et est meilleure que la coordonnée Z ou P. cette coordonnée est définie comme :

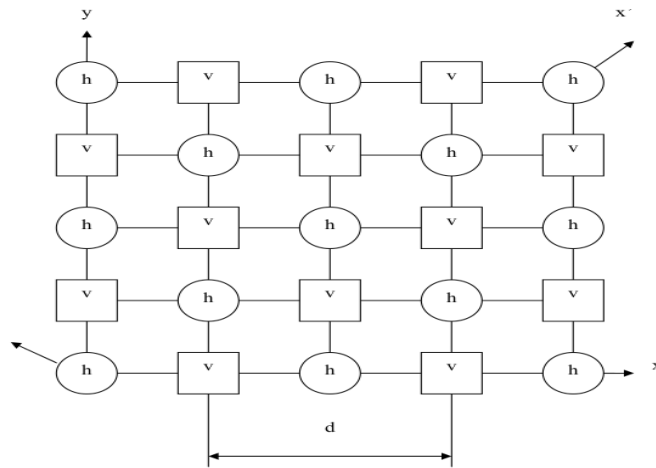
$$\eta = \left( \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \right) \times \eta_s \quad \text{Avec} \quad \eta_s = \left( \frac{p_{ref(zs)} - p_t}{p_{ref(0)} - p_t} \right) \quad (3.7)$$

$P_t$  : pression au dernier niveau de modèle.

$P_{ref(zs)}$  : pression de référence on fonction de z (BLACK 1994).

s : désigne le sol.

Selon l'horizontal les différentes variables sont descriptises sur une grille de type ARAKAWA E-grid (Arakawa, 1972) voir Figure (3.2).



**Figure 3.2: Discrétisation horizontale et disposition des variables sur la grille E d'Arakawa**

Dans la( Fig. 3.2), les points h, les variables suivants sont situés : la température (T), la pression de surface ( $P_s$ ), l'humidité spécifique (q), les composantes verticales de la vitesse du vent en coordonnées ( $x, y, \eta$ ) et l'énergie cinétique turbulente ( $Q_2$ ), 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 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 pairs (h, v) dans la grille horizontale,

pour valeur:  $IMJM = IM \cdot JM - (JM/2)$  les équations utilisées par le modèle ETA, s'écrivent en coordonnées  $\eta$  comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial p}{\partial \eta} v \right) + \nabla_{\eta} \left( \frac{\partial p}{\partial \eta} v v \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{\partial p}{\partial \eta} \dot{\eta} v \right) + \frac{\partial p}{\partial \eta} \left( f k + v + \nabla_{\eta} + \Phi + \frac{R_a T}{p} \nabla_{\eta} p + F_H \right) = 0 \quad (3.8)$$

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

$$\frac{dT}{dt} - \frac{\zeta T \omega}{p} + T' + \frac{g}{c_p} \frac{\partial R}{\partial \eta} / \frac{\partial p}{\partial \eta} = 0 \quad (3.9)$$

- L'équation hydrostatique :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = -\frac{R_a T_v}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad (3.10)$$

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

$$\frac{1}{\eta_s} \frac{\partial p_s}{\partial t} + \nabla_{\eta} \cdot \left( \frac{\partial p}{\partial \eta} v \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{\partial p}{\partial \eta} \dot{\eta} \right) = 0 \quad (3.11)$$

- Equation de la vitesse verticale :

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\int_0^{\eta} \nabla_{\eta} \cdot \left( \frac{\partial p}{\partial \eta} v \right) d\eta \quad (3.12)$$

$$\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial t} = -\frac{\eta}{\eta_s} \frac{\partial p_s}{\partial t} - \int_0^{\eta_s} \nabla_{\eta} \cdot \left( \frac{\partial p}{\partial \eta} v \right) d\eta \quad (3.13)$$

$$\frac{dq}{dt} + q' = S \quad (3.14)$$

k : Vecteur unitaire verticale.

q' : Effet turbulent sur l'humidité spécifique.

S : Terme source et puits.

T' : Effet turbulent sur la température.

R : Flux radiatif vertical net.

$\xi = R_a / C$  .

R<sub>a</sub>: Constante des gaz parfaits.

C : chaleur massique à P constante.

### 3.1.3 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 (National Centers for Environmental Prediction). 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.

### 3.1.4 Les conditions aux limites inférieures et supérieures :

En utilisant l'équation (3.7), on obtient les conditions suivantes :

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

Pour la vitesse verticale du vent, les conditions aux limites supérieures et inférieures du modèle sont:

$$\dot{\eta} = 0 \text{ pour } \eta = 0 \text{ ou } \eta = \eta_s \text{ et } p = p_T = \text{cte pour } \eta = 0.$$

### 3.1.5 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 paramétré 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..).



## 3.2 Le modèle DREAM

### 3.2.1 Schéma d'émission :

Les schémas d'émission de poussière utilisés 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.

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 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. 3.4). 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.

### 3.2.2 Description de l'équation d'Euler

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

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_k}{\partial t} = & -u \frac{\partial C_k}{\partial x} - v \frac{\partial C_k}{\partial y} - (w - v_{gk}) \frac{\partial C_k}{\partial z} - \nabla(K_H \nabla C_k) - \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial C_k}{\partial z} \right) \\ & + \left( \frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{SOURCE} - \left( \frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{SINK}, k = 1 \dots K \end{aligned} \quad (3.15)$$

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 :

$$C = \sum_{k=1}^K \delta_k C_k; \sum_{k=1}^K \delta_k = 1 \quad (3.16)$$

$\delta_k$  : représente la fraction massique de chaque classe de particule.

### 3.2.3 Les zones sources

Comme évoqué dans le chapitre I, l'érosion éolienne est tributaire principalement des facteurs suivants : le type de sol (FAO) (**F**ood and **A**griculture **O**rganization ), le type de végétation (USGS) (**U**nated **S**tate **G**eological **S**urvey), 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 (**S**implified **S**imple **B**iosphere) (Fig. 3.3 et Tableau 3.1).

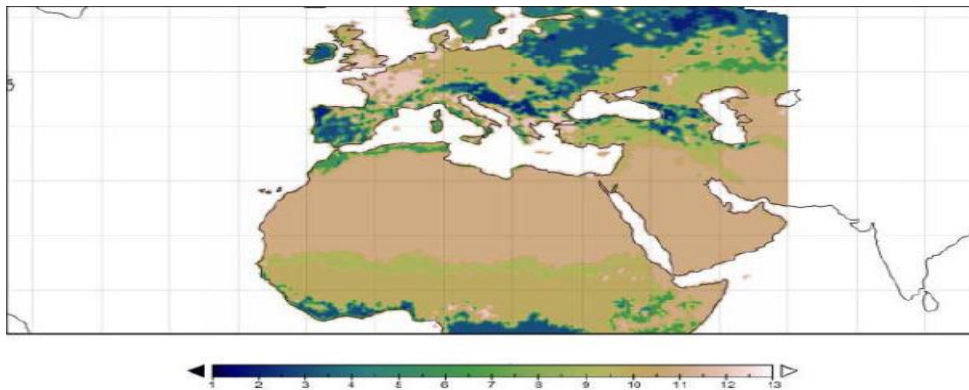


Figure 3.3: Les 13 types de végétation utilisés dans le modèle (Dorman and sellers, 1989)

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 3.1: 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	$\beta_k$			
		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 3.2: 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  $\alpha$  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 :

$$\alpha = \text{le nombre de points désertiques} / \text{le nombre total de points désertiques}$$

- La deuxième étape consiste à estimer la fraction  $\beta$  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  $\gamma$  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  $\delta$  en effectuant le produit des valeurs calculées de  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$ .

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).

### 3.2.4 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 3.4). 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 est estimée pour chaque particule (Tegen and fang, 1994).

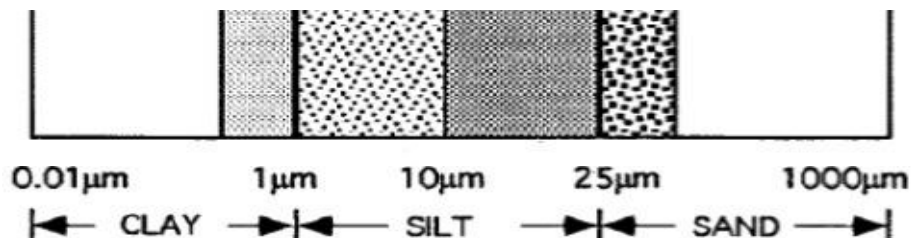


Figure 3.4: Les quatre classes de particules utilisées dans le module DREAM (Tegen and fang, 1994).

$k$	Classes de particule	Rayon type des particules $R_k$ ( $\mu\text{m}$ )	Densité des particules $\rho_k$ ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )	$\gamma_k$
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 3.3: 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 $\mu\text{m}$ ), 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 $\mu\text{m}$ . Les particules de tailles inférieures à 10 $\mu\text{m}$  sont déposées en surface soit par la turbulence soit par dépôt humide. Les particules de tailles supérieures à 10 $\mu\text{m}$  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.

### 3.2.5 Exécution du modèle : procédures et termes calculs :

#### 3.2.5.1 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 émises et injectées dans l'atmosphère. 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 Cosby	$w' \text{ (%)}$
1	Loamysand	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 3.4: Texture des classes et humidité résiduelle (Nichovic et al, 2001)

Cette table donne pour chaque type de sol un seuil d'humidité résiduelle audessus 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.

### 3.2.5.2 Calcul du flux vertical :

Plusieurs paramétrisation 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.

$$F_S = const \times u_*^4 \left( 1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \text{ pour } u_* \geq u_{*t} \quad (3.17)$$

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

Tegen and Fung [1994] utilisent une autre formule :

$$F_S = const \times u_*^2 (u_* - u_{*t}) \text{ pour } u_* \geq u_{*t} \quad (3.18)$$

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 :

$$F_S = const \times u_*^3 \left[ 1 - \left( \frac{u_{*t}}{u_*} \right)^2 \right] \text{ pour } u_* \geq u_{*t} \quad (3.19)$$

L'intégration du facteur de production  $\delta_k$  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.

$$\delta_k = \alpha \gamma_k \beta_k \quad (3.20)$$

$k$  : indique la taille de particule,  $\beta$  est l'influence de texture de sol. Ce qui conduit à une estimation d'un flux effectif donnée par :

$$F_{Sk}^{EFF} = \delta_k F_S \quad (3.21)$$

### 3.2.5.3 La vitesse de friction seuil

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

$$U_{*tk} = A_k \sqrt{2gR_k \frac{\rho_{pk} - \rho_a}{\rho_a}} \quad (3.22)$$

$\rho_{pk}$ ,  $\rho_a$ ,  $g$  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).

#### 3.2.5.4 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.

##### a) 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 inclue 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 :

$$v_{dep} = \frac{1}{\frac{1}{v_{SL}} + \frac{1}{f_{BO}v_{IL}}} \quad (3.23)$$

Avec

$$v_{SL} = C_{D10} U_{10} \frac{\sqrt{C_{D10}}}{\sqrt{C_{D0}} - \sqrt{C_{D10}}} \quad (3.24)$$

$$v_{IL} = G \sqrt{C_{D10}} u_* \quad (3.25)$$

$v_{SL}$  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  $St_\alpha = v_g u_* / g\alpha$  : nombre de Stanton pour la végétation sur la surface,  $v_g$  est la vitesse de sédimentation gravitationnelle des particules calculée par la formule :

$$v_{gk} = \frac{2g\rho_{pk}R_k^2}{9\nu} \quad (3.26)$$

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) :

$$G = \frac{B_{St}}{\sqrt{C_{D0}}} \quad (3.27)$$

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

$$G = G_{BD} + G_{int} + G_{imp} \quad (3.28)$$

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 :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{SINKddep} = -\left(\frac{Cv_{dep}}{\Delta z}\right)^{LM} \quad (3.29)$$

### b) 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.

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right) = -\Phi \frac{\partial}{\partial z} \left( C \frac{\partial P}{\partial t} \right) \quad (3.30)$$

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 :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{SINK_{wdep}} = -\Phi \left(\frac{C}{\Delta z} \frac{\partial P}{\partial t}\right)^{LM} \quad (3.31)$$

### 3.2.5.5 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 :

#### a) 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 :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{vdiff} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (3.32)$$

#### b) Calcul de la diffusion latérale :

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

$$K_H = F d_{\min} \sqrt{2(\Delta_x u - \Delta_y v)^2 + 2(\Delta_x u + \Delta_y v)^2 + F' TKE} \quad (3.33)$$

$F'$  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 inclus 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 :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{diff} = -\nabla(K_z \nabla C) \quad (3.34)$$

**c) Calculs des flux advectés :**

• **Calcul du flux advecté 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'advection.

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{adv} = -u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} \quad (3.35)$$

- 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 :

$$C_j^{n+1} = C_j^n - \mu \frac{C_j^n - C_{j-1}^n}{\Delta x} - \frac{1}{3} \mu (C_{j-1}^n - 2C_j^n + C_{j+2}^n) \quad (3.36)$$

Avec  $\mu = c \frac{\Delta t}{\Delta x}$  le nombre de Courant,  $c$  est la vitesse d'advection,  $\Delta t$  et  $\Delta x$  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  $y$ .

• **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 :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{adv} = -W \frac{\partial C}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z}(CW) + C \frac{\partial W}{\partial z} \quad (3.37)$$

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.

### 3.2.6 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 Opensuse 12.3 X64) 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.

### 3.3 Les données utilisées :

Le modèle de poussière ETA/DREAM est installé sur un système Linux Opensuse 12.3 X64 avec une capacité de stockage pour traiter les données d'entrées et sauvegarder 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. La fonction principale du prétraitement consiste en la préparation de toutes les données d'entrée nécessaires pour le modèle. Ces données peuvent être conditionnellement divisées en:

-les données initiales, conditions aux limites et aux bords sont issues d'un modèle global NCEP-FNL (Final Operational Global Analysis data. National Centers for Environmental Predictions, Washington) qui sont disponibles sur <https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/> en GRIB format, à une résolution  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  de résolution et qui sont disponibles chaque jour à 00-06-12-18h.

-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).

Le système de prétraitement de modèle est conçu en vue de préparer l'ensemble des données d'entrées nécessaires qui régule 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). la fig 3.5 illustre le processus de prétraitement.

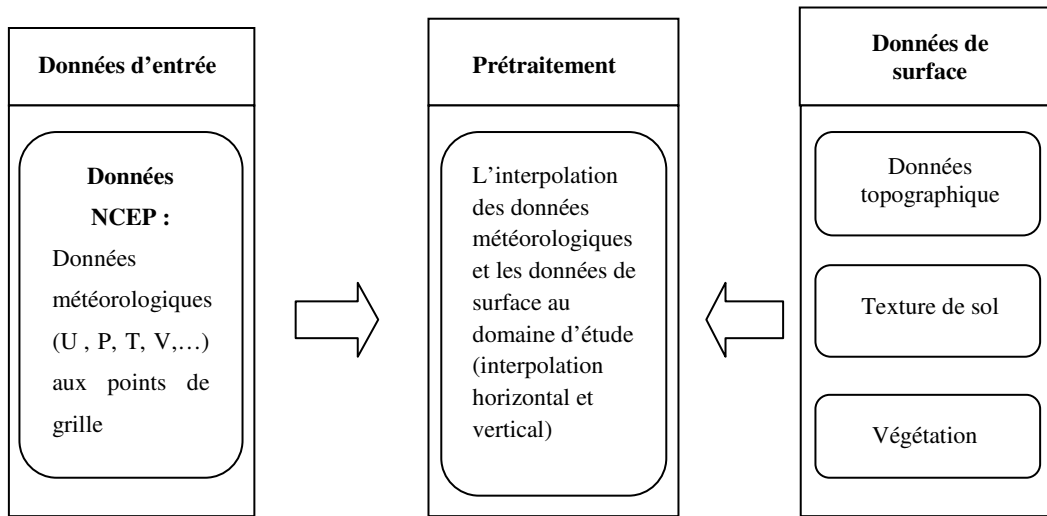


Figure 3.5: Le système de prétraitement du modèle .

**3.4 Analyse synoptique de la situation du 07-10 Mars 2007 :**

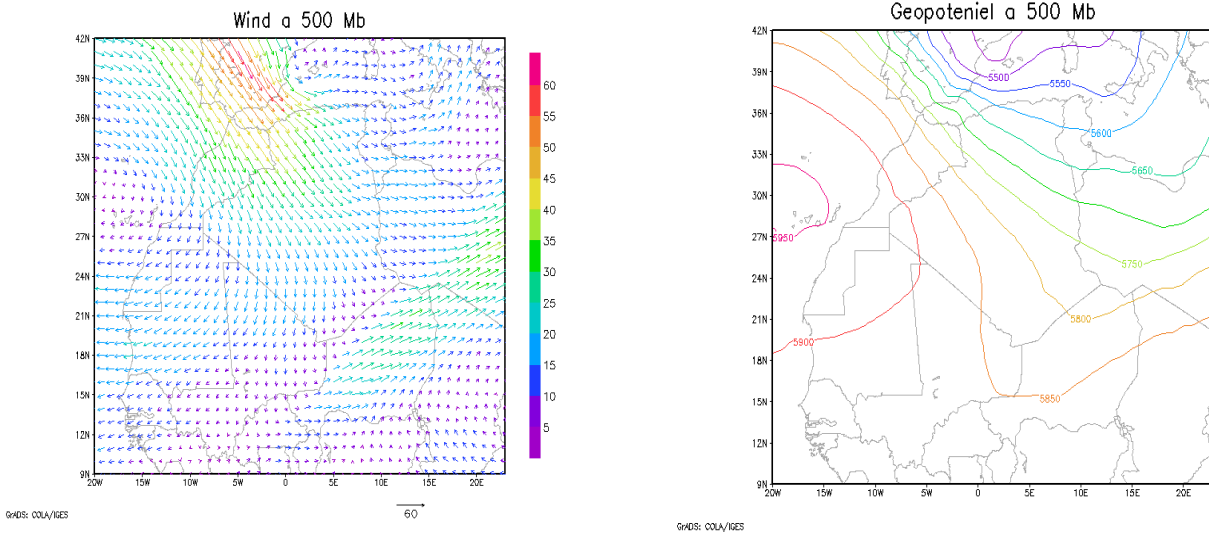


Figure 3.6: a) les cartes de vent et de pression au niveau 500 Mb de 07/03/2007 a 12hTU.

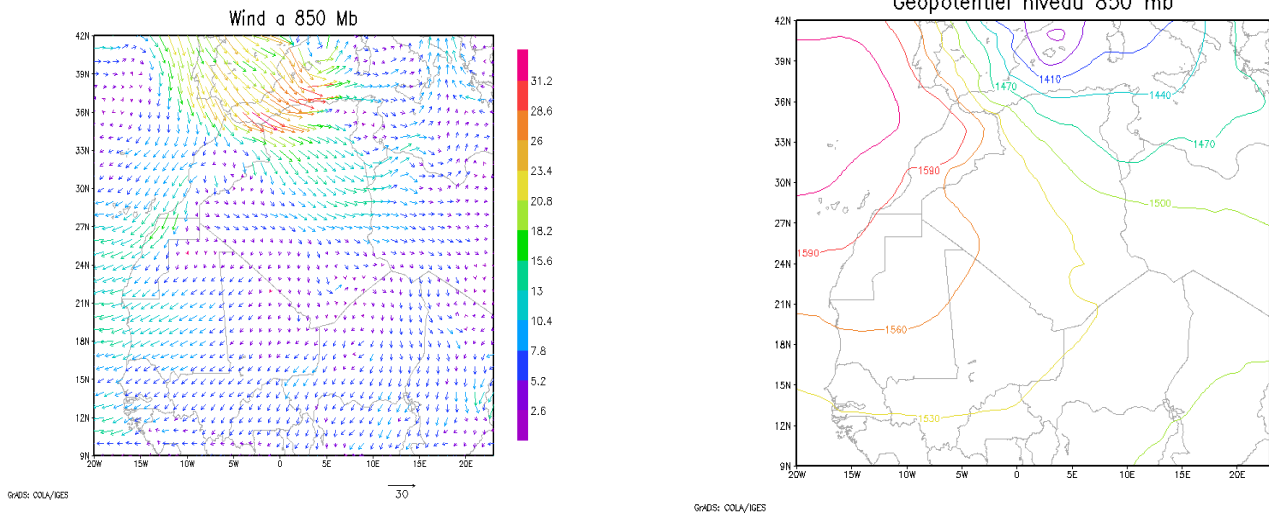


Figure 3.6: b) les cartes de vent et de pression au niveau 850 Mb de 07/03/2007 à 12hTU.

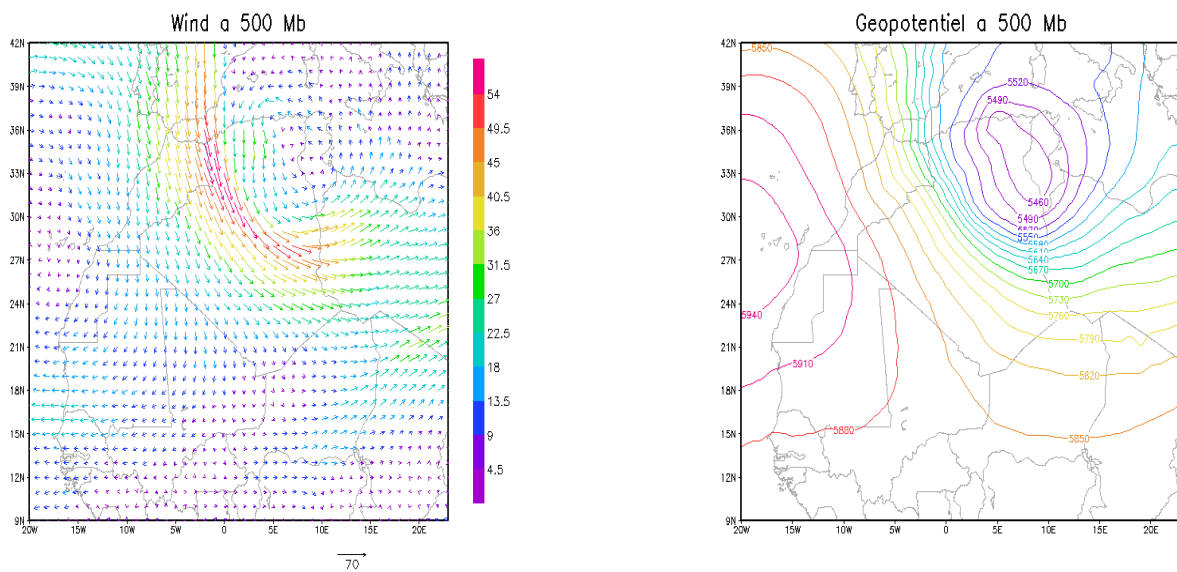


Figure 3.7: a) les cartes de vent et de pression au niveau 500 Mb de 08/03/2007 à 12hTU.

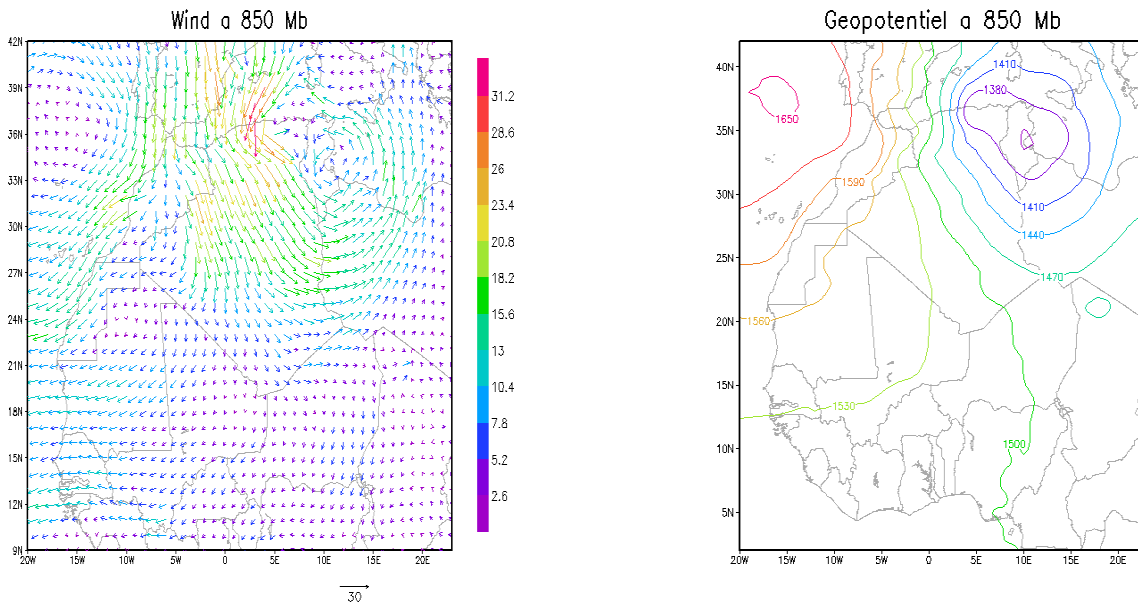


Figure 3.7: b) les cartes de vent et de pression au niveau 850 Mb de 08/03/2007 à 12hTU.

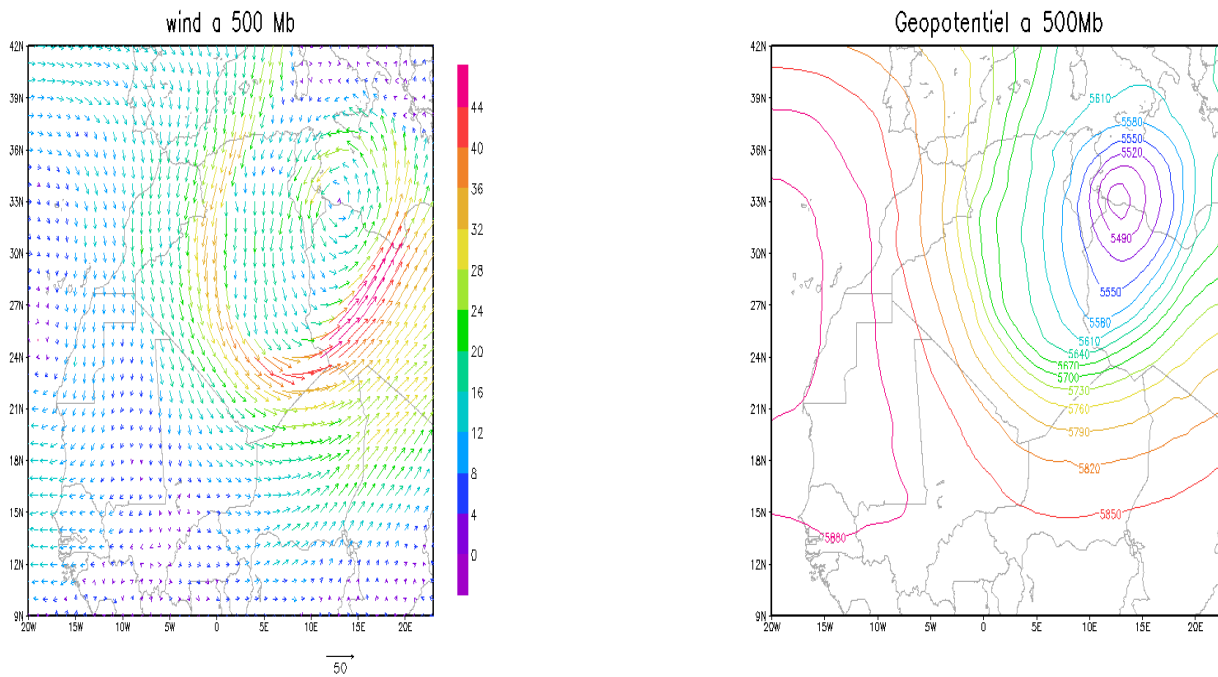


Figure 3.8: a) les cartes de vent et de pression au niveau 500 Mb de 09/03/2007 à 12hTU.

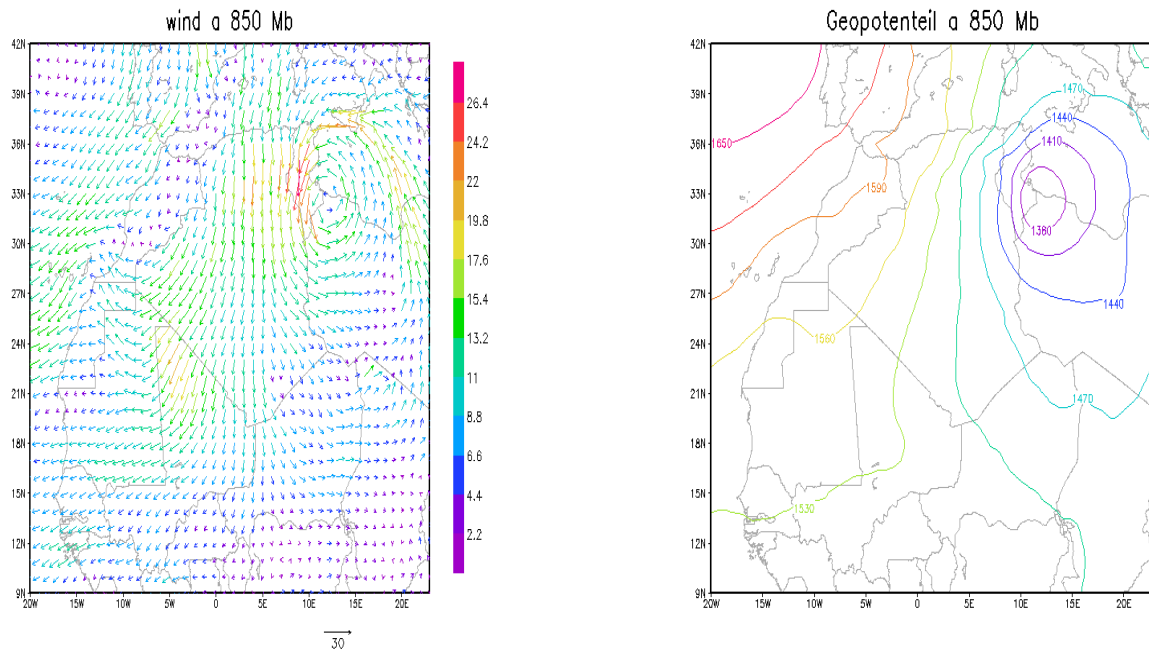


Figure 3.8: b) les cartes de vent et de pression au niveau 850 Mb de 09/03/2007 a 12hTU.

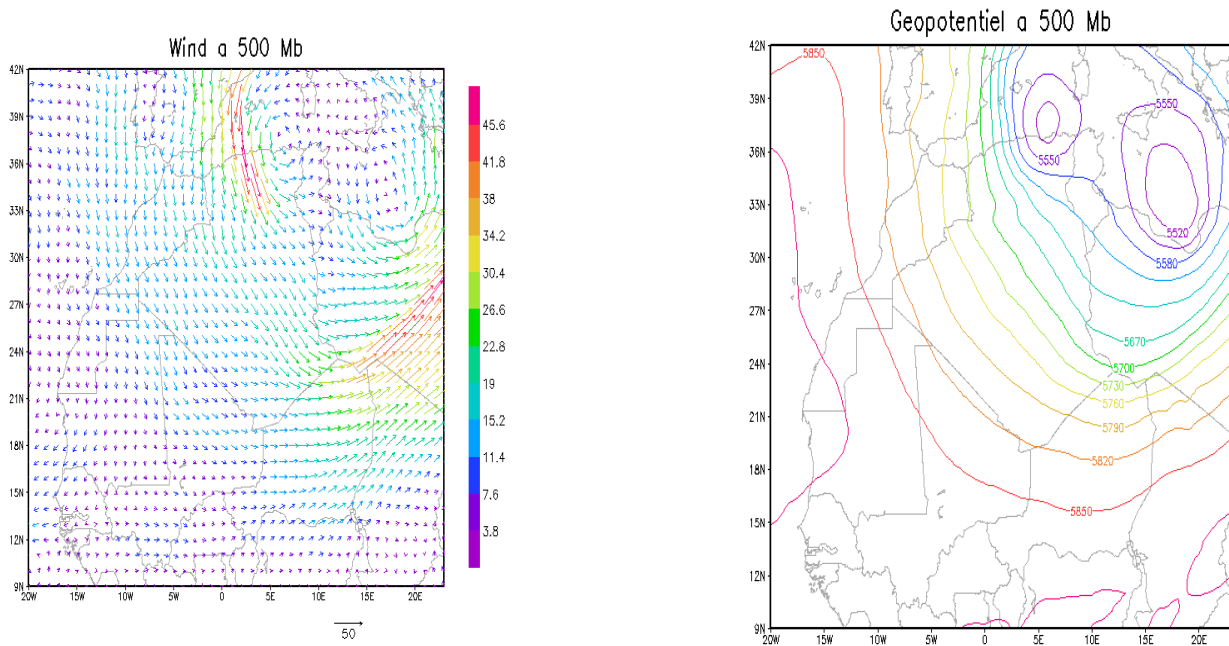


Figure 3.9: a) les cartes de vent et de pression au niveau 500 Mb de 10/03/2007 a 12hTU.



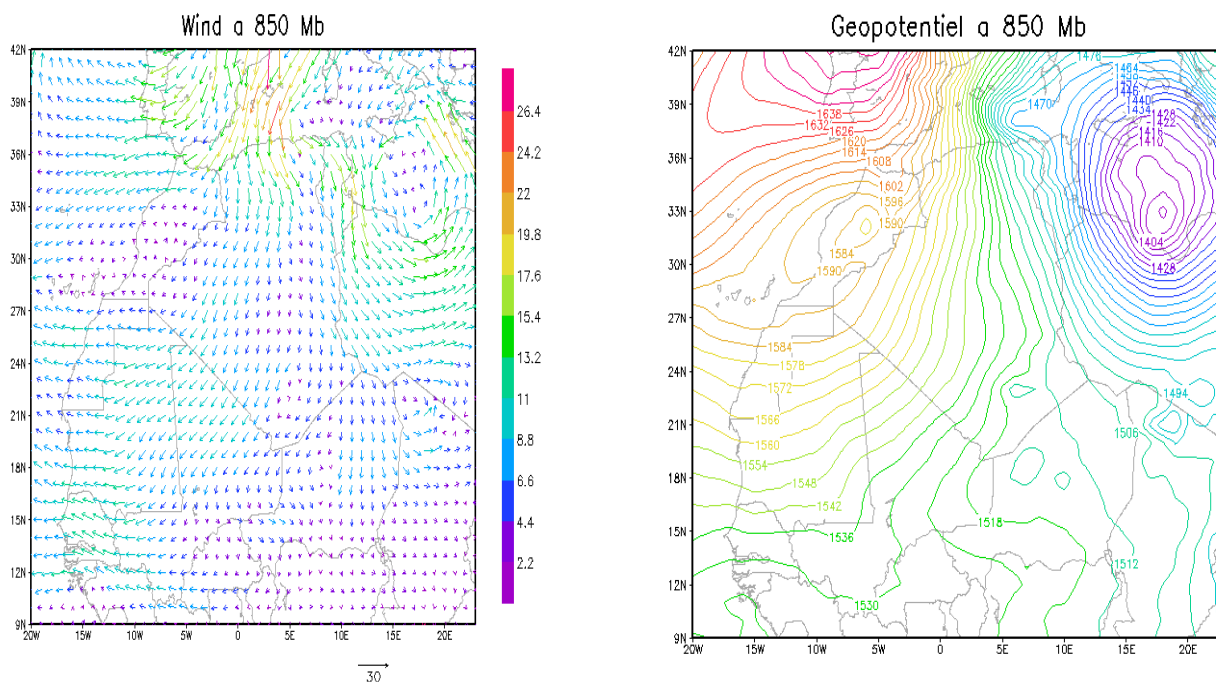


Figure 3.9: b) les cartes de vent et de pression au niveau 850 Mb de 10/03/2007 à 12hTU.

La situation météorologique du 07, 08, 09 et 10 Mars 2007, a été caractérisée en altitude Figs (3.6, 3.7, 3.8, 3.9) par un minimum centré sur la rive nord de la Méditerranée, et un maximum de geopotentiel sur l'atlantique intéressant les cotes de du Maroc et de l'Espagne. Cette situation engendre un flux de nord est avec des vents forts sur la Méditerranée par resserrement du gradient de geopotentiel entre les deux centres d'actions. Ce flux s'étend progressivement vers de l'Algérie pour intéresser le nord ouest (Oranie).

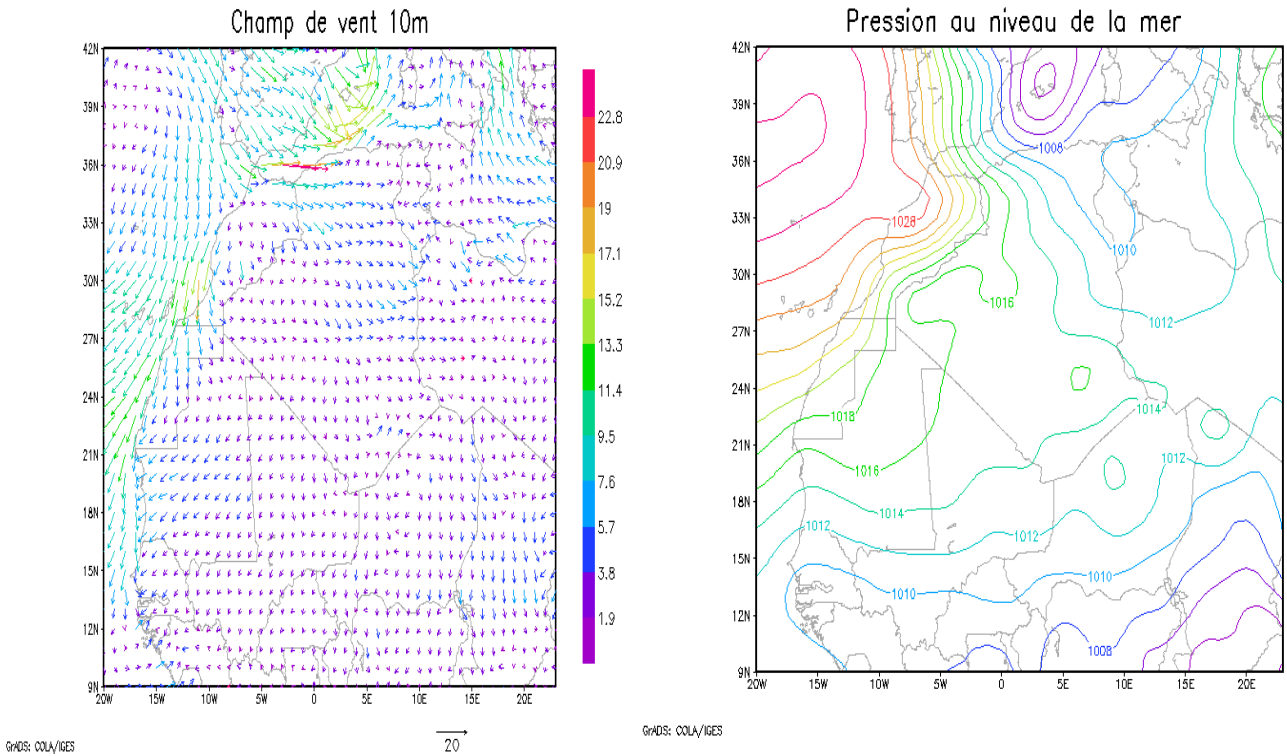


Figure 3.10: les cartes de vent et de pression au niveau de surface de 07/03/2007 a 12hTU.

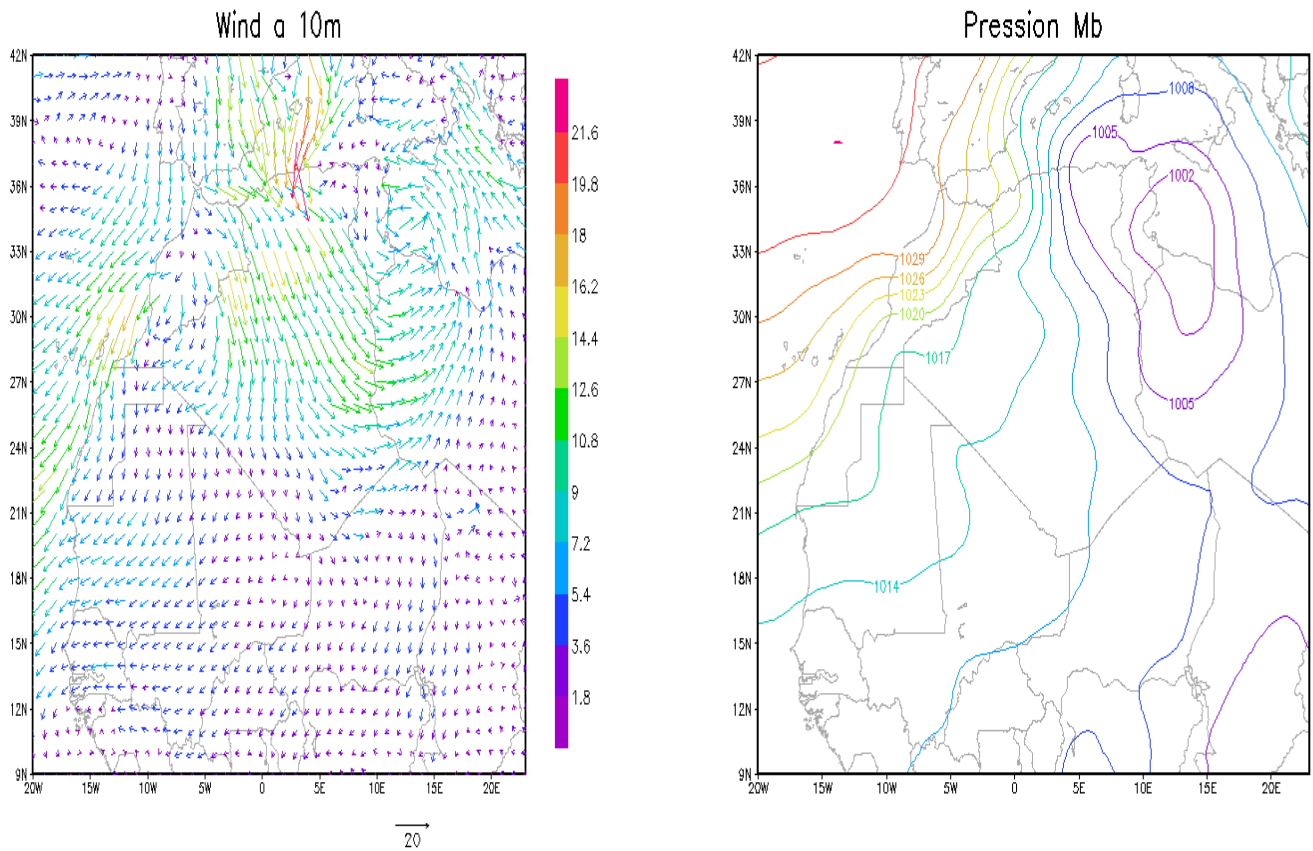


Figure 3.11: les cartes de vent et de pression au niveau de surface de 08/03/2007 a 12hTU.

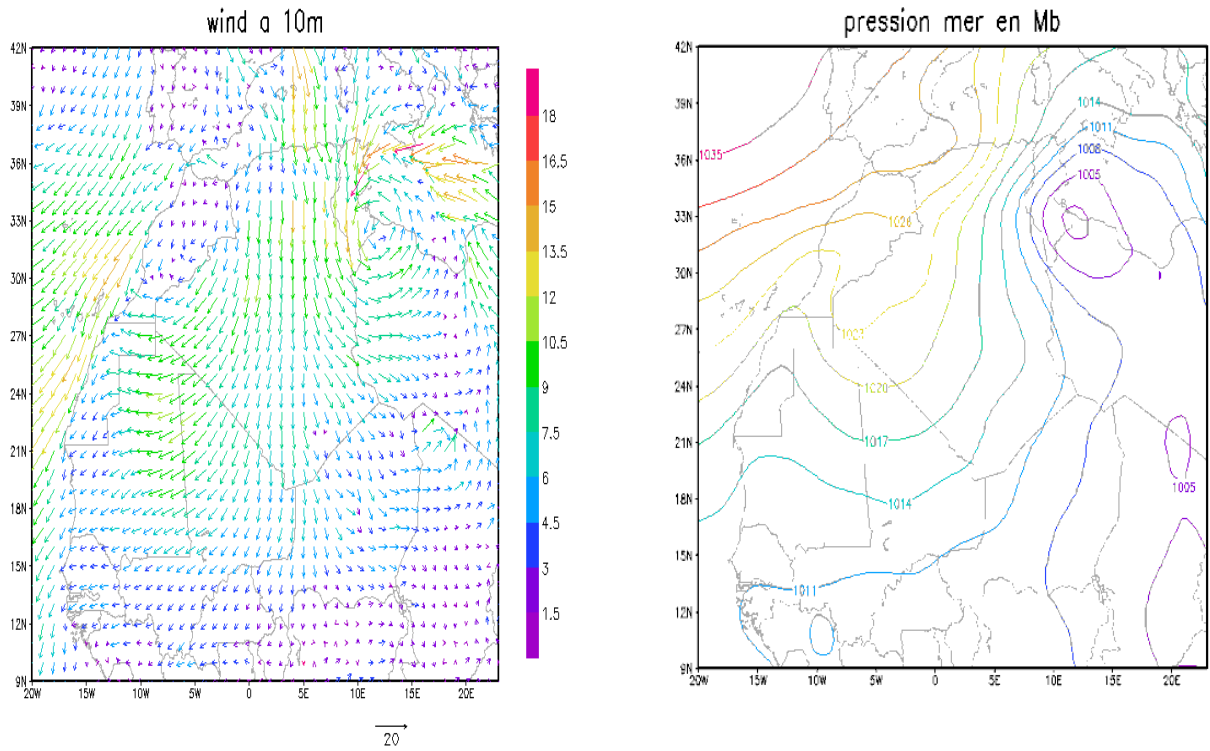


Figure 3.12: les cartes de vent et de pression au niveau de surface de 09/03/2007 a 12hTU.

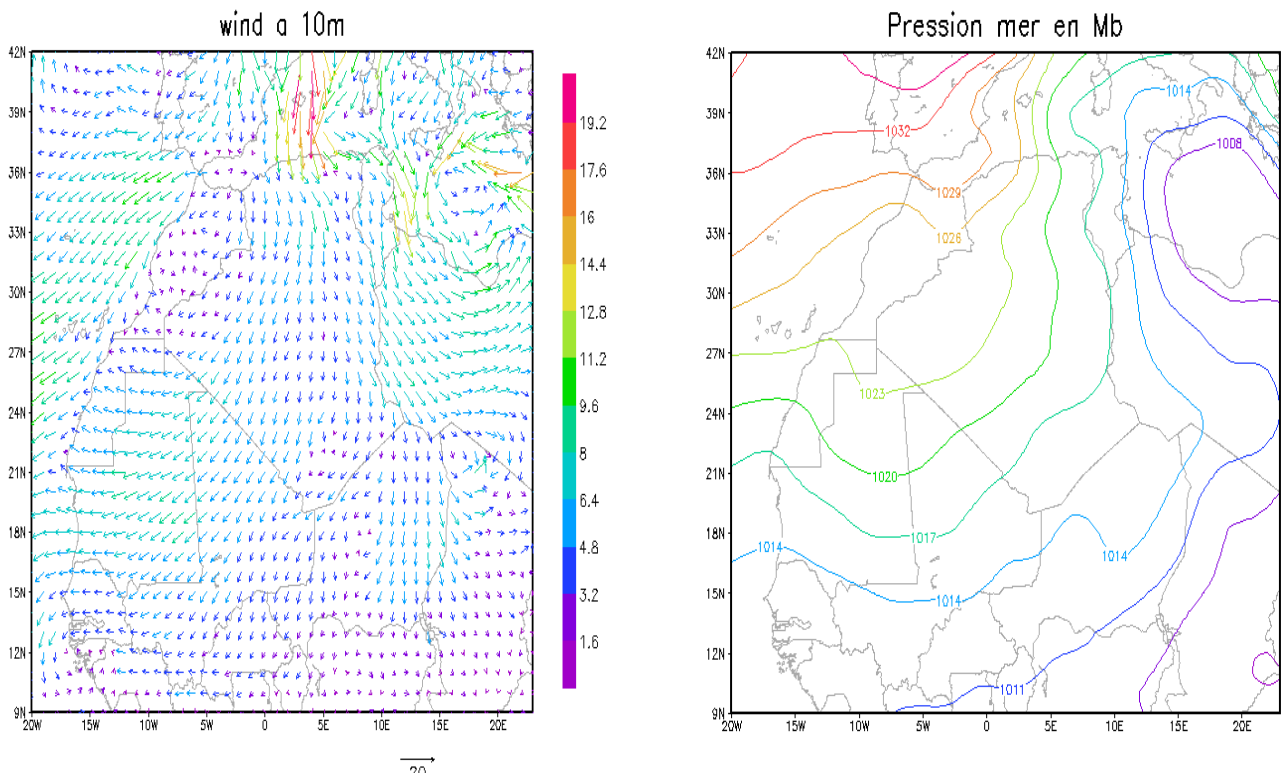


Figure 3.13: les cartes de vent et de pression au niveau de surface de 10/03/2007 a 12hTU.

En surface ( Figs: 3.10, 3.11, 3.12, 3.13 ) on retrouve un creusement d'une dépression centrée sur la Tunisie et le nord de la Libye, générant un flux de nord-ouest assez fort sur le ouest centre et le Sahara algérienne et la Libye durant les journées des 08, 09 et 10 Mars 2007.

Cette situation a générée des vents relativement forts, sur toute ces régions avec soulèvement et advection du sable du Sahara central et le sud ouest vers le sud-est de l'Algérie (In Amenas) et le sud de la Libye.

Cet évènement a été caractérisé par des tempêtes de sable, chasse sable et brumes de sables dans plusieurs régions du pays accompagnée de vents violents avec des pointes de vent de 95 km/h enregistrées le 08 Mars à midi dans la région de Bechar. Meme chose a été enregistrée à la nuit du 07 au 10 Mars à Ghardaia – Elgolea -Hassi Messaoud – Touggourt – Eloued – In Amenas -Ighouat – Hassi Rmel. Cet évènement a été à l'origine de plusieurs perturbations sur le plan transport aérien et terrestre, réseau électrique, et activités de production. Du fait de réduction de visibilité jusqu'à moins d'un 1 Km et les vents violents chargés d'agrégats et de sables et poussières.

### 3.4.1 Choix du domaine :

Le domaine d'intégration du modèle s'étend de la longitude 20° Ouest à 23° Est et de la latitude 9° Nord à 42° Nord. Cette grille permet de couvrir tout le territoire national et la majorité des sources potentielles de sable. La distance de maille suivant l'horizontale est de 36 km. Suivant la verticale, 24 niveaux sont utilisés par le modèle. Les sorties du modèle sont faites toutes les 3 heures, jusqu'à échéance de 36 heures seulement, car à partir de cette échéance, le modèle commence à s'écarter un peu trop de l'état de référence. La figure 3.5, ci-dessous illustre la longueur de rugosité utilisée par le modèle ETA, qui sur le continent, cette dernière varie 0.03 mètres sur les plaines, à 0.33 mètres sur les régions montagneuses.

### 3.4.2 Longueur de rugosité utilisée par le modèle ETA :

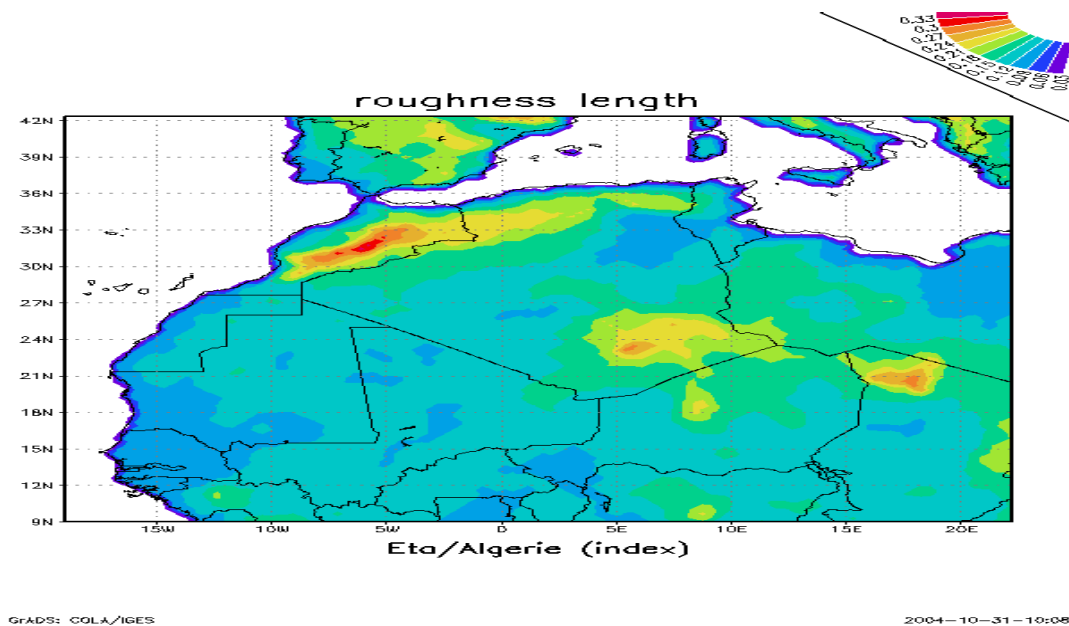


Figure 3.14: Rugosité de surface (grads.2004).

### 3.4.3 Conditions initiales et aux bords :

La fonction principale du prétraitement dans le modèle numérique Eta est la préparation de toutes les données d'entrée nécessaires pour l'exécution du modèle 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 notre cas, les données initiales et les conditions aux limites sont collectées à partir les données de sorties des modèles globaux ECMWF ou NCEP. Ces données sont mis jour a un pas de temps de 06h (00,06,12 et 1800 H UTC). Les autres données, telles que la topographie, la température de la surface de la mer (SST), l'albédo... etc, sont d'un caractère permanent (ou semi-permanent).

### 3.5 Analyse des résultats :

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats de la simulation de l'évènement de 07 au 10 mars 2007. Cet évènement a été choisi du fait de l'étendue des régions touchées par les soulèvements de sable ainsi que la magnitude qui s'est développée au cours de temps pour aboutir des tempêtes de sable avec réduction de visibilité qui s'est réduite à moins d'un kilomètre (1km). Les cartes de concentrations de sable simulées par le modèle Eta-DREAM seront présentées et analysées.

#### 3.5.1 situation du 07/03/2007 :

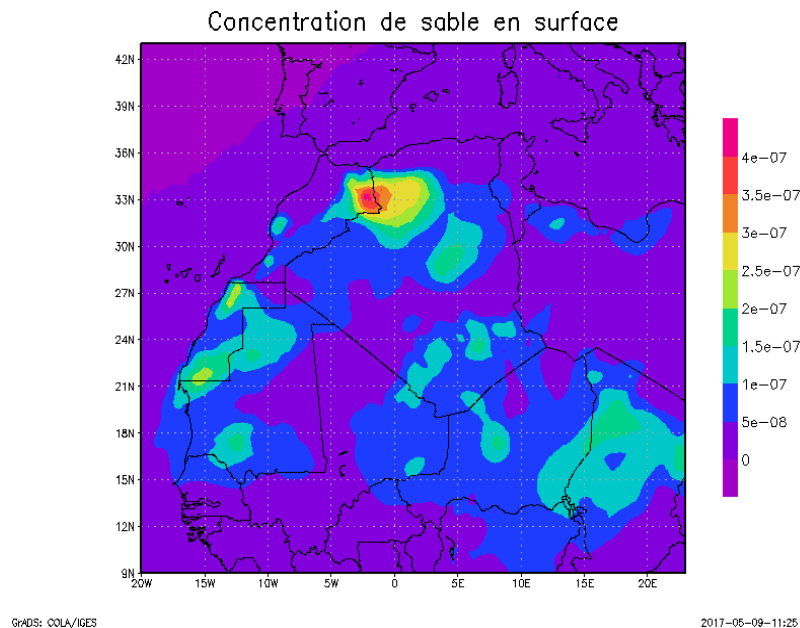
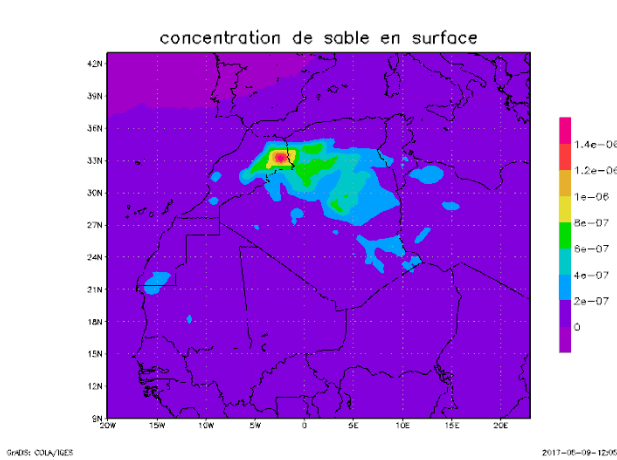


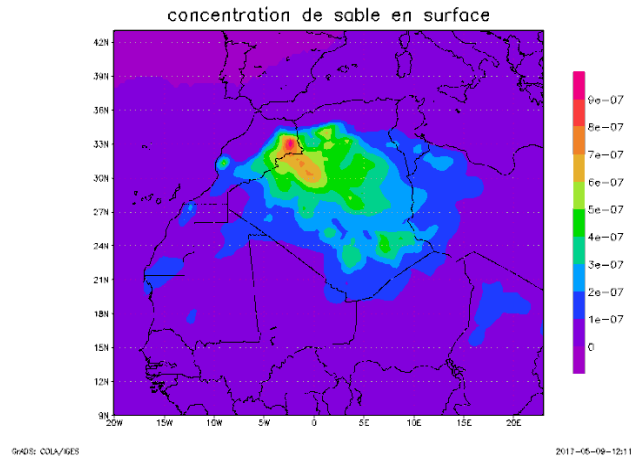
Figure 3.15: concentration de sable en surface le 2007/03/07 à 18hTU.

La dépression centrée sur la méditerranée engendre un flux de nord sud-ouest Algérien, on constate un renforcement de vent en surface sur la région de Mechria (24KT) avec un maximum de concentration de concentration de  $2,9 \cdot 10^{-7} \text{ kg/m}^3$  d'où la réduction de visibilité qui atteint les 2000 m (fig 3.15).

**3.5.2 Situation du 08/02/2007 :**



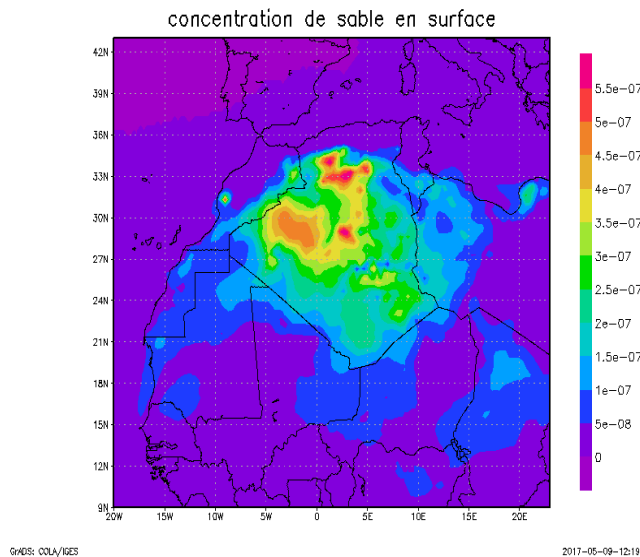
**Figure 3.16: concentration de sable en surface le 2007/03/08 à 12hTU .**



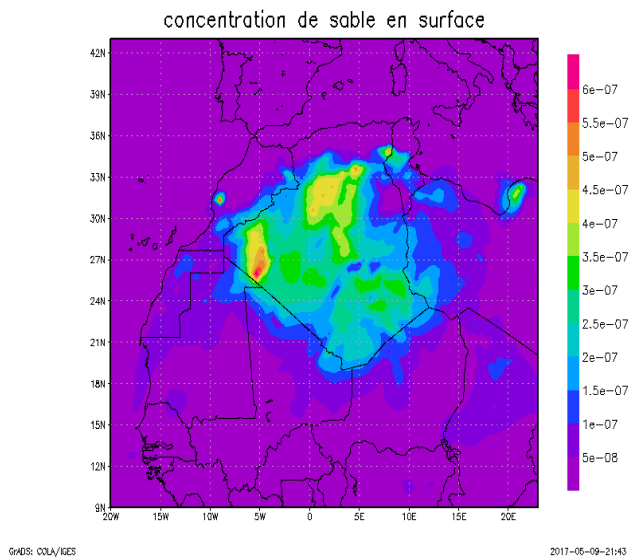
**Figure 3.17: concentration de sable en surface Le 2007/03/08 à 18hTU .**

Persistence du noyau de concentration sur la région de Mecheria (figures 3.16, 3.17) avec extension de la zone d'émission de poussière vers le Sahara central et oasis notamment la région de Ghardaïa, El-Goléa, Ouargla, El-ouad toute la journée du 08/03/2007.

**3.5.3 Situation du 09/03/2007 :**

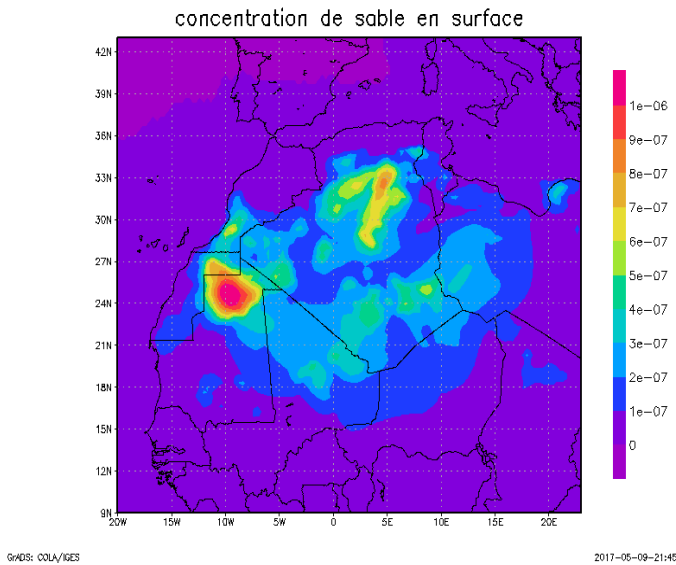


**Figure 3.18: concentration de sable en surface Le 2007/03/09 à 00h TU .**

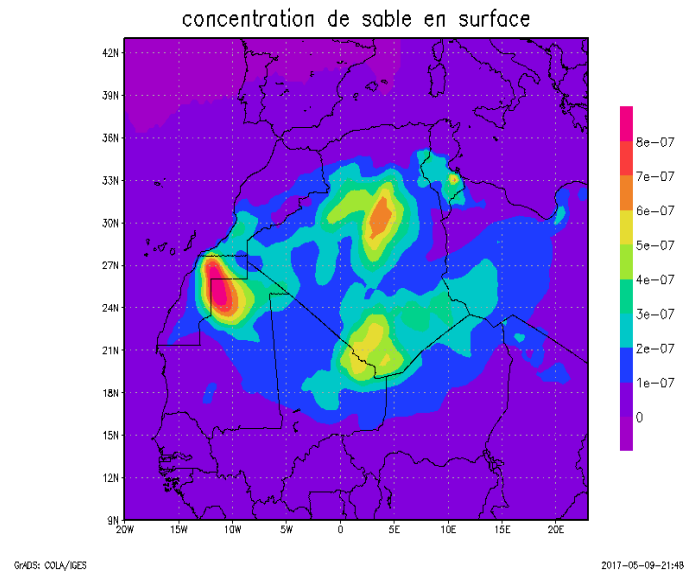


**Figure 3.19: concentration de sable en surface Le 2007/03/09 à 06h TU.**





**Figure 3.20:concentration de sable en surface  
Le 2007/03/09 à 12h TU.**



**Figure3.21:concentration de sable en surface  
Le 2007/03/09 à 18h TU.**

### À 00h TU :

Accentuation de phénomène de soulèvement, avec apparition d'autre noyau de forte concentration notamment la région de Bechar ou le vent en surface atteint 34KT avec réduction de visibilité de 1500m, ou remarque aussi une zone de forte émission sur l'axe nord In Salah, El-Goléa, Ghardaïa , la vitesse du vent a atteint les 30KT avec une visibilité de 800m à El-Goléa. Même chose a été constate au niveau de Ghardaïa où la vent atteint les 28KT avec une visibilité estimée de 3000m (figure 3.18).

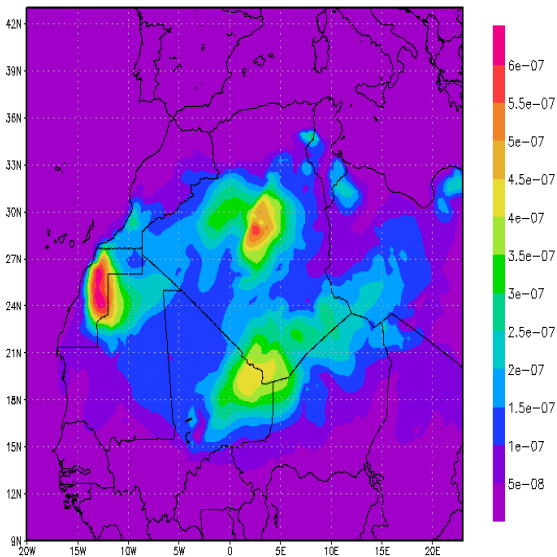
### À 06h TU-18h TU :

Le noyau de concentration centré sur la région de Bechar évalue vers le sud pour atteindre le nord de la Mauritanie à 12h TU (figures 3.20, 3.21). Un deuxième noyau se déplace vers l'est pour couvrir les zones des oasis et se renforce d'avantage par l'effet de la dépression qui se creuse en évaluant sur le nord de la Libye (fig3.12).



3.5.4 Situation du 10/03/2007

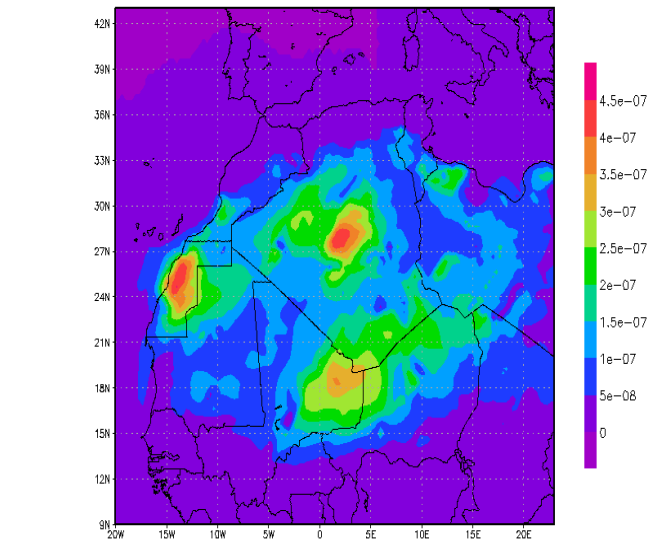
concentration de sable en surface



QADS: COLA/IGES 2017-05-09-21:51

Figure3.22:concentration de sable en surface  
Le 2007/03/10 à 00h TU.

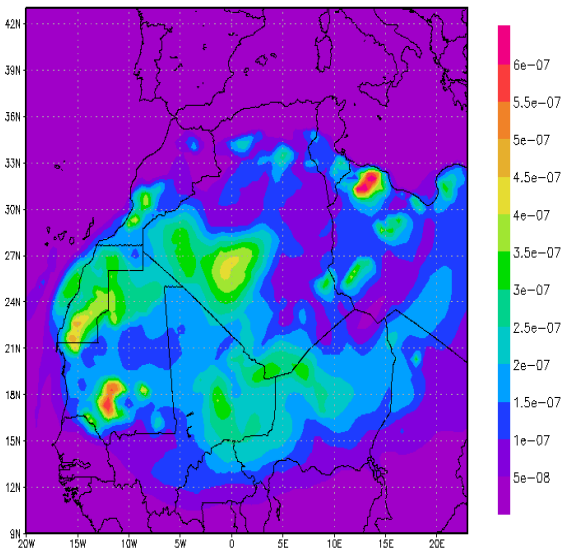
concentration de sable en surface



QADS: COLA/IGES 2017-05-09-21:54

Figure 3.23: concentration de sable en surface  
Le 2007/03/10 à 06h TU.

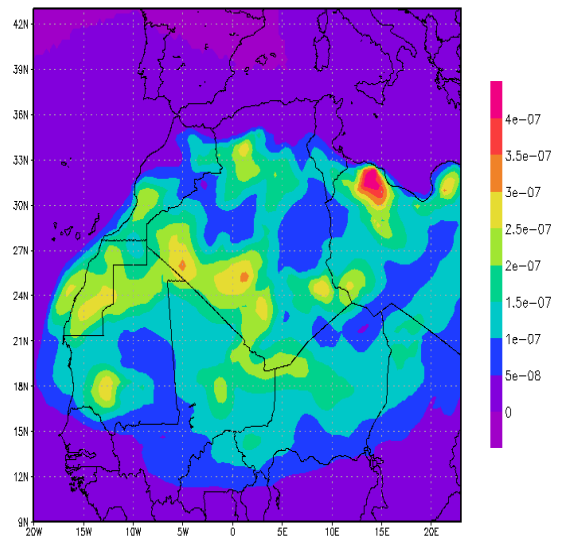
concentration de sable en surface



DS: COLA/IGES 2017-05-09-21:56

Figure 3.24: concentration de sable en surface  
Le 2007/03/10 à 12h TU.

concentration de sable en surface



QADS: COLA/IGES 2017-05-09-21:59

Figure 3.25: concentration de sable en surface  
Le 2007/03/10 à 18h TU.

Ou constate la présence de trois noyaux de forte concentration sur Sahara occidentale, un noyau sur le Sahara central et un autre noyau sur la région de BBM (Bordj Badj Mokhtar )

vers les frontières avec le Mali et Niger. Cette situation s'affaiblit en fin de journée. Le maximum de concentration  $4 \cdot 10^{-7} \text{ kg/m}^3$  se déplacent pour intéresser le territoire Libyen (figures 3.22, 3.23, 3.24, 3.25).

**3.6 Validation avec les données d'observation :**

Les stations météorologiques ne disposent pas de mesures des concentrations de poussières ou de sable. A cet effet les concentrations simulées par le modèle sont comparés avec les visibilités horizontales estimées par les observateurs des stations météorologiques en exploitant les rapports météorologiques de 07 à 10 mars 2007 du réseau synoptique national.

Etant donné que les stations météorologiques ne disposent pas de mesures de concentration de poussière ou de sable , les concentrations simulées par le modèle Eta-DREAM ont été comparées avec les données de visibilité horizontale estimée au niveau des stations, ainsi que la vitesse du vent mesurée à 10m de sol. Pour la période du 07 au 10 mars 2007.

**Mechria:**

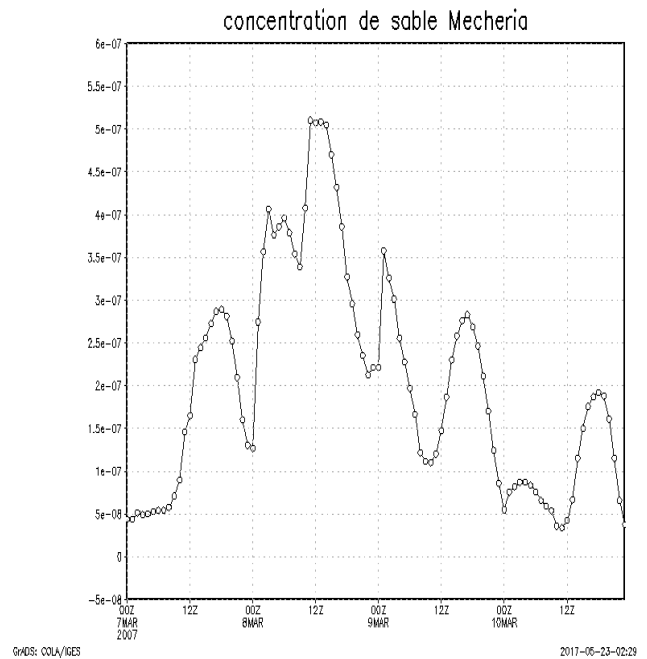
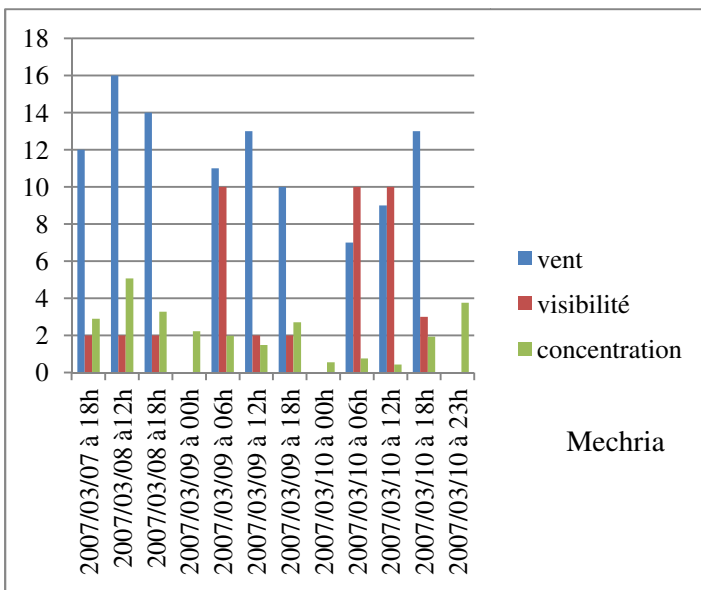
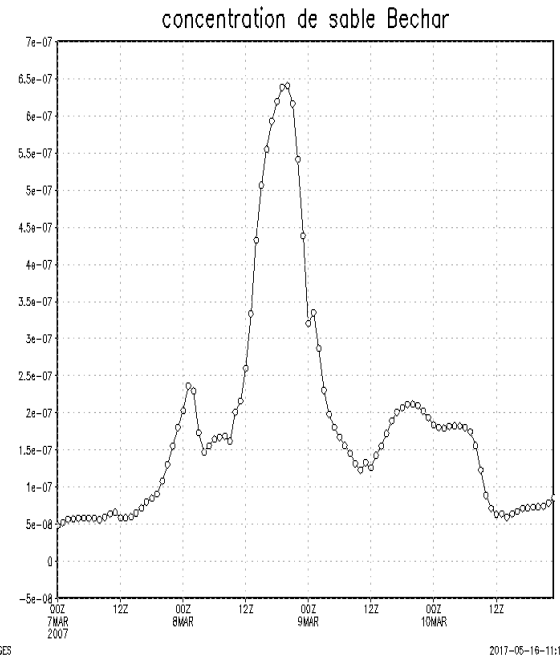
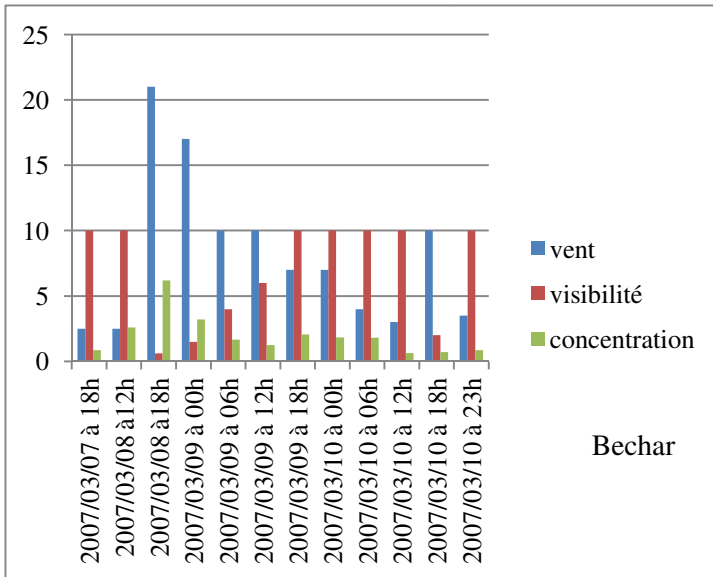


Figure3.26: évolution temporelle de la concentration de surface à Mechria

La figure (3.26), montre que la concentration à Mecheria évolue de  $5.10^{-8} \text{kg/m}^3$  le 07/03/2007 à 18h TU pour devenir maximale à 12h TU le 08/03/2007 avec une concentration de  $5.10^{-7} \text{kg/m}^3$ . Cette situation est confirmée par les mesures au sable où on remarque une réduction de visibilité horizontale à moins de 2000 m accompagnée des vents forts dépassant le 16 m/s (tempête de sable). L'affaiblissement de la concentration est bien corrélé avec l'amélioration de la visibilité qui dépasse les 10 km le 10/03/2007 à couter de 06hTU.

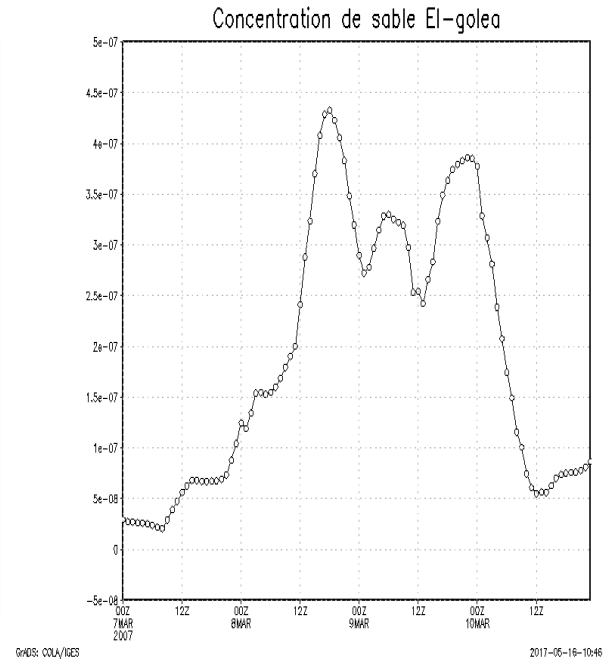
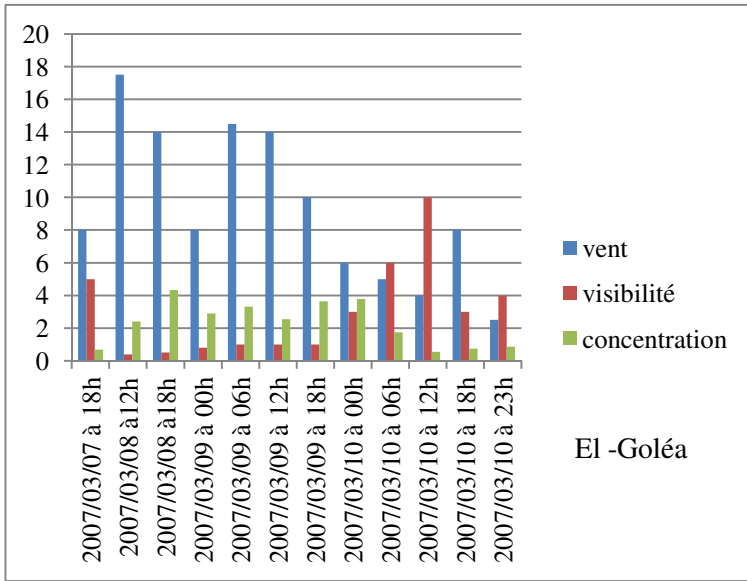
**Bechar :**



**Figure 3.27: évolution temporelle de la concentration de surface à Bechar**

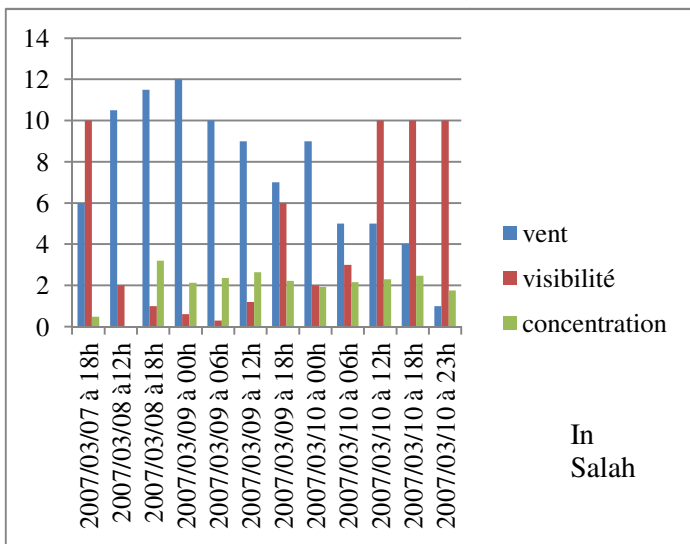
Même chose pour la figure (3.27), elle montre que la concentration à Bechar évolue de  $5.10^{-8} \text{kg/m}^3$  le 07/03/2007 à 18h TU pour devenir maximale à 18h TU le 08/03/2007 avec une concentration de  $6,5.10^{-7} \text{kg/m}^3$ . Cette situation est confirmée par les mesures au sable où on remarque une réduction de visibilité horizontale à moins de 600 m accompagnée des vents forts dépassant le 21m/s (tempête de sable). L'affaiblissement de la concentration est bien corrélé avec l'amélioration de la visibilité qui dépasse les 10 km le 09/03/2007 à couter de 18h TU.

**El-Goléa :**

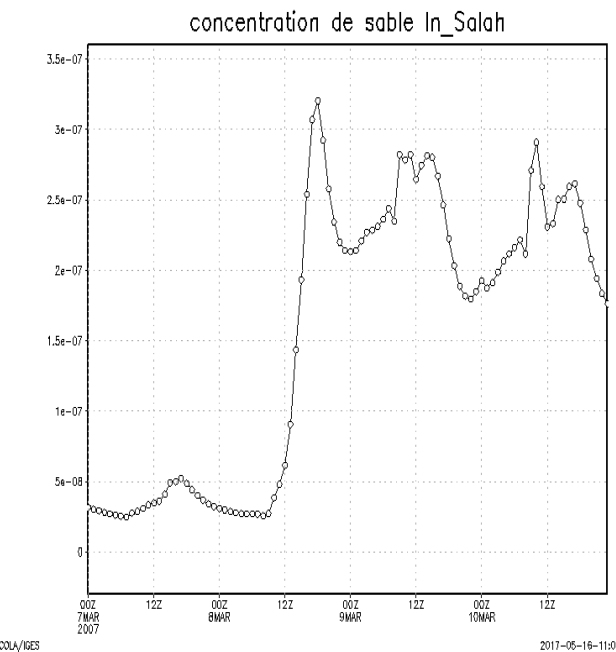


**Figure 3.28: évolution temporelle de la concentration de surface à El-Goléa**

La figure (3.28) montre l'évolution de la concentration de poussière à El-Goléa, ou remarque que la concentration est maximale le 08/03/2007 à 18h TU ( $4,3 \cdot 10^{-7} \text{kg/m}^3$ ) suivi par un autre maximale le 09/03/2007 à 18h TU (de  $3,7 \cdot 10^{-7} \text{kg/m}^3$ ), cette situation est bien identifiée par les mesures aux sols, ou on remarque la réduction de visibilité horizontale à 400m le 08/03/2007 à 18hTU, et 900m le 09/03/2007 à 18h TU. L'affaiblissement de la concentration est bien corrélé avec l'amélioration de la visibilité qui dépasse les 10 km le 10/03/2007 à compter de 12hTU.



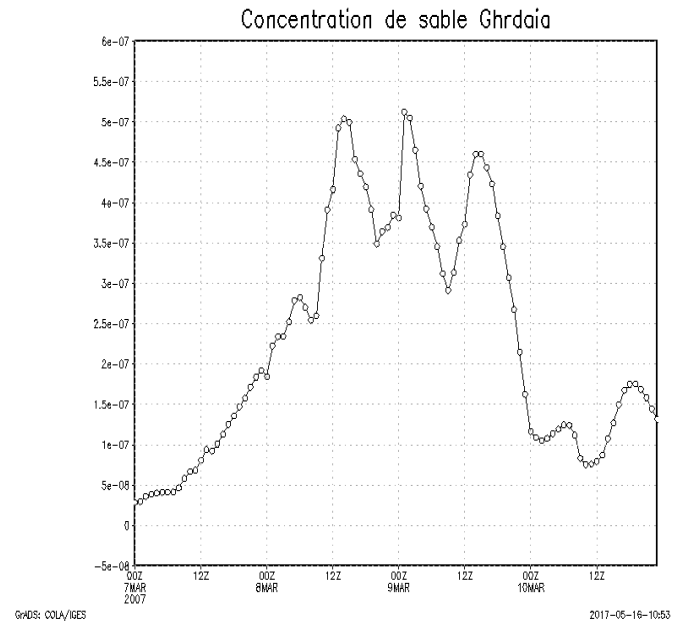
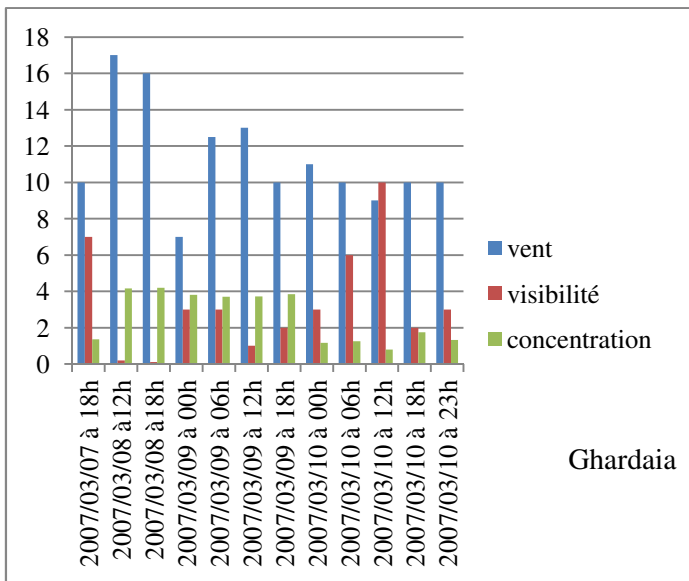
**In Salah:**



**Figure 3.29 : évolution temporelle de la concentration de surface à In Salah**

La figure (3.29), montre que la concentration à In Salah évolue de  $4,8 \cdot 10^{-8} \text{ kg/m}^3$  le 07/03/2007 à 18h TU pour devenir maximale à 18h TU le 08/03/2007 avec une concentration de  $3,2 \cdot 10^{-7} \text{ kg/m}^3$ . Cette situation est confirmée par les mesures au sable où on remarque une réduction de visibilité horizontale à moins de 1000 m accompagnée des vents forts dépassant le 11,5 m/s (chasse de sable). L'affaiblissement de la concentration est bien corrélé avec l'amélioration de la visibilité qui dépasse les 10 km le 10/03/2007 à couter de 12h TU.

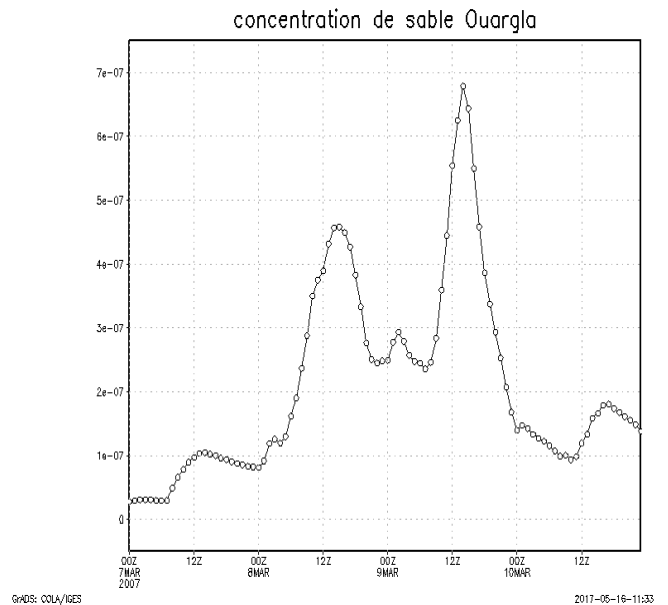
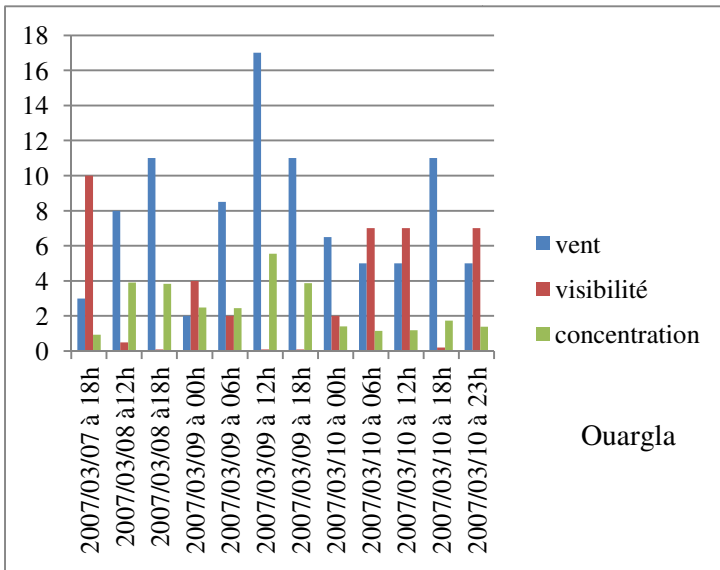
**Ghardaïa :**



**Figure 3.30: évolution temporelle de la concentration de surface Ghardaïa**

La figure (3.30) montre l'évolution de la concentration de poussière à Ghardaïa, ou remarque que la concentration est maximale le 08/03/2007 à 18h TU ( $4,3 \cdot 10^{-7} \text{ kg/m}^3$ ) suivi par un maximale le 09/03/2007 à 00h TU (de  $3,7 \cdot 10^{-7} \text{ kg/m}^3$ ), suivi par un autre maximale le 09/03/2007 à 18h TU ( de  $3,8 \cdot 10^{-7} \text{ kg/m}^3$ ), cette situation est bien identifiée par les mesures aux sols, ou on remarque la réduction de visibilité horizontale à 100m le 08/03/2007 à 18h TU, et 3000m le 09/03/2007 à 00h TU, et 2000m le 09/03/2007 à 18h TU . L'affaiblissement de la concentration est bien corrélé avec l'amélioration de la visibilité qui dépasse les 10 km le 10/03/2007 à couter de 12h TU.

**Ouargla :**



**Figure 3.31: évolution temporelle de la concentration de surface Ouargla**

La figure (3.31) montre l'évolution de la concentration de poussière à Ouargla, on remarque que la concentration est maximale le 08/03/2007 à 12h TU ( $3,8 \cdot 10^{-7} \text{kg/m}^3$ ) suivi par un autre maximale le 09/03/2007 à 12h TU (de  $5,5 \cdot 10^{-7} \text{kg/m}^3$ ), cette situation est bien identifiée par les mesures aux sols, ou on remarque la réduction de visibilité horizontale à 500m le 08/03/2007 à 12hTU, et 100m le 09/03/2007 12h TU. L'affaiblissement de la concentration est bien corrélé avec l'amélioration de la visibilité qui dépasse les 7000m le 10/03/2007 à couter de 06hTU.

## **Conclusion**

L'objectif de ce travail est la simulation du cycle de vie d'une tempête de poussière ou de sable à l'aide d'un modèle régionale météorologique Eta, couplé avec le modèle de la poussière désertique DREAM. Les résultats obtenus par la simulation montrent la distribution de la concentration de poussière dans le temps et l'espace, et ces résultats, sont validés et confirmés par les mesures au sol, la visibilité horizontale et le vent. Quand la concentration augmente la vitesse de vent augmente et la visibilité horizontale réduite, et l'affaiblissement de la concentration est bien corrélé avec l'amélioration de visibilité horizontale. Les résultats de cet modèle sont satisfaisants, le modèle peut être utilisé en opérationnel pour prévoir à courte échéance le déclenchement des tempêtes de sables et permettre aux décideurs une prise de décision.

## Référence :

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.

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.

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.

A.S. Goudie, N.J. Middleton; Desert Dust in the Global System; ISBN-10 3-540-32354- 6 Springer Berlin Heidelberg New York. 2001.

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

D. BENAOUA , simulation des émissions d'aérosols désertiques a l'échelle régionale : analyse climatologique des émissions du nord de l'Afrique , diplôme de doctorat , Université des Sciences et de la technologie Mouhmed Boudiaf-Oron ,2014.

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.

G. VERGE.DEPRE, Télédétection Multispectrale des poussières désertiques dans l'infrarouge thermique au dessus de l'Afrique a partir de MSG/SEVIR, diplôme de Doctorat , Université des Antilles et de et de la Guyane , Lille,2007.

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



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.

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.

<http://aeronet.gsfc.nasa.gov> ; 2017.

<http://article19.ma> , 2017.

<https://fr.sott.net> , Mars 2017.

<https://fr.wikipedia.org/wiki/sable> , Mars 2017.

Ipcc01:IPCC.climate change 2001, The scientific basic contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 881pp, Cambridge University press New York ,USA,2001.

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.

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

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.

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.

Martcorena, 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.

MARTINY.N.ROUCAUP.POHL B , XVIIIe colloque de l'association international de climatologie , Liege, 2015.

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

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.

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.

Observation sous l'insolation sous subsaharienne , 3 Mars 2007.

OMS Lannion. 1982.

Oumar DIOP, Détection de nuage de poussière dans les images Météosat à l'aide des attributs de textures et de la fusion de segmentation : application à la zone sahélienne du continent Africain, diplôme de doctorat, Ecole doctorale Matisse ,Rennes,2007.

Panco 3 : Pancati O ,Télétection de l'aérosol désertique depuis le sol par radiométrie infrarouge thermique multi-bande , thèse de Doctorat ,Université des Sciences de Technologies, Lille , 2003.

R. Bagnold; *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*; *Proceedings of the Royal Society A* 225 49; 1954.

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.

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.

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.

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.

WWW. atmos.meas.tech.net , 2015.

WWW.guichetdusair.org , Mars 2017.

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.

**Résumé :** l'objectif de ce travail est la simulation numérique du cycle de vie d'un intense évènement de poussière (tempête de sable) qui a touché les régions arides (nord Sahara).

Les évènements de poussières sont des phénomènes naturels qui se produisent dans les zones arides. La compréhension des processus de formation, émission et dispersion dans l'atmosphère par des techniques numériques sont d'une importance capitale pour la compréhension des effets sur le climat (modification du bilan radiatif), et aussi pour le secteur socio- économique (énergie, transport,). Un modèle météorologique de méso-échelle DREAM « Dust Regional Atmospheric Model » est appliqué pour une simulation de 72 H d'un évènement, les champs initiales et aux bords du modèle sont issues des ré-analyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction) de résolution  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ . Les champs de concentration seront validés par des données de mesure au sol, la visibilité horizontale.

**Mots clés :** poussière, sable, évènement de poussière, tempête de sable, zones arides, Sahara, techniques numériques, modèle météorologique.

**Abstract:** The objective of this work is the numerical simulation of life cycle of an intense dust event (sand storm) that has affected the arid regions (northern Sahara).

Dust events are natural phenomena that produce in arid areas. Understanding the processes of formation, emission and dispersion in the atmosphere by numerical techniques is important for understanding the effects on the climate (modification of the radiate balance) and also for the socio-economic sector (energy, transport,). A DREAM "Dust Regional Atmospheric Model" meteorological model is applied to simulation of an event for 72 H, the initial and edge fields of the model are derived from NCEP (National Centers for Environmental Prediction) with Resolution  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ . The concentration fields will be validated by visibility horizontal.

**Keywords:** dust, sand, dust event, sandstorm, arid zones, Sahara, numerical techniques, meteorological model.

**المخلص:** الحدث الغباري الكثيف (العاصفة الرملية) نجده بكثرة في المناطق القاحلة (شمال الصحراء). الحدث الغباري هو ظاهرة من الظواهر الطبيعية التي تحدث في المناطق القاحلة. فهم عملية التدریب والانبعث والتشتت في الغلاف الجوي عن طريق التقنيات الرقمية ذات أهمية قصوى لفهم التأثيرات المناخية (يغير التوازن الإشعاعي)، وأيضا يعتبر مهما للقطاع الاجتماعي والاقتصادي (الطاقة، النقل). يتم تطبيق نموذج الأرصاد الجوية في سلم متوسط أو اقليمي DREAM لمحاكاة حدث غباري في مدة 72 ساعة، و نتحصل علي المعطيات الأولية وحواف النموذج المعاد تحليلها من NCEP (المراكز الوطنية للتنبؤات البيئية) ذو  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  درجة. سيتم التحقق من صحة مجالات التركيز عن مدى الرؤية الافقية التي يتم تقديرها في محطات الرصد الجوي.

**كلمات المفتاحية:** الغبار، الرمل، حدث غباري، زوبعة رملية، الأراضي القاحلة، الصحراء، والتقنيات الرقمية، ونموذج الأرصاد الجوية