

Thèse de doctorat

*présentée à l'Université Paris 12 - Val de Marne
pour l'obtention du Doctorat en Sciences*

Spécialité Chimie de la Pollution Atmosphérique
et Physique de l'Environnement

par

Benoit LAURENT

**Simulation des émissions d'aérosols
désertiques à l'échelle continentale:
Analyse climatologique des émissions du nord-est
de l'Asie et du nord de l'Afrique**

Soutenue le 14 décembre 2005 devant la commission d'examen composée de :

MM.	F. Grousset	Président
	G. Cautenet	Rapporteur
	D.D. Rousseau	Rapporteur
	I. Tegen	Examineur
	G. Bergametti	Directeur
	B. Marticorena	Co-directeur



Table des matières

1. Introduction	- 5 -
2. Les émissions d'aérosols désertiques	- 17 -
2.1 <i>La formation des sols en région source d'émission</i>	- 17 -
2.2 <i>Mode de production des aérosols désertiques</i>	- 19 -
2.2.1 Action du vent sur la surface	- 19 -
2.2.2 Bilan des forces des grains du sol	- 21 -
2.2.3 Seuil d'érosion	- 22 -
a) Vitesse de friction seuil et granulométrie des grains érodables	- 22 -
b) Vitesse de friction seuil et rugosité de surface	- 23 -
c) Vitesse de friction seuil et humidité des sols	- 23 -
d) Autres effets	- 24 -
2.2.4 Déplacement horizontal des particules	- 25 -
2.2.5 Libération des particules fines constituant les aérosols désertiques	- 26 -
2.3 <i>Caractérisation de la granulométrie des sols</i>	- 29 -
2.3.1 Texture des sols	- 29 -
2.3.2 Granulométrie « sèche » des sols	- 30 -
2.3.3 Texture et granulométrie	- 31 -
2.4 <i>Variabilité spatiale et temporelle des émissions d'aérosols désertiques</i>	- 33 -
2.4.1 Principales zones sources des aérosols désertiques	- 34 -
a) Régions arides et principaux déserts	- 34 -
b) Localisation des principales zones sources	- 35 -
2.4.2 Variations temporelles des émissions	- 44 -
2.5 <i>Estimations globales des émissions</i>	- 47 -
3. Mise au point d'une méthode de simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale	- 49 -
3.1 <i>Stratégie générale</i>	- 49 -
3.2 <i>Cadre géographique et temporel de l'étude</i>	- 50 -
3.2.1 Régions sources étudiées	- 50 -
a) Le nord-est de l'Asie	- 51 -
b) Le nord de l'Afrique	- 54 -
3.2.2 Echelles de temps et d'espace mises en jeu	- 57 -
3.3 <i>La modélisation des processus d'émission</i>	- 58 -
3.3.1 Paramétrisation de la vitesse de friction	- 59 -
3.3.2 Paramétrisation de la vitesse de friction seuil	- 60 -
a) Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface lisse	- 60 -
b) Paramétrisation de la vitesse de friction seuil sur des surfaces rugueuses	- 63 -
c) Influence de l'humidité des sols sur la vitesse de friction seuil	- 66 -
3.3.3 Flux horizontal de saltation	- 68 -

3.3.4 Relation entre le flux horizontal de saltation et le flux vertical d'aérosol	- 71 -
3.4 <i>Données d'entrée</i>	- 77 -
3.4.1 Propriétés des surfaces	- 77 -
a) Hauteur de rugosité	- 77 -
b) Fraction de surface érodable E	- 82 -
c) Propriétés des sols: granulométrie sèche et texture des sols	- 83 -
3.4.2 Données météorologiques	- 87 -
a) Vitesses de vent de surface	- 87 -
b) Humidité des sols	- 89 -
c) Couverture neigeuse	- 90 -
3.4.3 Période et résolution spatiale des simulations	- 90 -
a) Période de simulation	- 90 -
b) Résolution spatiale des simulations	- 91 -
4. Simulations des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord-est de l'Asie	- 93 -
4.1 <i>Introduction</i>	- 93 -
4.2 <i>Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS-1 surface products</i>	- 94 -
4.3 <i>Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts</i>	- 116 -
4.4 <i>Conclusion</i>	- 151 -
5. Simulations des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord de l'Afrique	- 155 -
5.1 <i>Introduction</i>	- 155 -
5.2 <i>Mise au point de la base de données des états de surface</i>	- 156 -
5.2.1 Hauteurs de rugosité et fraction de surface érodable	- 156 -
5.2.2 Cartographie des sols	- 158 -
a) Détermination de la distribution granulométrique des sols	- 158 -
b) Estimation de la texture des sols	- 160 -
5.3 <i>Simulations des émissions d'aérosols désertiques</i>	- 163 -
5.3.1 Principales zones source du nord de l'Afrique	- 164 -
a) Localisation des zones sources d'émissions	- 164 -
b) Comparaison des émissions simulées avec les AAI et les IDDI	- 167 -
5.3.2 Cycle saisonnier	- 173 -
5.3.3 Emissions annuelles	- 182 -
5.3.4 Variabilité interannuelle des émissions	- 183 -
5.3.5 Influence de l'humidité du sol sur les émissions	- 185 -
5.4 <i>Conclusion</i>	- 187 -
6. Conclusion et perspectives	- 189 -
Références bibliographiques	- 197 -
Liste des Figures	- 209 -
Liste des Tableaux	- 215 -

1. Introduction

Les changements climatiques résultent des interactions entre les grandes composantes de l'environnement, l'atmosphère, les océans, les surfaces terrestres et la biosphère animale et végétale. Les échanges entre ces systèmes sont contrôlés par différentes formes d'énergie, comme le rayonnement solaire, l'énergie interne de la Terre et les activités de la biosphère. Le climat apparaît alors comme un équilibre dynamique, et non statique, qui résulte des transferts permanents d'énergie et de matière entre ces différentes composantes. Comprendre comment fonctionne le climat, comment se forment par exemple les déserts, ou comment sont contrôlé les grands courants océaniques et les phénomènes de moussons, nécessite alors de considérer l'ensemble de ces couplages, des échanges et des forçages impliqués.

Mais, l'étude du climat est particulièrement complexe, les différents systèmes contrôlant et subissant à la fois les changements climatiques. Il en résulte des boucles de rétroactions qui renforcent ou au contraire s'opposent aux perturbations existantes. La complexité du fonctionnement climatique est accrue par les différences de nature, solide ou liquide, et de composition des systèmes en interaction, mais aussi par les différentes échelles de temps et d'espace sur lesquelles ont lieu les interactions et les échanges de matière et d'énergie au niveau du Globe.

Ces échanges de matière et d'énergie peuvent être représentés simplement, au moins dans un premier temps, par différents cycles limités dans le temps et dans l'espace, dans lesquels les interactions avec les autres systèmes sont représentées par des forçages externes. Par exemple, le cycle de l'eau constitue un processus biogéochimique majeur du fonctionnement terrestre. De façon identique, on peut décrire le cycle des composés chimiques et des particules émis dans l'atmosphère afin d'étudier leur rôle dans l'évolution du climat. Evidemment, à ce stade, les éventuelles rétro-actions entre cycles ne peuvent être explicitement traitées.

Notre étude s'inscrit dans le cadre général de l'étude du cycle de l'aérosol désertique.

Les aérosols désertiques font partie de la famille des espèces traces présentes dans l'atmosphère sous forme particulaire et communément appelées aérosols. Les aérosols désertiques sont qualifiés de primaires, au même titre que les embruns marins, car ils sont émis directement sous forme particulaire dans l'atmosphère sous l'action du vent. Même si leur diamètre est compris entre quelques dixièmes et plusieurs dizaines de micromètres [d'Almeida et Schütz, 1983], les aérosols désertiques sont majoritairement des particules grossières contribuant principalement au mode micronique des aérosols atmosphériques (Figure 1.1).

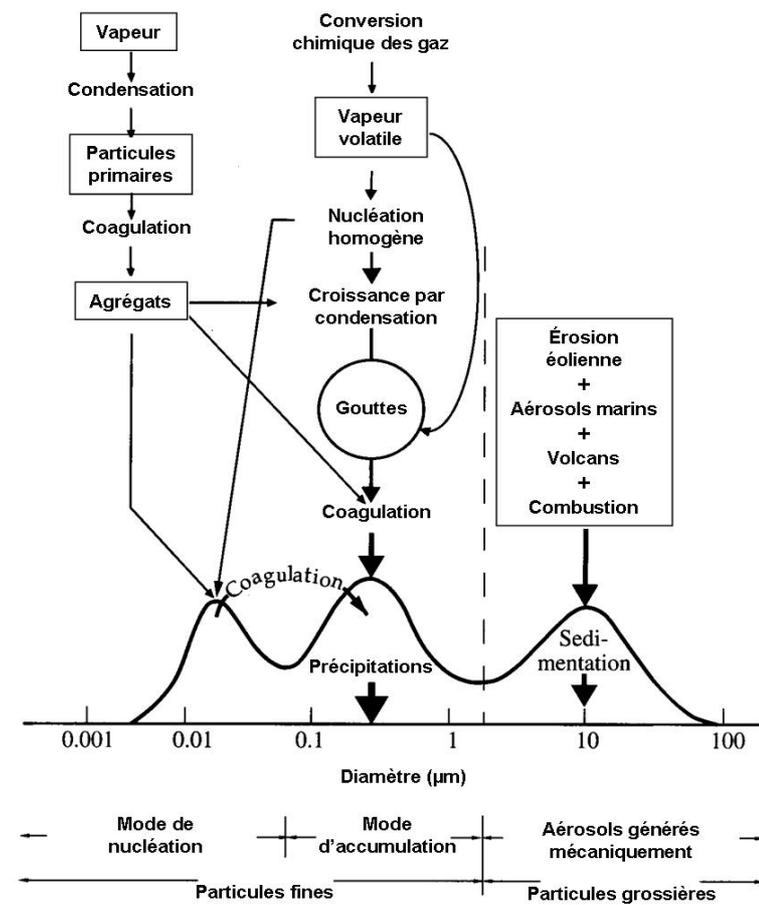


Figure 1.1: Processus de formation et distribution en taille des différents types d'aérosols, d'après Whitby et Cantrell [1976].

L'intérêt porté à l'étude du cycle des aérosols désertiques résulte des nombreux impacts qu'ils ont sur leur environnement.

En effet, les aérosols désertiques en suspension dans l'atmosphère rétrodiffusent une partie du rayonnement terrestre, ce qui induit un refroidissement à la surface, ou absorbent une partie du rayonnement infrarouge tellurique, ce qui réchauffe l'atmosphère. Sokolik et Toon [1999] ont tenté d'évaluer l'impact radiatif net des aérosols désertiques en fonction de

leur composition minéralogique et de l'état de mélange des minéraux. L'impact radiatif global peut être positif ou négatif, selon la composition minéralogique et l'arrangement des minéraux composant l'aérosol désertique. Par ailleurs, l'évaluation du forçage radiatif¹ de ces aérosols désertiques est très incertaine compte tenu des difficultés rencontrées pour quantifier leur fraction anthropique. Cette méconnaissance du forçage radiatif lié aux aérosols désertiques (qui pourrait être en moyenne de l'ordre de +/- 1 Watt/m² mais qui atteint dans certaines régions plusieurs dizaines de Watt/m²) est aujourd'hui une des incertitudes majeures dans l'évaluation du changement climatique.

Par ailleurs, durant leur transport, les aérosols désertiques participent à la chimie atmosphérique, au travers de réactions de chimie hétérogène, pouvant entraîner des modifications de concentrations de composés gazeux comme O₃ et HNO₃ [voir par exemple Bauer et al., 2004]. Ils affectent également la chimie multiphasique atmosphérique, en particulier au sein des nuages. Ainsi, la présence de particules carbonatées (principalement la calcite) dans les aérosols permet la neutralisation des espèces acides dissoutes dans les gouttelettes de nuages [Loÿe-Pilot et al., 1986; Losno et al., 1991].

Les émissions d'aérosols désertiques ont également des conséquences directes sur leur environnement. La déplétion de la fraction fine des sols sous l'action du vent conduit parfois à une perte de nutriments en zones sources entraînant un appauvrissement des horizons fertiles des sols. La désertification des zones sources s'accroît alors si ce phénomène n'est pas compensé par un apport extérieur.

En revanche, dans des régions de retombées, continûment ou périodiquement limitées en nutriments, le dépôt des aérosols désertiques peut être une source très importante d'approvisionnement en certains éléments clés, comme le fer ou le phosphore. C'est le cas de la forêt amazonienne [Swap et al., 1992], des eaux de surface méditerranéennes en été [Bergametti et al., 1992], mais aussi d'écosystèmes marins éloignés où les apports de fer biodisponible via les aérosols désertiques permettraient le développement du phytoplancton, augmentant ainsi la séquestration de quantités importantes de dioxyde de carbone [voir par exemple Duce, 1986; Martin, 1999; Jickells et al., 2005].

¹ Le terme « forçage radiatif » qualifie les modifications des termes radiatifs induits par la variation des concentrations atmosphériques de certaines espèces chimiques par rapport à ce qu'elles étaient au début de l'ère industrielle. Ce terme réfère aux effets anthropiques additionnels au « forçage » naturel. Pour les aérosols désertiques, ce forçage anthropique recouvre les émissions supplémentaires résultant de l'usage des sols par les activités humaines, et les éventuelles modifications des émissions consécutives au changement climatique induit par l'homme.

Sur un plan plus pratique, à l'échelle régionale, les soulèvements de poussières désertiques peuvent bloquer la circulation autoroutière et aérienne et paralyser toutes les activités socio-économiques d'une région [Greeley et al., 1997].

A travers ces différents impacts, on comprend qu'une connaissance précise du cycle des aérosols désertiques est une nécessité pour décrire et comprendre à la fois les échanges biogéochimiques et l'évolution du climat à grande échelle.

Le cycle de l'aérosol désertique peut-être décomposé en trois phases classiques, schématisées sur la Figure 1.2: l'émission depuis certaines surfaces continentales, le transport atmosphérique, et le dépôt. Au cours de chacune de ces phases, les particules sont en interaction avec leur environnement, et peuvent donc agir sur le fonctionnement du système Terre.

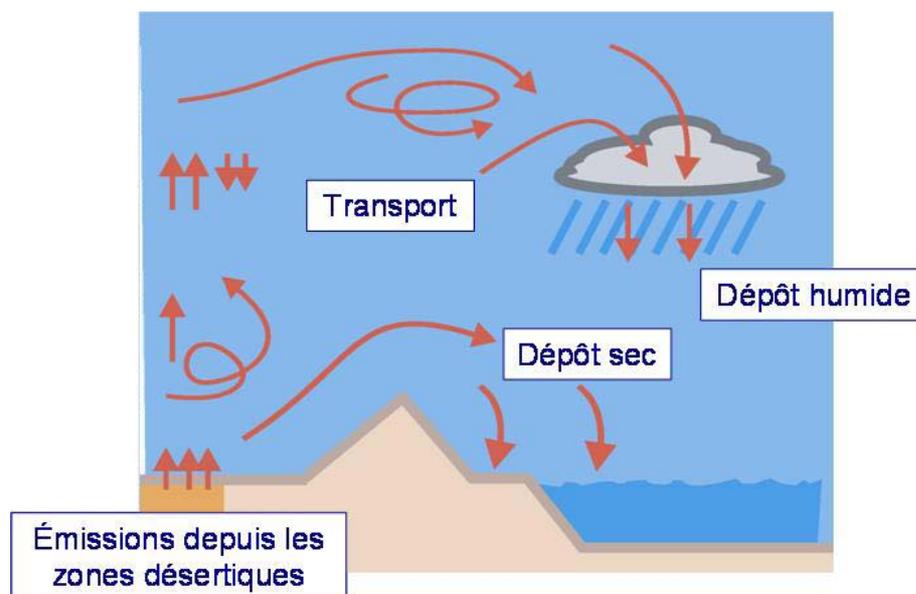


Figure 1.2: Schéma du cycle: émission, transport, et dépôts des aérosols désertiques.

Les processus d'émissions contrôlent non seulement les quantités d'aérosols transportables, mais aussi les caractéristiques intrinsèques de ces particules. Les aérosols désertiques sont produits dans les zones arides et semi arides, localisées de part et d'autre de l'équateur dans la ceinture d'anticyclones subtropicaux. Selon des estimations réalisées à l'échelle globale [d'Almeida, 1986; Tegen et Fung, 1994; Duce, 1995; Mahowald et al., 1999; Tegen et al., 2004], la quantité d'aérosols désertiques émis dans l'atmosphère serait comprise entre 1000 et 3000 Mt.an⁻¹. Ces particules représenteraient donc à l'heure actuelle la première

source en masse d'aérosol, soit environ 40% de la masse annuelle totale des aérosols émis dans l'atmosphère [IPCC, 2001]. Leur composition élémentaire et minéralogique est voisine de celle du matériau d'origine. Ainsi, les poussières désertiques, à l'image des sols parents, sont principalement constitués d'argiles, de feldspaths, de quartz, et présentent donc des teneurs élevées en silicium, aluminium, calcium et fer [voir par exemple Schütz et Rahn, 1982].

Il existe une très grande variabilité spatiale et temporelle des émissions d'aérosols désertiques, celles-ci dépendant principalement de la vitesse du vent et des états de surface des sols exposés. Ces émissions sont, de plus, un phénomène à seuil (elles se produisent seulement quand la vitesse du vent dépasse une certaine valeur) et, donc complexes à représenter. Tout ceci conduit à ce que les émissions d'aérosols désertiques présentent souvent un cycle saisonnier et des variations interannuelles très marquées.

Suite à leur émission, les aérosols désertiques peuvent être transportés à grandes distances principalement selon les directions de transport présentées sur la Figure 1.3. Ainsi, les panaches d'aérosol émis depuis le nord de l'Afrique sont majoritairement transportés vers l'ouest, au dessus de l'Océan Atlantique. Les aérosols sahariens peuvent atteindre les Antilles en été [Prospero et al., 1970]. Pendant les mois d'hiver, ils sont transportés plus au sud, au-dessus de l'Océan Atlantique, vers l'Amérique du sud [voir par exemple Dubief, 1979; Kalu, 1979]. Le transport des aérosols désertiques émis depuis la région saharienne dépend évidemment de la circulation atmosphérique et notamment des hautes pressions tropicales, comme l'anticyclone des Açores, et de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Au printemps et en été, ils sont épisodiquement transportés vers le nord et le nord-est [Schütz, 1980; d'Almeida, 1986], atteignant ainsi la Méditerranée [voir par exemple Ganor et Mamane, 1982].

Les panaches de poussières du nord-est de l'Asie se déplacent principalement vers l'est, au dessus de la mer de Chine et de l'Océan Pacifique. Ceci résulte, en particulier, de l'activité des fronts cycloniques de Mongolie sur le nord-est de l'Asie [Merrill et al., 1989; Qian et al., 2002; Sun, 2002].

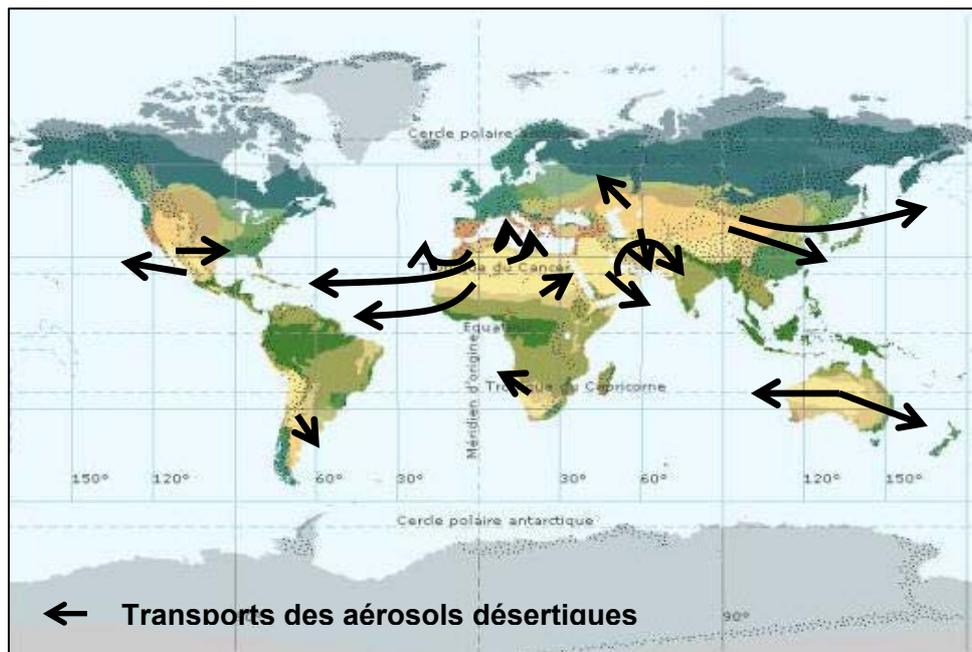


Figure 1.3: Principales trajectoires du transport des poussières désertiques, d'après Meigs [1953] et Coudé-Gaussen [1984].

Du fait de leur temps de résidence court et de la localisation différenciée des sources, il ne peut y avoir de véritable homogénéisation des concentrations d'aérosols désertiques dans l'atmosphère [Duce, 1995]. Sur la Figure 1.4, on observe des concentrations atmosphériques qui couvrent 6 ordres de grandeur (entre 0.001 et $1000 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$), depuis les zones océaniques très éloignées des côtes (Océan Austral, Océan Pacifique sud) jusqu'aux régions proches des zones sources (Océan Atlantique oriental, Océan Indien).

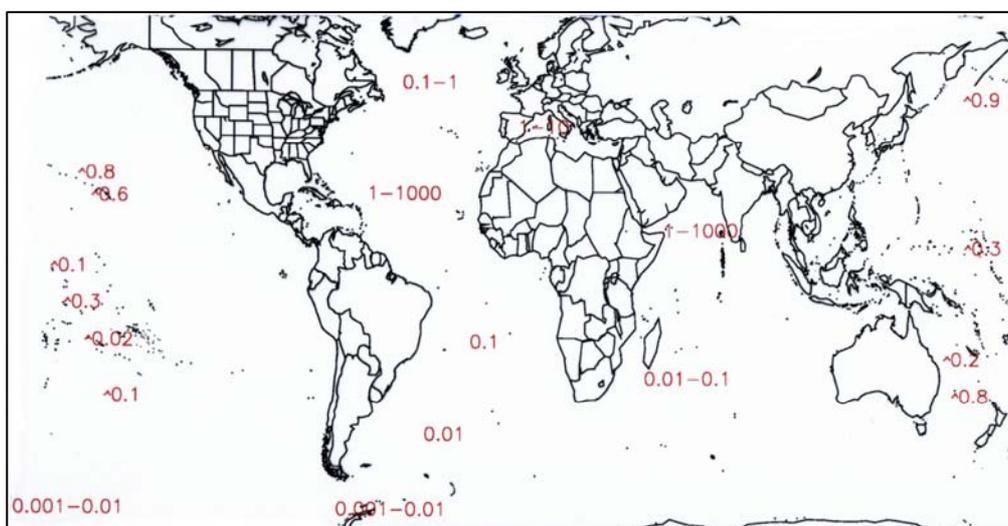


Figure 1.4: Concentrations typiques d'aérosols désertiques au dessus des océans ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$), d'après Chester [1986].

L'hétérogénéité spatiale et temporelle de leurs concentrations conduit à des variations régionales très importantes de leurs impacts. Par une approche climatologique, Jankowiak [1992] estime que la charge atmosphérique en poussières minérales peut induire des diminutions, allant jusqu'à 11% en moyenne mensuelle, du flux solaire incident sur l'Océan Atlantique oriental. Zhou et al. [1994] mentionnent une diminution ponctuelle de 40% du flux solaire incident dans la région de Pékin, liée au passage d'un panache de poussières.

Les principaux puits des aérosols désertiques sont les dépôts [Slinn et Slinn, 1980]:

- par voie sèche, c'est-à-dire par impaction ou par sédimentation des particules;
- par voie humide, c'est-à-dire par incorporation des particules dans les nuages et par abattement des particules présentes sur le trajet des gouttes lors des précipitations.

Les particules de taille comprise entre 0.1 μm et quelques micromètres ont les vitesses de dépôt par sédimentation les plus faibles, et elles seront donc majoritairement déposées par voie humide. Les plus grosses particules, de diamètre supérieur à 20 μm se déposent rapidement après leur émission par sédimentation, à proximité des zones sources. Les particules inférieures à 20 μm vont donc majoritairement être celles qui seront transportées [Nickling, 1994; Duce, 1995].

Le temps de résidence des aérosols désertiques dans l'atmosphère est donc compris entre quelques heures et une dizaine de jours [Tegen et Fung, 1994; Tegen et Lacis, 1996; Mahowald et al., 1999; Ginoux et al., 2001].

Les principales zones de dépôts des aérosols désertiques vont donc principalement dépendre des conditions météorologiques et topographiques. Ces zones de dépôts sont très variées et recouvrent une grande partie du Globe, du plateau des Loess situé à proximité des régions désertiques de Chine et de Mongolie [Mainguet, 1996; Sun, 2002] aux forêts équatoriales [Swap et al., 1992], et aux océans [Duce, 1986].

L'ensemble du cycle des poussières désertiques que nous venons de décrire, est sous contrôle climatique. Les variations temporelles des émissions naturelles sont à mettre en relation avec les changements climatiques quelles que soient les échelles de temps concernées. Des changements climatiques de faibles intensités intervenant sur des périodes de temps limitées peuvent suffire à modifier de façon significative la fréquence et l'intensité des émissions naturelles. La sécheresse qui a touché le Sahel au cours des années 1960 à 80, en fournit un bon exemple. Les travaux de N'Tchayi et al. [1994] ont en effet mis en évidence une augmentation continue du nombre annuel de situations d'empoussièrement lors des

périodes de sécheresse qui se sont succédées dans les années 70 à 80 dans la frange sahélienne (Figure 1.5).

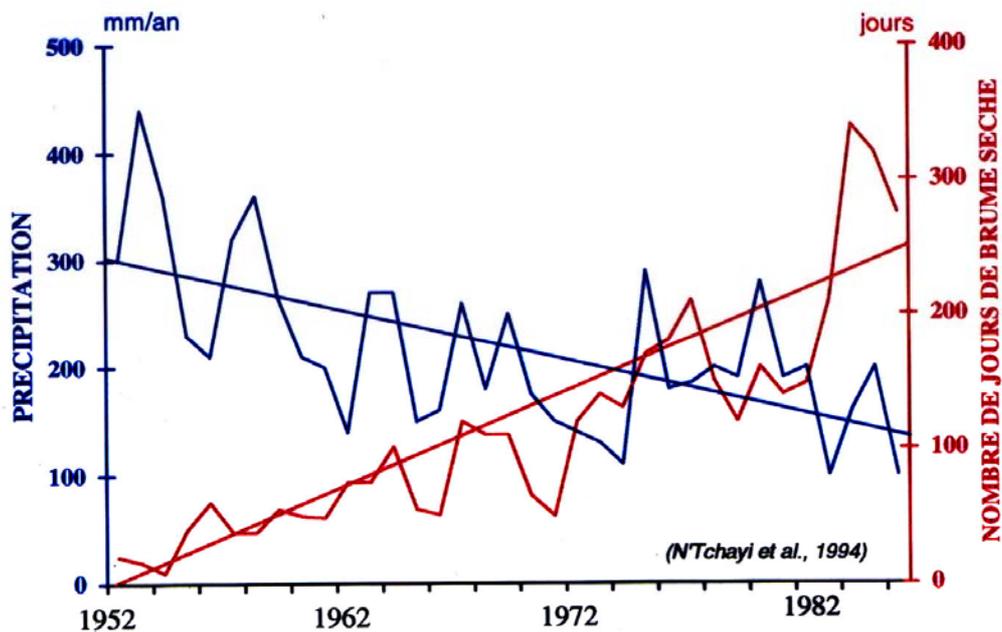


Figure 1.5: Nombre de jours de brumes sèches et précipitations annuelles (mm) mesurées à la station météorologique de Gao, Mali, de 1952 à 1984, d'après N'Tchayi et al., [1994].

A plus long terme, c'est une anti-corrélation entre les fréquences d'empoussièrément et les précipitations annuelles qui se dessine. Comme l'illustrent les données de pluviométrie et d'événements de poussières enregistrées sur les quarante dernières années à Nouakchott en Mauritanie (Figure 1.6), après la période de sécheresse, la fréquence d'occurrence des différents types d'événements de poussières diminue dès lors que les taux de précipitations augmentent.

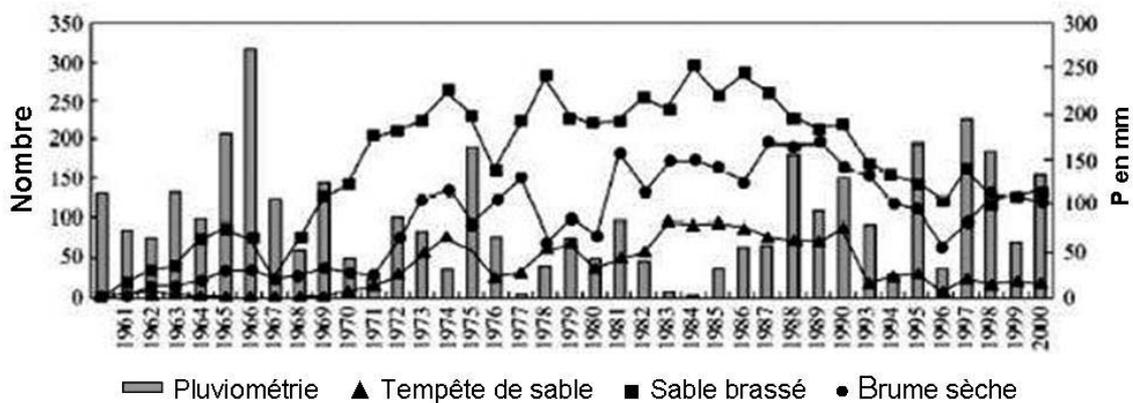


Figure 1.6: Précipitations annuelles en mm et nombre de tempêtes de sables, sable brassé et brumes sèches à Nouakchott (Mauritanie) entre 1961 et 2000, [Dumay et al., 2002].

Les franges désertiques, comme le Sahel, répondent donc de façon rapide et importante aux variations de pluviosité. C'est principalement dans ces zones très sensibles que les changements climatiques pourraient conduire à une extension (ou à une récession) importante des surfaces soumises à l'érosion éolienne.

Sur des échelles de temps plus grandes, les cycles glaciaires/interglaciaires conduisent à des modifications majeures du contenu en poussières de l'atmosphère (Figure 1.7). Les mesures effectuées dans les carottes glaciaires et dans les sédiments marins suggèrent que les dépôts d'aérosols désertiques étaient environ 2 à 20 fois plus importants pendant les périodes glaciaires que pendant les périodes interglaciaires [par exemple Hammer et al., 1985; Petit et al., 1990; Steffensen, 1997].

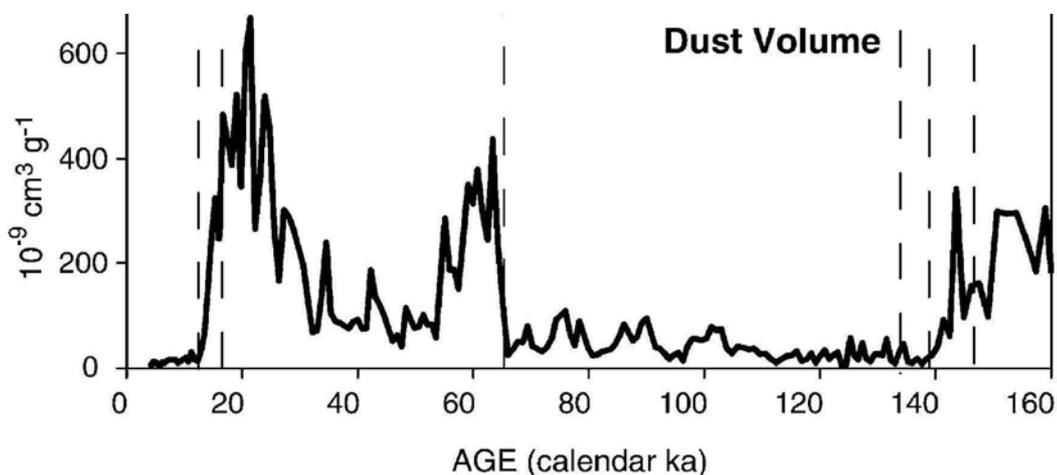


Figure 1.7: Variations des concentrations d'aérosols désertiques pendant le dernier cycle glaciaire/interglaciaire, mesurées dans la carotte de glace de Vostok, d'après Petit et al., [1999].

Aussi, l'aérosol désertique est-il considéré comme un traceur des changements climatiques, en particulier des paléo-circulations atmosphériques [Joussaume, 1993] et des conditions d'aridité. Plusieurs simulations du cycle des aérosols désertiques à l'échelle globale ont été réalisées avec des modèles de climat [Joussaume, 1990, 1993; Genthon, 1992a, 1992b; Tegen et Fung, 1994; Claquin et al., 2003] pour tenter de reproduire les concentrations atmosphériques et les flux de dépôt tant pour l'Actuel que pour le Dernier Maximum Glaciaire. Les résultats des simulations du cycle des aérosols suggèrent que l'augmentation généralisée de l'intensité des dépôts observée lors des périodes glaciaires pourrait résulter à la fois d'une intensification de la circulation atmosphérique (et donc d'une

efficacité accrue de la déflation et du transport éolien) et de la présence de zones arides plus étendues [par exemple Grousset et al., 1992; Mahowald et al., 1999].

La première difficulté pour évaluer l'impact des aérosols désertiques est de déterminer correctement leurs champs de concentration. Pour cela, il faut être capable de représenter rigoureusement des émissions qui changent continuellement dans le temps et dans l'espace, en intensité et en fréquence. Ceci implique nécessairement le recours à une représentation aussi explicite que possible des processus physiques d'érosion et des interactions surface/atmosphère. De par son caractère physiquement explicite, ce type d'approche reste la seule permettant de prendre en compte, à terme, les rétroactions climatiques sur les émissions (que ces rétroactions concernent des changements de paramètres météorologiques comme le vent, les précipitations ..., ou des états de surface comme par exemple la modification de la végétation).

La modélisation des émissions d'aérosols désertiques est donc un pré requis indispensable à toute simulation rigoureuse du cycle des aérosols désertiques.

Le travail présenté s'inscrit dans ce cadre. Il a pour principaux objectifs:

- (1) la quantification des émissions d'aérosols désertiques;
- (2) la détermination des zones les plus émettrices en fréquence et en intensité;
- (3) l'étude des émissions journalières, du cycle saisonnier et des variations inter annuelles des émissions.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons choisi de développer une approche cognitive des émissions. Nous avons donc mis au point une méthode de simulation à l'échelle continentale permettant de faire une étude climatologique des émissions d'aérosols désertiques. Deux régions ont été étudiées, le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique.

Après ce premier chapitre d'introduction, le chapitre 2 présente un résumé général des émissions d'aérosols désertiques, à travers la formation du matériel érodable des sols, les processus d'émission des aérosols désertiques et les principales zones sources d'émission.

Dans le chapitre 3, nous développons la stratégie générale que nous avons suivie pour mettre en place une méthode de simulation des émissions à l'échelle continentale. Dans ce

chapitre, les régions étudiées sont également présentées. Le modèle d'émission utilisé pour notre étude est exposé à travers une description des paramétrisations des processus impliqués.

Les simulations et leur validation ainsi que les interprétations des résultats obtenus sont développés dans le chapitre 4 en ce qui concerne le nord-est de l'Asie (sous la forme de deux articles publié et sous presse) et dans le chapitre 5 pour le nord de l'Afrique.

Dans le chapitre 6, nous ferons la synthèse et la comparaison des émissions simulées depuis ces deux zones. Nous concluons donc en rappelant les principaux résultats obtenus, en soulignant l'utilité des bases de données établies au cours de cette thèse, et en commentant les différentes perspectives pour poursuivre ce travail.

2. Les émissions d'aérosols désertiques

Cette partie propose un résumé des connaissances actuelles sur les émissions d'aérosols désertiques. Nous verrons dans un premier temps comment se forme le matériel érodable des sols. Ensuite nous présenterons les différents processus mis en jeu dans la production, la libération et l'émission de l'aérosol désertique par érosion éolienne à partir des agrégats constituant les sols. La caractérisation des sols sera abordée dans l'optique d'une étude sur les émissions. Enfin, après avoir présenté les principales zones sources d'émission et les méthodes et outils permettant de les localiser, nous récapitulerons les différentes estimations globales des émissions publiées dans la littérature et obtenues à partir d'extrapolation de flux de dépôt ou par modélisation.

2.1 La formation des sols en région source d'émission

Les aérosols désertiques sont un produit de l'action mécanique qu'exerce le vent sur un sol érodable. Au-delà de l'existence de conditions météorologiques propices à l'érosion éolienne (vents forts, précipitations faibles), la nature des sols va jouer un rôle important dans le fait qu'une région donnée soit ou non une source privilégiée d'aérosols.

Sur des échelles de temps géologiques, des processus géophysiques, physiques et chimiques successifs altèrent les roches et les surfaces terrestres, et conduisent ainsi à la formation d'une fraction minéralogique fine des sols [Pettijohn, 1972; Chamley, 1987]. La désagrégation des roches et de particules grossières en particules plus fines est liée aux caractéristiques géologiques et topologiques de la surface, à l'activité biologique, mais surtout aux conditions climatiques auxquelles sont soumises ces surfaces [Chamley, 1987]. Divers processus peuvent intervenir dans la formation de matériel fin selon la localisation géographique des régions considérées et selon les climats qui s'y sont succédés.

Par exemple, des zones aujourd'hui arides ont pu être soumises à une érosion hydrique significative au cours de périodes antérieures. C'est typiquement le cas du Sahara [Rognon et

al., 1989]. Par ailleurs, sous un climat froid, l'abrasion par les glaciers, l'action du gel ou l'érosion hydrique sont les moteurs de la dégradation des roches [Millot, 1964; Chamley, 1987].

Dans la plupart des régions humides, notamment en zone tropicale, les réactions chimiques sont prépondérantes. Les processus chimiques impliqués mettent en jeu divers agents d'altération tels que l'eau, l'oxygène, les acides minéraux ou organiques ... Il en résulte la formation de particules de plus en plus petites, généralement stables chimiquement par rapport à leur environnement local. L'érosion hydrique est aussi un processus important de formation de fines particules, qui peuvent être transportées sur de longues distances par les cours d'eau, se déposer et s'accumuler. Dans d'anciennes zones lacustres ou de gigantesques dépressions asséchées, les sols résultants peuvent alors contenir une très forte proportion de dépôts sédimentaires. Les paléo-lacs du nord du Sahara sont une parfaite illustration de ce type de structure géomorphologique [Callot, 1987].

De plus, des processus biologiques, comme l'expansion des racines durant la croissance de la végétation au cours de périodes plus humides, ont également contribué, en particulier sur les marges désertiques, à la formation des particules fines et au remaniement de la structure du sol par fragmentation mécanique des sédiments [Chamley, 1987].

Dans les régions désertiques chaudes, la désagrégation des roches ou la déstructuration des sédiments se poursuivent notamment sous l'action de sels [par exemple Millot, 1964; Goudie et al., 1979]. En effet, des cristaux de sel se développent par dessiccation dans les interstices de la roche exerçant ainsi des pressions capables de la fissurer [Greeley et Iversen, 1985]. Cette altération par le sel peut-être localement importante dans la production de particules [Wellman et Wilson, 1965; Cooke et Warren, 1973]. L'abrasion éolienne, due à l'impact de particules soulevées par le vent sur une surface, est également une source potentielle de fines particules, qui redéposées conduisent à la formation de sols fins [Dietrich, 1977].

Etant donné la nature des roches et minéraux communément présents dans les environnements terrestres, l'ensemble des processus d'altération conduit au final à la production de grains de quartz, de petites particules de mica (comme la muscovite), de minéraux argileux (comme la montmorillonite), de carbonates solubles, et d'oxydes de fer [Greeley et Iversen, 1985]. Ce sont ces sols déstructurés et meubles qui sont les plus facilement érodables. Ils contiennent les meilleurs substrats potentiels pour la production d'aérosols désertiques.

La formation d'agrégats de particules à partir du matériel altéré est le dernier processus donnant sa constitution finale au sol [Pettijohn, 1972; Greeley et Iversen, 1985]. Comme nous venons de le voir, la plupart de ces phénomènes génèrent des particules fines, de taille micronique, à partir de grains plus grossiers. Pour autant, ces particules fines ne sont pas présentes à l'état libre dans le sol dans des conditions naturelles. En effet, différents phénomènes, comme les charges électrostatiques entre particules, entraînent leur aggrégation [Greeley et Iversen, 1985]. Divers composés du sol (argiles, oxyhydroxydes, carbonates ou ciments organiques) sont également susceptibles de lier les particules minérales, en leur servant de ciment. Selon la composition et l'abondance des ciments, la structure se présente à divers stades d'agrégation de particules individuelles [Duchaufour, 1984]. Par exemple, à l'emplacement d'anciennes étendues d'eau salée, des concentrations faibles en sel peuvent former des liens cimentant les particules individuelles du sol, tant pour les sols sableux [Gillette et al., 1982] qu'argileux [Nickling, 1978, 1994; Nickling et Ecclestone, 1981]. Enfin, l'humidité des sols, le plus souvent consécutive à des précipitations, augmente la cohésion entre les particules (forces de capillarité), cette cohésion pouvant aller jusqu'à la formation d'une croûte pour certains sols argileux [Lopez, 1998; Gillette, 1999; Rajot et al., 2003].

2.2 Mode de production des aérosols désertiques

La production des aérosols désertiques dépend à la fois des conditions météorologiques et des états de surface. En effet, la contrainte aérodynamique exercée par le vent sur une surface relève des interactions atmosphère/surface. La résistance à l'arrachement relève, elle, du domaine des propriétés des sols: force de gravité des particules, forces interparticulaires.

Par ailleurs, l'émission d'aérosols est un phénomène à seuil: elle ne se produit que lorsque la force de friction du vent exercée sur les grains du sol devient supérieure aux forces qui les maintiennent au sol. Quand ce seuil est dépassé, les grains du sol sont alors mis en mouvement horizontalement. Les particules les plus fines peuvent être mises en suspension dans l'atmosphère et constituent l'aérosol désertique.

2.2.1 Action du vent sur la surface

Le vent est l'élément moteur du processus de génération des aérosols désertiques. La surface du sol s'oppose à l'écoulement de l'air et ralentit la masse d'air à sa base. Le vent de surface est donc très sensible aux modifications des caractéristiques de la surface à petite échelle. Ces modifications peuvent être dues, par exemple, à la présence de végétation ou de rochers. Dans les premiers mètres de l'atmosphère, une couche limite de surface (CLS) se développe, au sein de laquelle la composante horizontale de la vitesse du vent présente un gradient vertical dont l'intensité dépend des capacités de la surface du sol à freiner l'écoulement. Pour un flux laminaire au dessus d'une surface horizontale, la contrainte de cisaillement (τ) exercée par le vent sur la surface est reliée au gradient vertical de la vitesse de vent (U) par la relation [Greeley et Iversen, 1985] (Figure 2.1):

$$\tau = \mu(\partial U / \partial z) \quad (2.1)$$

avec μ coefficient de viscosité dynamique de l'air, et z hauteur au dessus du sol.

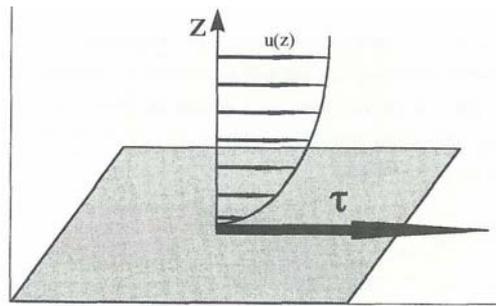


Figure 2.1: Représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle τ exercée par l'écoulement sur le sol [Alfaro, 1997]. Le profil de vitesse du vent est représenté par différents $U(z)$, composante horizontale de la vitesse du vent, en fonction de l'altitude z .

La contrainte de cisaillement peut également être exprimée en fonction de la vitesse de friction du vent (U^*), qui est généralement la grandeur physique utilisée pour quantifier les forces de friction exercées par le vent sur une surface:

$$\tau = \rho_a U^{*2} \quad (2.2)$$

avec ρ_a la densité de l'air.

Dans des conditions de neutralité thermique, U^* peut être déterminée à partir de la vitesse de vent (U) à une hauteur z du sol et de la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) en utilisant un profil de vitesse de vent logarithmique [Priestley, 1959]:

pour $z > Z_0$,

$$U(z) = \frac{U^*}{k} \ln(z/Z_0) \quad (2.3)$$

où k est la constante de von Karman, égale à 0.4.

Physiquement, Z_0 traduit l'échelle de longueur du puits de quantité de mouvement de l'air induit par la rugosité de la surface. Plus concrètement, Z_0 traduit quantitativement l'effet d'éléments érodables (grains du sol) ou non érodables (cailloux ou végétation) sur le transfert de l'énergie du vent vers la surface.

2.2.2 Bilan des forces des grains du sol

Le maintien des grains au sol est dû à la force de gravité (et donc à leur poids, P), aux forces de cohésion inter particulaires (I_p), et aux forces capillaires (F_c) qui peuvent être importantes lorsque les sols ont une teneur en eau liquide significative. Ces forces s'opposent à l'action mécanique du vent, i.e. la contrainte de cisaillement (τ), qui tend à arracher les grains du sol (Figure 2.2).

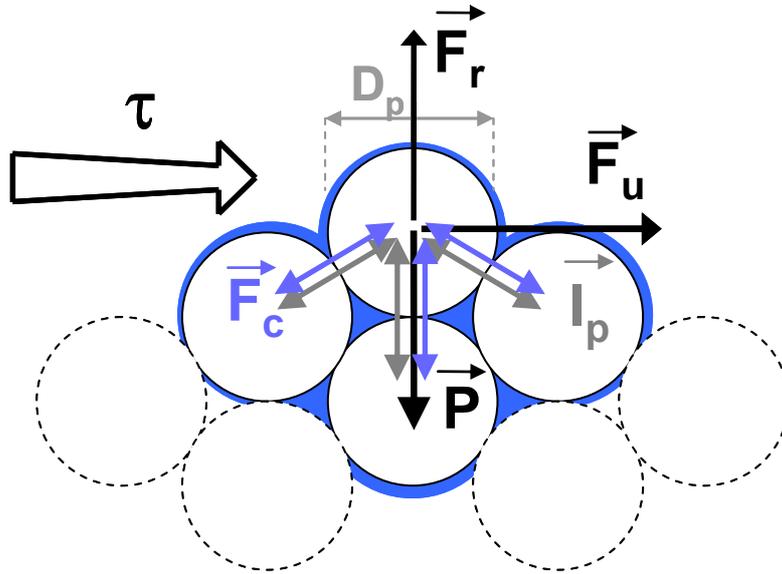


Figure 2.2: Bilan des forces auxquelles est soumis un grain de diamètre D_p sous la contrainte de cisaillement (τ): force générée par l'action mécanique du vent (F_u), poids de la particule (P), forces inter particulaires (I_p), forces capillaires (F_c), et force résultante (F_r).

2.2.3 Seuil d'érosion

En examinant le bilan des forces, on comprend aisément que la mise en mouvement des grains du sol ne se produit que lorsque la contrainte de cisaillement exercée par le vent sur la surface devient supérieure aux forces de maintien. C'est ce qui explique que l'érosion éolienne soit un phénomène à seuil. Ce seuil d'érosion est généralement exprimé sous la forme d'une vitesse de friction seuil, U_t^* , correspondant à la vitesse de friction à partir de laquelle le mouvement des grains du sol est initié. Des mesures de vitesse de U_t^* ont été réalisées à l'aide de souffleries portables sur différents sites des Etats-Unis [Gillette et al., 1982; Nickling et Gillies, 1989]. Ces mesures montrent que U_t^* peut varier de quelques dizaines à plusieurs centaines de cm.s^{-1} .

a) Vitesse de friction seuil et granulométrie des grains érodables

Dans le cas d'un sol lisse, meuble et sec, et en supposant les grains du sol sphériques, U_t^* dépend uniquement du diamètre des grains (D_p) et de leur densité (ρ_p). Il existe un diamètre de grain optimal, autour de $100 \mu\text{m}$, pour lequel la vitesse seuil requise pour la mobilisation des particules du sol est minimale (Figure 2.3) [Chepil, 1951]. Pour les grains de taille supérieure, U_t^* augmente car leur poids rend plus difficile leur mise en mouvement. Pour les grains plus petits, les forces inter partuculaires, qui augmentent quand la taille diminue, entraînent une augmentation de U_t^* .

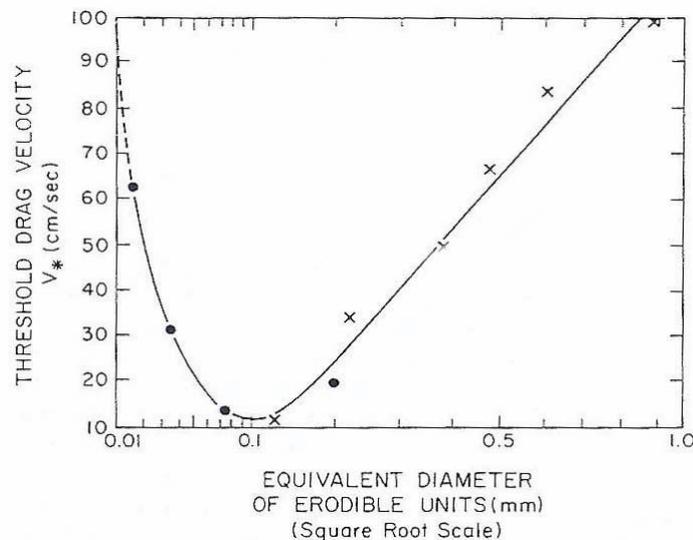


Figure 2.3: Variation de la vitesse de friction seuil en fonction de la taille des particules érodables [Chepil, 1951].

Si les variations de U_t^* en fonction de la taille des particules pour des $D_p > 100 \mu\text{m}$ sont assez faciles à décrire sous forme de loi physique (c'est très largement l'augmentation des forces de gravité qui domine dans ce cas), la dépendance de la vitesse de friction seuil avec le diamètre des particules quand $D_p < 100 \mu\text{m}$ est bien moins décrite, en raison d'une absence de description physique explicite des forces de cohésion. Seules des relations empiriques ou semi-empiriques, déduites de nombreuses mesures en soufflerie, sont disponibles pour paramétrer ce domaine de variation de U_t^* .

b) Vitesse de friction seuil et rugosité de surface

La présence de végétation ou d'éléments de rugosité (graviers, cailloux, micro relief ...) protège une partie de la surface qui n'est alors plus soumise à l'érosion éolienne. Mais, au-delà de ce simple effet de couverture, ces obstacles ont surtout un rôle important de dissipation d'une fraction de l'énergie éolienne qui n'est alors plus disponible pour mobiliser les grains du sol. Cette dissipation d'une partie de l'énergie apportée par le vent à la surface conduit à une augmentation « apparente » des seuils d'érosion. En effet, si la quantité d'énergie à fournir à un grain du sol pour initier son mouvement est la même pour une surface lisse et une surface rugueuse, l'énergie éolienne totale (et donc le vent) doit être plus importante dans le cas rugueux, puisque les éléments non érodables en absorbent une partie.

c) Vitesse de friction seuil et humidité des sols

Quand l'humidité des sols (w) augmente, des forces capillaires (F_c), liées à la présence d'eau interstitielle entre les grains du sol, peuvent se développer (Figure 2.4) [McKenna-Neumann et Nickling, 1989]. Ces forces capillaires augmentent la cohésion entre les grains du sol [McKenna Newman et Nickling, 1989].

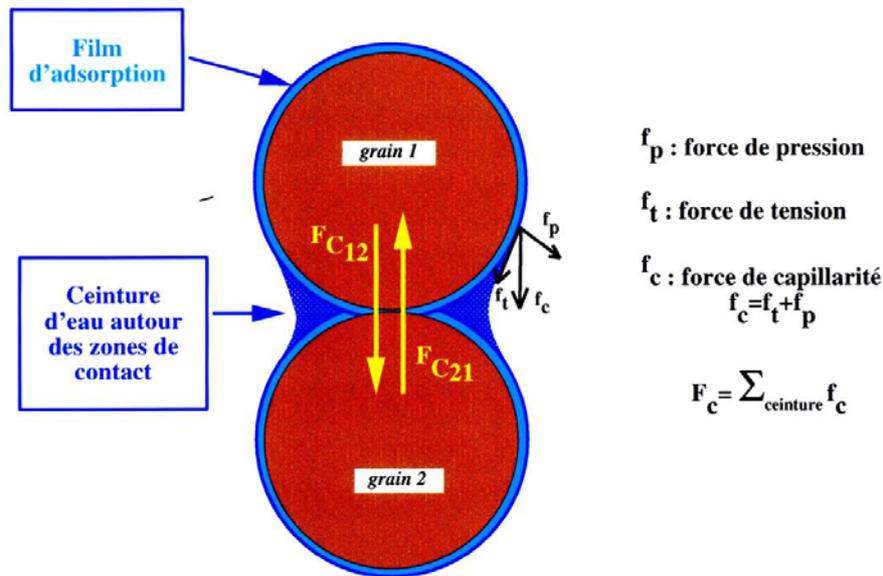


Figure 2.4: Forces de cohésion dues à la présence d'eau autour des particules, d'après Fécan et al., [1999].

Cette augmentation se produit pour des valeurs d'humidité massique variables selon les sols. En effet, dans un sol, l'eau forme tout d'abord un film autour des grains. L'épaisseur de ce film dépend de la nature du sol. La quantité d'eau ainsi piégée est très faible pour des sols sableux, et très importante pour des sols argileux. Une fois ce film établi, l'éventuel excédent d'eau du sol est alors utilisée pour remplir les interstices entre grains [Fécan et al., 1999].

C'est ce second phénomène qui conduit à la formation de forces capillaires, et qui augmente la cohésion du sol et donc les seuils d'érosion. La vitesse de friction seuil va dépendre de l'humidité totale du sol (w), mais également de l'humidité dite résiduelle (w') [Fécan et al., 1999]. Cette humidité résiduelle traduit la quantité d'eau qui doit être piégée dans le film d'eau avant que les interstices entre grains ne commencent à se remplir.

d) Autres effets

D'autres facteurs environnementaux, comme la couverture neigeuse ou le gel, peuvent affecter l'érosion éolienne des sols. Kurosaki et Mikami [2004] ont montré que la couverture neigeuse pouvait avoir une influence importante sur les fréquences d'émissions d'aérosols désertiques au printemps en Asie de l'est. Mais leur influence sur le seuil d'érosion est à l'heure actuelle très mal connue. A priori, il semble raisonnable de considérer que, dans le cas de sols enneigés ou gelés, l'effet de recouvrement est très prédominant, rendant la surface non érodable et inhibant de ce fait les émissions.

Par ailleurs, les sols salés ou argileux présentent souvent des croûtes de surface qui les protègent de l'érosion éolienne. La formation des croûtes du sol dépend de la texture (% d'argile) et de la composition (% de sels) de la couche superficielle du sol. L'humidification par des précipitations puis l'assèchement de la surface sont un élément majeur dans la formation de ces croûtes [Lopez, 1998; Gillette, 1999; Rajot et al., 2003]. Les seuils d'érosion augmentent alors avec la force à appliquer pour briser la croûte et par conséquent avec l'épaisseur de cette croûte et sa teneur en argile. La présence de particules libres à la surface du sol peut cependant permettre d'abraser la croûte. Dans ces conditions, les sols à faibles taux d'argile voient leur croûte de surface désagrégée laissant à nu un sol meuble, alors que les sols très argileux (> 50%) demeurent en général protégés de l'érosion éolienne par une croûte résistante [Gillette, 1978]. Les sols naturels encroûtés ont des vitesses de friction seuil de l'ordre de 100 à 300 cm.s^{-1} [Gillette et al., 1980, 1982]. Après perturbation de la surface et destruction de la croûte superficielle, les vitesses seuil observées redeviennent comparables à celles mesurées sur des sols meubles (entre 25 et 182 cm.s^{-1}) [Gillette et al., 1982].

2.2.4 Déplacement horizontal des particules

Le mouvement du grain arraché au sol, est contrôlé par son poids et la résistance de l'air qui ont tendance à le faire retomber, et par la résultante verticale des forces aérodynamiques qui le maintiennent en suspension. Plusieurs cas de figure sont alors à considérer en fonction de la taille des agrégats ou particules (Figure 2.5):

- Les grains dont le diamètre est inférieur à 70 μm pourraient être directement entraînés en suspension, mais ils ne sont pas présents à l'état libre dans les sols naturels. Il faut donc une action mécanique pour que des fines particules puissent être libérées. Parmi ces particules, seule la fraction inférieure à 20 μm pourra être transportée à grande distance. Les particules comprises entre 20 μm et 70 μm ont un temps de suspension court et se déposent à proximité des zones sources.

- Les grains de diamètre compris entre 70 μm et 1000 μm sont entraînés dans un mouvement de saltation. Comme nous l'avons déjà mentionné, les grains ayant un diamètre autour de 80-100 μm sont les plus faciles à mobiliser car ils ont une vitesse de friction seuil minimale. Les grains en saltation décrivent des trajectoires balistiques proches de la surface du sol et l'impactent.

• Enfin, les grains les plus grossiers ($D_p > 1000 \mu\text{m}$) sont trop lourds pour quitter la surface. Sous l'action du vent, ils se déplacent sur la surface dans un mouvement de « creeping » ou de reptation.

Le flux horizontal des grains en mouvement est défini comme la masse de particules traversant par unité de temps une surface de hauteur infinie et de largeur unité, perpendiculaire à la surface et au sens de l'écoulement. Les grains en saltation en constituent l'essentiel de la masse.

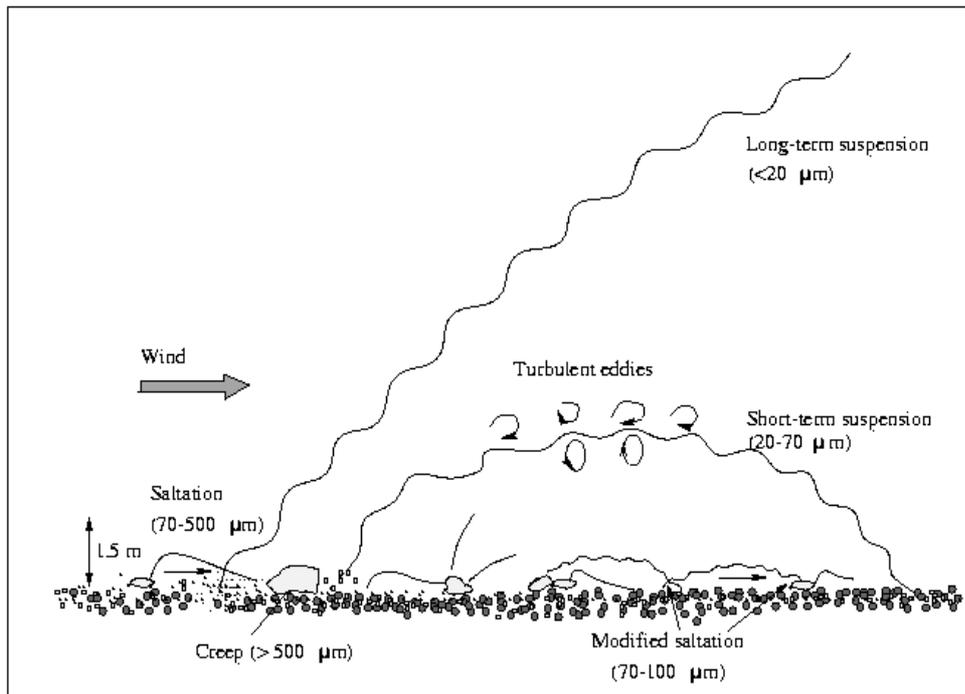


Figure 2.5: Mouvements des grains du sol sous l'effet du vent et en fonction de leur taille [Shao, 2000].

2.2.5 Libération des particules fines constituant les aérosols désertiques

Des mesures en soufflerie réalisées par Shao et al. [1993] indiquent que les fines particules, constitutives des aérosols désertiques, ne sont que difficilement mobilisables par action directe du vent. Comme nous l'avons vu précédemment, les fines particules se présentent sous forme d'agrégats. Leur présence à l'état « libre », sous forme de particules individuelles dans les sols, est en fait très peu fréquente. Un processus spécifique doit donc être envisagé pour expliquer leur libération et leur injection dans l'atmosphère.

Leur production résulte en fait du processus de « sandblasting » consécutif au bombardement des agrégats présents en surface par les particules en saltation (Figure 2.6). En effet, l'énergie cinétique des grains entraînés par saltation est utilisée lors des chocs induits par ces particules lorsqu'elles retombent au sol pour libérer et éjecter les fines particules constitutives des agrégats [Gillette et Goodwin, 1974; Gomes et al., 1990]. L'intensité de production des fines particules dépend donc du rapport entre le flux d'énergie cinétique ainsi transféré et les forces de cohésion des particules formant les agrégats.

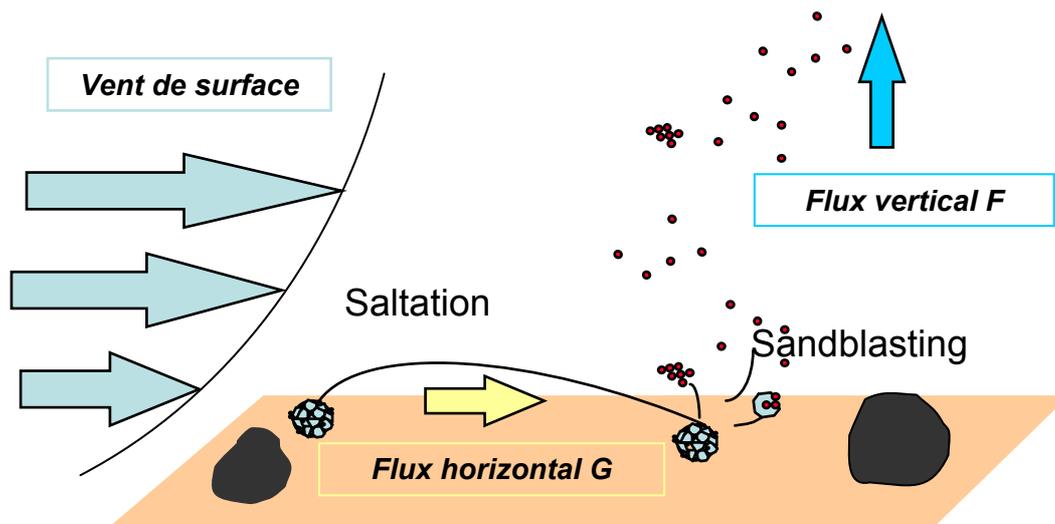
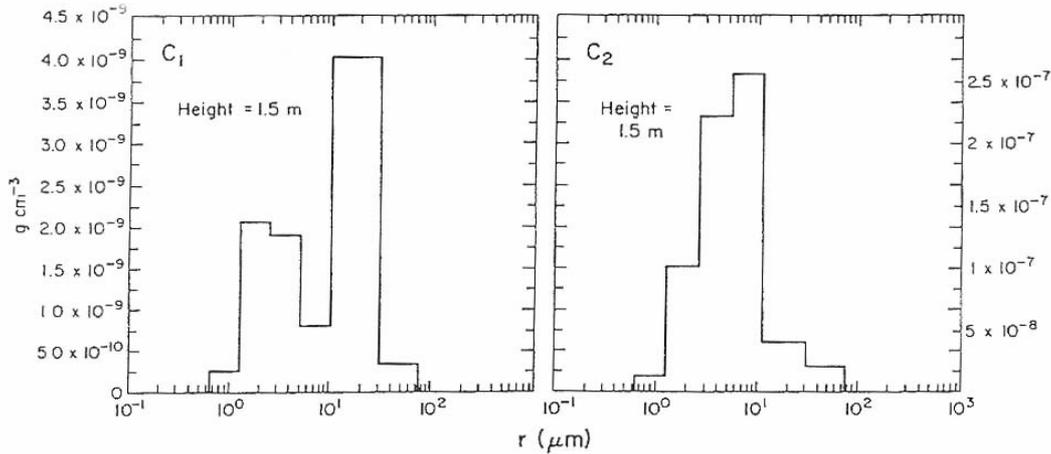


Figure 2.6: Schéma des deux principaux processus intervenant dans l'émission des aérosols désertiques (la saltation et le sandblasting) quand le seuil d'érosion est dépassé.

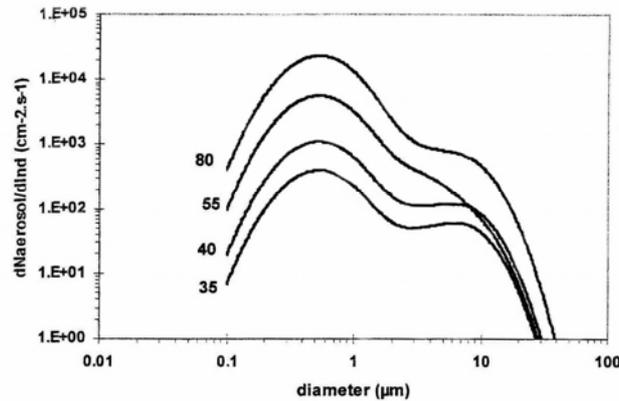
Une fois la particule injectée dans l'atmosphère, les forces auxquelles elle est soumise vont contrôler sa suspension. On admet généralement, au vu du bilan des forces, que seules les particules ayant un diamètre inférieur à environ $20\ \mu\text{m}$ peuvent être transportées [Nickling, 1994]. Ce sont ces fines particules, ou aérosols, qui constituent l'essentiel du flux vertical d'aérosols désertiques (F). Ce flux vertical est défini comme la masse de particules traversant par unité de temps une surface de largeur unité, parallèle à la surface.

L'influence des conditions aérodynamiques sur la distribution en taille des aérosols produits par sandblasting a été mise en évidence par Gillette et Walker [1977]. Ils ont observé que la répartition en taille d'un aérosol minéral produit à partir du même sol parent variait pour des conditions de vent différentes (Figure 2.7a). Alfaro et Gomes [2001] ont également montré que, pour un aérosol produit en soufflerie et représenté par une distribution lognormale bimodale, un changement de la vitesse de friction entraîne un changement des proportions relatives des deux modes. Ils ont ainsi mis en évidence que plus l'intensité du

vent est forte, plus la proportion de particules fines est importante (Figure 2.7b). Ce résultat confirmait les observations de terrain réalisées par Gomes et al. [1990] mettant en évidence l'apparition d'un mode sub-micronique dans l'aérosol désertique lors de forts événements de soulèvement.



(a)



(b)

Figures 2.7: Distributions granulométriques d'aérosols désertiques pour différentes vitesses de friction (a) pour des aérosols (rayon mesuré en microscopie électronique à balayage) produits à partir d'un sol limono-sableux du Texas à deux vitesses différentes (à gauche: $U^ = 29 \text{ cm.s}^{-1}$ et à droite: $U^* = 45 \text{ cm.s}^{-1}$), d'après Gillette et Walker [1977], et (b) granulométries en nombre calculées pour différentes valeurs de U^* (indiqué à côté de chaque courbe en cm.s^{-1}), tous les autres paramètres étant constants, d'après Alfaro et Gomes [2001].*

Pour conclure cette partie sur les processus d'émission, il faut noter que le mode de production des aérosols détermine leurs caractéristiques physico-chimiques.

Les aérosols désertiques, à l'image des sols parents auxquels ils sont arrachés, sont composés d'éléments minéraux terrigènes (argiles, quartz, feldspath, calcite, minéraux lourds ...) [Glaccum et Prospero, 1980; Schütz et Rahn, 1982; Coudé-Gaussen et al., 1987]. Leur composition varie selon la nature des sols parents, i.e. selon leurs sources [Leinen et al., 1994; Merrill et al., 1994]. Cette caractéristique a notamment été utilisée pour retracer les origines régionales des aérosols prélevés loin des sources actuelles [Caquineau et al., 1998; Grousset et al., 1998], ou celles des ères géologiques passées [Biscaye et al., 1997].

Par ailleurs, la distribution en taille à l'émission varie fortement avec la nature des sols parents et les conditions d'érosion. Or, des processus impliqués dans le cycle des aérosols désertiques ou leur devenir (dépôts sec et humide, impact radiatif, interactions chimiques, cinétique de solubilité...) sont fortement dépendants de la taille des aérosols désertiques.

2.3 Caractérisation de la granulométrie des sols

Les processus d'émission de l'aérosol désertique dépendent en partie des caractéristiques du sol. Deux types de classification sont utilisés pour déterminer la distribution granulométrique de cette couche du sol: la texture par voie « humide », qui est celle la plus fréquemment employée par les pédologues, et la distribution granulométrique « sèche ». Le principe de ces deux classifications est brièvement rappelé.

2.3.1 Texture des sols

La texture des sols se définit en sédimentologie en fonction de la taille des particules élémentaires composant les agrégats du sol (après rupture des forces inter-particulaires, dissolution des éventuels ciments et dispersion totale). Pour obtenir la texture d'un sol, on place un échantillon de sol dans un dispersant de façon à libérer les particules élémentaires. Les particules individuelles obtenues sont ensuite séparées soit par sédimentation au sein d'un liquide (méthode de la pipette de Robinson) soit par granulométrie laser par voie humide.

La texture d'un sol ainsi définie correspond donc à la répartition granulométrique des particules individuelles, et est souvent exprimée par grandes classes de diamètre. Les appellations classiques de ces classes sont les sables (entre 63 μm et 2000 μm), les silts (ou limons) (entre 4 μm et 63 μm), et les argiles (< 4 μm) [Chamley, 1987]. Différentes classes

intermédiaires, sont définies pour affiner cette classification, dont les appellations sont reportées sur le triangle de texture de la Figure 2.8.

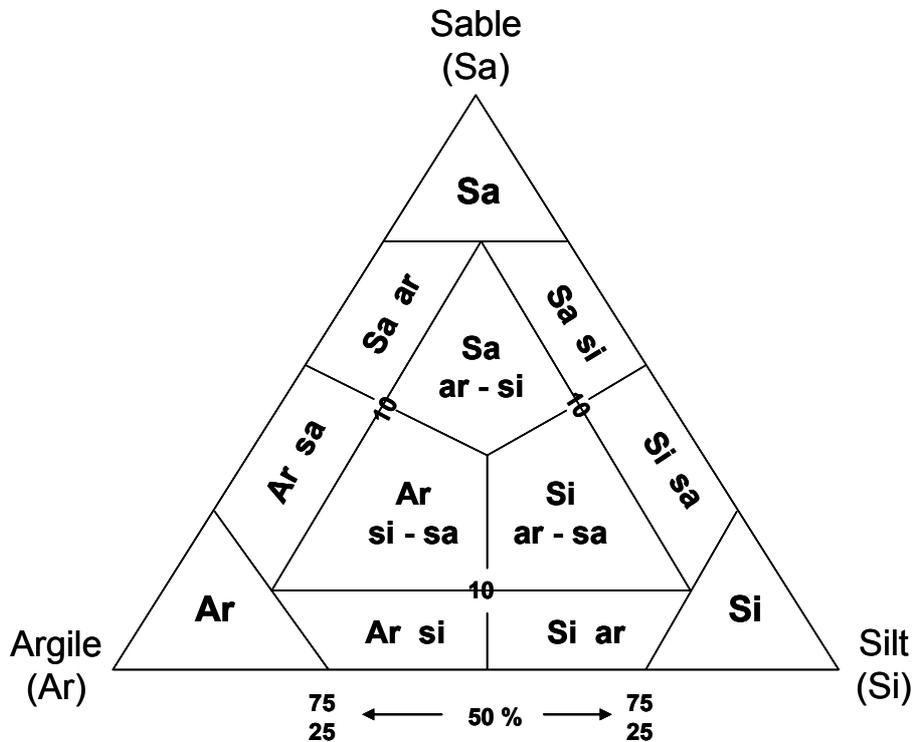


Figure 2.8: Dénomination granulométrique d'un sédiment moyen à fin (triangle des textures), d'après Chamley [1987]. Exemples de notation: Si ar = Silt argileux, Ar si-sa = Argile silto-sableuse.

L'intérêt majeur de la mesure de la texture pour l'érosion éolienne est qu'elle permet de quantifier le contenu total du sol en particules fines (% argile).

2.3.2 Granulométrie « sèche » des sols

La distribution granulométrique de la couche de surface des sols peut aussi être déterminée en utilisant des méthodes non-dispersives. La détermination de la granulométrie des agrégats du sol à l'état naturel est primordiale pour l'étude des émissions d'aérosols désertiques. C'est, en effet, sous cette forme que les agrégats sont soumis à l'érosion éolienne.

Le principe général est le même que pour la texture puisqu'il s'agit d'obtenir les abondances relatives des grains du sol dans diverses classes de taille. Mais ici, l'objectif est d'obtenir cette répartition pour les grains tels qu'ils existent réellement à la surface des sols, sans aucune dispersion des agrégats. Cette condition empêche toute utilisation de méthode par

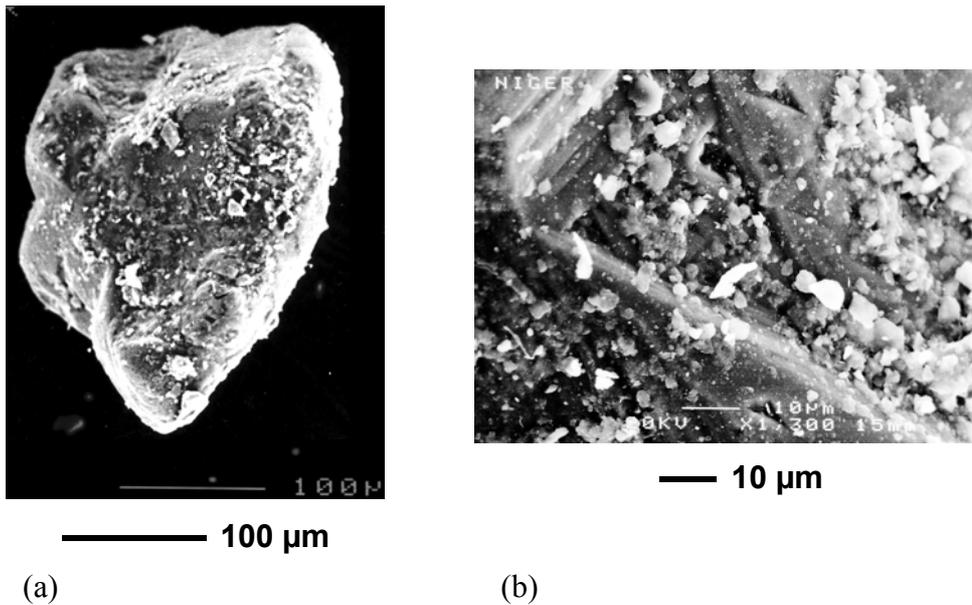
voie humide. Différentes techniques, comme le tamisage [Chatenet et al., 1996; Mei et al., 2004] ou la granulométrie laser par voie sèche, sont alors utilisées [Alfaro, 2004].

A partir de ces résultats et de fonctions statistiques (lognormale, Weibull, ...) [Bandorff-Nielsen et al., 1985], on peut déterminer les paramètres de la distribution granulométrique sèche d'un sol.

Chatenet et al. [1996] ont établi, à partir de tamisages à sec réalisés sur 26 échantillons de la couche de surface de différents sols arides, que les distributions granulométriques des particules de taille inférieure à deux millimètres peuvent être décrites par des fonctions statistiques lognormales incluant plusieurs modes. Ces distributions sont caractérisés par un diamètre médian, un écart type et une proportion totale en masse. Une approche similaire, basée sur un tamisage à sec et l'ajustement de distributions lognormales, a été depuis mise en œuvre par Mei et al. [2004] pour décrire les distributions en taille des sols érodables de Chine.

2.3.3 Texture et granulométrie

La différence majeure entre texture et granulométrie sèche résulte de la présence d'agrégats dans les sols. Différents types d'agrégats peuvent être observés dans les sols des régions arides et semi-arides. On observe soit des agrégats presque uniquement constitués de particules individuelles très fines [Alfaro, 1997], soit un « noyau » (le plus souvent un grain de quartz) à la surface duquel adhèrent de fines plaquettes argileuses, ou des assemblages de ces plaquettes, comme l'ont observé Gillette et Walker [1977] pour des agrégats de sols du Texas, ou Rajot et al. [2003] pour un sol du Niger (Figures 2.9a et 2.9b).



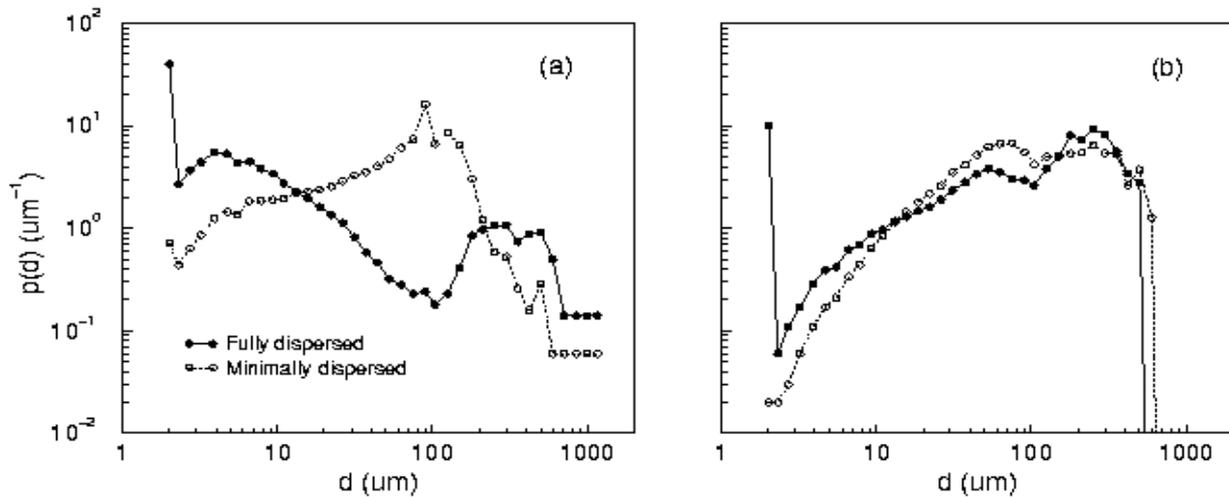
Figures 2.9: Particules de sol (Niger) observées par microscope électronique à balayage [Rajot et al., 2003]. Les fines particules argileuses sont associées à la surface de gros grains, dans ce cas, constitués de quartz. (a) grain dans sa globalité, (b) détail de la surface d'un autre grain.

Les Figures 2.10a et 2.10b illustrent respectivement les distributions granulométriques pour un sol argileux et pour un sol sableux [Shao, 2001]. Pour chacun des sols, deux mesures sont présentées: la granulométrie « sèche », le sol est alors dans une configuration proche de son état naturel et faiblement désagrégé; et la texture par voie humide, le sol est totalement désagrégé.

Pour le sol argileux (Figure 2.10a) on observe des différences importantes entre les deux distributions granulométriques. La distribution granulométrique sèche du sol argileux présente un mode grossier important autour de 100 µm, qui n'apparaît plus pour sa texture humide. En revanche on observe un grand nombre de très fines particules de quelques micromètres de diamètre. Les agrégats ont été détruits, libérant de fines particules (argiles). Ces agrégats étaient donc très majoritairement constitués de particules de tailles argileuses ou limoneuses. C'est pour ce type de sol que la différence entre granulométrie sèche et texture du sol est la plus importante.

Pour le sol sableux (Figure 2.10b), les différences entre les deux méthodes sont bien plus faibles et la prédominance d'un mode grossier persiste. Ces résultats suggèrent fortement que les agrégats étaient probablement constitués d'un ou plusieurs grains de sable sur lesquels étaient collées des particules plus fines. On remarque aussi que ces fines particules ont

également été libérées lors de la mesure de la texture par voie humide. La proportion de ces fines particules (argiles) est cependant relativement faible pour les sols sableux.



Figures 2.10: Distribution en taille des particules dans les sols (p) par classe de diamètre (d), (a) argileux, (b) sableux [Shao, 2001]. Les courbes pour les sols faiblement désagrégés correspondent à la granulométrie des sols en conditions naturelles « sèches », et les courbes pour les sols totalement désagrégés correspondent aux textures des sols déterminées par voie humide.

La caractérisation de la texture et de la granulométrie d'un sol est primordiale pour déterminer la production d'aérosols désertiques. Par exemple, la texture d'un sol est nécessaire pour déterminer le potentiel en fines particules d'un sol et pour gérer le contenu en eau dans le sol. Par ailleurs, la mise en mouvement des grains du sol est sélective et se fait plus facilement pour un diamètre optimum autour de 100 μm . La détermination de la granulométrie sèche nous indique la présence d'une population de grains de diamètre proche de 100 μm facilement mobilisables. Les granulométries sèches, des deux exemples ci-dessus, illustrent le fait que pour un sol argileux ou sableux, une fraction de grains de diamètre proche de 100 μm , et donc facilement mobilisable, est généralement présente dans les sols désertiques.

2.4 Variabilité spatiale et temporelle des émissions d'aérosols désertiques

Les émissions d'aérosols désertiques sont très variables spatialement et temporellement, tant en intensité qu'en fréquence. Nous avons donc voulu identifier les outils et les méthodes disponibles, à l'heure actuelle, pour déterminer les différentes zones sources, et étudier la variabilité temporelle des émissions d'aérosols désertiques.

2.4.1 Principales zones sources des aérosols désertiques

a) Régions arides et principaux déserts

La majeure partie des aérosols désertiques est émise depuis les zones arides et semi arides [Duce, 1995], à l'exception des déserts de type polaire. Ces surfaces sont en effet les moins protégées de l'érosion par la couverture végétale (très faible voire inexistante) et par une humidité du sol très réduite, limitant la cohésion des éléments constitutifs du sol.

L'aridité correspond à une situation de manque de ressource en eau permanente dans l'air et dans le sol et se définit donc par un bilan hydrique déficitaire du sol. Elle dépend de paramètres climatiques et du type de sol et diffère de ce fait de la sécheresse qui est due à une situation atmosphérique défavorable et limitée dans le temps. Différents indices ont été établis pour évaluer le degré d'aridité (indice xéothermique, indice d'aridité). De manière plus générale, la quantité et la répartition saisonnière des précipitations permettent de délimiter les différentes zones semi arides et arides. La limite des déserts (zones arides) est définie par une limite du taux annuel de précipitation de l'ordre de 100 à 200 mm.

Les zones arides et semi arides sont généralement localisées de part et d'autre de l'équateur, dans la ceinture d'anticyclones subtropicaux (Figure 2.11). Les principales régions arides et semi arides sont situées en Afrique du nord et de l'ouest, dans la partie ouest de l'Afrique du Sud, en Asie centrale, en Arabie et au niveau du sous continent Indien, en Australie, ainsi que dans certaines régions de l'ouest des Etats-Unis et de l'Amérique du sud. Ces principales zones désertiques sont reportées sur la Figure 2.11.

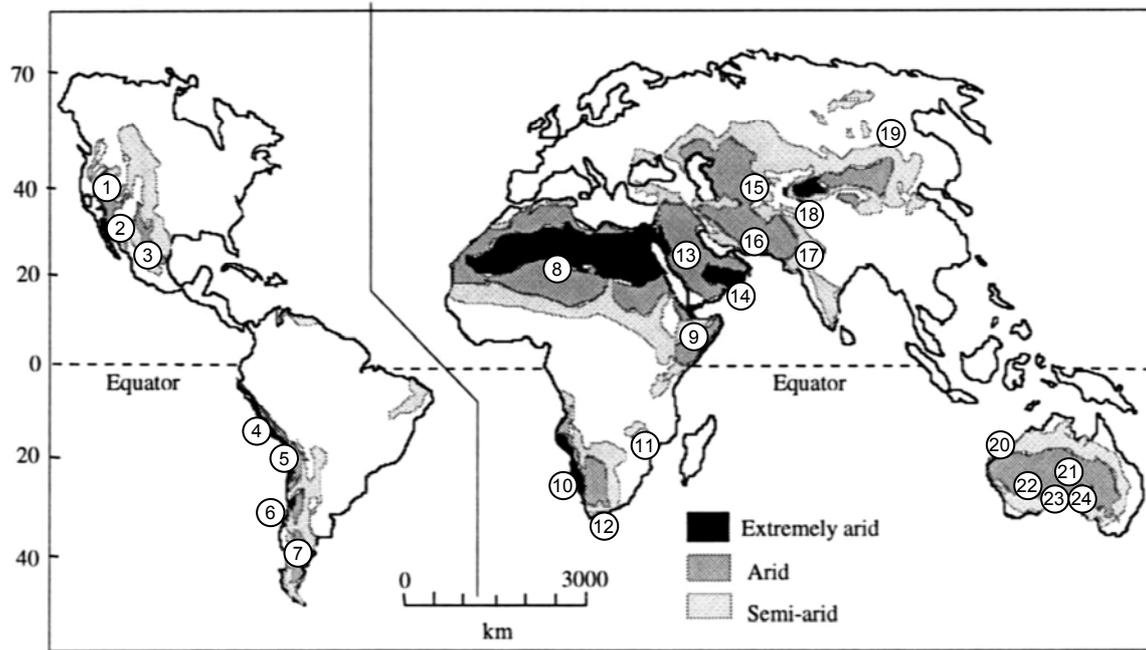


Figure 2.11: Localisation des zones désertiques et des principaux déserts: (1) Great Basin, (2) Sonoran, (3) Chihuahuan, (4) Peruvian, (5) Atacama, (6) Monte, (7) Patagonia, (8) Sahara, (9) Somali-Chabli, (10) Namib, (11) Kalahari, (12) Karroo, (13) Arabian, (14) Rub al Khali, (15) Turkestan, (16) Iranian, (17) Thar, (18) Taklimakan, (19) Gobi, (20) Great Sandy, (21) Simpson, (22) Gibson, (23) Great Victoria et (24) Sturt, d'après Nickling [1994] et Shao [2000].

b) Localisation des principales zones sources

Nous présentons dans cette partie, différentes méthodes permettant de déterminer les principales régions sources d'émission, parmi les zones désertiques mentionnées dans le paragraphe précédent.

Il est impossible de localiser les principales zones sources à partir des quelques mesures directes de flux d'émission d'aérosols désertiques disponibles dans la littérature. Ces mesures, très localisées spatialement et temporellement (Table 2.1), ont principalement pour objet l'étude des processus d'émission à micro-échelle ou la validation de modèles d'émission. Elles ne sont donc pas adaptées pour une étude des émissions de poussière à l'échelle du globe.

Références	Localisation	Type de sol
Gillette [1977]	Texas, USA	Sand, loam, sandy loam, clay
Nickling [1983]	Yukon, Canada	Sand and silt
Nickling et Gillies [1993]	Mali	Dune, bare-crusted surface, shrub savanna, rice and millet fields
Nickling et al. [1999]	Queensland, Australie	Clay pan
Gomes et al. [2003]	Espagne	Silty clay loam
Rajot et al. [2003]	Sahel, Niger	Crust sandy soil

Table 2.1: Récapitulatif de l'ensemble des mesures de flux d'émission d'aérosols désertiques de la littérature, d'après Shao [2004].

Pour localiser les principales zones sources, on est donc contraint de combiner au mieux les mesures et observations indirectes disponibles, à savoir:

- les mesures et observations in situ, comme les mesures de réduction de visibilité horizontale des stations météorologiques, les rapports synoptiques d'événements de poussières désertiques;
- les mesures et observations indirectes comme les flux de dépôts ou les compositions des aérosols à distance des sources;
- les mesures et observations satellitaires, dans l'ultraviolet, le visible ou l'infrarouge thermique. De ces mesures, des indices semi quantitatifs du contenu en aérosol de l'atmosphère peuvent être déduits, comme les indices d'aérosols absorbants (AAI pour « Absorbing Aerosol Index ») dérivés des capteurs TOMS (« Total Ozone Mapping Spectrometer »), et les indices d'empoussièrement (IDDI pour « Infrared Dust Difference Index ») produits à partir des mesures Météosat.

- Mesures de réduction de visibilité horizontale par les stations météorologiques et rapports synoptiques de tempêtes de poussières.

Les mesures de réduction de visibilité horizontale de surface des stations météorologiques sont des données offrant une très bonne couverture temporelle. En effet, ces mesures sont généralement réalisées toutes les 3 ou 6 heures en fonction des stations météorologiques et l'on dispose souvent de données sur de longues périodes de temps. Une tempête de poussières est couramment définie par réduction de la visibilité horizontale en l'absence de brouillard conduisant à des visibilités inférieures à 1 km. A partir des réductions de visibilité mesurées depuis les stations, des climatologies des émissions d'aérosols désertiques ont été proposées [par exemple Morales, 1979; Middleton, 1986; McTainsh et Pitblado, 1987; Engelstaedter et al., 2003].

Middleton [1986] détermine ainsi 19 zones présentant les fréquences annuelles de réduction de visibilité à 1 km les plus élevées (Table 2.2). Le nord de l'Afrique, le Moyen et le Proche Orient, l'Asie méridionale et le nord-est de l'Asie sont les zones sources où les tempêtes de poussières apparaissent comme les plus fréquentes. Cependant, la couverture spatiale des stations n'est pas homogène (il n'y en a que très peu dans les déserts arides !) et Middleton [1986] souligne des biais possibles liés à des méthodes de mesures de la visibilité dans les stations météorologiques différentes d'un pays à l'autre.

Source	Station	D	Nombre d'années de données
<i>AFRIQUE</i>			
Dépression de Bodélé	Maiduguri	22.5	25
Mauritanie(S)/Mali (N)/Algérie (C)	Nouakchott	27.4	25
Lybie/Egypte	Sirte	17.8	22
<i>MOYEN ORIENT</i>			
Arabie Saoudite (N)/Jordanie/Syrie	Abou Kamal	14.9	21
Mésopotomie inférieure	Kuwait	27.0	23
<i>ASIE (S-O)</i>			
Côte Makran	Jask	27.3	4
Bassin Seistan	Zabol	80.7	7
Afghanistan Tukestan	Chardarrah	46.7	7
Plaine supérieure de l'Indus	Jhelum	18.9	8
Désert du Thar	Fort Abbas	17.8	8
<i>URSS</i>			
Turkmenistan	Repetek	65.5	25
Kara Kum	Nebit Dag	60.0	25
Rostov	Zavetnoe	23.3	25
Altay	Rubtsovsk	25.1	25
Alma Alta	Bakanas	47.7	25
Kazakhstan	Dzhambeiti	45.9	25
<i>CHINE</i>			
Désert du Taklimakan	Hotien	32.9	28
Gansu Corridor	Minqin	37.3	28
<i>MONGOLIE</i>			
Désert de Gobi	Dzamiin Uud	34.4	31

Table 2.2: Principales zones sources d'aérosols désertiques, déterminées à partir des réductions de visibilité mesurées par les stations météorologiques. D représente la fréquence annuelle de jours d'empoussièrement, d'après Middleton [1986].

Plus récemment, des études à des échelles régionales et continentales des émissions d'aérosols désertiques ont été conduites à partir des mesures de réduction de visibilité < 1 km. Par exemple, plusieurs études utilisent ces mesures pour localiser les principales zones

d'émission d'aérosols désertiques du nord-est de l'Asie [Sun et al., 2001; Sun et al., 2003; Darmenova et al., 2005; Laurent et al., sous presse].

Ce type d'approche utilisé pour la localisation des sources reste tout de même limité puisque les stations météorologiques ne couvrent que partiellement les zones arides. Par ailleurs, il est parfois difficile, dans ces certaines régions, de faire la distinction entre les réductions de visibilité mesurées dues aux poussières minérales et celles dues à la présence de brouillard ou d'aérosols d'origine anthropique.

Dans certaines stations, des observations synoptiques couplées aux mesures de réduction de visibilité permettent de déterminer plus précisément les réductions de visibilité dues à la seule présence d'aérosols désertiques. Elles sont classées en quatre catégories: (1) aérosol en suspension, (2) vent de poussière, (3) faible et moyenne tempête de poussière, et (4) tempête de poussières sévère. Ces données sont évidemment plus fiables et mieux adaptées à la détermination des zones sources et de leur variabilité. Malheureusement, ces observations sont d'une part moins nombreuses, limitant leur représentativité et d'autre part beaucoup moins facilement accessibles. Shao et al. [2003] ont utilisé ces observations pour déterminer les zones d'émissions d'aérosols désertiques depuis le nord-est de l'Asie pour les mois de mars, avril et mai 2002.

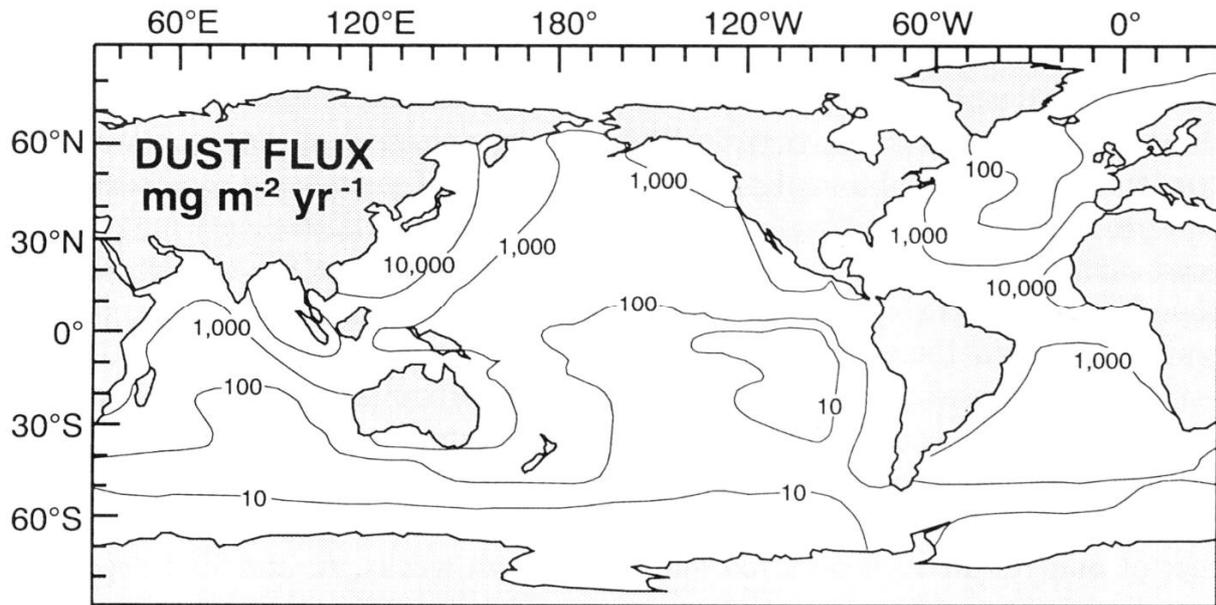
Les mesures de réduction de visibilité apparaissent comme un outil pertinent pour localiser les régions sources et offrent la possibilité de faire des études journalières et climatologiques des émissions. Pour autant certaines précautions sont à prendre pour s'assurer de la représentativité de ces mesures et pour ne considérer que les réductions de visibilité dues à des tempêtes de poussières. Malgré les longues séries temporelles de données disponibles, ces mesures, comme les données synoptiques, n'offrent qu'une vision partielle (mais néanmoins intéressante) de la localisation des principales zones sources d'aérosols désertiques.

- Flux de dépôt et analyses des aérosols et des dépôts.

D'autres mesures effectuées à distance des zones d'émissions peuvent servir à inférer ou confirmer la localisation de certaines régions sources.

Par exemple, des mesures de flux de dépôt d'aérosols désertiques dans l'océan permettent de localiser les zones de retombées. Duce [1995] montre que c'est dans le Pacifique Nord au large des déserts de Chine et de Mongolie, et dans l'Atlantique Nord au

large du Sahara que les dépôts éoliens sont les plus importants (Figure 2.12, Table 2.3). Aux vues des extrapolations faites, il faut néanmoins rester prudent quant à la comparaison quantitative entre les différentes zones mentionnées. Selon cette estimation, les flux de dépôts les plus importants sont localisés dans le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord, puis dans le nord de l'Océan Indien, les flux les plus faibles étant estimés pour le Pacifique Sud. Selon ces estimations, le nord de l'Afrique et le nord-est de l'Asie sont sans doute les deux principales sources d'aérosols désertiques à l'échelle du Globe.



Océan	Flux moyen ($\text{g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	Dépôt (Mt.an^{-1})
Pacifique Nord	5.3	480
Pacifique Sud	0.35	39
Atlantique Nord	4.0	220
Atlantique Sud	0.47	24
Indien Nord	7.1	100
Indien Sud	0.82	44
Global	2.5	910

Figure 2.12 et Table 2.3: Estimation des dépôts d'aérosols désertiques dans les principales zones océaniques (incertitudes d'un facteur 2 ou 3), d'après Duce [1995].

Par ailleurs, Zhang et al. [1997] ont évalué, à partir de mesure de dépôt, les quantités d'aérosols désertiques qui se redéposaient à l'intérieur même des différents déserts de Chine (Table 2.4). Ils estiment qu'à l'échelle continentale les émissions annuelles depuis les déserts de Chine seraient comprises entre 500 et 1100 Mt. Malgré les incertitudes dues aux

extrapolations faites, ces résultats nous donnent une idée des zones sources régionales, et confirment que le nord-est de l'Asie est une région d'émission majeure.

Déserts chinois	Dépôt (Mt.an ⁻¹)
Taklimakan (337,600 km ²)	150 (37-630)
Gurban Tounggut (48,800 km ²)	6.2 (1.8-13)
Tsaidam Basin (Qaidam) (34,900 km ²)	7.9 (2.4-1.7)
Kumtaq (19,500 km ²)	6.2 (0.8-22)
Badain Jaran (44,300 km ²)	14 (4.4-33)
Ulan Buh (9,970 km ²)	6.7 (0.1-21)
Qubqi (16,100 km ²)	6.7 (1.2-9.2)
Mu Us (32,100 km ²)	12 (2.1-42)
Tengger (42,700 km ²)	12 (0.6-52)

Table 2.4: Dépôt d'aérosols désertiques dans les déserts chinois, d'après Zhang et al., [1997].

Par ailleurs, les compositions élémentaires et minéralogiques des aérosols désertiques dépendent de la nature des sols parents, et varient donc selon leurs sources [Leinen et al., 1994; Merrill et al., 1994]. En comparant les compositions des aérosols prélevés ou présents dans les dépôts, de celles des sols des régions sources potentielles, il est possible d'inférer des régions de provenance probable à ces aérosols [par exemple Merrill, 1989; Grousset et Biscaye, sous presse]. Ceci permet alors d'utiliser certains constituants comme traceurs des zones de provenance des aérosols désertiques. Cette caractéristique a été utilisée principalement pour retracer les origines régionales des aérosols prélevés loin des sources.

Caquineau et al. [1998] utilisent les abondances relatives des minéraux argileux (rapport illite/kaolinite) pour déterminer les sources sahariennes (le nord et l'ouest du Sahara, le sud et le centre du Sahara, et le Sahel). De même, Grousset et Biscaye [sous presse], en utilisant cette fois-ci le rapport $^{87}\text{S}_r/^{86}\text{S}_r$, distinguent trois grandes régions ayant des signatures isotopiques différentes pour le nord de l'Afrique: le nord (Maroc, Algérie, Mauritanie et Mali), l'est et le sud (Libye, Tchad, Guinée et Sénégal), et la région Archeon située en Mauritanie.

En comparant la composition des aérosols captés ou déposés (sédiments, carottes de glace) avec les compositions de ces sols, il est possible de déterminer leur provenance. Grousset et al. [1998] utilisent, par exemple, des mesures de N_d et S_r pour identifier l'origine

de sédiments subtropicaux de l'Atlantique Nord. Aléon et al. [2002] ont, quant à eux, utilisé une méthode d'analyse isotopique pour identifier les sources de l'aérosol du Cap-Vert grâce aux distributions $\delta^{18}\text{O}$ dans les grains de quartz.

Différentes études ont aussi permis de localiser des émissions depuis les déserts du nord de la Chine et depuis le désert du Taklimakan [Bory et al., 2003; Grousset et al., 2003].

Ces études d'analyses des flux de dépôts et de la composition de l'aérosol désertique peuvent être couplées à des images satellitaires et aux rétrotrajectoires des masses d'air pour déterminer la localisation des régions d'émission [par exemple Caquineau et al., 1998; Grousset et al., 2003; Stuut et al., 2005]. Mais si les rétrotrajectoires indiquent effectivement le trajet des masses d'air, elles n'apportent en revanche pas directement d'information sur la localisation du soulèvement.

- Observations satellitaires.

Plusieurs articles récents [Brooks et Legrand, 2000 ; Prospero et al., 2002; Washington et al., 2003] ont pour objet de déterminer les principales zones sources d'émission d'aérosols désertiques à partir d'observations satellitaires. En effet, des indices du contenu atmosphérique en aérosols peuvent être dérivés de mesures satellitaires, comme les AAI TOMS [Herman et al., 1997; Torres et al., 1998], ou les IDDI Météosat [Legrand et al., 1994].

Les observations dans l'UV

Les AAI TOMS sont calculés à partir de l'atténuation spectrale de la diffusion de Rayleigh due à l'absorption des aérosols. Les valeurs positives de cet indice correspondent généralement aux aérosols absorbant dans l'UV (comme l'aérosol minéral, ou l'aérosol carboné). Les valeurs négatives correspondent aux aérosols non absorbant dans l'UV (comme l'aérosol sulfaté).

Les régions du globe présentant les fréquences d'AAI TOMS (> 0.7 ou 1) les plus fortes et correspondant à des zones arides d'émission d'aérosols désertiques ont été répertoriées par Prospero et al., [2002] et Washington et al., [2003]. TOMS détecte à la fois des zones d'émission localisée comme par exemple la dépression de Bodélé située dans le sud du Sahara central, et des zones beaucoup plus étendues comme la zone s'étendant entre le Mali et la Mauritanie. Parmi les différentes zones d'émission d'aérosols détectées, TOMS pointe plus particulièrement les déserts situés dans des bassins (Taklimakan, Bassin du lac Eyre, Bassin Mkgadikgadi, Great Basin) et les dépressions (Bodélé, Salar de Uyuni) (Table 2.5).

Localisation	Valeur moyenne AI
Sud du Sahara central, Dépression de Bodélé	> 3.0
Ouest du Sahara (Mali et Mauritanie)	> 2.4
Sud d'Oman/frontière Arabie Saoudite (Arabie)	> 2.1
Est du Sahara (Lybie)	> 1.5
Asie du sud-ouest, côte Makran	> 1.2
Taklimakan/Tarim Basin	> 1.1
Etosha Pan (Namibie)	> 1.1
Basin du lac Eyre (Australie)	> 1.1
Basin Mkgadikgadi (Bostwana)	> 0.8
Salar de Uyuni (Bolivie)	> 0.7
Great Basin (Etats-Unis)	> 0.5

Table 2.5: Valeurs moyennes de l'index d'aérosol (AAI) TOMS pour les principales sources d'aérosols désertiques détectées par TOMS, d'après Washington et al. [2003].

Les données TOMS sont disponibles depuis une trentaine d'années et présentent l'avantage de fournir des données journalières et d'avoir une très bonne couverture spatiale. Cependant, elles présentent certaines limites pour l'étude des aérosols désertiques. Tout d'abord elles correspondent à la contribution des différents types d'aérosols absorbants qui sont présents dans l'atmosphère. De plus, elles détectent non seulement les aérosols en zones sources mais également les panaches d'aérosols désertiques transportés. Pour identifier les zones sources d'aérosols minéraux et uniquement celles-ci, il est donc indispensable de définir des critères précis de sélection de ces données (en particulier un seuil de valeur des AAI). Par ailleurs, le signal TOMS (et donc l'AAI) diffère pour un même contenu en aérosol minéral selon l'altitude à laquelle se situent ces aérosols [Torres et al., 1998; Chiapello et al., 1999; Hsu et al., 1999]. Enfin, Mahowald et Dufresne [2004], tout en soulignant la difficulté de faire la part des choses entre des aérosols émis localement et des aérosols transportés, estiment que les données TOMS constituent une base de données permettant de mieux comprendre les émissions, le transport et le dépôt des aérosols désertiques.

Les observations dans l'infrarouge thermique

Un autre produit satellitaire disponible est l'IDDI Météosat. Météosat étant un satellite géostationnaire positionné à 0° de longitude, il n'offre que la possibilité d'observer les zones arides et semi-arides d'Afrique. Néanmoins, un des satellites de la série Météosat a été déplacé lors de la campagne internationale INDOEX (« Indian Ocean Experiment ») offrant

ainsi la possibilité d'observations supplémentaires au dessus de l'Inde et du Moyen Orient [Léon et Legrand, 2003]. La présence d'aérosols désertiques peut-être déterminée en faisant la différence des températures de brillance dans l'infrarouge thermique entre une image Météosat journalière (à ~11h30 UTC) et une image de référence Météosat de la surface terrestre établie sur quinze jours dans des conditions claires (sans nuages et sans aérosols désertiques) [Legrand et al., 2001].

A partir des IDDI sur la période 1984-1993, Brooks et Legrand [2000] ont localisé des zones d'émission du nord de l'Afrique. Les trois principales zones sont localisées dans l'erg de Bilma au Tchad, dans les ergs Iguidi et Chech qui se situent au nord de la Mauritanie et du Mali et au sud de l'Algérie, et dans une zone localisée dans le nord du Soudan et le sud de l'Egypte. Une autre zone de moindre importance a été localisée entre le plateau du Djado au nord du Niger et l'erg de Mourzouk dans le sud de la Libye. Par ailleurs, Marticorena et al. [1997a] ont trouvé un bon accord entre leurs simulations des fréquences d'émission d'aérosols désertiques et les fréquences d'IDDI sur le Sahara Occidental.

Les IDDI Météosat présentent l'avantage d'avoir une très bonne résolution spatiale ($5 \times 5 \text{ km}^2$). Cependant, ils présentent quelques limites. En effet, les IDDI ne peuvent être calculés que pour les pixels non nuageux, et ils sont sensibles à des variations du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère dont l'effet n'est corrigé que sur la base d'un contenu moyen [Legrand et al., 2001].

Par ailleurs, des données satellitaires de très haute résolution, en particulier dans le visible (MODIS, MERIS ...) contribuent également mais de façon plus qualitative, à la détermination des zones d'émission et à la visualisation des panaches d'aérosols désertiques. Par exemple, Koren et Kaufman [2004] utilisent l'imagerie MODIS pour déterminer les vitesses de déplacement d'un panache de poussières dans la région de la dépression de Bodélé.

Les produits satellitaires offrent donc aujourd'hui de nouveaux outils pour étudier la variabilité spatiale et temporelle des émissions. Ces mesures et observations satellitaires ont en particulier mis en avant que la plupart des émissions d'aérosol ne se font pas de manière homogène au sein de grandes régions désertiques, mais plutôt à partir de zones relativement petites et particulièrement actives [Herman et al., 1997]. Ces zones, appelées « hot spots », sont définies comme des zones de production intense qui persistent dans le temps.

En couplant les différentes mesures et observations que nous venons de développer, on peut commencer à se faire une idée un peu plus précise des principales zones sources d'aérosols désertiques. Parmi elles, le nord de l'Afrique et le nord-est de l'Asie, détectées par l'ensemble des méthodes présentées, semblent être les grandes zones sources d'aérosols désertiques. Les autres régions comme la Péninsule Arabique, le Proche et le Moyen Orient, l'Australie, certains déserts des Etats-Unis et de l'Afrique du sud apparaissent comme des émetteurs moins importants.

2.4.2 Variations temporelles des émissions

Les émissions d'aérosols désertiques sont sporadiques. En effet, si l'aridité contrôle l'étendue des surfaces exposées à la déflation éolienne, le vent en est le moteur. Les fréquences et les intensités des émissions sont donc fortement liées aux variations des régimes de vent [Marticorena et Bergametti, 1996]. La dynamique atmosphérique est principalement contrôlée par l'énergie solaire et présente de ce fait des cycles diurnes et saisonniers. On retrouve donc des variations saisonnières et une interannualité des émissions d'aérosols désertiques contrôlées par les conditions climatiques.

De la même manière que pour la détermination des zones sources, la variabilité des émissions peut-être étudiée à partir de différents types d'observations ou de mesures présentées précédemment. Les observations des stations météorologiques, ainsi que les produits satellitaires permettent notamment d'étudier les émissions journalières, mais aussi leur cycle saisonnier et leur interannualité.

La Figure 2.13, indique le nombre de jours annuel où des réductions de visibilité horizontale < 1 km (assimilées à des soulèvements d'aérosols désertiques) ont été mesurées par les stations météorologiques chinoises. Une variabilité interannuelle importante (jusqu'à un facteur 3) de ces soulèvements est observée en Chine.

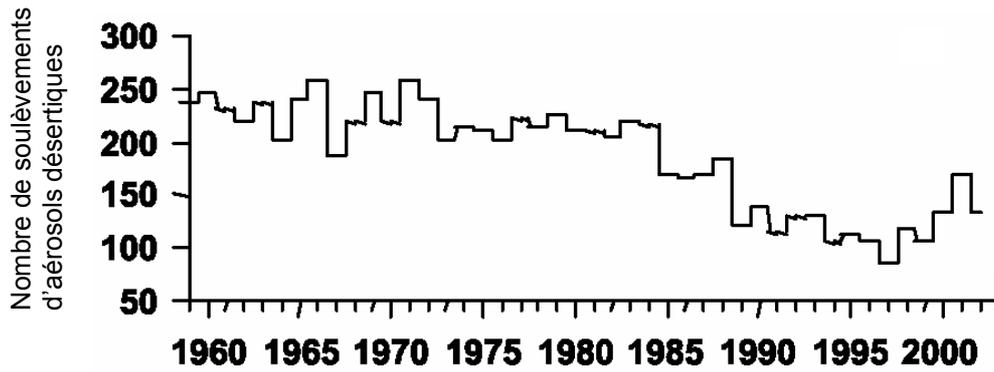


Figure 2.13: Nombre annuel de soulèvements d'aérosols désertiques (visibilité horizontale < 1km) enregistrés par les stations météorologiques chinoises, d'après Zhang et al., [2003].

Sur la Figure 2.14, le nombre d'événements de poussières (1), leur durée en heures (2), la vitesse de vent en $m.s^{-1}$ (3) et les précipitations en mm (4) sont reportées, pour une station météorologique située à proximité des déserts du nord de la Chine. Ces quatre graphiques font apparaître un cycle saisonnier des émissions d'aérosols corrélé avec la vitesse du vent et anti-corrélé avec l'intensité des précipitations. Les maxima en fréquence et en durée des émissions d'aérosols sont observés au printemps. Les vitesses de vent sont en effet maximales pendant les mois de mars, avril et mai alors que les précipitations atteignent des valeurs basses à cette période.

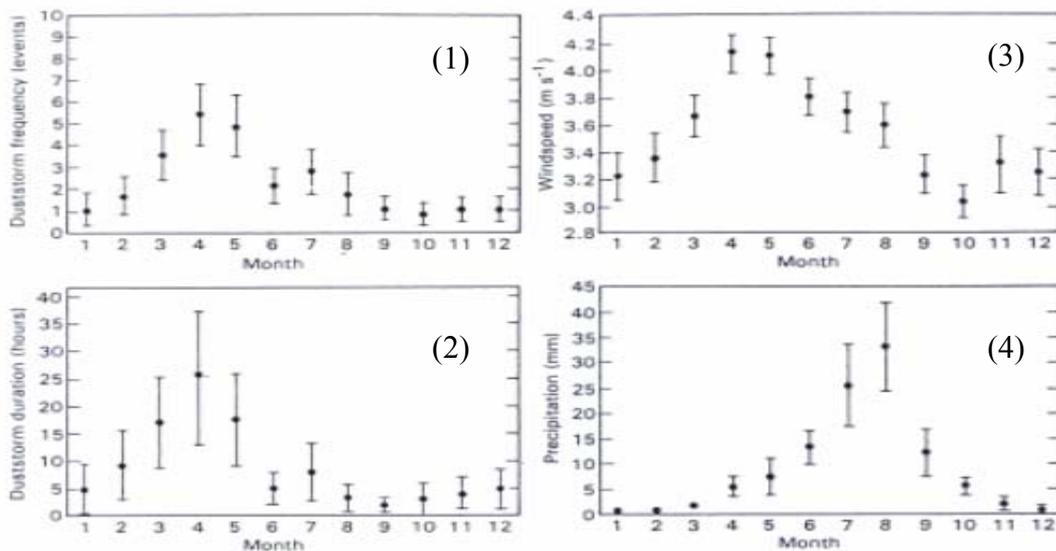


Figure 2.14: Variations annuelles des mesures météorologiques moyennées de 1955 à 1990 (station de Jilantai; 39.47°N, 105.45°E). Les points représentent les moyennes mensuelles, les barres représentent des intervalles de confiance de 95%: (1) nombre de soulèvements d'aérosols désertiques, (2) durée des soulèvements (en h), (3) vitesse du vent (en $m.s^{-1}$), (4) précipitations (en mm) [Parungo et al., 1994].

Par ailleurs, des mesures isotopiques (S_r et N_d) de dépôts d'aérosols désertiques au Groenland ont aussi montré un cycle saisonnier marqué des émissions des déserts du nord de la Chine [Bory et al., 2003].

D'autres mesures, comme les mesures d'épaisseur optique en aérosol (mesure de l'extinction du rayonnement solaire sur l'ensemble de la colonne atmosphérique) par le réseau de photomètres AERONET (« Aerosol Robotic Network ») peuvent aussi servir à établir des séries temporelles des contenus d'aérosol en suspension dans l'atmosphère. La Figure 2.15 présente les épaisseurs optiques en aérosols mesurées au Cap Vert à proximité des côtes du Sénégal, où l'aérosol désertique est l'aérosol majoritaire, entre 2001 et 2004. Les événements journaliers sont sporadiques et varient sur plusieurs ordres de grandeur. Pour autant, on observe un cycle saisonnier avec un maximum en été et un minimum à la fin de l'automne et au début de l'hiver. Sur une échelle interannuelle, on observe une variabilité des maximums, comme par exemple en 2004 où les mesures des mois d'été sont plus faibles que pour les trois autres années.

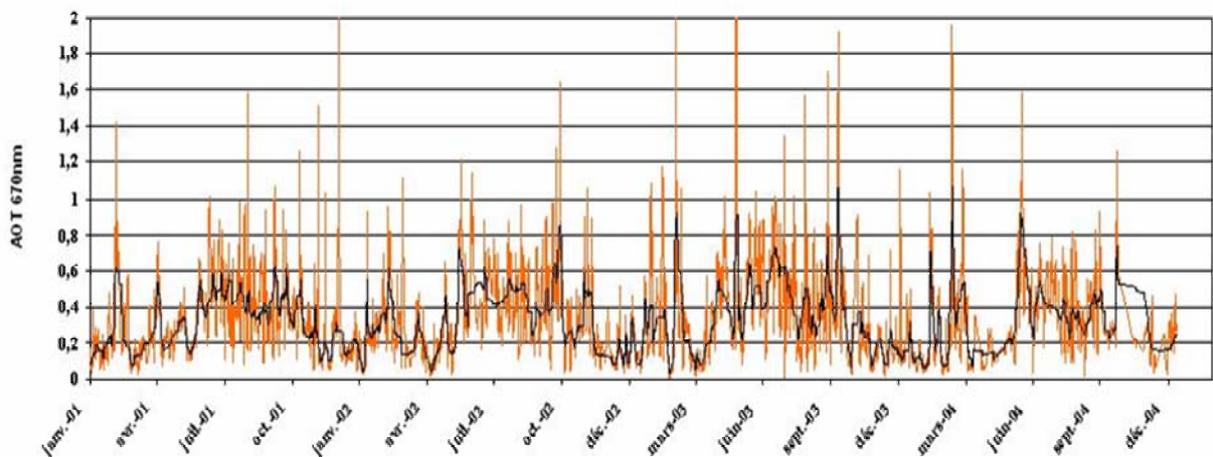


Figure 2.15: Epaisseur optique en aérosols à 670 nm mesurées au Cap Vert entre 2001 et 2004 (données du réseau AERONET). La courbe en rouge représente les mesures individuelles et la courbe en noir une moyenne glissante.

Ces différents exemples, pris parmi bien d'autres, illustrent la nécessité d'étudier les émissions d'aérosols désertiques sur des bases journalières, si l'on veut en déduire avec précision leur cycle saisonnier et même leur variabilité interannuelle.

Dans le cadre d'une étude complète de la variabilité des émissions d'aérosols désertiques il sera intéressant de considérer à la fois les fréquences mais aussi les intensités de

ces émissions, pour essayer de décrire au mieux l'aspect sporadique ou au contraire très régulier des soulèvements et des quantités émises.

2.5 Estimations globales des émissions

Les aérosols désertiques représentent la première source d'aérosols en masse. En effet, la quantité globale d'aérosol minéral émise dans l'atmosphère serait comprise entre 1000 et 3000 Mt.an⁻¹, ce qui correspondrait à environ 40% des émissions annuelles totales des aérosols [IPCC, 2001]. Pour autant il existe encore aujourd'hui de grandes incertitudes sur ces estimations. Les principales estimations basées sur différentes approches indirectes (concentration moyenne et temps de résidence, flux de dépôt, ou modélisation) sont reportées dans la Table 2.6. Les estimations effectuées depuis une quinzaine d'années varient d'au moins un facteur trois, montrant les difficultés rencontrées pour quantifier de façon précise des émissions extrêmement variables spatialement et temporellement.

Références	Emissions annuelles (Mt.an ⁻¹)
Judson [1968]	60-360
Peterson et Junge [1971]	500
Hidy et Brock [1971]	60-360
SMIC [1971]	100-500
Joseph et al. [1973]	130-200
d'Almeida [1986]	1800-2000
Schütz [1987]	2000
Duce et al. [1991]	(910)
Jaenicke et Matthias-Masser [1992]	1500-2000
Tegen et Fung [1994]	3000
Duce [1995]	1000-2000
Tegen et Fung [1995]	1222
Prospero [1996]	(358)
Mahowald et al. [1999]	3000
Penner et al. [2001]	2150
Ginoux et al. [2001]	(478) 1814
Chin et al. [2002]	1650
Werner et al. [2002]	1060 ± 194
Tegen et al. [2002]	1100
Zender et al. [2003]	(314) 1490 ± 160
Mahowald et Luo [2003]	1654
Tegen et al. [2004]	1921

Table 2.6: Récapitulatif des études et des estimations par méthodes indirectes des émissions globales d'aérosols désertiques réalisées depuis une quarantaine d'années d'après Duce [1995] et Zender et al. [2004], les estimations basées sur les mesures de dépôt en zones océaniques sont indiquées entre parenthèses.

Par ailleurs, il est important de mentionner, qu'aujourd'hui une partie de ces émissions d'aérosols désertiques a une origine anthropique. L'usage des sols par l'homme (agriculture, surpâturage ...) entraîne une mise à nu de surfaces préalablement protégées de l'érosion éolienne, qui deviennent alors des zones potentielles d'émission d'aérosols, et peut aller jusqu'à induire des phénomènes de désertification dans certaines régions. C'est le cas par exemple dans le sud de la Tunisie [Kardous, 2005], le nord de la Chine [Mainguet, 1996; Xue, 1996; Zha and Gao, 1997] et le sud de la Mongolie [Natsagdorj et al., 2003]. Différentes études ont donc été menées pour tenter de quantifier les émissions anthropiques d'aérosols désertiques qui en découlent. Par exemple, Tegen et Fung [1995] avaient estimé la part d'aérosols désertiques d'origine anthropique à 30-50 %. Sokolik et Toon [1996] suggéraient qu'elles représentent seulement de 20 à 30 % de la charge d'aérosols terrigènes totale. Même si ces estimations sont aujourd'hui globalement revues à la baisse [Tegen et al., 2004; Yoshioka et al., 2005], de très grandes incertitudes persistent encore sur la quantification des émissions d'aérosols minéraux d'origine anthropique.

3. Mise au point d'une méthode de simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale

3.1 Stratégie générale

Ce travail de recherche est centré sur l'étude des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique. Il a pour finalités principales: (1) la quantification des émissions d'aérosols désertiques dans chacune de ces grandes zones d'émission; (2) la détermination des régions les plus émettrices en fréquence et en intensité à l'intérieur de ces zones; (3) l'étude, pour chacune de ces zones, des émissions journalières, du cycle saisonnier des émissions et de leurs variations interannuelles en fréquence et en intensité.

Pour mener à bien cette étude, nous avons mis en place une méthode de simulation des émissions à l'échelle continentale, incluant une phase de validation à partir d'observations au sol et d'observations satellitaires.

L'approche de modélisation adoptée offre la possibilité de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale et temporelle des émissions puisqu'elle permet de traiter les régions désertiques dans leur ensemble (plusieurs millions de km²) et sur de longues périodes, mais avec une résolution spatiale et temporelle adaptée. Par ailleurs, une telle approche présente l'avantage d'être transposable d'une région désertique à l'autre. En nous plaçant dans des conditions de simulations similaires, nous pourrions ainsi déterminer de façon cohérente l'importance relative et les spécificités des régions sources identifiées dans les différentes zones d'émission.

La suite de ce chapitre présente tout d'abord le cadre géographique et temporel que nous avons choisi pour cette étude. Ensuite, nous présenterons le modèle d'émission que nous

avons utilisé. Pour finir, nous expliciterons les choix effectués pour établir de façon représentative, avec une résolution spatiale et temporelle adaptée, les bases de données nécessaires à la mise en œuvre du modèle.

3.2 Cadre géographique et temporel de l'étude

3.2.1 Régions sources étudiées

Notre étude s'est portée sur deux zones sources d'émission d'aérosols désertiques: le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique. Ces deux régions sont aujourd'hui considérées comme les deux principales zones sources d'aérosols désertiques.

Le Sahara qui s'étend sur le nord de l'Afrique est considéré comme la principale zone source d'émissions d'aérosols désertiques [Schutz et al., 1981; d'Almeida, 1987]. Selon les estimations récapitulées en Table 3.1, les émissions sahariennes seraient comprises entre 130 et 760 Mt.an⁻¹. Si cette large gamme d'estimations (un facteur 4) s'explique en partie par la diversité des approches adoptées (expérimentales ou par modélisations) et par le fait que les périodes étudiées ou la gamme de taille considérée pour définir l'aérosol désertique soient différentes, elle illustre surtout les fortes incertitudes qui existent encore sur la quantification des émissions depuis les zones arides.

REFERENCES	EMISSIONS ANNUELLES (Mt.an ⁻¹)
Jaenicke [1979]	260
Schütz et al. [1981]	260
d'Almeida [1986]	630-710
Prospero [1996]	170
Swap et al. [1996]	130-460
Marticorena et Bergametti [1996]	586-665
Callot et al. [2000]	760

Table 3.1: Estimations des émissions annuelles d'aérosols désertiques depuis le Sahara (en Mt), d'après Goudie et Middleton [2001].

Les déserts du nord-est de l'Asie constitueraient, quant à eux, la deuxième source d'émission d'aérosols désertiques après le Sahara [Xuan et Sokolik, 2002]. Plusieurs études des émissions à l'échelle événementielle et saisonnière ont été réalisées [Liu et al, 2003; Gong

et al. 2003; Shao et al., 2003], mais il n'existe à l'heure actuelle que peu d'estimations des émissions annuelles d'aérosols désertiques depuis cette région. A l'échelle continentale, Zhang et al. [1997] ont évalué, à partir de mesures de dépôt, que ces émissions seraient comprises entre 500 et 1100 Mt.an⁻¹, avec une valeur « recommandée » de 800 Mt.an⁻¹.

Enfin, il n'existe pas d'évaluations cohérentes, c'est-à-dire menée avec la même approche, des émissions d'aérosols désertiques à partir de ces deux régions en dehors des simulations, souvent à faible résolution, réalisées à l'échelle globale.

Nous allons maintenant rappeler les principales caractéristiques qui font de ces deux régions des zones privilégiées d'étude des émissions d'aérosols désertiques.

a) Le nord-est de l'Asie

Les zones arides du nord-est de l'Asie comprennent les déserts du nord de la Chine et du sud de la Mongolie (Figure 3.1). Les zones désertiques sableuses (shamo) et caillouteuses (gobi), représentent environ 15% du territoire chinois [Sun et al., 2001], soit environ 1,5 millions de km². Le désert de Gobi, qui s'étend sur le sud de la Mongolie, la Mongolie intérieure et le nord de la Chine, couvre à lui seul environ 1 million de km². Par ailleurs, une désertification très importante a été observée dans le nord et le nord-est de la Chine [Mainguet, 1996; Xue, 1996; Zha et Gao, 1997; Yang et al., 2005] et en Mongolie [Natsagdorj et al., 2003]. Cette désertification est principalement due à des périodes de sécheresse, mais elle est accentuée par les activités humaines, dans un contexte de très forte pression démographique. Dans les déserts continentaux du nord-est de l'Asie, les précipitations varient de 50 à 150 mm.an⁻¹ et peuvent atteindre 200 mm.an⁻¹ dans le bassin de Junggar situé au nord-ouest de la Chine. Dans le désert de Badain Jaran, les pluies sont inférieures à 50 mm.an⁻¹ et de l'ordre de 25 mm.an⁻¹ au centre et à l'est du Taklimakan [Mainguet, 1996]. Enfin, les déserts chinois sont des déserts à hivers très froids. Dans certaines régions, les températures descendent jusqu'à -40° C [Mainguet, 1996], ce qui autorise la présence de neige et de sols gelés. De ce fait, l'humidité des sols et la couverture neigeuse pourraient avoir une influence significative sur les émissions d'aérosols désertiques.

La Figure 3.1 présente les principales caractéristiques de ces zones désertiques:

- Les principaux massifs montagneux sont les montagnes du Kunlun et le massif du Qilian qui délimitent les déserts Chinois au sud, et le massif de l'Altay au sud de la Mongolie. Les monts Kunlun font partie du plateau du Tibet et culminent à plus de 5000 m d'altitude. Le

caractère extrêmement rugueux de ces zones montagneuses, et la présence de neige à ces hautes altitudes empêchent a priori toute émission d'aérosols désertiques depuis cette zone.

- Le plateau des Loess définit la limite entre les zones désertiques et la plaine à l'est de la Chine. Ces loess sont considérés comme principalement d'origine éolienne [Mainguet, 1996]. C'est aujourd'hui encore une zone de dépôt pour les poussières émises par les déserts de Chine et de Mongolie [Mainguet, 1996; Sun, 2002].

- Les déserts de sable (shamo) sont généralement localisés dans de vastes bassins qui s'étendent entre les chaînes de montagne. Par exemple, le désert du Taklimakan correspond au bassin fermé du Tarim à l'est, le Gurban Tonggut se situe dans le bassin de Junggaar au nord-est, le Badain Jaran et le Tengger se trouvent dans le bassin du Hanhai au nord de la Chine. Des zones semi-arides comme les terres sableuses du Mu Us, d'Otindaq, du Horqin et d'Hulun Buir sont situées au nord-est de la Chine. Ces zones peuvent présenter un couvert végétal limitant l'érosion éolienne. C'est en fait une utilisation intensive des sols qui a conduit à la désertification de certaines d'entre elles, plus particulièrement le Horqin et le Hulun Buir [Mainguet, 1996; Yang et al., 2005]. Par la suite, l'ensemble constitué des déserts de Badain Jaran, Tengger, Ulan Buh, Qubqi et Mu Us sera désigné sous le terme de « déserts du nord de la Chine ». Le désert du Taklimakan et les déserts du nord de la Chine ont été identifiés comme les zones d'Asie du nord-est où les tempêtes d'aérosols désertiques sont les plus fréquentes [Goudie, 1983; Sun et al., 2001; Sun et al., 2003]. L'augmentation du nombre de ces tempêtes, observée dans les stations météorologiques de Chine ces dernières années [Zhang et al., 2003], est particulièrement importante dans les déserts du nord de la Chine [Kurosaki et Mikami, 2003].

- Les régions de gobi sont des déserts de cailloux ou des plaines de roches nues. De telles surfaces sont connues au Sahara sous l'appellation de reg. Elles s'étendent au nord de la Chine, en Mongolie intérieure et dans le sud de la Mongolie [Sun, 2002]. Elles ont donné leur nom au désert de Gobi de Mongolie. Des zones de gobi bordent également les déserts du Taklimakan, du Gurban Tonggut, du Tengger et du Badain Jaran. La couverture caillouteuse de ces surfaces conduit à des seuils d'érosion élevés. En effet, les vitesses de vents à 10 m mesurées par les stations météorologiques de Mongolie au cours des tempêtes d'aérosols désertiques varient entre 11 et 20 m.s⁻¹ [Natsagorj et al., 2003]. Ici encore, une augmentation du nombre de ces tempêtes a été observée au cours des dernières années [Natsagorj et al., 2003].

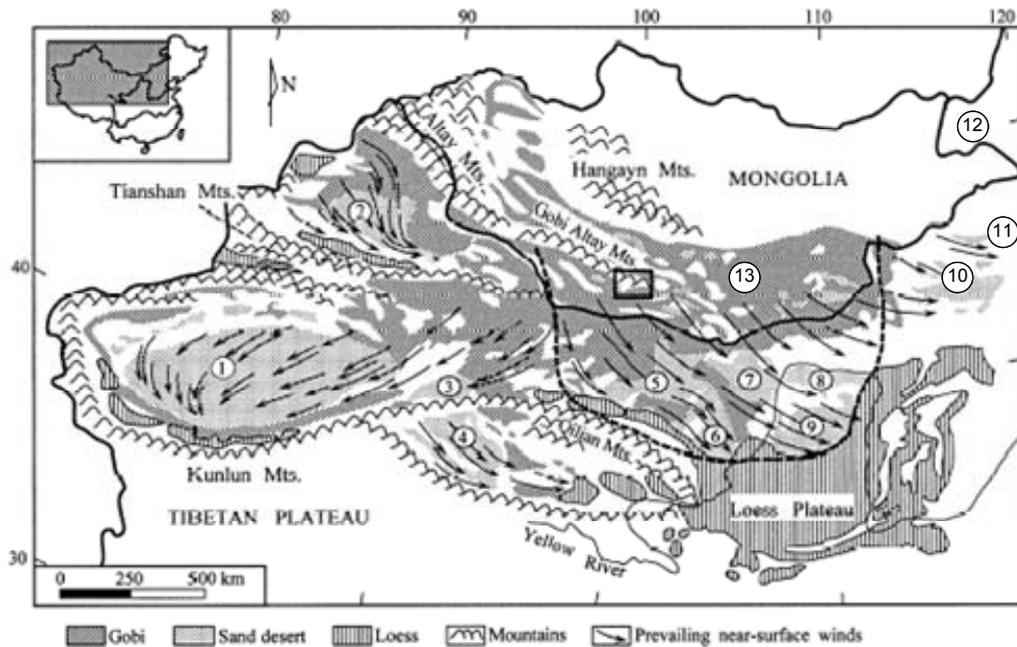


Figure 3.1: Régions désertiques du nord-est de l'Asie, principalement constituées de déserts de cailloux (gobi), de déserts de sables (shamo), de reliefs montagneux et du Plateau des Loess. Les flèches indiquent les directions des vents de surface basées sur l'orientation des dunes, d'après Sun [2002]. Les principaux déserts et terres sableuses sont répertoriés: 1-Taklamakan, 2-Gurban Tonggut, 3-Kumtaq, 4-Qaidam, 5-Badain Jaran, 6-Tenger, 7-Ulan Buh, 8-Qubqi, 9-Mu Us, 10-Otindaq, 11-Horqin, 12-Hulun Buir, 13- Gobi.

Les directions dominantes de transport des poussières originaires des deux principales zones sources, le Taklimakan et les déserts du nord de la Chine et de Gobi, sont illustrées sur la Figure 3.1 pour les vents de surface et sur la Figure 3.2 pour les vents d'altitude. Dans le désert du Taklimakan, alors que les vents de surface sont de nord-est à sud-ouest, le transport à grande distance des aérosols émis localement se fait à haute altitude (> 5000 m) et en direction de l'est [Sun, 2002]. Le nord-est de l'Asie est soumis aux fronts cycloniques de Mongolie qui sont des phénomènes météorologiques particulièrement efficaces en terme d'émission [Sun, 2002]. Le désert de Gobi et les déserts du nord de la Chine sont donc soumis à des vents de surface de nord-ouest. Le transport des aérosols se fait généralement dans la même direction aussi bien à basse (< 2500 m) qu'à haute (> 5000 m) altitude [Sun, 2002].

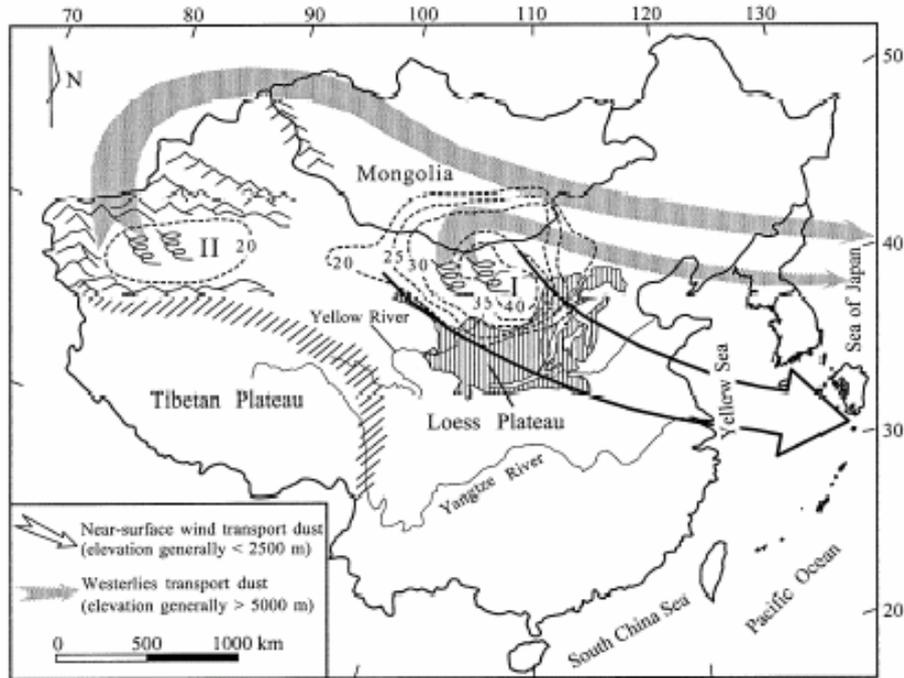


Figure 3.2: Transport d'aérosols désertiques depuis les déserts du nord de la Chine et le désert de Gobi (I) et depuis le désert du Taklimakan (II). Les flèches grises correspondent au transport à des altitudes le plus souvent supérieures à 5000 m, et la flèche blanche indique le transport à une altitude généralement inférieure à 2500 m [Sun, 2002].

Au vu de l'ensemble de ces informations topographiques, géomorphologiques et météorologiques, nous avons déterminé une zone d'étude allant de 35.5°N à 47°N et de 73°E à 125°E. Cette zone a été définie pour englober à la fois les déserts de sable, de gobi et les terres sableuses du nord de la Chine et du sud de la Mongolie.

b) Le nord de l'Afrique

Au nord de l'Afrique, le Sahara, plus grand désert chaud et sec de la planète, s'étend sur 8.5 millions de km². Il est bordé à l'ouest par l'Océan Atlantique, à l'est par la Mer Rouge et au nord par la Méditerranée. Au sud, la limite entre le Sahara aride et le Sahel semi-aride, qui se traduit par l'apparition de végétation steppique (le cram-cram) [Dubief, 1959], est généralement définie par l'isohyète de précipitations 200 mm.an⁻¹. Cette frontière n'est donc pas géographique mais climatique. On peut cependant situer l'isohyète de précipitations 200 mm.an⁻¹ aux alentours de 16°N [Dubief, 1963].

Callot et al. [2000] ont inventorié les principaux types de paysages rencontrés au Sahara et décrit les états de surface pouvant leur être associés. Ils distinguent cinq grands

types de paysages: les zones montagneuses, les ergs, les hamadas, les plaines et les dépressions (Figure 3.3).

- Les massifs montagneux de l'Atlas au Maroc et en Algérie bordent la partie nord du Sahara. Les autres principaux massifs se situent en plein désert, comme le Hoggar et le Tassili N'Ajjer dans le sud de l'Algérie, l'Air au Niger, l'Adrar des Iforas au Mali et le Tibesti au Tchad. Les principaux sommets culminent à des altitudes comprises entre 1500 et 3400 mètres. Ici encore, les propriétés de surface de ces régions les définissent comme des zones a priori non érodables.

- Les ergs sont des étendues de dunes sableuses. Les principaux ergs du Sahara sont: les grands ergs Occidental et Oriental en Algérie, les ergs Iguidi et Chech situés entre la Mauritanie, le Mali et l'Algérie, les ergs de Bilma et du Ténéré au Niger et l'erg de Mourzouk en Libye. Le désert de Libye, qui s'étend depuis la Libye jusqu'en Egypte et au Soudan, est plutôt caractérisé par de grandes étendues de sable ondulant [Marticorena et al., 2004]. Différents types de dunes, vives ou fixées, et de formes variables, peuvent être observés dans ces zones d'ergs. La morphologie des dunes est une des informations qui peut être exploitée pour estimer la granulométrie des sables constituant ces ergs et donc leur potentiel à produire des aérosols [Marticorena et al., 1997a; Callot et al., 2000].

- Les zones de regs sont des surfaces couvertes de petits rochers et de cailloux. Quand elles sont constituées de graviers, elles sont parfois désignées par le terme serir. Les hamadas, qui sont des plateaux de roches dénudées, sont du point de vue des états de surface comparables aux surfaces de reg. Ces surfaces de regs couvrent la majeure partie du désert du Sahara. Comme pour les gobi, ces surfaces présentent des seuils d'érosion élevés [Callot et al., 2000] qui les rendent peu favorables à l'émissions de poussières. Néanmoins, les propriétés des sols associées à ces surfaces sont variables. Sur les marges désertiques des hamadas du nord du Sahara, où les précipitations sont de l'ordre de 80 à 100 mm.an⁻¹, la surface est caractérisée par une couverture de cailloux relativement faible et par une forte proportion de matériel fin à la surface du sol. 150 km plus au sud, le taux annuel moyen de précipitations descend à 40-50 mm, les surfaces sont alors presque entièrement couvertes de graviers et de pierres. Le sol est à dominante de sable grossier [Marticorena, 1995].

- Dans les plaines et les zones de dépression se retrouvent des zones de dépôts argileux (daïas) ou salées (sebkhas ou chotts). Ces dépôts proviennent d'anciens lacs ou de cours d'eau qui se sont asséchés suite à des modifications du climat du nord de l'Afrique. Ils ont alors laissé place à des dépressions. Plus précisément, de nombreux lacs sont apparus au

cours de ces périodes humides, notamment dans le nord du Sahara [Callot, 1987; Callot et Fontugne, 1992; Petit-Maire, 1979; Petit-Maire et Risler, 1983]. Leur évaporation, lorsque le climat est devenu aride, a conduit à la formation de dépôts présentant des états de surface spécifiques: des plaines argileuses de surface lisse se sont formées dans les lacs alimentés par des eaux fluviales chargées en sédiments détritiques. Des topographies souvent bosselées, mais très sensibles à l'altération, ont pu se développer à l'emplacement des paléolacs alimentés par des eaux de nappes à couche superficielle souvent gypseuse. Enfin, des sebkhas sont observées dans les zones dépressionnaires, dont la rugosité peut varier selon la teneur en sel du sol et l'importance des périodes d'humectation et de dessiccation. Ces zones de dépression constituent généralement de petites unités de surface [Callot et al., 2000]. Il est cependant nécessaire de les décrire correctement en raison d'une forte teneur en matériel fin qui en fait des zones à fort potentiel d'émission.

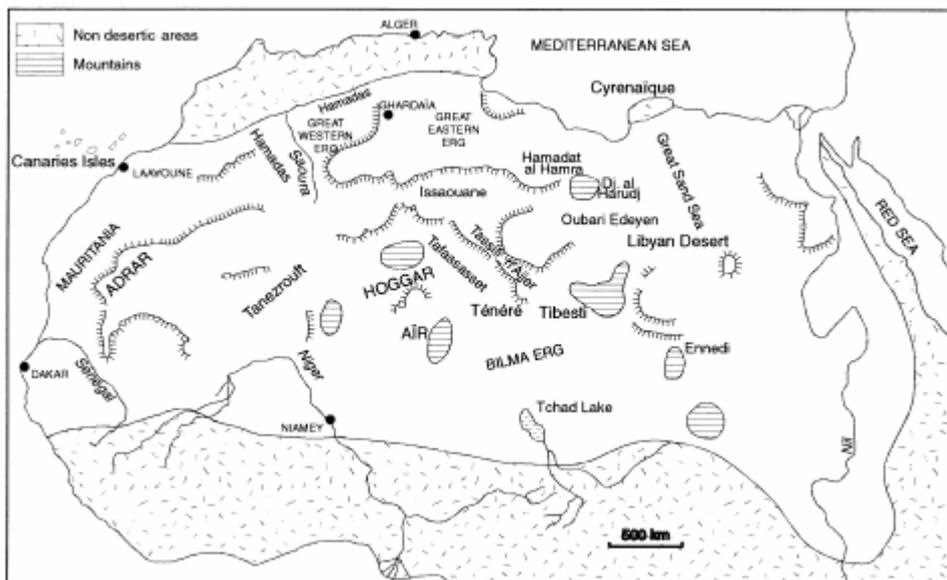


Figure 3.3: Carte du nord de l'Afrique, présentant les principaux paysages du Sahara: massifs montagneux, grands ergs et hamadas [Callot et al., 2000].

Le Sahara est principalement soumis à l'Harmattan, un vent sec et chaud de secteur nord-est, ce qui explique que la principale direction de transport des aérosols sahariens soit orientée vers l'Océan Atlantique nord tropical. Le transport des aérosols désertiques émis depuis la région saharienne dépend notamment des hautes pressions tropicales. Ainsi, la position du panache d'aérosols sahariens sur l'Atlantique nord-tropical est contrôlée par la position de la zone de convergence intertropicale dont elle suit le balancement saisonnier (Figure 3.4) [Nicholson, 2000; Stuut et al., 2005]. Ceci explique que le maximum de

concentrations en aérosols désertiques soit mesuré en été à la Barbade [Prospero et Ness, 1977] et en hiver en Guyane française [Prospero et al., 1981].

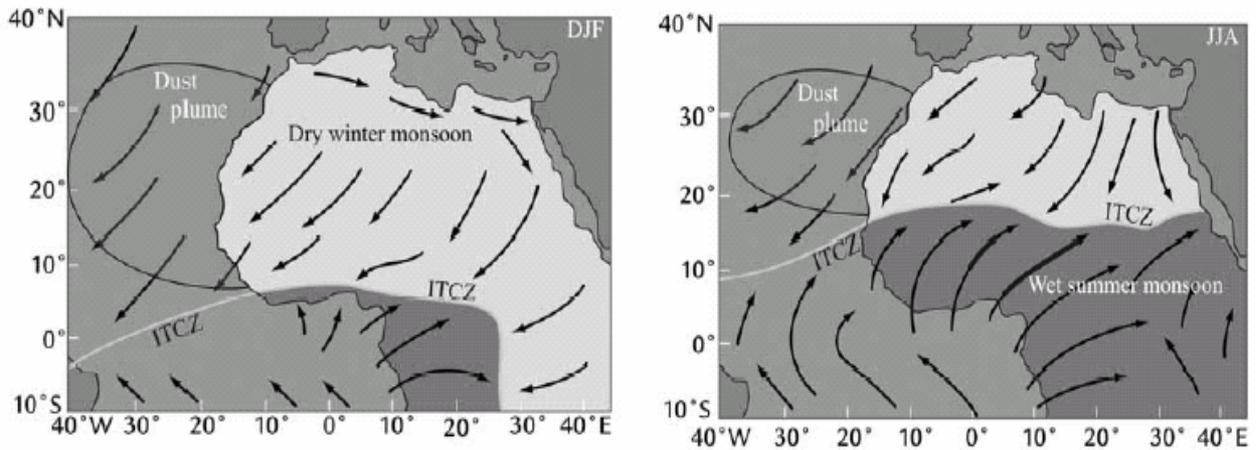


Figure 3.4: Variations saisonnières de la position de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) entre l'hiver (décembre, janvier et février: DJF) et l'été (juin, juillet et août: JJA) d'après Ruddiman, [2001]. Les panaches d'aérosols désertiques transportés sont représentés au dessus de l'océan, et les flèches représentent les principales directions de vent pour chacune de ces saisons [Stuut et al, 2005].

Par ailleurs, le transport au dessus de la mer Méditerranée est orienté en direction des basses pressions qui accompagnent le passage des dépressions cycloniques sur l'Europe occidentale ou la Méditerranée [Moulin et al., 1998]. Les observations satellitaires et les mesures directes montrent que les aérosols émis dans le Sahara Oriental (Libye, Egypte et Soudan) peuvent également être transportés vers la péninsule Arabique, le Proche et le Moyen Orient [par exemple Alpert et Ganor, 2001; Kubilay et al., 2005].

Notre zone de simulation sur le nord de l'Afrique est donc délimitée à l'est par l'Océan Atlantique, à l'est par la Mer Rouge, au nord par la mer Méditerranée et au sud par l'isohyète 200 mm (16°N à 38°N et de 19°O à 40°E). Cette étude étant focalisée sur l'étude des régions les plus arides, elle englobe le Sahara mais pas les régions sahéliennes plus végétalisées, ni le moyen Orient.

3.2.2 Echelles de temps et d'espace mises en jeu

Comme nous l'avons déjà mentionné, les émissions d'aérosols désertiques sont sporadiques et spatialement hétérogènes. Il est donc nécessaire de les étudier sur différentes

échelles de temps et d'espace. En effet, des zones très localisées, plus connues sous le nom de « hot spots » [Gillette, 1999], peuvent constituer des sources majeures au sein de larges étendues arides. De la même façon, quelques évènements d'une durée de plusieurs jours peuvent constituer la contribution majoritaire des émissions annuelles et expliquer une grande partie de leur variabilité interannuelle [Marticorena et Bergametti, 1996].

Une quantification précise des émissions d'aérosols désertiques et de leur variabilité impose également de simuler les émissions à l'échelle continentale et sur des périodes représentatives du point de vue climatologique. Une résolution spatiale et temporelle suffisamment fine est nécessaire afin d'étudier à la fois des zones sources très localisées et des évènements ponctuels.

3.3 La modélisation des processus d'émission

De nombreuses études de terrain à micro-échelle mais plus encore en soufflerie, ont été consacrées à l'étude des processus d'érosion éolienne [Williams, 1964; Gillette, 1977; Gillette et al., 1982; Nickling, 1983; Sørensen, 1985; Nickling et Gillies, 1989, 1993; Alfaro et Gomes, 1995; Nickling et al., 1999; Gomes et al., 2003; Rajot et al., 2003]. Récemment, des modèles physiques et explicites d'émission d'aérosols désertiques ont été développés afin de quantifier les flux d'émission à plus grande échelle [Marticorena et Bergametti, 1995; Shao et al., 1996; Alfaro et Gomes, 2001; Shao, 2001]. Ces modèles sont basés sur les connaissances actuelles des processus physiques mis en jeu et sont contraints à partir des données expérimentales disponibles. Différentes formulations du seuil d'érosion, des phénomènes de saltation des grains du sol et de sandblasting ont ainsi été proposées. Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé le modèle d'émission développé par Marticorena et Bergametti [1995] (il sera par la suite référencé MB95).

Ce modèle d'émission d'aérosols désertiques, développé au LISA, permet de calculer le flux d'émission d'aérosols désertiques de diamètre inférieur à 20 μm . Il a pour principales caractéristiques d'avoir été conçu sur des bases physiques explicites et de permettre de prendre en compte assez finement l'influence des états de surface sur les émissions [Marticorena et Bergametti, 1995]. Un des soucis principaux lors de son élaboration a été d'exprimer préférentiellement les principales lois physiques à l'aide de variables intégratives,

facilement cartographiables à grande échelle, plutôt qu'avec des paramètres individuels ne pouvant être rigoureusement définis qu'à micro-échelle.

Les paramétrisations des seuils d'érosion et du flux de saltation sont explicites mais l'estimation du flux vertical d'aérosols est empirique. Ces paramétrisations ont été validées à micro échelle à partir de mesures de terrain et en soufflerie [Marticorena et Bergametti, 1995; Marticorena et al., 1996]. L'application de ce modèle à plus grande échelle, sur le nord de l'Afrique, a été validée notamment à partir de données satellitaires [Marticorena et al., 1997a].

Nous détaillons ci-dessous les paramétrisations utilisées pour les différents processus physiques, en discutant leur pertinence par rapport à d'autres disponibles dans la littérature et notamment au regard de développements plus récents.

3.3.1 Paramétrisation de la vitesse de friction

L'érosion éolienne sur la surface du sol est contrôlée par la vitesse de friction de surface, U^* , qui dépend de la vitesse du vent et de la rugosité de surface.

Comme nous l'avons déjà mentionné (Equation 2.3), dans des conditions de neutralité thermique, U^* peut être déterminée à partir de la vitesse de vent (U) à une hauteur z au dessus du sol et de la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) en utilisant un profil de vitesse de vent logarithmique.

Le phénomène de saltation peut générer par la mise en mouvement de grains du sol dans le premier mètre au dessus de la surface une rugosité additionnelle, et conduire à une augmentation de Z_0 . Ceci modifie bien entendu le profil de vent de surface et donc U^* . Owen [1964] définit alors ce qu'il appelle une hauteur de rugosité de saltation (Z_{0salt}). Raupach [1991] exprime Z_{0salt} en fonction de U^* :

$$z_{0salt} = \left(A' \frac{U^{*2}}{2g} \right)^{1-r} z_0^r \quad (3.1)$$

pour $U^ \geq U_t^*$, $r = U_t^*/U^*$, pour $U^* \leq U_t^*$, $r = 1$, A' est fonction de D_p , et g est l'accélération de la pesanteur.*

Cette formulation a été validée à partir de mesures de terrain. Une paramétrisation simplifiée, évitant un calcul itératif de la vitesse de friction de saltation, a été proposée [Gillette et al.,

1998]. C'est cette paramétrisation qui est intégrée dans le modèle MB95 et dans le modèle explicite de Shao [2001].

3.3.2 Paramétrisation de la vitesse de friction seuil

Par ailleurs, la résistance de la surface à la mise en mouvement est représentée par la vitesse de friction seuil (U_t^*).

Il est primordial de bien paramétrer U_t^* et d'apporter une attention particulière à l'obtention des grandeurs dont elle dépend. En effet, U_t^* contrôle à la fois la fréquence et l'intensité des émissions d'aérosols désertiques : les émissions sont d'autant plus fréquentes que U_t^* est souvent dépassée. Les quantités soulevées sont d'autant plus importantes que U_t^* est grande devant U .

Dans le modèle MB95, ainsi que dans le modèle de Shao [2001], le seuil d'érosion est principalement fonction du diamètre des grains du sol (D_p), de la rugosité de surface (Rug) et de l'humidité du sol (w).

La vitesse de friction seuil s'exprime alors:

$$U_t^*(D_p, Rug, w, \dots) = U_t^*(D_p) f_R(Rug) f_w(w) \dots \quad (3.2)$$

où $U_t^*(D_p)$ exprime la dépendance de la vitesse de friction seuil avec le diamètre des grains du sol D_p , f_R et f_w sont des fonctions de pondérations de l'influence de la rugosité et de l'humidité des sols.

a) Paramétrisation de la vitesse de friction seuil pour une surface lisse

Dans des conditions idéalisées, c'est-à-dire pour une surface lisse et un sol meuble et sec, la vitesse de friction seuil peut être déterminée, comme nous l'avons vu, à partir du bilan des forces agissant sur les grains du sol. Chaque grain est soumis à des forces antagonistes: son poids et les forces de cohésion inter-particulaires entre les grains contigus le maintiennent à la surface, alors que la contrainte de cisaillement du vent tend à l'en déloger. Ces forces varient de façon différente avec le diamètre des particules, ce qui explique l'existence d'un diamètre optimum pour la déflation éolienne ($\sim 100 \mu\text{m}$) pour lequel la vitesse de friction seuil est minimale ($\sim 20 \text{ cm.s}^{-1}$) [Chepil, 1951].

A partir d'expérience en soufflerie réalisées avec des rapports de densité de l'air et des particules variables, Iversen et White [1982] ont proposé d'exprimer les forces de cohésion inter-particulaires comme une fonction en puissance négative du diamètre des particules (D_p)

déterminée par ajustement sur les données expérimentales. Ils ont proposé deux expressions de U_t^* en fonction du diamètre des particules et de leur densité (ρ_p), selon le domaine de valeur du nombre de Reynolds au seuil d'érosion ($R_t = (U_t^* \cdot D_p) / \nu$, avec ν la viscosité cinématique de l'air).

Ces expressions rendent bien compte des seuils d'érosion mesurés sur le terrain [Gillette et Stockton, 1989], mais elles présentent l'inconvénient de nécessiter un calcul itératif pour chaque diamètre des particules érodables du sol [Leys et Raupach, 1991]. En se plaçant dans des conditions terrestres classiques ($\rho_a = 0.00123 \text{ g.cm}^{-3}$, $\rho_p = 2.65 \text{ g.cm}^{-3}$), Marticorena et Bergametti [1995] ont ajusté une expression empirique de R_t uniquement en fonction de D_p , afin de proposer une formulation de U_t^* ne dépendant que de D_p :

pour $0.03 < R_t < 10$:

$$U_t^*(D_p) = 0.129 \frac{\left(\frac{\rho_p g D_p}{\rho_a} \right) \left(1 + \frac{0.006}{\rho_p g D_p^{2.5}} \right)^{0.5}}{\left(1.928 (a_1 D_p^{a_2} + a_3)^{0.092} - 1 \right)^{0.5}} \quad (3.3)$$

pour $R_t > 10$:

$$U_t^*(D_p) = 0.12 \left(\frac{\rho_p g D_p}{\rho_a} \right)^{0.5} \left(1 + \frac{0.006}{\rho_p g D_p^{2.5}} \right)^{0.5} \left[1 - 0.0858 \exp(-0.0617((a_1 D_p^{a_2} + a_3) - 10)) \right] \quad (3.4)$$

ρ_p est la densité de la particule et ρ_a la densité de l'air, le facteur 0.006 est exprimé en $\text{g.cm}^{0.5} \cdot \text{s}^2$, $a_1 = 1331$, $a_2 = 0.38$ et $a_3 = 1.56$, et g est l'accélération de la pesanteur.

Les agrégats qui constituent le sol dans des conditions naturelles présentant des diamètres variés, une utilisation optimale de ces expressions nécessite donc de représenter la distribution en taille des grains du sol sous forme d'une fonction continue.

Plus récemment, Shao et Lu [2000] ont proposé une nouvelle formulation de U_t^* . Elle est basée sur la même approche que Greeley et Iversen [1985] mais exprime explicitement les forces de Van der Waals et les forces électrostatiques impliquées dans les forces de cohésion interparticulaires. Cette nouvelle analyse conduit à une expression analytique pour l'ensemble du domaine de nombre de Reynolds qui permet de déterminer U_t^* sans calcul itératif:

$$U_t^*(D_p) = \left[f(R_t) \left(\frac{\rho_p g D_p}{\rho_a} + \frac{\gamma}{\rho_a D_p} \right) \right]^{0.5} \quad (3.5)$$

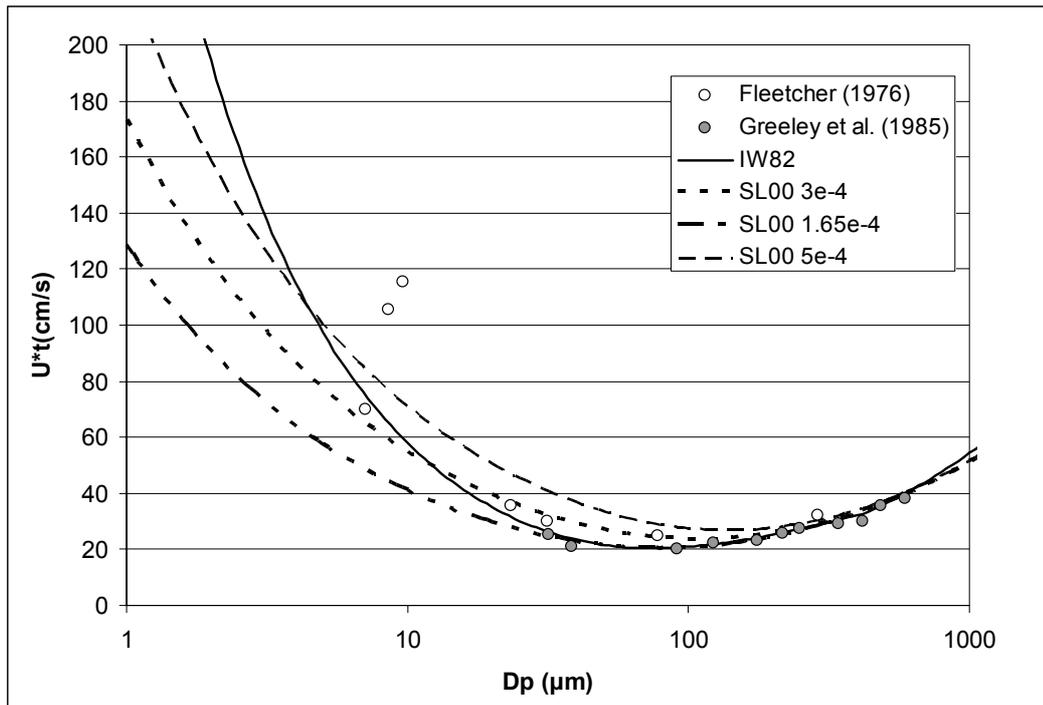
avec $f(R_t) = 0.0123$.

Cette équation permet de reproduire de façon satisfaisante des mesures obtenues en soufflerie pour des diamètres de particules compris entre 100 et 800 μm , en prenant des valeurs de γ comprises entre $1.65 \cdot 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$ et $5 \cdot 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$. Finalement, Shao et Lu [2000] recommandent l'utilisation d'une valeur intermédiaire $\gamma = 3 \cdot 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$.

Nous avons reporté, sur la Figure 3.5, les vitesses seuils calculées selon les paramétrisations d'Iversen et White [1982] et de Shao et Lu [2000]. A titre de comparaison, nous avons également reporté les deux séries de mesure utilisées par Shao et Lu [2000]. Si les différentes courbes ont la même allure générale, des différences apparaissent en ce qui concerne la vitesse de friction seuil minimale et ses variations pour les diamètres inférieurs à 100 μm . Ainsi, le minimum de U_t^* , calculé par l'expression d'Iversen et White [1982] se situe autour de 20 cm.s^{-1} , en accord avec les observations de terrain [Gillette et Stockton, 1989]. Pour l'expression de Shao et Lu [2000], le minimum est d'autant plus élevé (de 20 à 27 cm.s^{-1}) que γ augmente (de $1.65 \cdot 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$ à $5 \cdot 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$) et il est de 24 cm.s^{-1} pour la valeur recommandée de $\gamma = 3 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$.

Par ailleurs, l'expression d'Iversen et White [1982] reproduit très bien les mesures obtenues pour des diamètres inférieurs à 100 μm , alors que les courbes obtenues avec l'expression de Shao et Lu [2000] sont d'autant plus éloignées que γ est faible.

L'équation d'Iversen et White [1982] semble donc être celle qui reproduit au mieux à la fois les seuils mesurés pour de faibles diamètres de particules et les vitesses seuil minimales observées. Ce dernier point est extrêmement sensible pour la simulation des émissions. En effet, exprimée en vitesse de vent à 10 m, sur une surface lisse ($Z_0 = 10^{-3} \text{ cm}$), une vitesse seuil de friction de 20 cm.s^{-1} correspond à une vitesse de vent seuil à 10 m de 7 m.s^{-1} . Des vitesses seuils de friction de 24 et 27 cm.s^{-1} correspondent, quant à elles, à des vitesses de vent seuil à 10 m supérieures respectivement à 8 et 9 m.s^{-1} . Ceci explique sans doute que Zhao et al. [sous presse] aient retenu la valeur $\gamma = 1.65 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$ plutôt que la valeur recommandée par Shao et Lu [2000] pour simuler les émissions d'aérosols désertiques du nord-est de l'Asie.



*Figure 3.5: Vitesses de friction seuil (U^*_τ) en fonction du diamètre des particules de sol (D_p), d'après Iversen et White [1982] (IW82), Shao et Lu [2000] avec $\gamma = 3 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$ (SL00 3e-4), Shao et Lu [2000] avec $\gamma = 1.65 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$ (SL00 1.65e-4), Shao et Lu [2000] avec $\gamma = 5 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$ (SL00 5e-4).*

b) Paramétrisation de la vitesse de friction seuil sur des surfaces rugueuses

Dans des conditions naturelles en régions arides et semi-arides, des obstacles non érodables, comme des cailloux, des graviers ou de la végétation, peuvent être présents sur la surface. En couvrant une partie de la surface, ces éléments protègent le matériel érodable de l'action du vent. Mais ils ont surtout un effet direct sur l'écoulement de l'air dans la couche de surface. Ceci conduit à une dissipation d'une partie de l'énergie du vent par ces obstacles [par exemple Raupach et al., 1993; Saleh et al., 1997] qui entraîne une augmentation de U^*_τ .

Un schéma de répartition de la contrainte aérodynamique entre la surface érodable et les éléments non mobilisables a été développé [Marticorena et Bergametti, 1995].

Entre des obstacles suffisamment espacés, Arya [1975] fait l'hypothèse qu'une couche limite interne (CLI) peut se développer. Dans cette CLI, Marticorena et Bergametti [1995] supposent que le profil vertical de vitesse de vent est logarithmique en accord avec des observations d'écoulement d'air en soufflerie [O'Loughlin et Annambhotla, 1969; Alfaro, 1994]. Ils définissent alors la répartition de l'énergie (f_{eff}) comme le rapport de la friction de cisaillement (τ_s) de la CLI sur la friction de cisaillement totale (τ) de la couche de surface (CLS). Des tests de sensibilité et des données de la littérature permettent de proposer une

expression numérique opérationnelle de f_{eff} . Au final, f_{eff} s'exprime seulement en fonction de la hauteur de rugosité de la surface lisse (z_{0s}) et de la hauteur de rugosité totale (Z_0):

$$f_{eff}(Z_0, z_{0s}) = 1 - \left(\frac{\ln(Z_0/z_{0s})}{\ln\left(0.35\left(10/z_{0s}\right)^{0.8}\right)} \right) \quad (3.6)$$

avec D_p , Z_0 et z_{0s} en centimètres.

L'avantage de cette expression, sur un plan pratique, est que Z_0 ne nécessite pas de rendre compte de façon explicite de l'effet de chaque obstacle mais intègre sur une échelle donnée leurs effets cumulés. On comprend aisément qu'il soit en effet plus facile d'estimer la rugosité d'une surface que de décrire la géométrie de chacun des cailloux, graviers ou buissons qui la recouvrent.

Cette répartition de l'énergie permet donc de déterminer les seuils d'érosion des régions arides, quelle que soit leur rugosité. U_t^* est alors exprimée comme:

$$U_t^*(D_p, Z_0, z_{0s}) = \frac{U_t^*(D_p)}{f_{eff}(Z_0, z_{0s})} \quad (3.7)$$

Marticorena et al. [1997b] ont comparé les vitesses de friction seuil calculées à partir de l'expression ci dessus avec un ensemble de mesures réalisées dans des conditions naturelles à l'aide de souffleries portables [Gillette et al., 1982; Nickling et Gillies, 1989]. Les surfaces testées correspondent à dix types de surface différents présentant des Z_0 compris entre environ 10^{-5} et 0.37 cm. On notera que les sols de ces surfaces contiennent toujours des particules dans le domaine de taille optimal pour l'érosion éolienne (Figure 3.6). Le très bon accord obtenu entre les mesures et la modélisation tend à démontrer la pertinence du schéma de répartition de l'énergie développé.

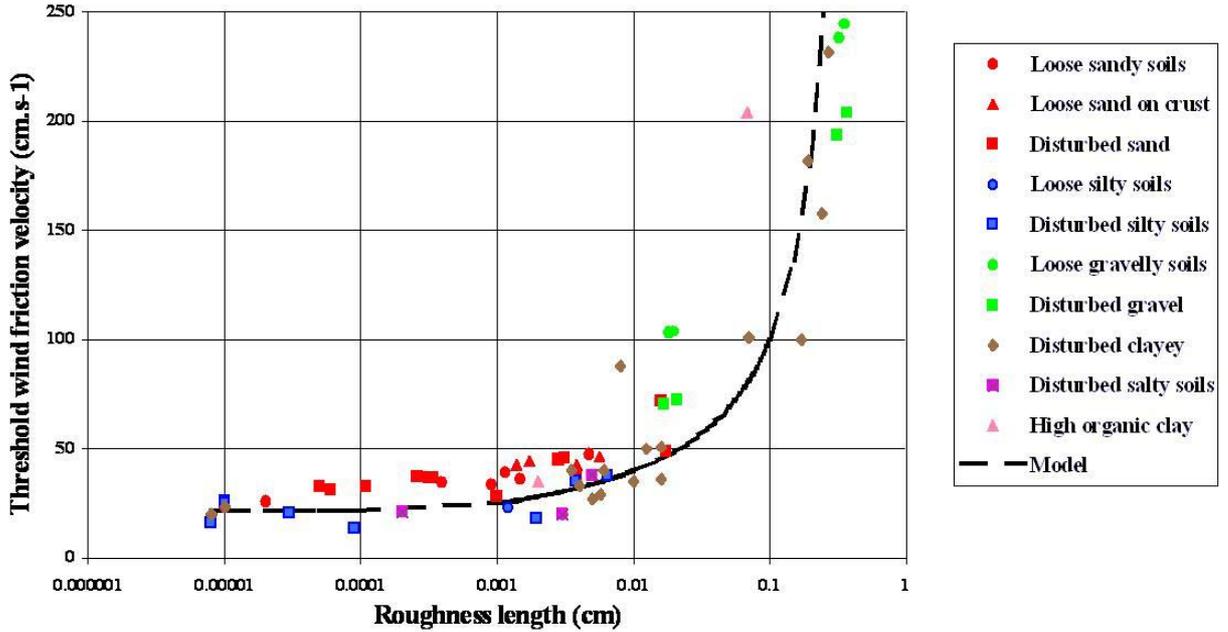


Figure 3.6: U_t^* en fonction de Z_0 (pour $z_{0s} = 10^{-3}$ cm). Les points représentent des mesures in situ, la courbe représente la modélisation de U_t^* en fonction de Z_0 [Marticorena et al., 1997b].

Afin de déterminer U_t^* pour des surfaces rugueuses, Shao [2001] applique un schéma de répartition de l'énergie développé par Raupach et al. [1993]. Dans ce schéma, la rugosité de la surface est quantifiée par la densité de rugosité (λ), c'est à dire par la somme des surfaces frontales des éléments non érodables présents sur une surface de sol donnée. La répartition de l'énergie s'exprime alors:

$$R(\lambda) = (1 - \sigma_r \lambda)^{-1/2} (1 + m_r \beta_r \lambda)^{-1/2} \quad (3.8)$$

avec $\beta_r = C_R/C_S$ le rapport des coefficients de traînée des obstacles et de la surface, σ_r le rapport des surfaces basale et frontale des obstacle, et m_r , un coefficient compris entre 0 et 1, qui traduit l'accélération locale de l'écoulement.

Ce schéma de répartition permet de reproduire de façon satisfaisante les mesures de fraction efficace obtenues en soufflerie par Marshall [1971], et il est très comparable en qualité à celui développé par Marticorena et Bergametti [1995].

Plus précisément, ces deux schémas ne génèrent pas d'erreurs significatives sur la répartition de l'énergie tant que f_{eff} reste supérieure à 0.2. Pour des surfaces plus rugueuses, l'écoulement devient trop complexe pour que la répartition de l'énergie puisse être correctement représentée par des modèles aussi simples [Marticorena, 1995]. Néanmoins,

cette limitation n'engendre pas de problèmes majeurs pour l'érosion éolienne, les surfaces pour lesquelles f_{eff} est < 0.2 étant très peu émettrices d'aérosols désertiques.

Toutefois, lorsque l'on souhaite appliquer le modèle de Raupach et al. [1993], la difficulté principale rencontrée est qu'il faut affecter une valeur à m_r . Ceci s'avère généralement assez délicat dans la mesure où ce terme n'est relié à aucun paramètre physique mesurable. La littérature tend à montrer que les valeurs affectées à m_r sont variables, ce qui suggère que ce paramètre aurait plutôt tendance à servir de variable d'ajustement. Par ailleurs, une autre difficulté est liée à l'estimation de la densité de rugosité (λ). En effet, elle est plus difficilement mesurable que Z_0 puisqu'elle nécessite de sommer (et donc de déterminer) les surfaces frontales de chacun des obstacles.

La prise en compte d'un paramètre intégratif comme Z_0 pour calculer la vitesse de friction seuil apparaît donc mieux adaptée pour des applications à grandes échelles. Ceci justifie que nous utilisons par la suite le modèle de répartition de l'énergie développé par Marticorena et Bergametti [1995].

c) Influence de l'humidité des sols sur la vitesse de friction seuil

Le modèle MB95 intègre l'augmentation de U_t^* induite par l'augmentation de la cohésion du sol, à partir de la paramétrisation développée par Fécan et al. [1999]. Cette augmentation de la cohésion est due à la présence d'eau interstitielle entre les grains du sol.

Fécan et al. [1999] ont paramétré U_t^* en fonction de l'humidité des sols, w , lorsque celle-ci devient supérieure à l'humidité résiduelle w' . L'équation proposée exprime l'augmentation du seuil en conditions humides (U_{tw}^*) par référence au seuil dans des conditions sèches (U_{td}^*):

$$\text{pour } w < w' : \quad \frac{U_{tw}^*}{U_{td}^*} = 1 \quad (3.9)$$

$$\text{pour } w > w' : \quad \frac{U_{tw}^*}{U_{td}^*} = \left[1 + 1.21(w - w')^{0.68} \right]^{0.5} \quad (3.10)$$

avec

w humidité du sol en masse (% masse d'eau/masse de sol sec)

et

$$w' = 0.0014(\% \text{ argile})^2 + 0.17(\% \text{ argile}) \quad (3.11)$$

Fécan et al., [1999] ont montré que cette paramétrisation permettait de reproduire de façon satisfaisante les mesures de seuils d'érosion disponibles dans la littérature et pour lesquelles la proportion d'argile est connue. Récemment, Ishizuka et al. [2005] ont montré que l'augmentation du seuil d'érosion mesurée sur une surface de gobi humide en Chine était en bon accord avec les prédictions de cette expression.

Des expressions plus simples, ne dépendant que de l'humidité du sol, ont été utilisées pour représenter l'influence de l'humidité des sols sur les seuils d'érosion, [par exemple Shao et al., 1996]. Lu et Shao [2001] et Zhao et al. [sous presse] ont choisi une expression de ce type pour simuler les émissions de poussières, respectivement en Australie et en Asie.

La Figure 3.7 présente les variations de U_t^* en fonction de l'humidité des sols pour les 8 types de sols considérés par Fécan et al. [1999]. On remarque que pour les sols sableux et sablo-limoneux, U_t^* double pour des humidités du sol de l'ordre de 6% en masse. Par contre, pour les sols argileux, un doublement des vitesses seuil nécessite une humidité du sol de l'ordre de 16% en masse. La texture du sol a donc un effet notable sur les variations des seuils d'érosion en fonction de l'humidité et doit donc être prise en compte. Ceci est la principale raison ayant justifié le choix de la paramétrisation de Fécan et al. [1999] pour nos simulations.

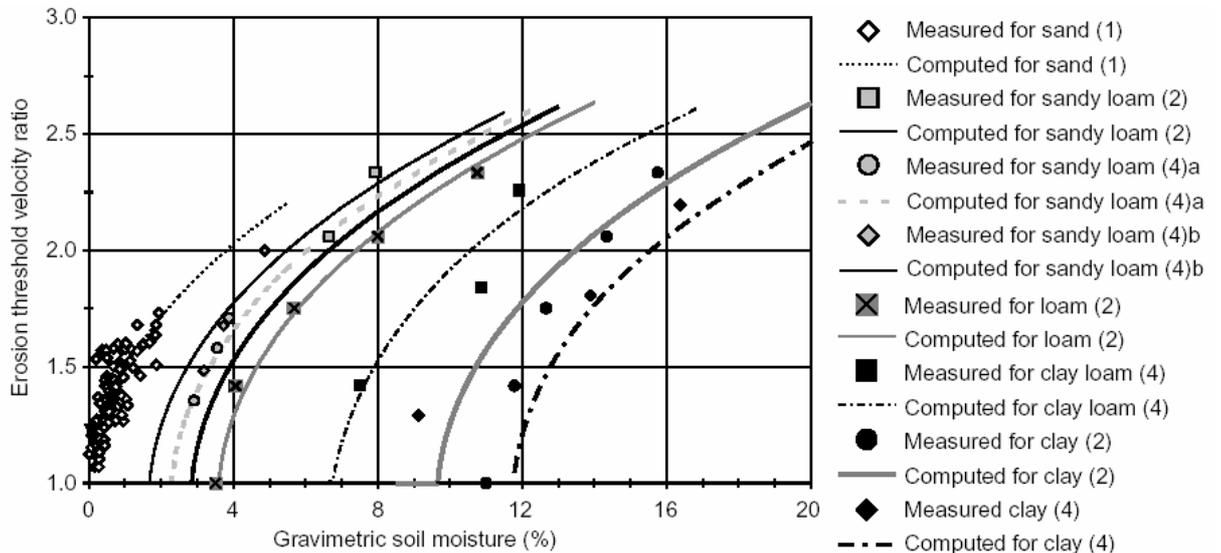


Figure 3.7: (U_{tw}^/U_{id}^*) calculés et mesurés en fonction de la teneur en eau massique (les données expérimentales sont de (1) Belly [1964]; (2) Bisal et Hsieh [1966]; (4a et 4b) McKenna-Neuman et Nickling [1989]; (4) Saleh et Fryrear [1995]) [Fécan et al., 1999].*

3.3.3 Flux horizontal de saltation

Le flux horizontal (G) est essentiellement constitué par les particules mobilisables en saltation. A partir d'une analyse dimensionnelle, Bagnold [1941] a établi une formulation de G en fonction de U^{*3} :

$$G = \frac{4}{3} c \frac{\rho}{g} \cdot U^{*3} \quad (3.12)$$

avec G exprimé en $g.cm^{-1}.s^{-1}$, c coefficient empirique du flux horizontal qui dépend de la taille des grains, ρ la masse volumique de l'air en $g.cm^{-3}$, g l'accélération de la pesanteur en $cm.s^{-2}$, et U^* vitesse de friction du vent en $cm.s^{-1}$.

En s'appuyant soit sur des expériences menées aussi bien sur le terrain qu'en soufflerie, soit sur des études théoriques, de nombreux auteurs ont, à la suite de Bagnold, proposé des expressions semi-empiriques du flux horizontal (Table 3.2). Actuellement, il semble à peu près bien établi que G est bien proportionnel à U^{*3} [Williams, 1964; Gillette, 1974, 1979; Sørensen, 1985; Gillette et Stockton, 1989; Leys et Raupach, 1991; Shao et al., 1993]. Dans les plus anciennes formulations du flux horizontal reportées Table 1 [Bagnold, 1941; Zingg, 1953], la vitesse de friction seuil, U_t^* , n'apparaît pas. Dans les équations plus récentes, G est systématiquement exprimé sous la forme d'une fonction à la fois de U^* et de U_t^* .

Selon Shao [2000], la détermination de U_t^* est à l'origine de grandes incertitudes qui peuvent facilement dépasser les différences inhérentes aux diverses équations de formulation du flux horizontal. Il en conclut que les formulations de Kawamura [1964], Owen [1964], Lettau et Lettau [1978] ou celle de White [1979] sont probablement toutes adaptées pour déterminer G .

SOURCE	EXPRESSION	VALEURS DES CONSTANTES
Bagnold, 1941	$c \left(\frac{d}{D} \right)^{1/2} \frac{\rho}{g} U^{*3}$	$D = 250 \mu\text{m}$ $c = 1.5$, sable uniforme $c = 1.8$, sable naturel $c = 2.8$, sable peu dispersé
Zingg, 1953	$c \left(\frac{d}{D} \right)^{3/4} \frac{\rho}{g} U^{*3}$	$c = 0.83$, $D = 250 \mu\text{m}$
Kawamura, 1964	$c \frac{\rho}{g} U^{*3} \left(1 - \frac{U_t^*}{U^*} \right) \left(1 + \frac{U_t^*}{U^*} \right)^2$	$c = 1.8$ to 3.1
Owen, 1964	$c \frac{\rho}{g} U^{*3} \left(1 - \frac{U_t^{*2}}{U^{*2}} \right)$	$c = 0.25 + \frac{w_t}{3U^*}$
Lettau and Lettau, 1978	$c \left(\frac{d}{D} \right)^{1/2} \frac{\rho}{g} U^{*3} \left(1 - \frac{U_t^*}{U^*} \right)$	$c = 4.2$
White, 1979	$c \frac{\rho}{g} U^{*3} \left(1 - \frac{U_t^*}{U^*} \right) \left(1 + \frac{U_t^{*2}}{U^{*2}} \right)$	$c = 2.6$

Table 3.2: Récapitulatif des principales équations du flux horizontal, d'après Shao [2000] (avec c coefficient empirique du flux horizontal déterminé dans des conditions de laboratoire, en soufflerie, et w_t vitesse terminale de chute).

Afin d'évaluer ces différentes équations et de tester différents capteurs de flux de saltation, Greeley et al. [1994] ont mesuré G très précisément, dans des conditions naturelles, sur une plage de Californie (Pismo Beach). Ces auteurs ont conclu que, parmi les équations testées, celles de Bagnold [1941] et de White [1979] reproduisaient le mieux les flux horizontaux mesurés. Cependant, parmi ces deux équations, seule celle de White [1979] permet de représenter l'influence de la vitesse de friction seuil sur le flux horizontal. C'est donc cette expression qui est utilisée dans le modèle MB95.

Marticorena et Bergametti [1995] ont inclus la formulation de $U_t^*(D_p, Z_0, z_{0s})$, présentée plus haut, dans l'expression de White [1979]. De ce fait, le flux de saltation dépend directement de D_p , de Z_0 , et de z_{0s} .

Concernant la prise en compte de la distribution en taille des sols dans ce calcul de flux horizontal, Marticorena et Bergametti [1995] supposent que la contribution de chaque classe de taille au flux total est directement dépendante de la surface relative qu'elle occupe au sol. Pour des grains supposés sphériques et ayant la même densité, une distribution de surface basale peut être déterminée à partir de la distribution en masse, considérée lognormale:

$$\frac{dM(D_p)}{d \ln(D_p)} = \sum_{j=1}^n \frac{M_j}{\sqrt{2 \cdot \pi \cdot \ln(\sigma_j)}} \cdot \exp\left(\frac{(\ln D_p - \ln D_{medj})^2}{-2 \cdot \ln^2 \sigma_j}\right) \quad (3.13)$$

avec j le nombre de mode, M_j la fraction massique du mode j , D_{medj} le diamètre médian en masse du mode j , et σ_j la déviation géométrique standard du mode j .

La distribution de surface basale relative des grains s'exprime alors:

$$dS_{rel} = \frac{ds(D_p)}{S_p} \quad (3.14)$$

$$\text{avec} \quad ds(D_p) = \frac{dM(D_p)}{\frac{2}{3} \cdot \rho_p \cdot D_p} \quad (3.15)$$

avec S_p la surface basale totale et $ds(D_p)$ la surface basale d'une particule du sol de taille D_p .

Le flux horizontal est alors la somme des contributions relatives des différentes classes de taille sur le domaine de tailles de particules considéré:

$$G = E c \frac{\rho}{g} U^{*3} \sum_{D_p} \left(1 + \frac{U_t^*(D_p, Z_0, z_0)}{U^*}\right) \left(1 - \frac{U_t^*(D_p, Z_0, z_0)^2}{U^{*2}}\right) dS_{rel}(D_p) dD_p \quad (3.16)$$

où E est la fraction de surface érodable, et $dS_{rel}(D_p)$ est la surface couverte par les particules de diamètre D_p , $\int dS_{rel}(D_p) dD_p = 1$.

Marticorena et Bergametti [1995] ont montré que cette paramétrisation permettait de reproduire les flux horizontaux mesurés pour différentes distributions en taille de sol [Williams, 1964]. Par ailleurs, elle permet également de reproduire les variations de la distribution en taille du flux horizontal en fonction de U^* , comme celles mesurées par Sørensen [1985]. Enfin, Marticorena et Bergametti [1995] indiquent que la prise en compte explicite de la distribution en taille des grains du sol dans leur expression de la vitesse de friction seuil fait que le coefficient empirique du flux horizontal, c , devient alors égal à 1 (ou autrement dit, il disparaît de l'expression de White [1979]).

On notera que ce modèle de flux horizontal ne décrit pas les phénomènes de « limitation en matériau érodable » qui se produisent notamment sur les sols encroûtés. En effet, ce modèle s'applique à des sols meubles toujours disponibles pour l'érosion éolienne.

Les flux simulés peuvent, de ce fait, être surestimés pour des sols encroûtés. C'est une des limitations actuelles de ce modèle, en particulier pour son application aux zones semi-arides.

3.3.4 Relation entre le flux horizontal de saltation et le flux vertical d'aérosol

Gillette [1979] a étudié la relation entre flux horizontal (G) et flux vertical (F), notamment à travers le rapport F/G . Ce rapport, fréquemment noté α , mesure l'efficacité de production de particules fines par sandblasting et s'exprime en cm.s^{-1} . A partir de mesures de flux, Gillette [1979] s'est en particulier penché sur l'éventuelle dépendance de α avec la vitesse de friction et la texture du sol. Malheureusement, ces mesures étant très difficiles à réaliser, leur précision est insuffisante pour dégager de façon non ambiguë une telle dépendance. A l'heure actuelle, les diverses théories du sandblasting [Alfaro et Gomes, 2001; Shao, 2001] la suggèrent pourtant fortement.

En raison de ces éléments, Marticorena et Bergametti [1995] ont fait l'hypothèse que la quantité de fines particules potentiellement disponibles dans un sol contrôlait, en premier lieu, la capacité de ce sol à en produire. Ils ont donc reporté les rapports moyens F/G en fonction de la teneur en argile des sols parents pour la série de mesures couplées de G et F effectuées par Gillette [1979] (Figure 3.8).

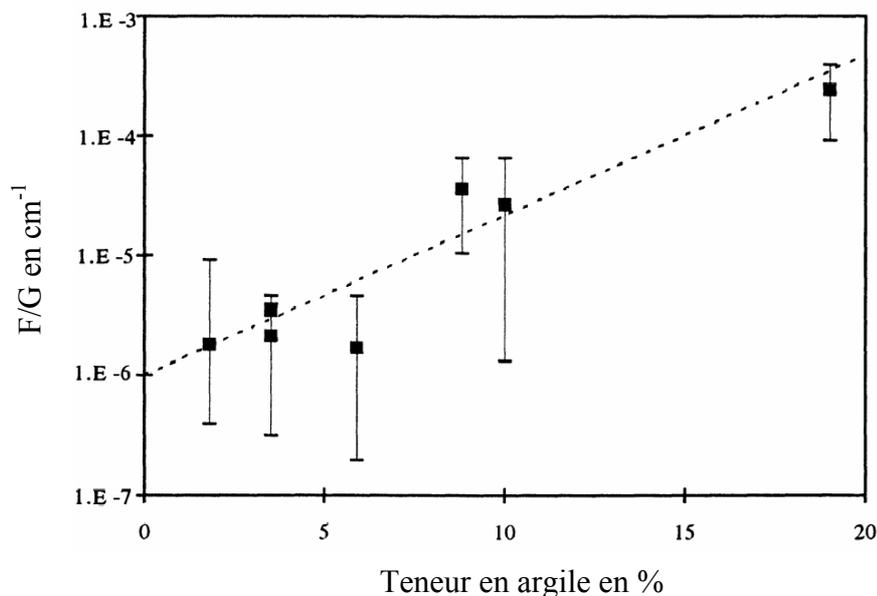


Figure 3.8: Rapports moyens de flux vertical et horizontal en fonction de la teneur en argile des sols, obtenus à partir des mesures de Gillette [1979]; (carrés noirs: valeurs moyennes, barres d'erreur: valeurs maximales et minimales mesurées, trait continu: régression (équation 18, $r^2 = 0.93$) [Marticorena et Bergametti, 1995].

Pour des teneurs en argile comprises entre 0 et 20%, l'ajustement des α moyens en fonction de la teneur du sol en argile leur a permis d'établir une relation empirique pour le sandblasting:

$$\alpha = \frac{F}{G} = 10 \left(0.134 (\% \text{ argile}) - 6 \right) \quad (3.17)$$

Dans la mesure où les flux mesurés par Gillette [1979] sont des flux de particules de diamètre inférieur à 20 μm , cette relation ne permet de décrire que les émissions des aérosols désertiques inférieurs à cette taille. On notera qu'une des limitations majeures de cette expression, outre son caractère empirique, est qu'elle ne fournit que le flux émis en masse totale, sans aucune information sur la répartition de ce flux dans les différentes classes de taille d'aérosol.

Plus récemment, Shao [2001] a établi une paramétrisation explicite de F en fonction de G , qui permet aussi de calculer la distribution granulométrique de F . Elle repose sur l'hypothèse réaliste que les aérosols sont libérés grâce à l'énergie apportée lors de l'impact des grains en saltation sur le sol. Le flux d'aérosol est alors la somme du flux d'aérosol correspondant au volume du sol déplacé (Ω) lors de l'impact des grains en saltation (F_{sb}), et du flux d'aérosol provenant de la désagrégation des grains en saltation lors de l'impact (F_{sc}). Les contributions de F_{sb} et F_{sc} au flux total sont généralement comparables [Shao, 2001]. Le volume de sol déplacé par l'impact des grains est estimé en fonction de la densité des grains du sol (ρ_p) et de la pression plastique du sol (p) qui exprime son degré de cohésion.

Shao [2001] détermine la distribution granulométrique du volume de sol déplacé (p_s) lors du sandblasting à partir de la granulométrie du sol à l'état naturel (p_m) et de sa granulométrie complètement désagrégée (p_f) par classe de diamètre de grains ou d'aérosols [d , $d + \delta d$]:

$$p_s(d) = \gamma_p \cdot p_m(d) + (1 - \gamma_p) \cdot p_f(d) \quad (3.18)$$

avec γ_p la fraction de p_m .

Dans le cas où l'érosion est faible ($U^* \sim U_t^*$) γ_p tend vers 1 alors que dans le cas d'une forte érosion ($U^* \gg U_t^*$) γ_p tend vers 0.

Les aérosols désertiques émis sont repartis par classe de diamètre (D_d). Le flux d'émission d'aérosols désertiques est calculé pour chaque classe, à partir de la désagrégation par sandblasting d'une partie du sol ou des particules en saltation de diamètre D_p :

$$F(D_d, D_p) = G(D_p) c_Y \left[(1 - \gamma_p) + \gamma_p \frac{p_m(D_d)}{p_f(D_d)} \right] \frac{g}{U^* 2m} (\rho_b \eta_{fd} \Omega(D_p) + \eta_{cd} m) \quad (3.19)$$

avec ρ_b la densité des agrégats du sol, η_{fd} la fraction massique d'aérosol total (libre et agrégé) contenu par unité de masse du sol, η_{cd} la fraction massique d'aérosol agrégé contenu par unité de masse du sol, m la masse des grains en saltation, et c_Y une constante.

Shao [2001] montrent que ce modèle permet de simuler des flux du même ordre de grandeur que ceux calculés par la relation empirique de Marticorena et Bergametti [1995]. Il reproduit également correctement les flux mesurés à micro-échelle dans plusieurs zones désertiques (Mali, Niger, Espagne, Etats-Unis, Canada, Australie) [Shao, 2004]. Cependant cet accord est fortement dépendant des valeurs attribuées à la pression plastique des sols et le modèle est également sensible aux données d'entrée sur les classes de la distribution en taille des sols.

Alfaro et al. [1997, 1998] et Alfaro et Gomes [2001] ont également développé un modèle physique du sandblasting. Celui-ci est basé sur le bilan entre l'énergie cinétique (e_c) des grains en saltation lors de leur impact sur la surface, et l'énergie de cohésion (e_i) des particules agrégées. Pour illustrer simplement le principe de ce modèle, on peut dire que, si e_c fournie par un grain de taille donnée en saltation est supérieure à e_i d'un agrégat présent en surface, alors une certaine masse d'aérosol désertique sera libérée.

A partir de mesures en soufflerie sur trois sols naturels de régions arides différentes, Alfaro et al. [1998] ont observé que la distribution granulométrique de l'aérosol émis par sandblasting pouvait être caractérisée par trois modes granulométriques log-normaux, $d_1 = 1.5 \mu\text{m}$, $d_2 = 6.7 \mu\text{m}$, $d_3 = 14.2 \mu\text{m}$, dont seules les proportions varient en fonction de U^* . Alfaro et al. [1998] considèrent également que ces trois modes sont indépendants de la nature du sol. En ajustant les variations mesurées des proportions de ces trois modes en fonction de U^* sur un modèle de répartition de l'énergie cinétique (Table 3.3), ils déterminent l'énergie de cohésion associée à chacun des modes e_1 , e_2 et e_3 . Les énergies de cohésion croissent quand D_p diminue et sont égales à: $e_1 = 0.376$, $e_2 = 0.366$ et $e_3 = 0.346 \text{ kg.m}^2.\text{s}^{-2}$ [Alfaro et al, 1998].

En faisant l'approximation que les grains sont sphériques, l'énergie cinétique est quant à elle déterminée en fonction de la masse volumique (ρ_p) et du diamètre (D_p) des grains en saltation et de U^* :

$$e_c = \rho_p \pi / 12 (D_p)^3 (20U^*)^2 \quad (3.20)$$

La distribution granulométrique des grains en saltation est déterminée à partir des flux de saltation calculés selon le modèle MB95. L'énergie cinétique des grains en saltation est ensuite comparée à e_1 , e_2 et e_3 afin de calculer les proportions relatives, $p_i(D_p)$, des trois populations émises et constituant la distribution granulométrique totale (Table 3.3).

	p_1	p_2	p_3
$e_c < e_3$	0	0	0
$e_3 < e_c < e_2$	0	0	1
$e_2 < e_c < e_1$	0	$\frac{e_c - e_2}{e_c - e_3}$	$1 - p_2$
$e_1 < e_c$	$\frac{e_c - e_1}{e_c - e_3}$	$(1 - p_1) \frac{e_c - e_2}{e_c - e_3}$	$1 - p_2 - p_1$

Table 3.3: Proportions (p_i) de e_c pour les trois énergies de cohésion e_i , d'après Alfaro et al. [1997].

Alfaro et Gomes [2001] estiment α en fonction des $p_i(D_p)$, d_i et des e_i calculés pour chacun des trois modes et d'une estimation de l'efficacité de collision β .

$$\alpha = \frac{F}{G} = (\pi/6) \rho_p \beta \sum_{i=1}^3 p_i \left(\frac{D_p}{d_i} \right)^3 / e_i \quad (3.21)$$

Alfaro et Gomes [2001] et Alfaro et al. [2004] comparent les flux ainsi calculés aux mesures de terrain de flux vertical de Gillette, [1979], de Nickling et Gillies, [1989], et de Rajot et al., [2003]. Selon les cas, Gomes et al. [2003] et Alfaro et al. [2004] préconisent soit d'utiliser directement les énergies de cohésion déterminées en soufflerie, soit de diviser celles-ci par 3 pour simuler correctement les flux verticaux mesurés.

La paramétrisation du sandblasting reste un point essentiel de la difficulté de modéliser les émissions d'aérosols désertiques. Pour résumer, il existe, à l'heure actuelle, trois paramétrisations du rapport F/G , une relation empirique développée par Marticorena et Bergametti [1995] et deux modèles physiques de sandblasting développés par Shao [2001] et Alfaro et Gomes [2001].

La relation proposée par Marticorena et Bergametti [1995] du rapport F/G en fonction de la teneur en argile des sols a pour premier inconvénient d'être empirique. Elle n'est donc pas directement extrapolable au-delà du domaine sur lequel elle a été définie (teneur en argile des sols $< 20\%$). Le second inconvénient est que, contrairement aux modèles physiques de Shao [2001] ou Alfaro et Gomes [2001], elle ne permet pas de calculer la distribution en taille de l'aérosol émis. Ceci est une forte limitation quand on connaît l'importance de la taille des particules sur l'efficacité de transport ou les propriétés chimiques et optiques des aérosols.

A priori, les modèles physiques ont donc beaucoup d'avantages. Néanmoins, plusieurs études récentes [In et Park, 2002; Gong et al., 2003; Shao et al., 2003] soulignent la très grande sensibilité des modèles physiques de sandblasting à la distribution en taille des sols utilisée. L'incapacité de fournir, à grande échelle, ces distributions en taille des sols avec la précision requise par ces modèles conduit, lors de leur utilisation, à une grande incertitude sur le calcul du flux vertical et de sa distribution granulométrique. Par ailleurs, les difficultés liées à la détermination de la pression plastique des sols (cas du modèle de Shao [2001]) ou les ajustements nécessaires des énergies de cohésion (cas du modèle d'Alfaro et Gomes [2001]) rendent l'application de ces modèles à grande échelle encore délicate. Il n'en demeure pas moins que ces modèles physiques représentent la voie selon laquelle devront être développées les futures paramétrisations du sandblasting dans les modèles globaux d'émissions d'aérosols désertiques.

Au vu des objectifs de cette étude, nous avons donc choisi d'utiliser la relation développée par Marticorena et Bergametti [1995]. Cette approche, ne nécessitant pas d'informations trop sophistiquées sur les sols, nous assure au moins de reproduire les ordres de grandeurs des flux d'émission avec un niveau de confiance identique pour tous les sols des régions désertiques.

Pour conclure, nous avons donc choisi d'utiliser le modèle MB95 dont le principe est récapitulé Figure 3.9. Il inclut (1) une paramétrisation des vitesses de friction seuils en fonction de la taille des particules du sol dont les performances sont comparables aux paramétrisations récemment développées, (2) un schéma de répartition de l'énergie validé sur des mesures de terrain qui ne nécessite pas d'ajustement a posteriori, (3) une paramétrisation de l'augmentation des seuils d'érosion en fonction de l'humidité des sols qui reproduit les augmentations observées en fonction de la texture de sols, (4) une paramétrisation du flux de saltation par classe de taille validée sur des mesures en soufflerie et (5) une paramétrisation

empirique mais relativement robuste de l'efficacité de sandblasting. Ce modèle offre donc à la fois une description physique quasi-explicite (à l'exception du sandblasting) et un niveau de documentation des données de surface nécessaires réaliste pour des applications à grande échelle.

Comme nous l'avons vu de façon générale, la qualité des données d'entrée des modèles d'émission d'aérosols désertiques est un point crucial pour simuler correctement ces émissions. Notre capacité à obtenir des données représentatives des états de surface va donc en grande partie déterminer la qualité des simulations d'émissions d'aérosols désertiques que nous souhaitons réaliser.

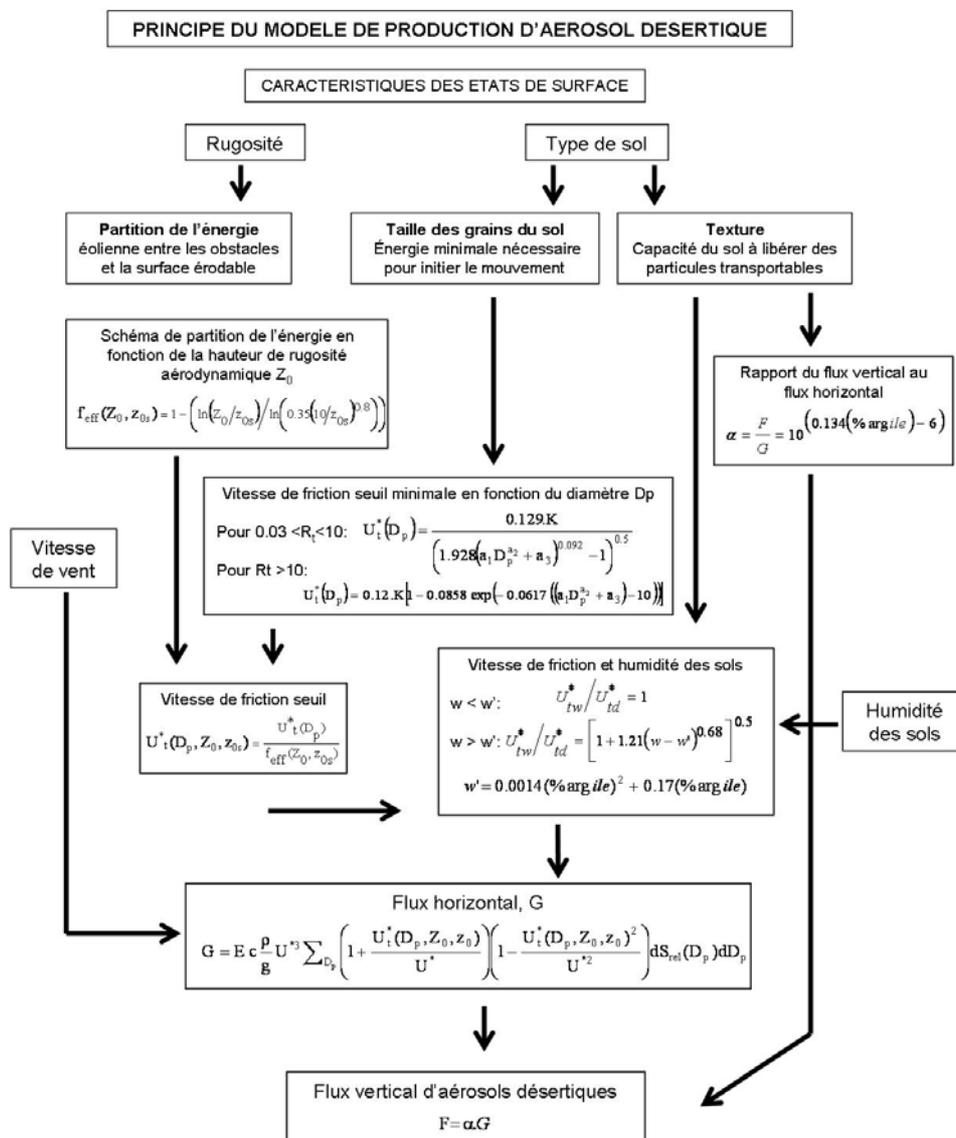


Figure 3.9: Principe général du modèle MB95 développé par Marticorena et Bergametti [1995].

3.4 Données d'entrée

Pour mener à bien cette étude, il est nécessaire d'établir des bases de données d'entrée du modèle représentatives, et de déterminer les périodes d'étude et la résolution spatiale des simulations adéquates.

La mise au point de bases de données, notamment pour décrire les états de surface, constitue une partie importante du travail présenté. Au vu de l'état actuel des connaissances, l'objectif principal a été d'établir des bases de données fiables et homogènes entre nos deux régions d'étude.

Dans cette partie, nous expliquons les principes généraux à partir desquels nous avons déterminé ou sélectionné les données d'entrée. Le détail de l'obtention de ces données est présenté dans les chapitres 4 pour le nord-est de l'Asie et 5 pour le nord de l'Afrique.

3.4.1 Propriétés des surfaces

a) Hauteur de rugosité

- Hauteur de rugosité aérodynamique Z_0 .

Comme nous l'avons mentionné, la hauteur de rugosité aérodynamique Z_0 est l'un des principaux paramètres qui contrôle la vitesse de friction seuil d'érosion. Elle peut être déterminée expérimentalement à partir de mesures de profil de vitesse de vent. Mais une telle approche ne permet évidemment pas de déterminer Z_0 à l'échelle continentale, avec une résolution adaptée à la variabilité naturelle des états de surface.

En effet, les zones désertiques du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique couvrent plusieurs millions de km^2 et présentent des surfaces différentes, comprenant aussi bien des dunes de sable que des étendues de cailloux ou de roches, de taille et de degré de couverture variables. La hauteur de rugosité n'est donc pas homogène spatialement dans les zones arides. Plus précisément, pour des surfaces sans végétation et couvertes de cailloux et graviers, des valeurs de Z_0 comprises entre $7.6 \cdot 10^{-2} \text{ cm} < Z_0 < 3.47 \cdot 10^{-1} \text{ cm}$ ont été mesurées dans la Vallée de la Mort (Californie, USA) [Greeley et al., 1997]. Pour des zones inter dunaires du désert de Namibie, les valeurs de Z_0 sont comprises entre $4 \cdot 10^{-3} \text{ cm}$ et $4.2 \cdot 10^{-2} \text{ cm}$ [Greeley et al., 1997]. Enfin, des valeurs de Z_0 inférieures à 10^{-3} cm ont pu être mesurées en soufflerie pour des lits de sable homogènes [Li et Martz, 1994; McKenna-Neuman et Nickling, 1994], mais

également pour des surfaces naturelles [Gillette et al., 1982]. Au vu des types de surface pouvant être rencontrées dans nos zones d'étude, on peut donc s'attendre à des variations de la hauteur de rugosité sur 3 ou 4 ordres de grandeur.

Pourtant, dans les simulations régionales et/ou globales du cycle des aérosols désertiques, la détermination des Z_0 est généralement assez grossière. Par exemple, Shao et al. [2003] utilisent seulement deux valeurs de rugosité, une pour les surfaces végétalisées et une pour les surfaces désertiques. Gong et al. [2003] dérivent les hauteurs de rugosité à partir d'une carte d'utilisation des sols de haute résolution ($1 \times 1 \text{ km}^2$) mais ici encore, les surfaces désertiques sont représentées par une seule valeur de rugosité. De ce fait, les zones où la hauteur de rugosité est déterminée avec le plus de raffinement sont celles où l'érosion éolienne est la moins efficace.

Si la variabilité de la hauteur de rugosité dans les différentes zones désertiques n'est pas prise en compte dans les simulations, c'est principalement en raison de l'absence de données et de méthode pour cartographier ce paramètre.

Afin de prendre en compte cette variabilité dans les simulations d'émissions d'aérosols désertiques, Marticorena et al. [1996; 1997a] ont utilisé une méthode de cartographie des états de surface sur le nord de l'Afrique avec une résolution $1^\circ \times 1^\circ$. Cette méthode est basée sur une approche géomorphologique à partir de cartes topographiques et géologiques, complétées par des observations de terrain de ces états de surface et une analyse du contexte climatique actuel et passé [Callot et al., 2000]. Cette approche a permis de déterminer les taux de couverture et la hauteur moyenne des éléments non-érodables sur le Sahara et la Péninsule Arabique. Les hauteurs de rugosité sont ensuite estimées en fonction de ces paramètres en faisant des hypothèses sur la forme des éléments non érodables. Les résultats obtenus avec cette approche sont assez satisfaisants mais son application nécessite d'avoir accès à une documentation très complète et précise sur les régions étudiées, ainsi qu'à des observations de terrain pour caler quantitativement la cartographie en différents points. La disponibilité de ce type de données est extrêmement variable d'une zone désertique à l'autre, rendant la qualité d'une telle cartographie très inégale.

La télédétection offre aujourd'hui une alternative puisqu'elle permet de disposer d'observations homogènes de l'ensemble des surfaces terrestres grâce à des capteurs embarqués sur des satellites défilants. Une détermination de la hauteur de rugosité à partir de données satellitaires est nettement moins contraignante que la méthode géomorphologique précédemment mentionnée et permet d'envisager des cartographies de Z_0 de qualité égale pour l'ensemble des zones désertiques. C'est dans cette optique que Greeley et al. [1991,

1997] ont cherché à mettre en relation la hauteur de rugosité et le coefficient de rétrodiffusion mesuré par des instruments radars aéroportés (« NASA airborne radar system, AIRSAR ») ou embarqués sur la navette américaine (« Shuttle Radar Laboratory onboard the Shuttle Endeavour »). Cependant, les données radar fournies par les capteurs embarqués sur des plateformes satellitaires (par exemple le SAR, « Synthetic Aperture Radar » sur ERS, « European Remote Sensing ») sont des données de très haute résolution ($12.5 \times 12.5 \text{ m}^2$) difficilement utilisables pour établir des cartographies d'échelle continentale à globale.

Cette approche n'a été étendue que très récemment à des observations satellitaires permettant une cartographie des surfaces à des échelles continentale et globale. En effet, une méthode alternative d'estimation de la hauteur de rugosité aérodynamique est proposée à partir de données issues du radiomètre POLDER-1 (« Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances ») [Marticorena et al., 2004].

POLDER-1 mesure les réflectances bi-directionnelles de surface, c'est-à-dire la capacité d'une surface à réfléchir l'énergie incidente, sous 14 angles de visées différents. Cette mesure très complète de la réflectance de surface permet de reconstituer avec précision la BRDF (« Bi-directional Reflectance Distribution Function » ou en français, la fonction de distribution de la réflectance bi-directionnelle de la surface). La BRDF renseigne la réflectance de la cible en fonction de la géométrie d'illumination et de visée du capteur. De façon intuitive, on comprend bien qu'un objet nous apparaisse de façon différente selon l'angle sous lequel on l'observe et l'éclairage auquel il est soumis. La BRDF dépend donc de la longueur d'onde et est déterminée par les propriétés optiques et structurelles de la surface (ombrage, diffusion multiple, transmission, diffusion absorption, nombre et orientation des facettes ...). Roujean [1991] a proposé un modèle semi-empirique de BRDF où la réflectance est décomposée en une composante contrôlée par des facteurs géométriques et en une composante contrôlée par des effets de volume. Dans le cadre de ce modèle, certains termes de cette BRDF (k_0 , k_l) contiennent une information relative à la rugosité de la surface qui permet de définir un coefficient de « protrusion »², $PC = k_l/k_0$ [Roujean et al., 1992]. C'est ce coefficient qui a été utilisé et mis en relation avec les mesures existantes de Z_0 pour établir une relation empirique entre ces deux grandeurs (Figure 3.10).

² Le terme « protrusion » correspond à une protubérance, un objet sur la surface.

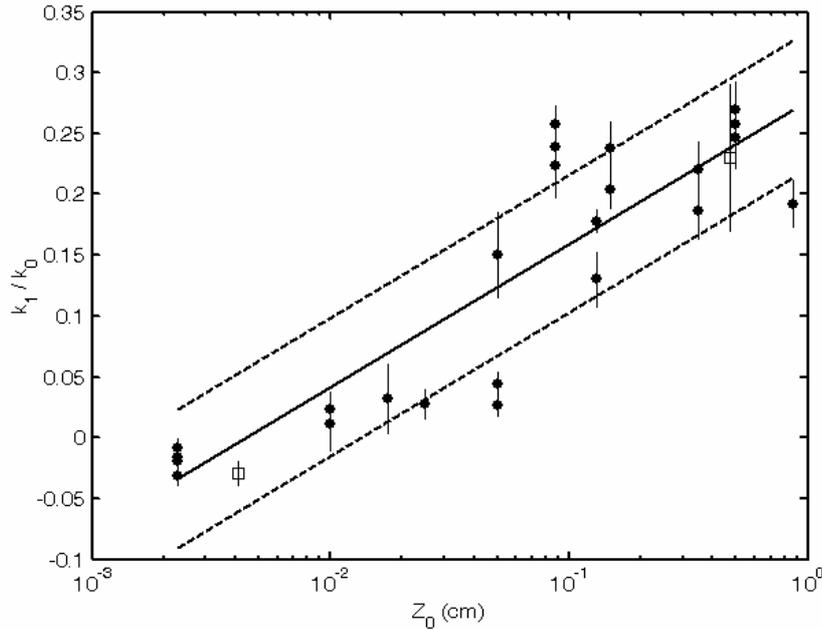


Figure 3.10: Z_0 en fonction de $PC = k_1/k_0$ pour les régions arides (points noirs: Z_0 estimés pour le Sahara; carrés blancs: Z_0 mesurés aux Etats-Unis et en Namibie). Les barres verticales représentent la déviation standard du coefficient de protrusion sur la zone pour laquelle Z_0 est estimée ou mesurée. La droite en trait plein représente le meilleur ajustement entre les données, et les lignes en pointillées représentent $(\pm\sigma)$, σ étant la déviation standard associée à la régression [Marticorena et al., 2004].

Les observations POLDER-1 sont réalisées à 3 longueurs d'onde, 443 nm, 670 nm et 865 nm. A ces longueurs d'onde, la surface ne peut être observée que par ciel clair. Les produits de surface POLDER-1 étant déterminés sur la base de 30 jours d'observations, leur fiabilité est donc d'autant plus limitée que l'occurrence de nuages est élevée. La résolution spatiale des données POLDER-1, $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ offre la possibilité de rendre compte très correctement de la variabilité spatiale de Z_0 . La rugosité des surfaces désertiques étant considérée comme stable dans le temps, une carte composite peut être établie en combinant différents jeux de données mensuels afin de compenser, autant que possible, l'éventuel manque de données lié aux nuages.

La méthode d'obtention et la validation d'une carte composite des hauteurs de rugosité aérodynamique pour le nord-est de l'Asie sont explicitées dans le chapitre 4.2. Une carte a été établie en utilisant les mêmes procédures pour le nord de l'Afrique (chapitre 5.2).

Plus récemment, une autre méthode de restitution de la rugosité de surface à partir des coefficients de rétrodiffusion, σ_0 , mesurés par le diffusiomètre embarqué sur le satellite ERS (« European Remote Sensing ») a été proposée par Prigent et al., [2005]. Ce diffusiomètre, est un instrument de télédétection passive dans le domaine des micro-ondes, comme le radar

SAR. Il offre une couverture globale tous les 4 jours environ mais avec une résolution spatiale de seulement 50 km. Prigent et al., [2005] ont établi une relation empirique entre σ_0 et les hauteurs de rugosité utilisées pour la mise au point de la méthode d'obtention des Z_0 avec les données de surface de POLDER-1. Cette méthode est intéressante et complémentaire, car bien qu'elle offre une résolution spatiale moindre, elle permet de disposer de données de surface, même sur les zones fréquemment nuageuses. Elle pourrait également être étendue aux surfaces végétalisées, sous réserve de validation ou d'étalonnage avec des données de terrain obtenues sur ce type de surface.

Une perspective de développement en matière de cartographie des hauteurs de rugosité par télédétection consisterait donc à comparer les résultats obtenus par ces différentes méthodes afin d'évaluer leurs performances respectives. Ceci devrait permettre d'optimiser leurs domaines d'utilisation et de produire des cartographies adaptées en fonction des utilisations souhaitées (par exemple, basse résolution mais couverture globale pour les modèles de circulation générale, haute résolution mais domaine réduit pour des applications locales à régionales). On devra également s'interroger sur la possibilité d'élaborer des « produits mixtes » permettant de tirer profit des avantages de chacune de ces méthodes.

- Hauteur de rugosité aérodynamique lisse z_{0s} .

Le schéma de répartition permettant de déterminer les seuils d'érosion sur des surfaces rugueuses utilise comme référence la hauteur de rugosité de la fraction érodable de la surface considérée, z_{0s} . Cette rugosité peut être assez facilement estimée à partir de la taille des particules érodables. En effet, Greeley et Iversen [1985] considèrent que la hauteur de rugosité de particules jointives est proportionnelle à environ $1/30$ du diamètre de ces particules:

$$z_{0s} = D_p / 30 \quad (3.22)$$

Cette relation a été assez largement confirmée par des mesures en soufflerie sur des sols lisses et meubles [voir par exemple Li et Martz, 1994; Kardous, 2005].

Martcorena et al. [1997a] utilisent cette relation pour calculer z_{0s} à partir du diamètre de la population la plus grossière. Nous avons systématiquement appliqué cette relation pour les surfaces du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, sauf dans les cas où Z_0 dérivée des données POLDER-1 était inférieure au z_{0s} ainsi déterminée. Sur ces surfaces très lisses, nous avons considéré que z_{0s} était égale au Z_0 dérivée des observations satellitaires par souci de

cohérence. Pour le désert du Taklimakan où la proportion du mode granulométrique grossier ne représente qu'une très faible proportion (3%), nous avons déterminé z_{0s} à partir de la population la plus fine, largement majoritaire dans le sol.

b) Fraction de surface érodable E

La fraction de surface érodable est un facteur de pondération des flux d'émission qui permet d'exclure la contribution aux flux de la fraction de surface protégée par la couverture des éléments non érodables (Equation 3.16).

Pour le nord de l'Afrique, Marticorena et al. [1997a] ont eu directement accès à ce paramètre à partir des taux de couverture des éléments de rugosité (c'est-à-dire $(I-E)$) cartographiés à la résolution $1^\circ \times 1^\circ$ [Callot et al., 2000].

Dans le cadre de notre étude, le seul paramètre de rugosité dont nous disposons pour le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique est la hauteur de rugosité. Des relations entre la hauteur de rugosité et les propriétés géométriques des obstacles ont été établies par Marticorena et al. [1997a]. Elles mettent en relation la densité de rugosité (λ), et le rapport Z_0/h , h représentant la hauteur moyenne des obstacles. L'intervention de la hauteur moyenne dans cette relation implique qu'il n'y a pas de relation univoque entre Z_0 et la fraction de surface érodable. Néanmoins, dans l'hypothèse où, en milieu naturel, une augmentation de la densité de rugosité s'accompagne systématiquement d'une augmentation de la taille des éléments non-érodables, on peut espérer une simplification de cette relation dans le sens d'une co-variation de Z_0 et E .

Afin de tester cette hypothèse nous avons calculé, pour la base de données cartographiées sur le Sahara et la Péninsule Arabique [Marticorena et al. 1997a; Callot et al., 2000], la fraction de surface érodable moyenne par classe de hauteur de rugosité et Z_0 . La dispersion associée à chaque valeur moyenne est importante, ce qui prouve que l'augmentation de densité de rugosité ne s'accompagne pas systématiquement d'une augmentation de la hauteur des éléments de rugosité. On observe néanmoins que pour des Z_0 inférieurs à 3.10^{-3} cm, E est généralement égale à 100% et que pour des Z_0 plus élevés, la valeur moyenne de E décroît à mesure que Z_0 augmente. A partir de ces observations, il est possible d'estimer E , malheureusement de façon assez grossière, en fonction de Z_0 . Nous avons donc utilisé ce résultat pour cartographier E à partir des Z_0 dérivés des produits POLDER-1, aussi bien pour le nord-est de l'Asie que pour le nord de l'Afrique (chapitre 4.3).

c) Propriétés des sols: granulométrie sèche et texture des sols

La granulométrie sèche des sols est un paramètre d'entrée nécessaire pour déterminer la vitesse de friction seuil par classe de taille (U_i^*) et le flux horizontal de saltation (G). Par ailleurs, dans la formulation MB95, la proportion d'argile contrôle le flux d'émission (F).

Il n'existe que peu de mesures de granulométrie sèche des sols des régions désertiques, et une telle base de donnée n'existe donc pas à l'échelle du globe. Pour autant, une approche générale comparable a été suivie pour caractériser les sols du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique.

- Nord de l'Afrique.

Afin d'étudier la granulométrie des sols telle que l'on peut l'observer in situ en zones arides, Chatenet et al. [1996] ont établi un protocole de tamisage à sec qui permet de déterminer expérimentalement la granulométrie en masse de sols en limitant au maximum leur désagrégation. Cette technique a été appliquée à un ensemble de 26 échantillons de sol de régions arides et semi-arides, dont 23 provenaient du Sahara ou du Sahel.

Sur la base des données expérimentales de granulométrie sèche obtenues sur ces échantillons, Chatenet et al. [1996] ont mis en évidence l'existence de 4 populations granulométriques, représentées par des fonctions lognormales (Table 3.4) qui se retrouvaient toujours mais en proportion variables dans l'ensemble des sols étudiés. Ces populations ont également été identifiées du point de vue chimique et minéralogique et leur fraction argileuse a été déterminée.

Population	Nature minéralogique	D_{med} (en μm)	σ	% Argile
Silt alumino-silicaté	Argile dominant	125	1.8	9,7
Sable fin	Quartz dominant	210	1.6	3,6
Sable grossier	Quartz	690	1.6	0
Sels	Sels et argile	520	1.5	3,2

Table 3.4: Populations minéralogiques typiques des sols des zones désertiques: composition minéralogique, paramètres statistiques des distributions lognormales (D_{med} , σ) et teneur en argile; d'après Chatenet et al. [1996].

Il a été montré que, pour la totalité des échantillons, la granulométrie mesurée était bien reproduite lorsque le sol était représenté comme une combinaison de ces quatre populations lognormales (Figure 3.11). Les auteurs ont donc proposé une typologie des sols des régions arides, où chaque sol est considéré comme une combinaison des quatre populations décrites identifiées. La distribution granulométrique et la teneur en argile d'un

type de sol peuvent alors être quantifiées par simple pondération du poids respectif de chaque population.

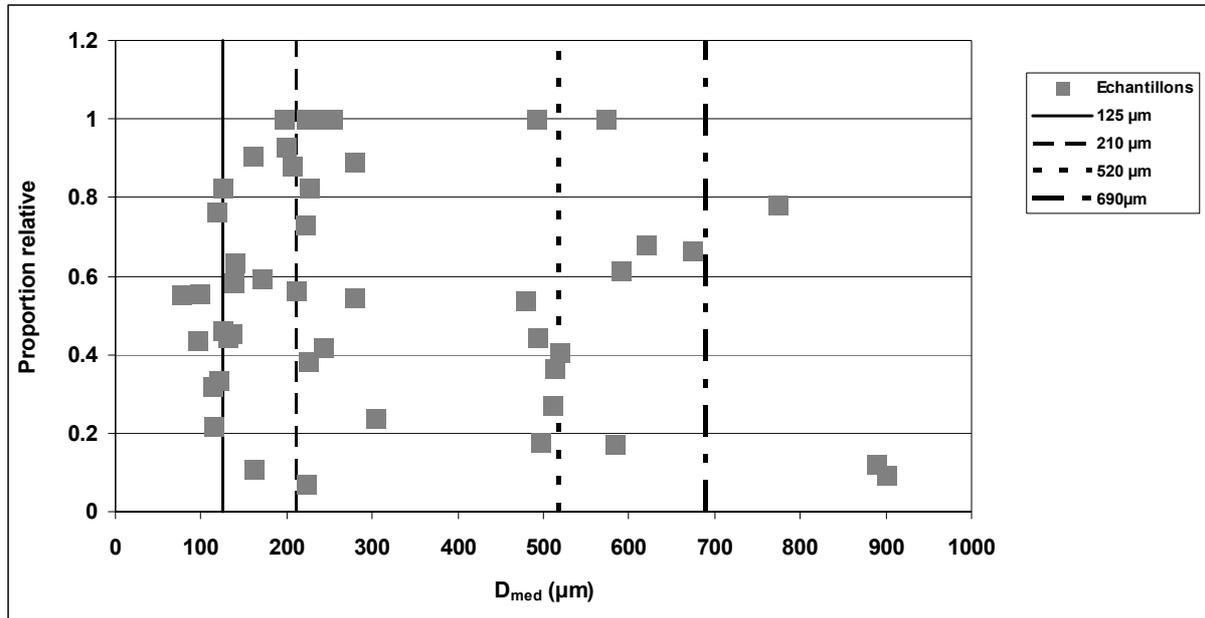


Figure 3.11: Diamètre médian des populations granulométriques lognormales déterminées pour les différents échantillons de Chatenet et al. [1996] en fonction de leur proportion relative en masse, et diamètre médian des quatre populations typiques identifiées.

Callot et al. [2000] ont utilisé cette typologie pour cartographier les sols sur le nord de l'Afrique et la Péninsule Arabique. Le choix du type de sol est conditionné par le type de paysage, les conditions orographiques et hydrologiques et le contexte climatique actuel et passé. Il est cependant toujours représenté comme une combinaison des quatre populations typiques (Table 3.4). Au total, 12 types de sols différents sont distingués et localisés. Chaque degré carré du nord de l'Afrique a pu être décrit, au maximum, comme une combinaison de 5 types de sols [Marticorena et al., 1997a; Callot et al. 2000]. Cette base de données des type de sol et des paramètres de rugosité associés, à la résolution de $1^\circ \times 1^\circ$, nous a paru être la plus complète et la plus représentative des sols du nord de l'Afrique.

L'utilisation conjointe de cette base de données de sol et des hauteurs de rugosité dérivées des produits de surface POLDER-1 a nécessité de « re-spatialiser » les données de sols à la résolution retenue. Ceci a été réalisé en combinant différents types d'informations (cartographie des sols au $1^\circ \times 1^\circ$, cartes topographiques, cartes des hauteurs de rugosité). L'ensemble de cette démarche est décrit en détail dans le chapitre 5.2.

- Nord-est de l'Asie.

L'établissement de la base de données de granulométrie sèche et de texture des sols pour le nord-est de l'Asie est décrit en détail dans le chapitre 4.3.

La mise à notre disposition de mesures de granulométrie sèche pour des échantillons de sol de surface collectés dans la plupart des déserts de Chine [Mei et al., 2004], nous a permis d'établir une base de données des sols du nord-est de l'Asie. Au cours d'un séjour au LISA effectué dans le cadre d'un PRA franco-chinois (Programme de Recherche Avancé, resp. L. Gomes), F. Mei s'est formé au protocole de tamisage à sec proposé par Chatenet et al. [1996]. Il s'est également familiarisé avec les contraintes liées à la collecte d'échantillons de sol de surface.

Les distributions granulométriques des sols de Chine ont donc été mesurées de façon strictement comparable à celles des sols du Sahara [Mei et al., 2004]. La distribution granulométrique mesurée pour chaque échantillon est ensuite représentée par une fonction lognormale à deux modes [Laurent et al, sous presse], toujours selon la procédure recommandée par Chatenet et al. [1996].

Le nombre total d'échantillons traités est de 88, répartis dans ou à proximité des principales zones désertiques de Chine (Gurban Tonggut, Ulan Buh, le Mu Us, Taklimakan, Tengger, Horqin, Mongolie Intérieure, Hexi Corridor, région de Xinjiang). Il s'agit donc de la base de données la plus complète et la plus homogène actuellement disponible sur les sols du nord-est de l'Asie. Concernant les zones pour lesquelles aucun échantillon n'était disponible, des données moins précises mais complémentaires ont été utilisées [Ding et al., 1999; Yang et al., 2001].

Chatenet et al. [1996] avaient montré la persistance de populations granulométriques similaires (mais en proportion variables) dans les échantillons collectés au nord de l'Afrique. Il n'en est pas de même pour les échantillons des sols chinois. Même si des similitudes apparaissent dans la granulométrie de déserts géographiquement proches, il n'a pas été possible d'identifier de populations présentes sur l'ensemble de la zone d'étude (Figure 3.12).

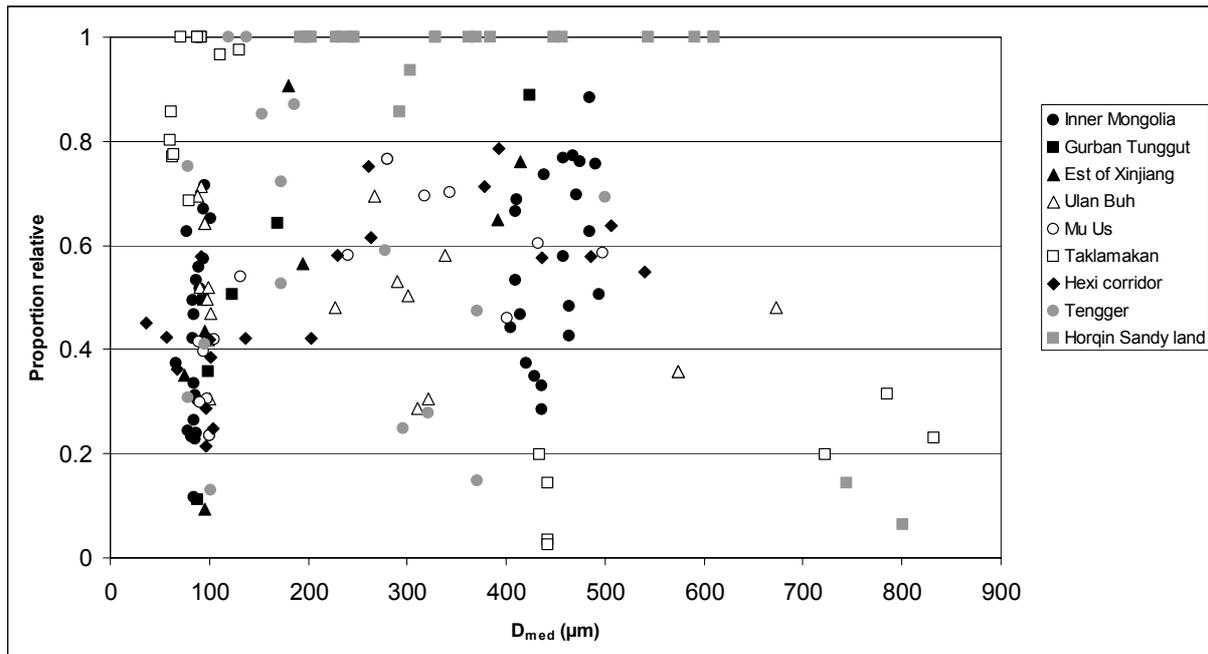


Figure 3.12: Diamètre médian des populations granulométriques lognormales déterminées pour les différents échantillons en fonction de leur proportion relative en masse.

Par ailleurs, la granulométrie des sols, à l'intérieur de chaque désert, s'est avérée relativement homogène. Nous avons donc choisi de définir une granulométrie et une texture typiques et représentatives de chaque zone désertique. Pour cela, nous avons retenu les médianes des paramètres statistiques des distributions granulométriques et des teneurs en argile, silt et sable. Le fait que la plupart de ces déserts soient localisés dans des bassins fermés pourrait peut-être expliquer le caractère « endémique » de leurs sols de surface. À l'inverse, le caractère « ouvert » du nord de l'Afrique faciliterait la circulation du sol de surface ce qui conduit à une homogénéisation des sols à l'échelle continentale [Schütz et Sebert, 1987].

Pour finir, la répartition spatiale des propriétés des sols dans les différentes zones désertiques du nord-est de l'Asie a été réalisée selon une délimitation géographique essayant de respecter au mieux les définitions géographiques de ces zones. Le résultat est illustré sur la Figure 3.13.

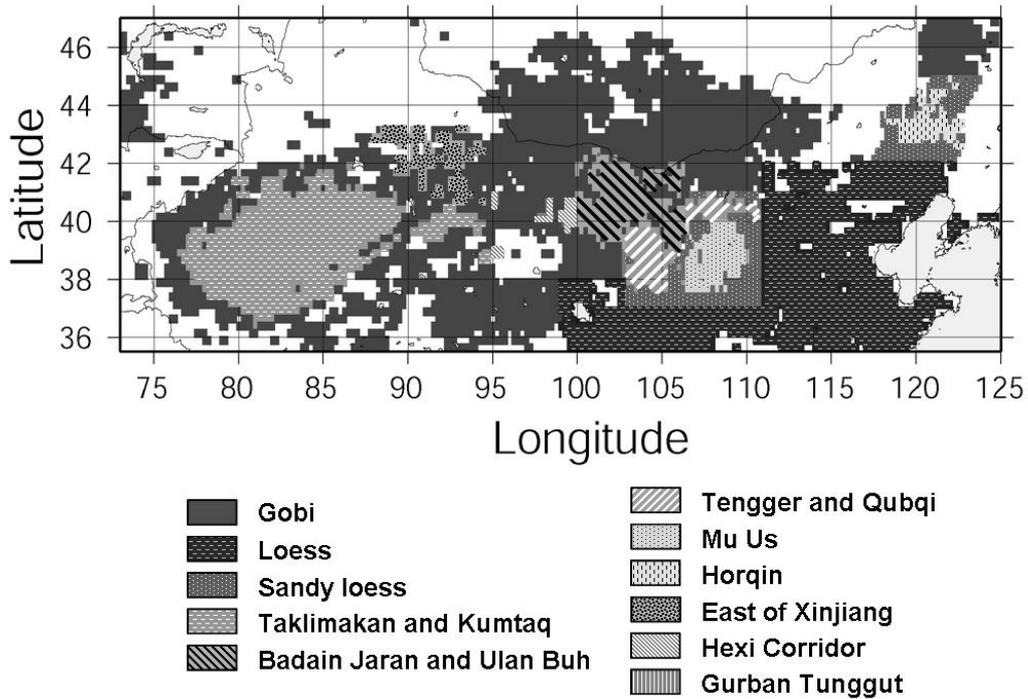


Figure 3.13: Localisation des différents déserts et zones de loess auxquels ont été affectées les granulométries sèches et les textures déterminées à partir des mesures de Mei et al. [2004].

3.4.2 Données météorologiques

a) Vitesses de vent de surface

Le modèle de production d'aérosols désertiques fait intervenir des vitesses de friction déterminées pour des hauteurs de rugosité définies à micro-échelle (caractéristiques de la rugosité liée à la présence d'obstacles sur une surface érodable). La vitesse de friction de surface, utile en terme d'érosion, est déterminée à partir de la vitesse du vent à un niveau de référence. Ce niveau de référence se doit d'être aussi proche que possible de la surface, mais il reste imposé par les contraintes des modèles météorologiques. Le niveau minimal de vitesse de vent de ces modèles est généralement situé à 10 m au dessus de la surface.

Ce niveau constituera donc le point de raccordement entre:

- (1) le profil de vitesse de vent qui représente les variations de vitesse de vent simulées par le modèle météorologique, entre 10 m et le sommet de la couche limite atmosphérique et intégrant les effets de relief;
- et (2) un profil local ne prenant en compte que les effets locaux des éléments de rugosité de petite taille et caractérisé par la hauteur de rugosité dérivée des produits de surface POLDER-1.

Des champs de vent à 10 m sont délivrés à l'échelle du globe par différents modèles météorologiques, les plus couramment utilisés étant ceux fournis par le Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (CEPMT ou ECMWF) et le « National Center for Environmental Prediction » (NCEP).

Les simulations réalisées en utilisant les champs de vents NCEP ont généralement conduit les auteurs à affecter une distribution à chaque valeur de vent [Colarco et al. 2002], afin d'obtenir des vitesses de vent supérieures aux seuils d'érosion classiquement observés. En effet, il semble que les vents de surface NCEP puissent sous-estimer d'un facteur 2 les vitesses de déplacement des panaches à proximité de zones sources telles que la dépression de Bodélé [Koren et Kaufman, 2004].

Si les champs de vent de surface ECMWF présentent également un léger biais dans cette région [Schmechtig et al., 2005], leur utilisation à l'échelle continentale permet de simuler des flux d'émissions dont les ordres de grandeur sont tout à fait comparables aux mesures de flux réalisées à micro-échelle, et des fréquences d'émission en bon accord avec les observations satellitaires [Marticorena et al., 1997a].

Jusqu'à présent, les vents utilisés pour les simulations des émissions au LISA étaient les vents de surface analysés des archives opérationnelles (OAA). Il s'agit des vents de surface issus de la version du modèle météorologique ECMWF disponible à la période considérée et forcés par les observations des stations météorologiques. Dans un premier temps, ces produits ont été utilisés pour étudier sur trois ans la variabilité des fréquences d'émission d'aérosols désertiques du nord-est de l'Asie (chapitre 4.2).

Par ailleurs, depuis fin 2002, la base de données ERA-40 produite par ECMWF est devenue disponible. Il s'agit de données ré-analysées sur une période de 45 ans, jusqu'en août 2002. Une seule et même version du modèle météorologique est utilisée sur l'ensemble de la période ainsi qu'un algorithme d'assimilation pour intégrer les observations disponibles (mesures sol et verticales des stations météorologiques et données issues de produits de télédétection). Les différences sur les simulations des émissions de poussières du nord-est de l'Asie selon que l'on utilise les champs de vent OAA ou ERA-40 sont discutées dans le chapitre 4.3. Cependant, l'homogénéité temporelle de la base de données ERA-40 en fait le produit le mieux adapté aux études à long terme. Les vents de surface ERA-40 ont donc été utilisés pour simuler les émissions et quantifier les flux d'aérosols désertiques du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique (chapitre 4.3 et chapitre 5.3).

Afin de déterminer les modules de vitesse de vent de surface, nous avons utilisé les valeurs instantanées, à 00h00, 06h00, 12h00 et 18h00 UT, des composantes horizontales u et

v des vents de surfaces à 10 m et calculé la norme $(u^2+v^2)^{1/2}$ qui correspond au module de la vitesse de vent à 10 m.

b) Humidité des sols

L'humidité des sols est un des paramètres disponibles dans la base de données ERA40. Elle est calculée en utilisant le schéma de surface TESSEL (TESSEL: « Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land », [Van Den Hurk et al., 2000]) qui inclut 4 couches de sol. Cependant, le traitement des sols est homogène, non seulement dans les différentes couches, mais également sur toutes les surfaces continentales. Les valeurs prescrites pour les propriétés de rétention d'eau du sol (capacité au champ et point de rétention) sont des valeurs typiques d'un sol limoneux. Par conséquent, ce modèle ne permet pas de reproduire les très faibles humidités mesurées dans les zones semi-arides, notamment au Sahel, caractérisées par des sols sableux [Van Den Hurk et al., 2000].

Nous avons donc choisi de calculer ce paramètre afin de prendre en compte l'influence de la texture des sols et sa variabilité spatiale. Ce calcul est décrit dans le chapitre 4 (4.2 et 4.3).

Très brièvement nous avons utilisé une adaptation du modèle de bilan d'eau utilisé dans le modèle de végétation sahélienne STEP, développé au CESBIO (Centre d'Etudes Spatiales sur la BIOSphère, Toulouse). Il décrit le bilan hydrique dans le sol et son interaction avec la croissance de la plante à partir de paramètres climatiques (Table 3.5) et d'une description du profil de texture des sols [Mougin et al., 1995]. Il est peu consommateur en temps de calcul et se prête donc bien à des simulations climatologiques.

L'eau est apportée par les précipitations, puis évaporée ou drainée dans les couches inférieures. L'évaporation est calculée à partir des températures journalières minimales et maximales, de l'albédo, de l'altitude et de la latitude. Le modèle fonctionne sur un principe de « seau basculant »: selon les propriétés de rétention de l'eau dans la première couche, celle-ci est remplie jusqu'à sa capacité maximale, l'excédent étant drainé dans les couches suivantes où l'apport en eau est géré selon le même principe. La capacité de rétention de l'eau dans le sol dépend de sa texture. La carte de la FAO (« Food and Agriculture Organisation »), adaptée par Zobler [1986] et complétée par Webb et al. [2000], fournit l'épaisseur des différents horizons du sol et leur texture. Le programme initial a été modifié de façon à tenir compte d'un voile éolien de surface (2 cm de profondeur) et des couches suivantes décrites par la FAO [Auvray, 2002]. La texture de ce voile éolien est dérivée de la base de données de sol

établie pour la simulation des émissions de poussières. Le calcul de l'humidité du sol en surface et le calcul des flux d'émission de poussières sont donc basés sur des données de sol cohérentes.

Paramètres	Source	Unité
Paramètres géographiques		
Altitude (Géopotentiel)	ECMWF	M
Latitude	-	°
Paramètres climatiques		
Précipitations	ECMWF	Mm
Température maximale de l'air	ECMWF	°C
Température minimale de l'air	ECMWF	°C
Albédo	ECMWF	-
Paramètres du sol		
Texture de la couche de surface du sol (voile éolien de 20 mm)	Mesures in situ Estimations	%
Profondeur des couches du sol	FAO	Mm
Texture des couches du sol	FAO	%

Table 3.5: Données d'entrée du modèle d'humidité des sols.

c) Couverture neigeuse

Les régions du nord-est de l'Asie se trouvent à des latitudes relativement élevées. Même si les précipitations sont dans l'ensemble très faibles, dans certaines régions, les conditions climatiques permettent à la neige de recouvrir la surface. Nous utilisons les hauteurs de neige ECMWF comme un indicateur de la couverture neigeuse. Nous avons considéré que lorsque la hauteur de neige n'était pas nulle, la couverture neigeuse de la surface inhibait toute émission d'aérosols désertiques.

3.4.3 Période et résolution spatiale des simulations

a) Période de simulation

Afin d'étudier aussi bien les émissions journalières que la variabilité interannuelle, nous avons simulé les émissions sur six années, de 1996 à 2001.

Entre 1996 et 2001, les émissions d'aérosols désertiques du nord-est de l'Asie présentent des caractéristiques qui justifient le choix de cette période. En effet, entre 1997 et 2002, les mesures de réduction de visibilité des stations météorologiques indiquent une augmentation du nombre de soulèvements d'aérosols désertiques pendant le printemps [Zhang

et al., 2003], et notamment depuis les déserts du nord de la Chine [Kurosaki et Mikami, 2003]. Par ailleurs, au cours du printemps 1998 et du printemps 2001, des émissions très importantes d'aérosols désertiques ont eu lieu et ont fait l'objet de plusieurs études [Husar et al., 2001; Zhang et al., 2003]. Il était donc intéressant de voir si nos simulations permettaient de reproduire les événements très intenses de ces périodes bien documentées.

Nous avons simulé la même période pour notre étude des émissions du nord de l'Afrique afin de pouvoir les comparer avec celles du nord-est de l'Asie.

Par ailleurs, la base de données météorologiques ERA-40 n'a été établie que jusqu'en août 2002 pour l'ensemble du globe. Les données ERA-40 disponibles couvrent donc notre période d'étude, et nous permettent d'avoir un jeu de données météorologiques homogène de 1996 à 2001 et de simuler les émissions d'aérosols avec un pas de temps inférieur à la journée (toutes les 6 heures).

Les mesures de réductions de visibilité des stations météorologiques sont disponibles pour cette période. Les données satellitaires, comme l'indice d'aérosol TOMS du capteur Earth Probe, sont disponibles à partir du mois d'août 1996 et couvrent notre période d'étude. Enfin, des données spécifiques de validation régionale, comme les IDDI sur le Sahara, sont aussi disponibles sur cette période.

La période 1996-2001 présente donc un intérêt scientifique pour l'étude des émissions d'aérosols désertiques, et nous disposons de données d'entrée météorologiques et de validation homogènes pour ces six années.

b) Résolution spatiale des simulations

Marticorena et al. [2004] ont montré que la dégradation de la résolution des données de surface dérivées de données satellitaires POLDER-1 de la résolution $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ à la résolution $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ n'introduisait pas de biais pour le désert du Sahara. Nous sommes arrivés aux mêmes conclusions pour les données du nord-est de l'Asie (chapitre 4.2). Il apparaît donc que la rugosité de surface de ces zones désertiques est homogène à cette échelle. Diminuer la résolution spatiale des simulations permet de réduire le temps de calcul, et donc d'optimiser les simulations que l'on souhaite réaliser sur 6 ans avec un pas de temps de 6 heures. Par ailleurs, bien que les champs météorologiques ECMWF soient calculés à la résolution $1^\circ \times 1^\circ$ ou $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (selon les périodes), des données interpolées au $1/4^\circ$ sont également distribuées. Nous avons donc finalement opté pour une résolution spatiale optimisée de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ pour les deux zones d'étude.

Cette résolution spatiale est également adaptée à l'utilisation de ces simulations comme données d'entrée pour des modèles de transport décrivant l'ensemble du cycle des aérosols désertiques. En effet, des modèles de transport régionaux tels que les modèles DREAM [Nickovic et al., 2001] ou RAMS [Lasserre et al., 2005], ou les modèles d'échelle continentale tels que Chimère-Dust [Menut et al., sous presse], fonctionnent généralement à des résolutions comprises entre $1/10^\circ \times 1/10^\circ$ et $1^\circ \times 1^\circ$.

4. Simulations des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord-est de l'Asie

4.1 Introduction

Dans cette partie, nous présentons en détail la façon dont ont été réalisées les simulations des émissions d'aérosols désertiques sur le nord-est de l'Asie à l'échelle continentale et la validation des résultats obtenus (quantification des émissions et analyse de leur variabilité saisonnière et interannuelle). Elle s'appuie sur deux articles publiés ou sous presse, le premier dans le *Journal of Geophysical Research* intitulé « Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS-1 surface products », le deuxième dans la revue *Global and Planetary Change* et intitulé « Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts ».

Le premier article décrit la mise au point d'une carte de rugosité aérodynamique à partir des produits de surface POLDER-1, et sa validation. Une carte des vitesses seuils d'érosion à 10 m a été dérivée de cette carte de rugosité et a été utilisée pour déterminer les fréquences d'émissions. Pour cette étude, nous nous sommes servis des données météorologiques OAA d'ECMWF sur trois années de 1997 à 1999, à la résolution spatiale $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$. Le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle des émissions en fréquence ont été étudiés, ainsi que l'influence de l'humidité des sols et de la couverture neigeuse sur les émissions. La validation des fréquences simulées a été réalisée à partir de comparaisons avec les AAI TOMS ainsi qu'avec les climatologies de fréquence de tempête d'aérosols désertiques publiées dans la littérature.

Le second article détaille la mise au point de la base de données des sols de Chine principalement à partir des mesures (granulométrie sèche et texture) réalisées sur des échantillons collectés dans les principaux déserts de Chine par Mei et al. [2004]. Cette base de données permet de réaliser un calcul complet des flux d'émission d'aérosols désertiques sur le nord-est de l'Asie. Les données météorologiques utilisées ici proviennent de la base de

données ERA-40 d'ECMWF, qui est apparue comme la mieux adaptée à une étude de type climatologique. Par ailleurs, nous avons abordé la question de la sensibilité des émissions simulées aux champs de vent utilisés. Cette étude a été conduite sur une plus longue période de temps, de 1996 à 2001. La validation des simulations repose sur (1) des comparaisons à l'échelle journalière avec les réductions de visibilité horizontales mesurées par les stations météorologiques localisées à proximité des zones sources, et sur (2) l'analyse des résultats obtenus en terme de localisation des sources et d'intensité relative pour des évènements bien documentés dans la littérature. Une analyse des émissions journalières, du cycle saisonnier et de l'interannualité des émissions, tant en intensité qu'en fréquence, a finalement été effectuée. Nous avons, ici aussi, quantifié l'influence de l'humidité des sols et de la couverture neigeuse sur les émissions d'aérosols désertiques pour les zones arides du nord-est de l'Asie.

4.2 Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS-1 surface products

Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products

B. Laurent, B. Marticorena, and G. Bergametti

Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, Universités Paris VII-XII, UMR CNRS 7583, Créteil, France

P. Chazette and F. Maignan

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Commissariat à l'Energie Atomique, UMR CNRS 1572, Saclay, France

C. Schmechtig

Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, Universités Paris VII-XII, UMR CNRS 7583, Créteil, France

Received 14 May 2004; revised 19 August 2004; accepted 22 November 2004; published 1 April 2005.

[1] To determine the location of the potential dust source regions and to evaluate the dust emission frequencies over the arid and semiarid areas of China and Mongolia (35.5°N–47°N; 73°E–125°E), we established a map of Z_0 from the composition of protrusion coefficient (PC) derived from the POLDER-1 bidirectional reflectance distribution function (BRDF). Using a $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ resolution Z_0 data set, we derived a map of the 10-m erosion threshold wind velocity for the Chinese and Mongolian deserts. The retrieved erosion thresholds range from 7 m s⁻¹ in the sandy deserts (Taklimakan, Badain Jaran, and Tengger deserts) to up to 20 m s⁻¹ in the Gobi desert. They are comparable to the minimum wind velocity measured in meteorological stations during dust storms in the Taklimakan (6–8 m s⁻¹) and in the Gobi desert (11–20 m s⁻¹). These erosion thresholds were combined with surface wind fields, soil moisture, and snow cover to simulate the dust emission frequencies of the eastern Asian deserts over 3 years (1997–1999). The simulations point out the Taklimakan desert and the deserts of northern China as the most frequent sources of dust emissions. The simulated seasonal cycle is characterized by a maximum in late spring and a minimum in late autumn and winter. The comparison with climatologic studies of dust storms derived from synoptic observations confirms the importance of these two source areas and the reliability of the simulated seasonal cycle. It reveals an underestimation of the dust emission frequency in the Gobi desert, because of a low frequency of high wind velocities. Our results also suggest that soil moisture and snow cover are not the main factors controlling the seasonal cycle or the interannual variability of the dust emission frequencies. We finally compared the simulated dust event frequencies to occurrences of Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Absorbing Aerosol Index (AAI) higher than 0.7 over the Taklimakan desert, where mineral dust is expected to be the dominant absorbing aerosol. A very good agreement is obtained between the simulated frequencies and the TOMS AAI frequencies on monthly and seasonal timescales.

Citation: Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, P. Chazette, F. Maignan, and C. Schmechtig (2005), Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S04, doi:10.1029/2004JD005013.

1. Introduction

[2] Mineral dust emitted by wind erosion is a major source of tropospheric aerosol. Indeed, the global quantity

of mineral aerosol injected in the atmosphere is $\sim 2150 \text{ Tg yr}^{-1}$ [*Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2001], i.e., about 40% of the global annual mass of aerosols emitted on Earth.

[3] Eastern Asian deserts appear as one of the main sources of deposition fluxes to the ocean [*Duce*, 1995]. Moreover, large areas of ongoing desertification due to land

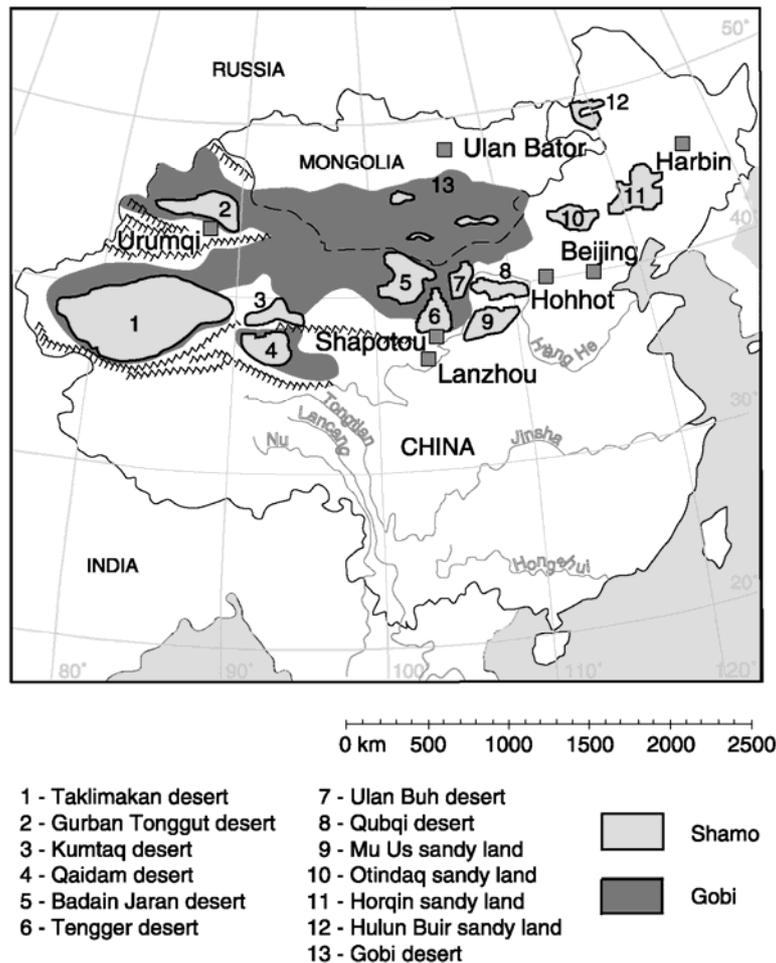


Figure 1. Desert and desertified areas in eastern Asia (adapted from Mitchell and Fullen [1994] and Sun et al. [2001]).

use have been identified in China [Mainguet, 1996; Xue, 1996; Zha and Gao, 1997] and in Mongolia [Natsagdorj et al., 2003]. Current global and regional models generally failed in simulating the variability of the dust distribution in this region because of a poor spatial resolution and an inaccuracy in the description of the dust emissions [Gong et al., 2003]. Detailed dust emission schemes have recently been included in regional model to simulate the mineral dust loading and its transport over China [Gong et al., 2003] and also to forecast the occurrence of dust storm [Shao et al., 2003]. The emission schemes used in these modeling studies [Marticorena and Bergametti, 1995; Shao et al., 1996; Alfaro and Gomes, 2001; Shao, 2001] provide a physical description of the main processes involved in the dust production: the erosion threshold, the saltation fluxes and the aerosol production by sandblasting processes.

[4] The erosion threshold wind velocity is one of the key parameters to describe these emissions. In fact, the dust emission frequency is determined by the number of time the wind velocity exceeds the erosion threshold while the dust emission intensity depends on how much the threshold is exceeded. The erosion threshold is mainly controlled by the surface features (soil size distribution, surface roughness, soil moisture, etc.). However, little information is available

on these surface features in arid regions and particularly on the surface roughness. More often, all the desert surfaces are described with the same surface roughness while the roughness length can range over 3 or 4 orders of magnitude in arid areas. For example, Gong et al. [2003] derived a surface roughness map from a detailed land use map with a high spatial resolution (1 km × 1 km) for which desert surfaces are only characterized by a unique land class. Similarly, Shao et al. [2003] only distinguished desert surfaces from vegetated areas.

[5] Recently, Marticorena et al. [2004] have investigated the possibility to retrieve the surface roughness of arid areas using the surface bidirectional reflectance products derived from passive multidirectional measurements in the solar spectrum of the Polarization and Directionality of the Earth Reflectance (POLDER-1) sensor. An empirical relationship between the aerodynamic roughness length and the so-called protrusion coefficient (PC) of the surface derived from the POLDER-1 bidirectional reflectance distribution function (BRDF) has been established and applied over the Sahara and the Arabian Peninsula.

[6] In the present study, we extend this approach to the Chinese and Mongolian deserts. The objective is to investigate the location of the most frequent sources of dust

emissions. Thus a composition of PC has been performed over the arid and semiarid lands of China and Mongolia allowing the derivation of an aerodynamic roughness length map. The retrieved roughness lengths have been used to assess the 10 m wind velocities at erosion threshold. The dust emission frequencies have been computed for 1997, 1998 and 1999 from these erosion thresholds and surface wind fields provided by the European Centre for Medium range Weather Forecasts (ECMWF, Reading, UK). The influence of soil moisture and snow cover on the dust emission frequencies has also been investigated. The results of the simulations are discussed and compared to climatology of dust storms available in the literature and to satellite observations.

2. Description of the Deserts of China and Mongolia and of the Dust Emission Patterns

[7] The main deserts and arid areas in eastern Asia are presented in Figure 1. They are mainly composed of sandy (referred to shamo) or stony surfaces (referred to gobi) and are identified as the principal source areas of dust emission of this region [Sun *et al.*, 2001]. In China, the desert areas represent 13.6% of the Chinese territory [Sun *et al.*, 2001], i.e., a bit less than 1.4 millions km², of which the Taklimakan, one of the largest sandy desert of the world, covers 272,000 km². The Gobi desert, which stretches over the south of Mongolia, the Inner Mongolia and the north of China, is characterized by stony surfaces and covers 1.05 millions km². The main deserts identified in China and Mongolia from the literature include both natural and desertified areas (n° 10, 11) [Xue, 1996; Zha and Gao, 1997]. Most of the sandy deserts are located in closed basins, surrounded by mountains. For instance, the Taklimakan desert corresponds to the closed basin of Tarim, the Gurban Tonggut desert stands on the basin of Jungaar, and the Badain Jaran and Tengger deserts both stand on the basin of Hanhai. As a result, most of these sandy deserts are surrounded by stony deserts. Such depressed locations can induce specific air circulations. The Tarim basin is surrounded in the north, the west and the south by mountains higher than 5000 m, the Kulun Mounts, and the near surface wind is northeasterly (except for the western margins) [Sun, 2002]. As a result, dust should remain confined in the southwestern slopes of the Kulun Mounts. However, dust emitted from the Taklimakan desert can be lifted to altitudes higher than 5000 m and transported by westerly jet stream for long distances. It is mainly due to the coupling of a cold high-pressure cell over the Taklimakan and a warm low-pressure cell over the Tibetan Plateau [Sun, 2002].

[8] Analyses of long-term synoptic measurements of dust storms and dust haze from meteorological stations allow assessing the long-term trend of the dust storm occurrence and the typical seasonal pattern of the mineral dust emissions in China and Mongolia. Sun *et al.* [2003] examined the variation of sand and dust storms occurrence from 1954 to 2001. They noticed a continuous decrease in the number of sand and dust storms from 1954 to the 1990s, but a slightly increase in 2000 and 2001. In Mongolia, Natsagdorj *et al.* [2003] noticed an increase in the number of dusty days from the 1960s (15 d yr⁻¹) to the

1980s (50 d yr⁻¹) but confirms a decrease between 1980 and 1999 (40 d yr⁻¹).

[9] The dust emissions exhibit a strong seasonal cycle characterized by a maximum in spring both in China and Mongolia [Sun *et al.*, 2001, 2003; Natsagdorj *et al.*, 2003], when the surface wind velocities are the highest and the precipitation are very low [Parungo *et al.*, 1994]. A secondary maximum can be observed during the fall in Mongolia [Natsagdorj *et al.*, 2003] or during winter (December and January) in the northern deserts of China [Sun *et al.*, 2003]. The seasonal variations of the frequency of dust storms are found significantly correlated with the frequency of strong winds (>6.5 m s⁻¹) [Kurosaki and Mikami, 2003]. In particular, the unusual increase of observed dust storms during the recent years (2000–2002) compared to the previous period (1993–1999) is explained by a higher occurrence of strong winds [Kurosaki and Mikami, 2003]. Thus these results suggest that the interannual variability of the dust outbreak frequency is mainly driven by the variability in the occurrence of strong winds. Kurosaki and Mikami [2004] also indicate that snow cover can have a significant influence on the dust storm frequency during the spring in eastern Asia.

[10] The minimum wind velocity measured in the meteorological stations during dust storms gives an indication on the erosion thresholds wind velocities. Such an approach was applied to the measurements from meteorological stations in Mongolia (including part of the Gobi desert) [Natsagdorj *et al.*, 2003] and in the Xinjiang province of China (including the Taklimakan and Gurban Tonggut deserts) [Wang *et al.*, 2003]. In the Gobi desert, dust storms are associated to wind velocities usually ranging from 11 to 20 m s⁻¹ [Natsagdorj *et al.*, 2003], while in the Taklimakan desert they range from 6 to 8 m s⁻¹ [Wang *et al.*, 2003]. These observations indicate that the erosion thresholds in eastern Asia vary significantly from one desert to another. Since the erosion threshold is mainly controlled by the surface roughness, this suggests that the variability of the surface roughness must be taken into account to correctly describe the dust storm frequency.

3. Mapping the Aerodynamic Roughness Length

[11] In order to cover most of the Chinese and Gobi deserts, we investigated the area located between 35.5°N to 47°N and 73°E to 125°E. The retrieval of roughness lengths was performed using the method described below and proposed by Marticorena *et al.* [2004]. A composite PC data set was established from an appropriate selection of POLDER-1 data.

3.1. POLDER-1 Surface Product

[12] POLDER-1 was a radiometer with a wide field of view (2400 × 1800 km²) onboard the polar heliosynchronous ADEOS 1 platform. It provided global and systematic measurements of spectral, directional and polarized characteristics of the solar radiation which is reflected by the atmosphere, terrestrial surfaces, and oceans. POLDER-1 observed a same site under many geometries of observation (between 10 and 15 observations for each passage of the satellite) with viewing zenith angles up to about 60° for the full azimuth range. Its revisit period was almost daily with a

resolution on the ground at nadir of $6 \times 7 \text{ km}^2$ for the ADEOS altitude of 800 km. It allows the composition of the BRDF within a 30-day period. In spite of its short-lived functioning (30 October 1996 to 30 June 1997), POLDER-1 provided a large set of measurements of surface reflectance, ρ , at three wavelengths in the visible range: 443, 670, and 865 nm.

[13] The surface POLDER-1 products are operationally geocoded and calibrated, and the cloudy pixels are flagged [Leroy *et al.*, 1997; Hautecoeur and Leroy, 1998]. The signal is corrected from the contributions of molecular scattering, absorbing gases (O_3 , O_2 , H_2O) and stratospheric aerosols, but the effects of tropospheric aerosols are not. Details of the processing for the surface products are given by Leroy *et al.* [1997].

3.2. Protrusion Coefficient and Aerodynamic Roughness Length

[14] The semiempirical model of Roujean [1991] is used in the POLDER-1 processing line to retrieve the BRDF. Roujean [1991] models the reflectance as a combination of both surface and volume components. A semiempirical relation of the bidirectional reflectance, ρ , is established for each wavelength [Roujean *et al.*, 1992]:

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \phi) = k_0 + k_1 \cdot f_1(\theta_s, \theta_v, \phi) + k_2 \cdot f_2(\theta_s, \theta_v, \phi) \quad (1)$$

where θ_s and θ_v are respectively the Sun and viewing zenith angles, and ϕ is the difference of azimuth angles between the Sun and the viewing directions. The surface (f_1) and volume (f_2) scattering functions have been derived from theoretical considerations, as described in Roujean *et al.* [1992, 1997]. Finally, the parameters k_0 (zenith reflectance), k_1 (surface diffusion) and k_2 (volume diffusion) are functions of surface properties:

$$k_0 = \rho_0(\alpha + (1 - \alpha)e^{-bf}) + \frac{r}{3}(1 - e^{-bf})(1 - \alpha)$$

$$k_1 = \frac{hl}{S}\rho_0\alpha$$

$$k_2 = r(1 - e^{-bf})(1 - \alpha)$$

where

- ρ_0 background and protrusion reflectance;
- α relative weight of the volume and surface components;
- b an empirical constant;
- h average height of surface protrusion;
- l average length of surface protrusion;
- S horizontal surface associated with each protrusion;
- r facet reflectance;
- F facet area index (LAI in the case of a canopy).

[15] From the theoretical expressions of the k_i coefficients, Roujean *et al.* [1992] defined the dimensionless PC, characterizing the surface roughness:

$$PC = \frac{k_1}{k_0} \quad (2)$$

where k_0 and k_1 parameters are retrieved from the fitting of the BRDF model with the reflectances $\rho(\theta_s, \theta_v, \phi)$ measured by POLDER-1 over 30 days.

[16] The PC has been compared to measurements or estimates of aerodynamic roughness lengths, Z_0 , over various unvegetated desert areas (Sahara, North Africa; Namibia, South Africa; Death Valley, California) for a wide range of surface roughness [Marticorena *et al.*, 2004]. Marticorena *et al.* derived an empirical relationship allowing the estimation of Z_0 from PC:

$$Z_0 = a \exp\left(\frac{PC}{b}\right) \quad (3)$$

with $a = 4.859 \times 10^{-3} \text{ cm}$ and $b = 0.052$ is dimensionless.

3.3. Data Set Composition

[17] As mentioned above, 8 months of POLDER-1 observations are available from November 1996 to June 1997. Since the surface roughness is expected to be constant over the arid desert regions, any time period of observation could be used to establish a PC data set. However, persistent cloud cover sometimes prevents the retrieval of the BRDF, even for a 30-day composition. In order to obtain a PC map as complete as possible, data sets for several months and two wavelengths (670 nm and 865 nm; note that because of inaccurate calibration, the near UV wavelength 443 nm was not used) have been used for the composition. Moreover, since no correction is performed in the POLDER-1 processing line for the possible effects of tropospheric aerosol, we limited the sampling period to winter months during which the dust emissions are known to be the lowest in eastern Asia [Parungo *et al.*, 1994; Sun *et al.*, 2001, 2003]. Finally, the PC composition map is based on 8 data sets corresponding to 4 months (November 1996 to February 1997) and 2 wavelengths.

[18] In order to increase the confidence level of the final composition, a selection of the monthly and composite data sets has been performed.

3.3.1. Selection

[19] The objective of the selection is to exclude from the composition the data for which the BRDF was not correctly modeled. This can result either from a low number of observations used for the fitting, or from the dispersion of the observations.

[20] Thus the first criterion for the data selection is a threshold on the number of observations used for the fitting of the BRDF. For the Sahara desert, Marticorena *et al.* [2004] estimated to 100 the minimal number of required observations to provide a good representativeness of the BRDF model. Since the sensor is the same and the type of surface is similar, we used the same number of observations as the minimum required to fit the BRDF for each pixel.

[21] The quality of the surface products obtained from POLDER-1 is quantified by a signal to noise ratio (SNR). If the effect of tropospheric aerosols becomes significant along the period during which the BRDF composition is made, the SNR of the directional signature should significantly degrade [Hautecoeur and Leroy, 1998]. Following Marticorena *et al.* [2004], we applied a threshold of 5 dB on the SNR to avoid such a possible contamination. Applying these criteria to the eight available data sets (4 months with

D18S04

LAURENT ET AL.: SIMULATION OF DUST EVENT FREQUENCIES

D18S04

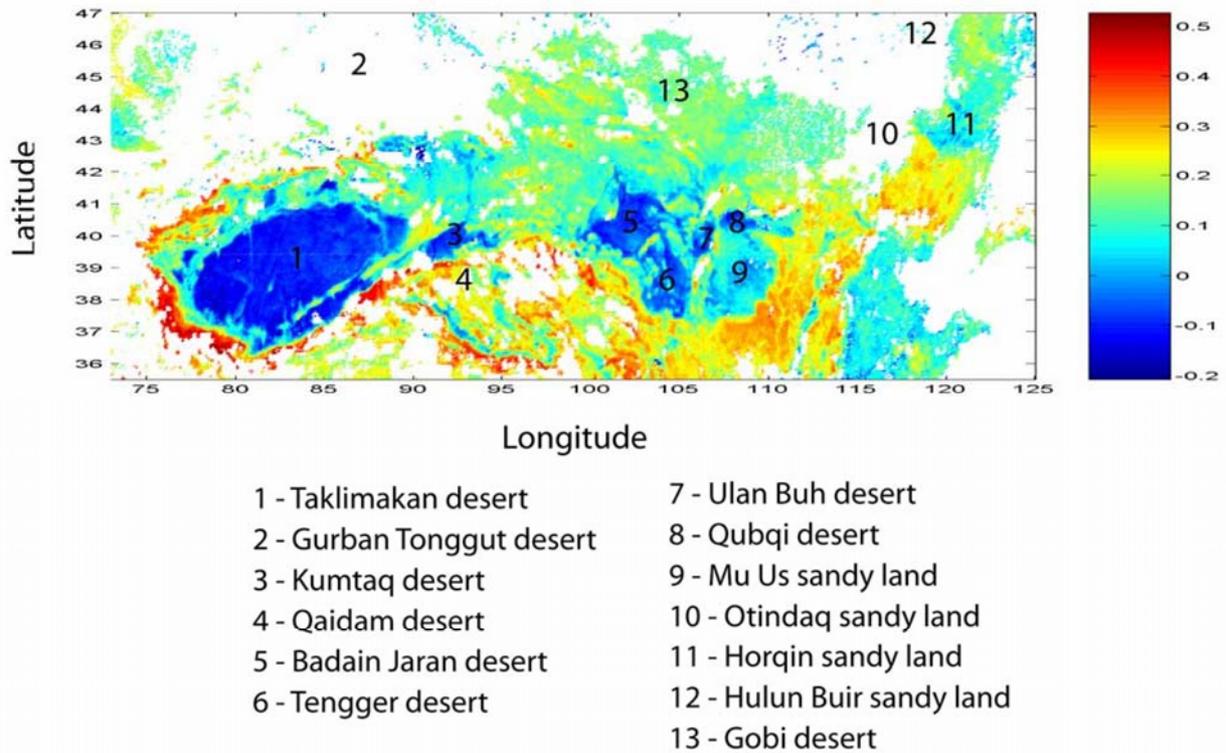


Figure 2. Nominal resolution composite map of PC derived from POLDER-1 BRDF.

two wavelengths each), the final set represents 603,057 data, i.e., 58% of the initial data.

3.3.2. PC Composition

[22] The initial composition consists in computing the median, PC, and the associated standard deviation, σ , from the selected monthly values. This procedure allows the computation of 104,416 medians, i.e., 104,416 different pixels are documented over the selected area.

[23] Over arid areas the surface roughness is expected to be constant, so σ should be very low. On the opposite, vegetated areas or surfaces temporarily covered by snow or water may exhibit some variability during the 4-month period. To select only stable surfaces, the PC monthly values which are not included in the interval defined by $PC \pm \sigma$ were excluded from the composition. To obtain a representative composite data set, we also rejected the cases for which less than 3 monthly data sets are available out of a maximum of 8. These two selections exclude 22% of data.

[24] The final PC composition presented in Figure 2 is made of 81,514 pixels. Despite the persistence of clouds and/or snow over some areas, especially in the northern part of the map, most of the deserts identified on Figure 1 are retrieved. This is the case for the deserts in the southern part of the studied area, i.e., the Taklimakan (1), Kumtaq (3), Qaidan (4), Badain Jaran (5), Tengger (6), Ulan Buh (7), Qubqi (8) and Mu Us (9) deserts. In the northeastern part, the Horqin sandy land (11) is retrieved, while the Otindaq (10) and Hulun Buir (12) sandy lands are totally missing. The Gobi desert (13) is only partially retrieved, half of the pixels in the area defined by 42°N–47°N, 90°E–

110°E being missing. In the northwestern part of the studied area, the Gurban Tonggut desert (2) is also totally missing.

[25] For the whole data set, PC values range from -0.32 to 0.53 . The lower value corresponds to the smoother surfaces and the higher one corresponds to the rougher surfaces. The upper limit obtained for the Chinese and Gobi deserts (0.53) is higher than the one for the Sahara desert (0.35), while the lowest value (-0.32) is significantly lower than the one retrieved for the Sahara desert (of the order of -0.1) [Marticorena *et al.*, 2004]. The highest values are located in the mountains surrounding the Taklimakan and in the Tibetan Plateau. The differences with the highest values obtained in the Sahara desert could be explained by the fact that these mountains are steeper and more uneven. Concerning the lowest values, 14 pixels (among the 81,514 available) scattered on the map exhibit values below -0.20 . The examination of the “Quick Look” Spot images for those pixels revealed water, snow or ice covered surfaces. Such surfaces can be retrieved because they are almost permanently covered by ice, snow or water. The retrieved PC are geophysically meaningful since such smooth surfaces should produce a strongly negative PC. However, since these surfaces are not relevant for dust emissions, these pixels have been discarded. Values lower than -0.15 located in the southwestern part of the Taklimakan are more numerous and will be discussed below.

3.4. Consistency of the PC Values

[26] The relevance of the information provided by the PC can hardly be directly assessed since very few roughness length measurements are available over the arid areas of the

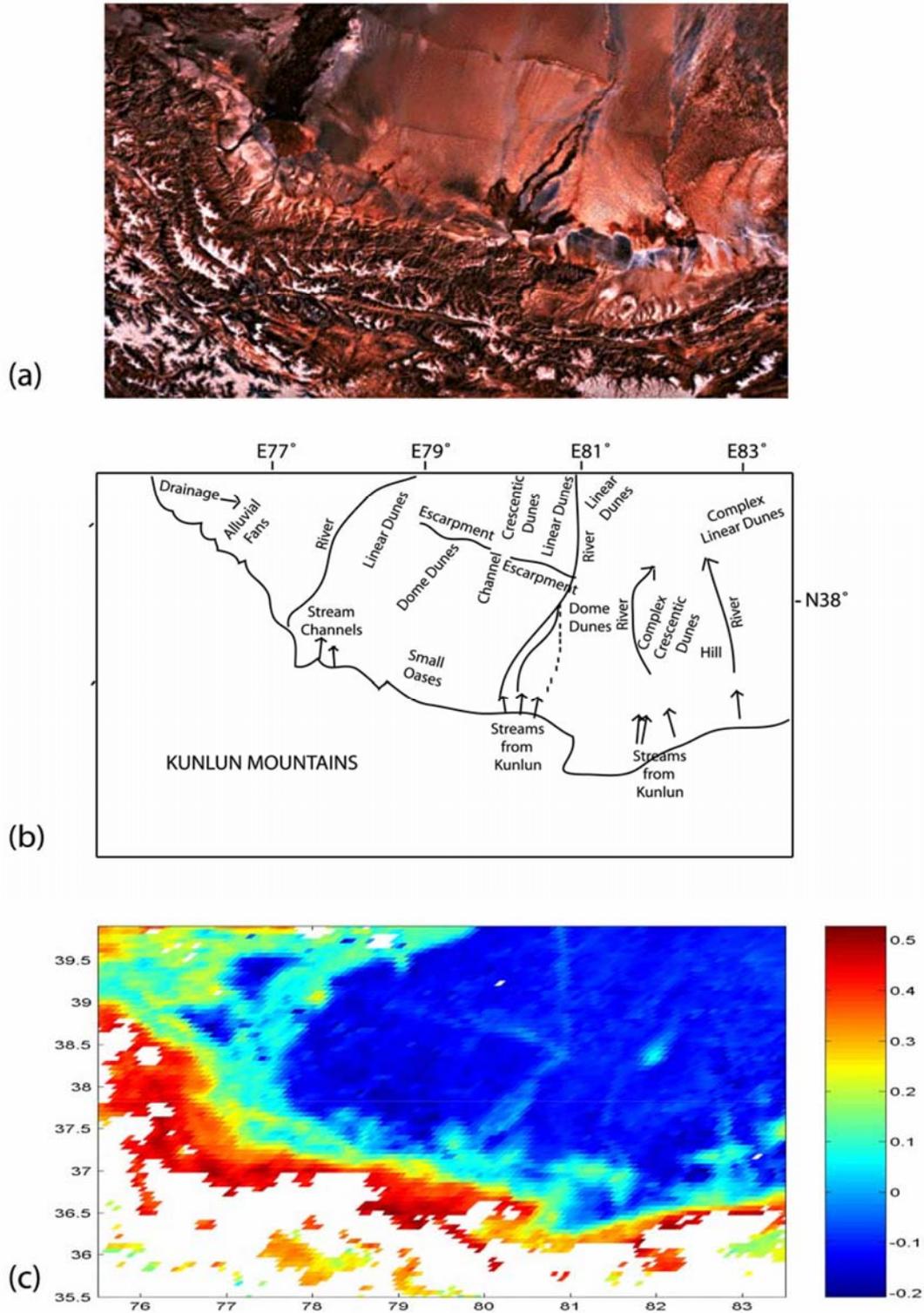


Figure 3. Comparison between (a) a high-resolution Landsat image from which is derived (b) a geomorphologic map and (c) a composite map of PC in the southwestern Taklimakan desert (Figures 3a and 3b derived from Walker [1986]).

Table 1. Median Protrusion Coefficient (PC) and Standard Deviation (σ) for Typical Surfaces of Chinese Arid and Semiarid Areas

Surface Type	Geographical Coordinates	PC	
		Median	σ
Mountain range (Kunlun Mounts)	36.8°N–37.6°N; 76°E–77°E	4.29E-01 ^a	4.51E-02
Loess plateau	36.9°N–37.9°N; 109.5°E–110.5°E	3.21E-01	1.99E-02
Stony desert	41°N–43°N; 99°E–100°E	1.32E-01	3.18E-02
Stony desert	41°N–42°N; 91.5°E–92.5°E	1.03E-01	2.13E-02
Vegetated sandy land (Mu Us)	37.6°N–40°N; 107.7°E–109°E	4.78E-02	3.83E-02
Sand dunes(N-E Taklimakan)	39°N–40.5°N; 84°E–87°E	–8.87E-02	1.76E-02
Sand dunes with silty deposit (S-W Taklimakan)	37.7°N–38.7°N; 78.5°E–80.5°E	–1.32E-01	2.80E-02

^aRead 4.29E-01 as 4.29×10^{-1} .

world. However, (1) the consistency of the PC for different surface types clearly identified from a geomorphologic point of view and (2) the consistency of the values for a given surface type in different locations can be examined.

[27] Walker [1986] provided a geomorphologic analysis of six Landsat images corresponding to typical desert surfaces of Chinese deserts: the Mu Us sandy land, the Tengger desert, the Turpan depression, the Lop Nur depression, the northeast Taklimakan desert and the southwest Taklimakan desert. Additional information on the spatial distribution of soil texture was found in the Soil Atlas of China [Hseung, 1986]. For the parts of the Landsat images where the composite PC map is complete enough, a direct visual comparison is allowed. The PC map is consistent with the Landsat images and their geomorphologic interpretation. The main geomorphologic structures and their locations, elements of relief, and streams are clearly identified on the composite PC map. An example of such a comparison is given in Figure 3 which corresponds to the southwestern part of the Taklimakan desert. On the PC map, the Kulun Mounts appear as having high PC values (rough surface) or as missing data (cloud and/or snow). Independently of their characteristics (linear or domes), the dune areas (sandy smooth surfaces) exhibit similar and very low PC. The stream channels and the escarpment identified on the Landsat image are also clearly visible on the PC map.

[28] A more quantitative validation has been performed by comparing the PC values obtained for the different types of surfaces identified by Walker [1986] or Hseung [1986]. Table 1 reports the median PC obtained for each of the surface types described. The rougher surfaces located in the mountain ranges surrounding the Taklimakan desert and in the Tibetan Plateau correspond to the highest PC. The sandy surfaces are characterized by low PC values.

[29] To test the consistency of the PC map, the variability of PC for given surface types was also examined. The sandy

areas are the main surface type that can unambiguously be identified and located on the basis of the available documentation. We have thus determined the median PC for the main sandy areas of the Chinese deserts (Table 2). Almost all the identified sandy areas exhibit the same range of PC (–0.05 to –0.09) except for the Mu Us sandy land, the Horqin sandy land, and the southwestern part of the Taklimakan desert. The higher PC obtained for the Mu Us and for the Horqin sandy lands are consistent with the fact that these areas are partially vegetated [Walker, 1986] and thus rougher than bare sandy surfaces. The southwestern part of the Taklimakan exhibits lower PC values than the other sandy areas. As mentioned above (part 3.3.2.), this area is also identified as having much lower PC than the minimum value observed for the Sahara [Marticorena *et al.*, 2004]. Over smooth surfaces, such as sandy surfaces, the surface roughness is mainly induced by the soil structure and the roughness length can be roughly estimated as $1/30$ of the soil grains diameter (D_p) [Greeley and Iversen, 1985]. From this estimation, a finer soil texture is likely to exhibit a smoother surface. From equation (3), the lowest PC retrieved in the southwestern Taklimakan corresponds to roughness lengths ranging from 1.26×10^{-4} to 2.72×10^{-4} cm. Such roughness lengths can be produced by soil grain diameters from 37 to 82 μm . The Soil Atlas of China [Hseung, 1986] mentions alluvial deposits and sandy silts (4–63 μm) in this area which is consistent with these grain diameters. The existence of a particularly smooth surface induced by a fine textured soil in this area is thus highly probable.

3.5. Map of Aerodynamic Roughness Length

[30] The final composite map of the protrusion coefficient has the nominal resolution of the POLDER-1 pixel, i.e., $6 \times 7 \text{ km}^2$ ($\sim 1/16^\circ \times 1/16^\circ$). This resolution is well adapted for mesoscale atmospheric transport models but too precise for

Table 2. Median Protrusion Coefficient (PC) and Standard Deviation (σ) for the Main Chinese Sandy Areas

Name	Geographical Coordinates	PC	
		Median	σ
Horqin	42.7°N–43.6°N; 120°E–121.5°E	5.65E-02	3.87E-02
Mu Us	37.5°N–39.5°N; 107°E–109°E	4.84E-02	3.88E-02
Tengger	38°N–39.5°N; 103.5°E–105.5°E	–4.92E-02	2.94E-02
Qubqi	40.1°N–40.7°N; 107.5°E–108.7°E	–5.36E-02	4.87E-02
Ulan Buh	39.5°N–40.3°N; 105.8°E–106.7°E	–5.64E-02	4.38E-02
Kuntaq	39.3°N–40°N; 91.3°E–92.3°E	–6.42E-02	4.76E-02
Badain Jaran	39.8°N–41.3°N; 101.5°E–103°E	–7.93E-02	2.91E-02
N-E Taklimakan	39°N–40.5°N; 84°E–87°E	–8.87E-02	1.76E-02
S-W Taklimakan	37.7°N–38.7°N; 78.5°E–80.5°E	–1.32E-01	2.80E-02

D18S04

LAURENT ET AL.: SIMULATION OF DUST EVENT FREQUENCIES

D18S04

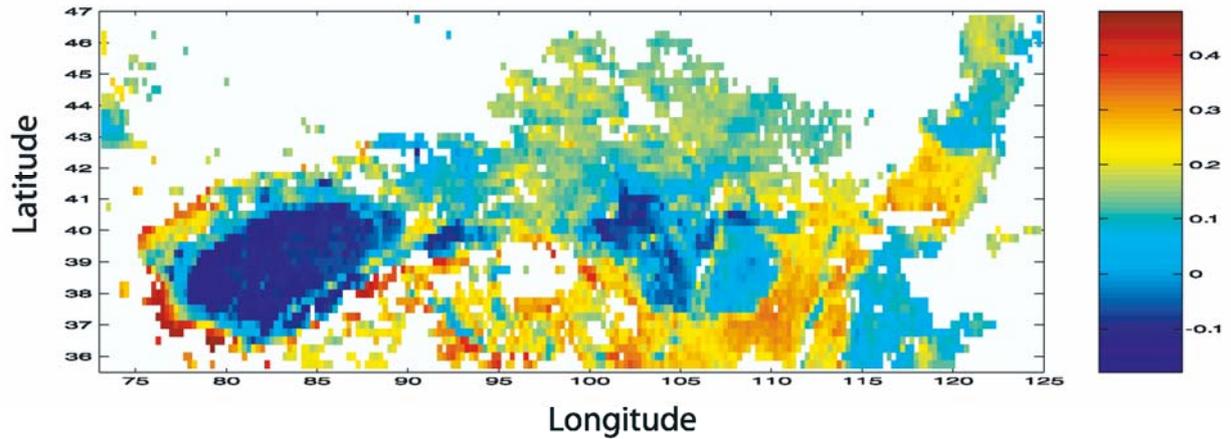


Figure 4. Map of PC at the spatial resolution of $1/4^\circ \times 1/4^\circ$.

global-scale simulations. As an example, the DREAM regional model [Nickovic *et al.*, 2001] provided forecasts of the dust emissions with spatial resolutions of $1/10^\circ \times 1/10^\circ$ or $0.3^\circ \times 0.3^\circ$, while Tegen *et al.* [2004] performed global simulations including a dust emission model with a spatial resolution of $1/2^\circ \times 1/2^\circ$. Marticorena *et al.* [2004] have compared the frequency distribution of protrusion coefficients for maps with different spatial resolutions, from the nominal resolution of the POLDER-1 data up to a $1^\circ \times 1^\circ$ resolution. Marticorena *et al.* showed that a decrease of the spatial resolution down to $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ does not introduce significant bias on the PC frequency distribution compared to the one retrieved from the nominal resolution data set. Similar tests have been performed for our composite data set and led to the same conclusion. An operational data set of PC is thus provided at the spatial resolution of $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ (Figure 4). It can be observed that compared to the nominal resolution map (Figure 2), the $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ map (Figure 4) preserves the main geomorphologic structures. The range of PC values of the $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ map (-0.18 to 0.48) is similar to the range for nominal resolution PC map (-0.20 to 0.53). The same ranges of values are found in the same locations and no false information is generated in the areas where there is no data.

[31] From this PC map at the spatial resolution of $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ and equation (3), we computed a map of the logarithm of the aerodynamic roughness length (Figure 5). The retrieved Z_0 values range from 1.5×10^{-4} cm to 0.3 cm for the different deserts. These values are comparable to the range of roughness lengths measured over natural erodible surface with a portable wind tunnel [Gillette *et al.*, 1982]: the lowest measured Z_0 is about 1×10^{-4} cm, while the maximum roughness length for which the erosion threshold has been reached is less than 0.5 cm. Table 3 presents the median Z_0 for selected homogeneous areas of the major deserts. Several categories of arid and semiarid areas can be identified from the rougher and less erodible surfaces to the smoothest ones. The stony deserts have the highest Z_0 (6.4×10^{-2} cm). Over the Gobi desert, 70% of the retrieved Z_0 range from 1.5×10^{-2} cm to 10^{-1} cm, while 30% range from 10^{-1} cm to 5×10^{-1} cm. This range of Z_0 is consistent with the Z_0 experimentally determined in the Death Valley (California) for unvegetated surfaces covered with gravel, cobbles, or boulders (7.6×10^{-2} cm $< Z_0 < 3.47 \times 10^{-1}$ cm) [Greeley *et al.*, 1997]. The partially vegetated sandy lands of Horqin and Mu Us have similar Z_0 , respectively 1.3×10^{-2} cm and 1.2×10^{-2} cm, i.e., 1 order of magnitude higher than the other sandy deserts

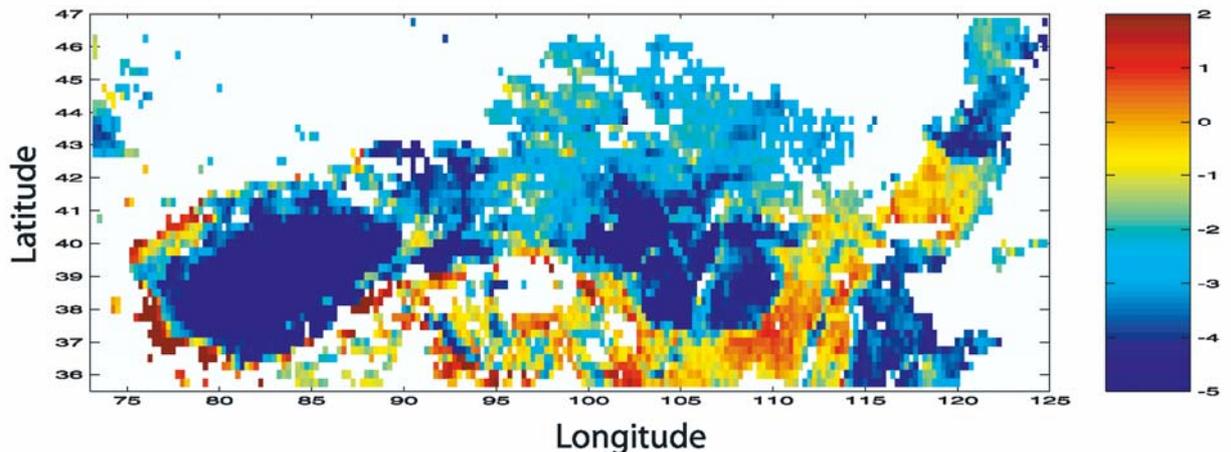


Figure 5. Map of the logarithm of the aerodynamic roughness length Z_0 with a spatial resolution of $1/4^\circ \times 1/4^\circ$.

Table 3. Median Aerodynamic Roughness Length (Z_0) and Standard Deviation (σ) Derived From PC for the Main Arid Areas of Eastern Asia

Name	Geographical Coordinates	Z_0 , cm	
		Median	σ
Stony desert	41°N–43°N; 99°E–100°E	6.42E-02	2.85E-02
Stony desert	41°N–42°N; 91.5°E–92.5°E	3.40E-02	9.60E-03
Horqin	42.7°N–43.6°N; 120°E–121.5°E	1.28E-02	6.30E-03
Mu Us	37.5°N–39.5°N; 107°E–109°E	1.23E-02	9.10E-03
Tengger	38°N–39.5°N; 103.5°E–105.5°E	2.20E-03	7.50E-03
Qubqi	40.1°N–40.7°N; 107.5°E–108.7°E	2.20E-03	5.20E-03
Ulan Buh	39.5°N–40.3°N; 105.8°E–106.7°E	1.70E-03	2.40E-03
Kuntaq	39.3°N–40°N; 91.3°E–92.3°E	1.30E-03	3.80E-03
Badain Jaran	39.8°N–41.3°N; 101.5°E–103°E	1.00E-03	9.68E-04
N-E Taklimakan	39°N–40.5°N; 84°E–87°E	8.72E-04	2.49E-04
S-W Taklimakan	37.7°N–38.7°N; 78.5°E–80.5°E	3.82E-04	3.31E-04

(Tengger, Qubqi, Ulan Buh, Kuntaq, Badain Jaran) whose Z_0 range from 2.2×10^{-3} cm to 1×10^{-3} cm. These values are comparable to the Z_0 experimentally determined for an interdunal area and desert flats in the Namib desert (4×10^{-3} cm and 4.2×10^{-2} cm) [Greeley *et al.*, 1997]. The southwestern part of the Taklimakan appears as the smoothest and thus the most erodible surface, with typical Z_0 lower than 10^{-3} cm. Such low values of roughness length have been measured in wind tunnel studies for homogeneous sand beds [Li and Martz, 1994; McKenna-Neuman and Nickling, 1994] but also for natural surfaces [Gillette *et al.*, 1982].

[32] The roughness lengths over the various arid areas of eastern Asia thus range at least over 3 or 4 orders of magnitude (from less than 10^{-3} cm in sandy areas of the Taklimakan up to 5×10^{-1} cm in some parts of the Gobi desert) suggesting very different erosion thresholds from one desert to another.

4. Dust Emission Frequencies

[33] Dust emissions depend on both the surface roughness and the soil size distribution [Marticorena and Bergametti, 1995; Shao, 2001]. The surface roughness mainly influences the erosion threshold and thus has a strong effect on the dust emission frequency [Marticorena *et al.*, 2004], while the rate of dust emission is strongly related to the soil type [Shao *et al.*, 2003]. Since our aim is to investigate the location of the most frequent sources of dust emissions, our results will only focus on the dust emission frequencies. The dust emission frequency represents the number of times the wind velocity exceeds the erosion threshold. It can be estimated by combining the erosion threshold map derived from the Z_0 map and meteorological factors, especially surface wind fields. Since soil moisture and snow cover are likely to affect dust emissions in eastern Asia [Kurosaki and Mikami, 2004], their influence on the erosion threshold and on dust emission frequencies has been taken into account.

4.1. Method

4.1.1. Erosion Threshold

4.1.1.1. Roughness Length and 10 m Threshold Wind Velocities

[34] Marticorena and Bergametti [1995] proposed a parameterization of the threshold wind friction velocity, U_t^* on the basis of a drag partition scheme between the

erodible and nonerodible elements present on the surface. This partition depends on the size of the in-place erodible aggregates and is characterized by a smooth roughness length (z_{0s}) and by the roughness length of the surface (Z_0):

$$U_t^*(D_p, Z_0, z_{0s}) = \frac{U_t^*(D_p)}{f_{\text{eff}}(Z_0, z_{0s})} \quad (4)$$

where D_p is the soil particle diameter and f_{eff} is the fraction of the total wind shear stress acting on the erodible part of the surface, i.e., the fraction efficient for wind erosion:

$$f_{\text{eff}}(Z_0, z_{0s}) = 1 - \left(\frac{\ln\left(\frac{Z_0}{z_{0s}}\right)}{\ln\left(0.35\left(\frac{10}{z_{0s}}\right)^{0.8}\right)} \right)$$

D_p , Z_0 and z_{0s} having units of centimeters.

[35] This parameterization of U_t^* was found to satisfactorily reproduce the erosion threshold wind friction velocities measured in wind tunnels on various natural surfaces whose roughness lengths range from smooth erodible surfaces to rough surfaces strongly protected from erosion [Marticorena *et al.*, 1997b].

[36] This parameterization can be used to assess the erosion threshold wind velocities over the Chinese and Gobi deserts using the Z_0 map derived from PC and an estimation of z_{0s} . Marticorena and Bergametti [1995] have tested the sensitivity of the partition scheme to z_{0s} . They found that a standard value of 10^{-3} cm instead of z_{0s} varying from 10^{-4} to 3×10^{-3} cm can be used to reproduce the drag partition with a reasonable confidence level. Thus this value has been used in the present study as standard z_{0s} , except when Z_0 derived from the PC map was lower. In this case, the surface is considered as a smooth bare surface and no drag partition scheme is applied.

[37] In order to provide erosion thresholds easily comparable with wind velocity, we assumed a neutral logarithmic wind profile and compute the 10 m threshold wind velocities, U_t (10 m), corresponding to the threshold wind friction velocities (Figure 6).

[38] The lowest threshold wind velocities (~ 7 m s^{-1}) are located in the deserts of the Taklimakan, of Badain Jaran, and of Tengger. However, the threshold distribution over these three deserts differs significantly. In the Taklimakan

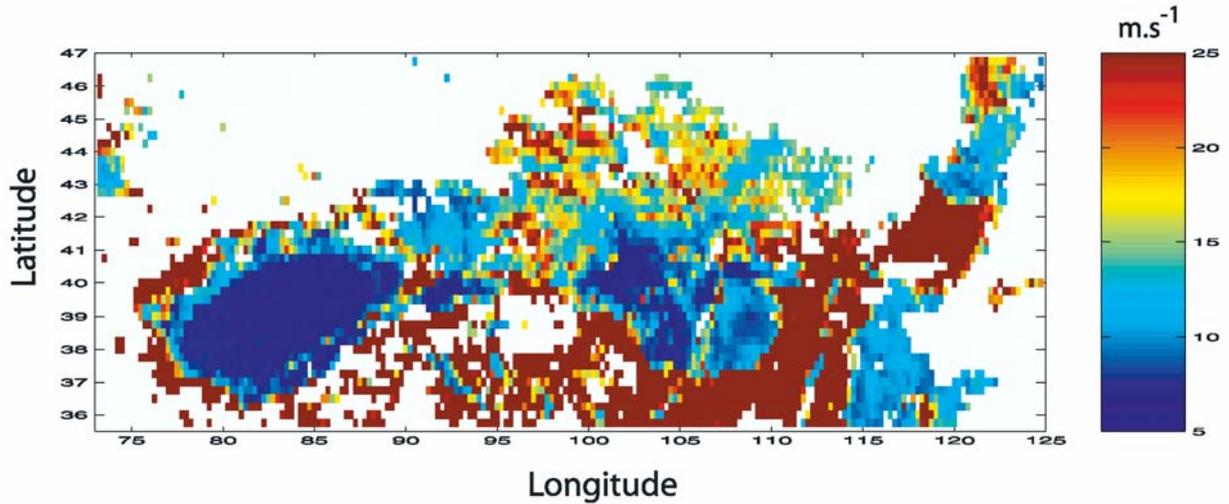


Figure 6. Map of the 10-m erosion threshold wind velocity over the studied area with a spatial resolution of $1/4^\circ \times 1/4^\circ$.

desert, the median U_t (10 m) is 7.4 m s^{-1} and a slightly higher value is obtained for the Tengger desert (7.8 m s^{-1}). In the Badan Jarain desert, the median U_t (10 m) is higher ($\sim 8.3 \text{ m s}^{-1}$) but 30% of the values are lower than 7.5 m s^{-1} . The erosion threshold are significantly higher in the Mu Us and Horqin sandy lands: in the Mu Us sandy land, the median U_t (10 m) is 9.9 m s^{-1} with a minimum of 7.1 m s^{-1} , and 87% of the values below 13 m s^{-1} ; the values obtained for the Horqin sandy land mainly spread between 8.9 and 19 m s^{-1} , with a median U_t (10 m) of 12.2 m s^{-1} . In the Gobi desert, the median U_t (10 m) is 15.4 m s^{-1} , with a minimum of 8.3 m s^{-1} ; 90% of the U_t (10 m) values are lower than 20 m s^{-1} . Therefore the dust emission ability of the stony desert will strongly depend on the occurrence of very high surface wind velocities. Threshold wind velocities higher than 25 m s^{-1} are observed in the surrounding mountains of the Taklimakan desert and in the south (35.5°N – 37°N and 100°E – 110°E) and east (35.5°N – 41°N and 110°E – 115°E ; and 40.5°N – 42.5°N and 115°E – 120°E) of the northern deserts. Such thresholds should prevent these areas from dust emissions by aeolian erosion.

[39] These simulated erosion thresholds appear consistent with the few available observations of erosion thresholds over Asian deserts. Wind tunnel and field studies in the Gobi desert indicate that the erosion thresholds range from 10 to 12 m s^{-1} [Murayama, 1988; Hu and Qu, 1997]. The wind velocities measured by the meteorological stations during dust storms also provide an indication of the erosion threshold. Natsagdorj *et al.* [2003] indicated that in Mongolia, dust storms are associated to wind velocities usually ranging from 11 to 20 m s^{-1} . Wang *et al.* [2003] mentioned a minimum wind velocity of 10 m s^{-1} associated with dust storm in the Turpan basin, and between 6 and 8 m s^{-1} in the Tarim basin (i.e., the Taklimakan desert), with a minimum in the southern part of the basin.

4.1.1.2. Soil Moisture and Snow Cover Influence

[40] A parameterization of the influence of the soil moisture on the erosion threshold has been proposed by Fécan *et al.* [1999]. It allowed the computation of the

increase of the erosion threshold in wet conditions in reference to dry conditions as a function of the gravimetric soil moisture, w , and of the residual soil moisture, w' :

$$\frac{U_{tw}^*}{U_{td}^*} = 1 \quad w < w' \quad (5)$$

$$\frac{U_{tw}^*}{U_{td}^*} = \left[1 + 1.21(w - w')^{0.68} \right]^{0.5} \quad w > w' \quad (6)$$

with w' defined as a function of the soil clay content:

$$w' = 0.0014(\% \text{ clay})^2 + 0.17(\% \text{ clay}) \quad (7)$$

w and w' having units of percent (mass of water/mass of dry soil).

[41] The residual moisture w' is the soil water content that must be reached before increasing the erosion threshold [Fécan *et al.*, 1999]. Since the residual soil moisture is parameterized as a function of the soil clay content (equation 7), we used the $1^\circ \times 1^\circ$ soil texture map from FAO [Zobler, 1986] to estimate this parameter. Over the studied area, 95% of the computed w' are lower than 10%, but in the desert areas, they are lower than 5%, with a typical value of 0.9% for the sandiest soil.

[42] The soil moisture has been computed using a water balance model including a 2 cm depth surface layer [Mougin *et al.*, 1995]. The model was adapted to include all the soil layers specified in the FAO soil texture profiles [Webb *et al.*, 2000], the texture of the 2 cm surface layer being assigned from the one of the first layer. The water distribution within the soil profile is simulated according to a “tipping bucket” scheme: water that penetrates the soil is assumed to fill the consecutive soil layers up to field capacity. The field capacity of the layers is parameterized as a function of their texture (silt + clay content). The soil water content in the surface layer is determined as a balance between the input water from precipitation, the drainage

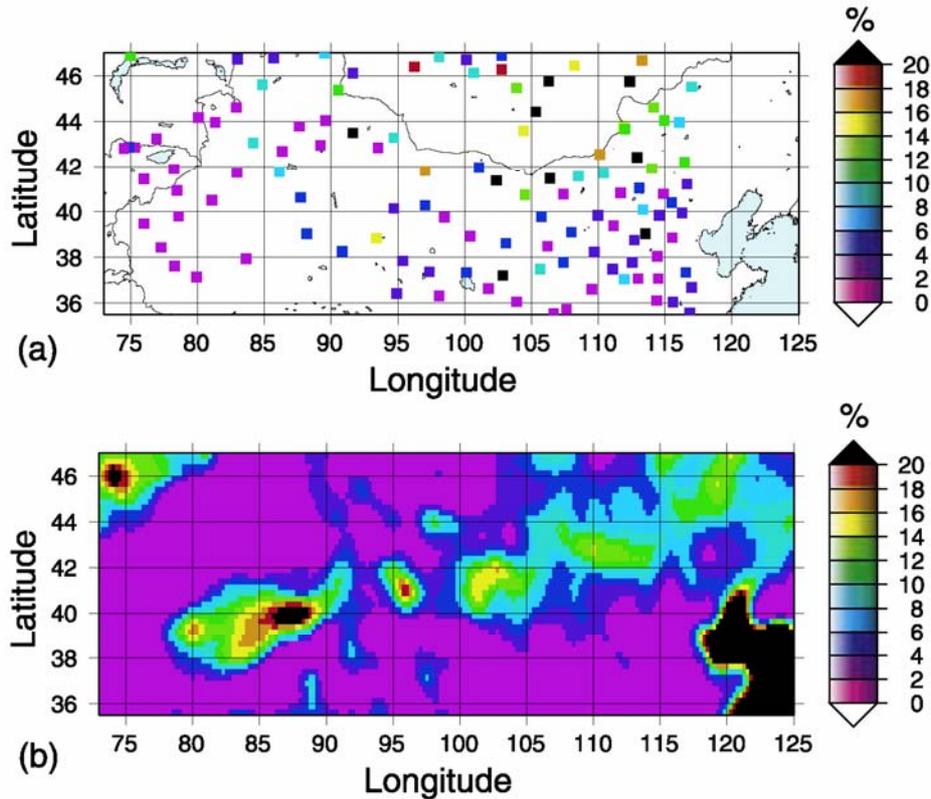


Figure 7. Map of the 1997 annual frequencies of wind velocities $>6.5 \text{ m s}^{-1}$ (a) measured by the meteorological stations and (b) derived from analyzed ECMWF wind fields.

flux into the next soil layer, and the evapotranspiration (including soil evaporation and plant transpiration). For our simulations, the vegetation cover is forced to 0, and the influence of plant transpiration on the soil water budget is thus neglected. It implies that the simulated soil moisture should be slightly overestimated for permanently vegetated pixels.

[43] The influence of snow cover on the dust emission frequency has been accounted for. We assume that snow cover inhibits dust emission, by totally protecting the erodible surface from erosion.

4.1.2. Meteorological Data

4.1.2.1. Wind Fields

[44] We used the analyzed surface wind fields from the ECMWF (operational archive) at the spatial resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ for 1997, 1998, and 1999. The ECMWF wind fields have been used as meteorological forcing of regional transport to simulate mineral dust transport over eastern Asia [Wang *et al.*, 2000; Uno *et al.*, 2001]. The surface wind fields are instantaneous values of the two horizontal components u and v of the horizontal wind which are defined at 10 m height, for 0000, 0600, 1200, and 1800 UT. The wind velocity norm $(u^2 + v^2)^{1/2}$ has been computed from u and v and interpolated to obtain a wind velocity field at the resolution of $1/4^\circ \times 1/4^\circ$. To test the influence of the analyzed surface wind fields on the computation of the dust emission frequencies, we compared the frequencies of ECMWF wind velocities higher than 6.5 m s^{-1} to the frequencies derived from the measurements performed in

the meteorological stations located in the studied area. Figure 7 illustrates this comparison for 1997. The spatial patterns of the two data sets are in reasonable agreement, despite the fact that measurements provide a very patchy picture. However, the frequencies of wind velocity $>6.5 \text{ m s}^{-1}$ derived from ECMWF are significantly lower than those derived from meteorological stations. The highest frequency can reach 50% for the measurements, but only 20% for the ECMWF data set. In particular, the frequencies of wind velocity $>6.5 \text{ m s}^{-1}$ derived from ECMWF do not exceed 15% in the Gobi desert, while measurements from 7 of the meteorological stations located in Mongolia and Inner Mongolia (China) indicate frequencies higher than 20%. In general, they are underestimated by a factor of two in the northern part of the simulated area ($>42^\circ\text{N}$). A hot spot ($>20\%$) of frequencies of ECMWF wind velocities $>6.5 \text{ m s}^{-1}$ is obtained in the eastern part of the Taklimakan, with a very strong gradient. There is no meteorological station located in this spot, but the measurements from the stations located in the east of the Tarim basin are in reasonable agreement with the ECMWF frequencies for the corresponding grid mesh. In fact, most of the meteorological stations in the Tarim basin are located down the slope of the Kulun Mountains, where ECMWF wind fields exhibit a strong gradient in a very short distance, making the comparison difficult. However, in the Taklimakan desert, both the frequencies of wind velocity $>6.5 \text{ m s}^{-1}$ derived from measurements and those derived from ECMWF for these stations do not exceed 14%. Finally,

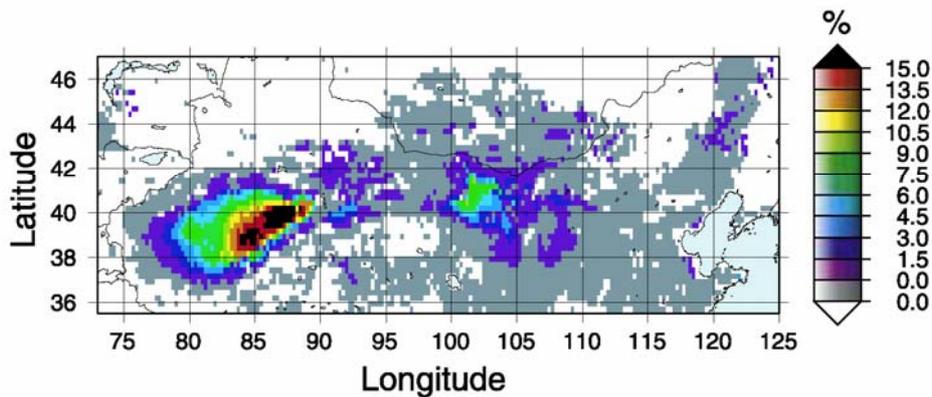


Figure 8. Map of the simulated annual dust emission frequencies averaged on 3 years (1997–1999). (White indicates no simulation, and gray indicates simulated frequency of 0.)

regarding the difference in the spatial scale of the two data sets, we can conclude that the ECMWF surface wind fields reasonably reproduce the observed frequencies of wind velocity $>6.5 \text{ m s}^{-1}$, except for the Gobi desert region.

4.1.2.2. Precipitation and Snow Depth

[45] The input data required for the soil moisture computation are: the albedo, the altitude, the daily minimum and maximum surface temperature, and the daily precipitation. We used the data sets from ECMWF (operational archive) with a spatial resolution of $1^\circ \times 1^\circ$. However, precipitation is the critical parameter for the soil moisture computation.

[46] The distribution of the annual precipitation derived from ECMWF for 1997, 1998 and 1999 reproduces the general trends of the climatology proposed by Hseung [1986], the precipitation rates for 1998 being slightly higher than those of the two other years. The daily precipitation fields from ECMWF have been compared with precipitation measured in the meteorological stations located in the studied area. The annual number of days with precipitation observed in the meteorological stations is reasonably reproduced by the ECMWF field (for the 3 years, r ranges from 0.55 to 0.60, n (number of data) from 130 to 133, i.e., probability $>99\%$, and the slope is contained between 1.14 and 1.39). In the Taklimakan desert, the correlation is also significant (r ranges from 0.77 to 0.82, n from 18 to 19, i.e., probability $>99\%$), but the number of days with precipitation is overpredicted within a factor of 2.5 to 3. The scores of agreement between the 6-hour predicted and observed occurrence of precipitation (including coinciding precipitation events and no-precipitation events) computed for each meteorological station are always higher than 75%.

[47] The precipitation rates measured at each time step (6 hours) are not satisfyingly reproduced, in particular for the highest precipitation rates, which can be explained by differences in the spatial scale. When comparing the precipitation rates averaged on regularly spaced precipitation rates classes (57 classes from 0 to 1000 mm), a correct correlation is obtained on a logarithmic scale ($r = 0.66$, $n = 57$, i.e., probability $>99\%$, slope = 0.79) suggesting that the variation of the order of magnitude in space and time are reasonably reproduced.

[48] This discrepancy between simulated and observed precipitation rate may not affect significantly the soil moisture in the surface layer, which is the most important

layer for the dust emissions. Indeed, because of the tipping bucket principle of the water balance model, the simulation of the soil moisture in the surface layer is more sensitive to the precipitation frequency and to the soil type than to the precipitation rate. However, improvements in the precipitation fields are required to better assess dust emissions, especially in semiarid areas.

[49] The accuracy of the simulated soil moistures is very difficult to assess because of the lack of experimental data. However, the simulated gravimetric soil moistures are in the same order of magnitude than the ones measured and simulated 10-day average volumetric moisture content reported by Gong *et al.* [2003] for April 2001 (0–30% for the simulation, 0–9% for the measurements).

[50] To account for the snow cover, we used the daily snow depth provided by ECMWF (operational archive) at the resolution of $1^\circ \times 1^\circ$. We assumed that no dust emission occurs when snow was present on the surface (i.e., snow depth >0).

4.1.3. Dust Emission Frequencies

[51] Combining the erosion threshold wind velocity map with the soil moisture fields, the snow cover, and the surface wind fields, the dust emission frequencies over the Chinese and Gobi deserts are estimated. Practically, the erosion threshold is computed daily on the basis of the erosion threshold map derived from POLDER-1 surface products multiplied by the factor of increase due to soil moisture. If the surface wind velocity exceeds the erosion threshold and if snow depth is equal to 0, a dust emission event is simulated. We computed the dust emission frequencies for the years 1997, 1998, and 1999 with a 6-hour time step.

4.2. Results

4.2.1. Location of the Most Frequent Dust Sources

[52] Figure 8 presents annual dust emission frequencies averaged over the 3 simulated years. Two main areas appear as the most frequent sources of dust emissions. The Taklimakan desert exhibits the highest frequencies, which can reach 15 to 19% in the eastern part. The second main area of high dust emission frequencies corresponds to the northern deserts of China, with a maximum frequency of the order of 10% in the Badain Jaran desert, and lower frequencies in the Tengger, the Ulan Buh and the Qubqi deserts ($<4\%$). In the Gobi desert, because of high erosion threshold, the simu-

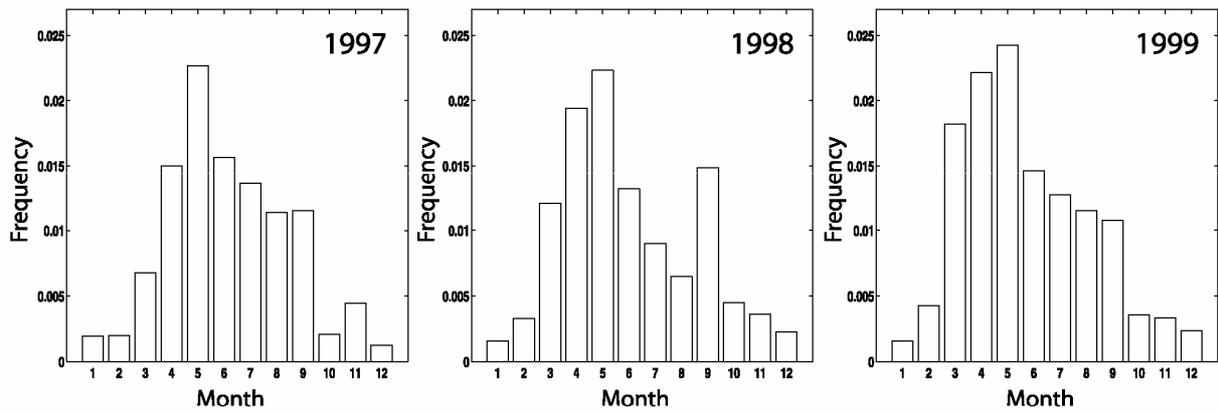


Figure 9. Monthly dust emission frequencies averaged over the whole studied area for 1997, 1998, and 1999.

lated frequencies of dust emissions are very low (<2%) and only correspond to episodes of very high wind velocities. Comparable low dust emission frequencies are simulated over the vegetated Horqin sandy land, suggesting that occasional dust storm can be produced over this region. Low dust emission frequencies simulated in coastal places were either due to sandy surfaces or to a bias in the PC

retrieval over irrigated or cultivated surfaces (rice fields, for example). Additional selection criterion should be added in the PC selection to test the relevance of these data, and possibly to exclude them from the composition.

4.2.2. Seasonality of Dust Emissions

[53] Figure 9 presents the monthly dust emission frequencies over the whole area for each of the 3 simulated years.

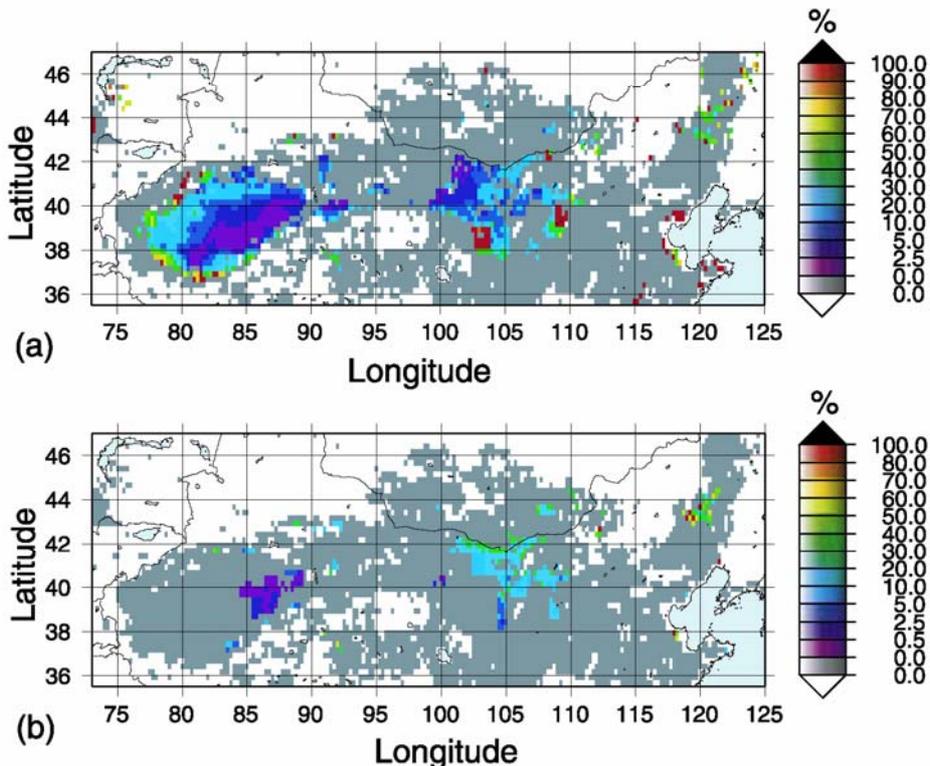
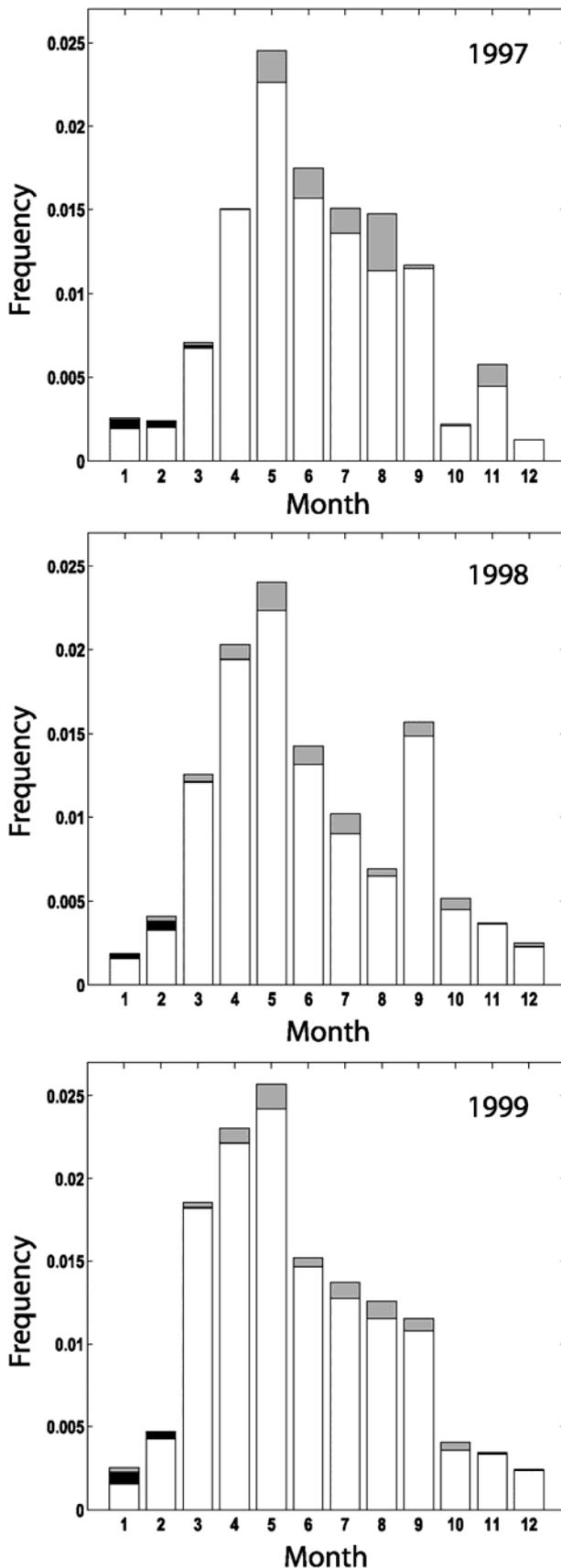


Figure 10. (a) Map of the relative difference between the simulated dust emission frequencies averaged on 3 years (1997–1999) with (wet) and without (dry) accounting for the effect of the soil moisture on the erosion threshold. (b) Map of the relative difference between the simulated dust emission frequencies averaged on 3 years (1997–1999) with accounting for the effect of the soil moisture on the erosion threshold (wet) and with accounting for the effect of the soil moisture and snow cover (complete) on the erosion threshold. (White indicates no simulation, and gray indicates simulated frequency of 0.)



The seasonal cycle is characterized by a maximum in the late spring (April and May) and very low dust emission frequencies in the late autumn and in winter. Such a seasonal cycle is consistent with the general characteristics of the Chinese dust emissions as reported in the literature [Parungo *et al.*, 1994; Sun *et al.*, 2001, 2003]. In 1998 and 1999, the seasonal cycle is very pronounced, with a sharp peak of dust emission frequencies in spring. In 1997, the seasonal cycle is less pronounced: the dust emission frequencies are lower in March and April, but higher in the summer. Some departures from the general trend of the seasonal cycle can be also noticed in November 1997 and in September 1998, with higher dust emission frequencies compared to the same months of the two other years.

4.2.3. Influence of the Soil Moisture and the Snow Cover

[54] We assessed the influence of the soil moisture and of the snow cover on the dust emission frequencies by comparing the “dry” ($w = 0$ and $\text{snow} = 0$), the “wet” ($w = f(\text{time})$, $\text{snow} = 0$) and the “complete” ($w = f(\text{time})$, $\text{snow} = f(\text{time})$) simulated dust emission frequencies.

[55] Figure 10a reports the relative difference in the dust emission frequencies averaged over the 3 years between dry and wet simulations. The effect of the soil moisture on the dust emission frequencies can be locally important. It globally increases from the southwest to the northeast direction, following the precipitation gradient. In the Taklimakan, the relative difference between the dry and wet frequencies is generally lower than 10%, but can reach 30% in the western and northern parts. It exceeds 70% for groups of pixels located in the borders of the basin. The relative difference between the dry and wet frequencies is generally lower than 10% in the Badain Jaran, can reach 30% in the Ulan Buh, and 70–100% in the Tengger, the southern Qubqi and the northern Badain Jaran deserts. In the Horqin sandy land, the differences range from 70% to 100%. For few isolated pixels in the south of Beijing and near the coast, and close to the Balkhach lake the differences are very important, of the order of 90–100%.

[56] The relative difference between the wet and complete dust emission frequencies averaged over the 3 years (Figure 10b) illustrates the snow cover influence. Figure 10b clearly suggests that the snow cover has less influence than the soil moisture on the dust emission frequencies. The relative difference between the wet and complete frequencies can reach 80–100% for few pixels in the Horqin sandy land and in the Inner Mongolia. In the Horqin sandy land, the differences range globally from 30% to 70%. The relative difference between the wet and complete frequencies is generally included between 5% and 20% in the Ulan Buh, Qubqi, the eastern Tengger and Mu Us, and the northern Badain Jaran deserts, and can reach 70% in the north of the Ulan Buh desert. For a small area in the eastern Gobi desert the differences range from 10% to 20%. In the Taklimakan

Figure 11. Monthly dust emission frequencies averaged over the whole area for 1997, 1998, and 1999 without accounting for the effect of soil moisture and snow cover on the erosion threshold (dry, gray), with accounting for soil moisture only (wet, black) and with accounting for both soil moisture and snow cover (complete, white).

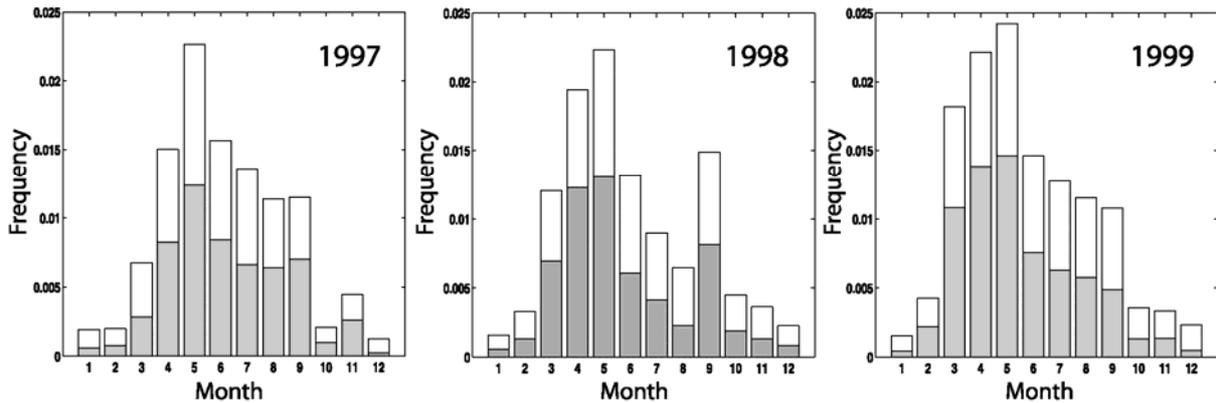


Figure 12. Monthly frequencies of total simulated dust emissions (white) and of significant simulated dust emissions (dust flux $>10^{-10}$ g cm⁻² s⁻¹) for 1997, 1998, and 1999 over the whole studied area.

desert, only the eastern part presents differences which are generally lower than 0.5% and reach 2.5% at the maximum.

[57] The influence of the soil moisture and of the snow cover on the seasonal cycle is relatively low for the 3 studied years, as illustrated by Figure 11 reporting the dry, the wet, and the complete monthly dust emission frequencies averaged over the whole area. Soil moisture is mainly noticeable in the spring, in the summer, and in November 1997, but the differences in the monthly dust emission frequencies are always lower than 20%. The snow cover influences the dust emission frequencies only in winter and spring. The influence of snow cover can reach 60% for the whole area (January 1999), but in average, the difference in the dust emission frequencies due to snow is 17% in the winter. It is only 3% in the spring, when dust emission frequencies are the highest. It must be noticed that for the studied years, the influence of the soil moisture and of the snow cover does not vary much from one year to the other.

[58] Our results thus suggest that the influence of soil moisture (and thus precipitation) and snow cover is not sufficient to inhibit the main source areas, or to significantly change the relative intensity of the various deserts in terms of dust emission frequency. The location of the most frequent dust emission sources and their relative importance is thus controlled by the spatial variability of the erosion threshold wind velocity and the frequency of wind velocity higher than these thresholds. Moreover, soil moisture and snow cover are not the main factors controlling the seasonal cycle and the interannual variability of the dust emission frequencies over the Chinese and Gobi deserts. The seasonal cycle and interannual variability of the simulated dust emission frequencies appear as mainly controlled by the variability of the surface wind velocities.

4.2.4. Significant Dust Emission Frequencies

[59] One limitation of the dust emission frequency computation as performed above is that a 10 m wind velocity slightly higher than the erosion threshold wind velocity is automatically considered as a dust emission, i.e., all the dust emissions are considered equally, whatever their intensities. To select only significant dust emissions, a rough estimation of the dust flux has been performed assuming a uniform standard soil size distribution (corresponding to fine sand:

$D_{\text{med}} = 210 \mu\text{m}$ as by *Marticorena et al.* [1997a]) over the whole area. This approach is not precise enough to compute the dust fluxes but sufficient to define a dust flux threshold in order to select only the significant dust emissions. Dust flux measurements available in the literature range between 10^{-12} and 10^{-5} g cm⁻² s⁻¹, most of the values ranging between 10^{-9} and 10^{-8} g cm⁻² s⁻¹ [*Marticorena et al.*, 1997a]. Dust flux measurements performed during and out of emission periods in Mali [*Nickling and Gillies*, 1993] provide an estimation of the minimum vertical dust flux measured in background conditions in source regions. From these measurements, it can be assumed that dust fluxes of the order of 10^{-10} g cm⁻² s⁻¹ can unambiguously be considered as significant dust emission fluxes.

[60] Figure 12 represents the distribution of the monthly dust emission frequencies using no threshold or one of 10^{-10} g cm⁻² s⁻¹ on the dust flux, i.e., the total dust emission frequencies and the frequencies of significant dust emissions. The frequencies globally decrease by more than 33% in spring and summer and more than 50% in autumn and winter for the 3 studied years when a 10^{-10} g cm⁻² s⁻¹ threshold is applied on the dust flux. This result indicates that, in average, the dust emissions are probably more intense in spring and summer than in autumn and winter. However, the seasonal cycle and the interannual variability of the significant dust emission frequency are very similar to the ones obtained for the total dust emission frequency.

4.3. Discussion

4.3.1. Location of the Most Frequent Dust Emission Sources

[61] Direct observations of dust storms reported by meteorological stations on synoptic reports have been widely used to establish the climatology of dust emissions in arid and semiarid regions. For example, *Goudie* [1983] used dust storm observations to investigate their distribution in space and time. In northeastern Asia, he identified the Taklimakan desert as the most frequent source of dust storms, with 33 dust storms per year, and the northern deserts of China as the second source with a maximum of 19 dust storms in the Badain Jaran desert. On the basis of the analysis of 40 years (1960–1999) of synoptic observa-

tions from 174 stations located in China and Mongolia, *Sun et al.* [2001] identified the region with the higher dust storm frequency as the region including the southern Gobi desert of Mongolia and China, the Badain Jaran, Tengger, Ulan Buh, Qubqi and Mu Us deserts, and a secondary maximum in the Taklimakan desert. On the basis of a similar time series (1960–2001) of measurements performed in Chinese meteorological stations, *Sun et al.* [2003] confirmed the results from *Goudie* [1983], indicating that the northwestern China, including the Taklimakan, Kumutaq, and Gurban Tonggut, is the region of China where dust storms are the most frequent, and that a secondary region with frequent dust storms is located in central and western part of Inner Mongolia. However, *Sun et al.* noted that the increase in the number of dust storms, especially observed in spring, during the last years mainly concerns the central and western part of Inner Mongolia. The difference between these two studies can be explained by two factors: (1) *Sun et al.* [2001] focused on the period from March to May, while *Sun et al.* [2003] mentioned that the dust storms frequencies in the Xianjiang Uygur Province, where the Taklimakan is located, are maximum from April to June; (2) both studies are based on interpolation from very sparsely distributed observations, but the study from *Sun et al.* [2001] includes observations in Mongolia, while the study from *Sun et al.* [2003] is restricted to Chinese stations. The inclusion of the Mongolian stations where frequent dust storms ($>30 \text{ d yr}^{-1}$) are observed [*Natsagdorj et al.*, 2003] gives more importance to the area of the Gobi and northern deserts. Finally, we can conclude that the two regions where the dust storms are the most frequent are the Taklimakan desert and the Gobi and northern deserts with a comparable importance.

[62] As illustrated in Figure 8, this conclusion is in agreement with the simulated dust emission frequencies which are also the highest in the Taklimakan and the northeastern deserts. The maximum simulated dust emission frequencies for the northern desert are located in the Badain Jaran desert, in agreement with the analyses of the dust storm frequencies in Inner Mongolia [*Gao et al.*, 2003]. However, the extent of the simulated source areas in the northern deserts is not comparable to the one deduced from the interpolated dust storms frequencies including the Mongolian stations. The simulations seem to underestimate the dust emission frequencies in the Gobi desert of Mongolia. This underestimation could be partly explained by the fact that the roughness map is incomplete (50%) over this region but it is more probably related to a bias in the surface wind fields. Indeed the predicted erosion thresholds ($8\text{--}20 \text{ m s}^{-1}$) are comparable to the wind velocities observed during dust storms in the meteorological stations ($11\text{--}20 \text{ m s}^{-1}$), but the surface wind velocity almost never exceeds such values in this area. *Husar et al.* [2001] identified two severe dust storms on 15 and 19 April 1998, originating from the Gobi and northern deserts in which surface wind velocities were as high as 20 m s^{-1} . For the less severe dust storm of the two (15 April 1998), our simulations indicate that the erosion thresholds are exceeded over the whole northern deserts where the surface wind velocities are higher than 15 m s^{-1} , but only in a few pixels of the Gobi desert. For the second severe dust storm, the surface wind velocities do not exceed 15 m s^{-1} . They are higher than the erosion thresholds only for a small area of the Gobi desert. It

indicates that the ECMWF surface wind velocities are too low to simulate accurately some of the severe dust storms observed in the region of the Gobi and northern deserts.

[63] The simulated dust event frequencies can also be compared to the long-term (1960–2002) simulations of the dust emission from Asian sources performed by *Zhang et al.* [2003] using the dust emission model described by *Gong et al.* [2003]. From *Zhang et al.*'s simulation, $\sim 70\%$ of the Asian dust emissions are produced in the Taklimakan desert, the region including the Badain Jaran, Tengger and Ulan Buh deserts and the Mongolia, with average respective contributions of 21%, 22%, and 29% for the period 1960–2002. However, compared to these averaged contributions, the dust emissions simulated by *Zhang et al.* for the period from 1995 to 1999 are significantly lower for the Mongolia ($\sim -40\%$) and for the region including the Badain Jaran desert ($\sim -15\%$), while a very slight increase of the emissions is simulated in the Taklimakan desert. Our results are thus in reasonable agreement with this study for the same period of simulation.

4.3.2. Seasonal and Interannual Patterns

[64] The seasonal cycle derived from synoptic observations is clearly characterized by a maximum in spring with some minor differences depending on the region [*Sun et al.*, 2001; *Gao et al.*, 2003; *Natsagdorj et al.*, 2003; *Sun et al.*, 2003; *Wang et al.*, 2003]. For example, a secondary maximum in the dust storm frequencies can be observed during winter (December and January) in the northern deserts of China or during the fall in some stations of Mongolia or Inner Mongolia [*Gao et al.*, 2003; *Natsagdorj et al.*, 2003; *Sun et al.*, 2003]. The period of maximum dust storm frequencies in the Taklimakan extends from spring to early summer [*Sun et al.*, 2003; *Wang et al.*, 2003]. These two features are well reproduced in our simulations as illustrated in Figure 13.

[65] Finally, the simulated spatial and temporal variations agree with the general features of the dust storms frequencies observed in China and Mongolia. However, very few meteorological stations are located inside the deserts areas, where the maximum dust emission frequencies are simulated limiting the level of confidence of such comparisons. This does not allow any extensive and quantitative comparison. Satellite observations make a quantitative comparison with comparable spatial and temporal scales possible.

4.3.3. Comparison With TOMS Observations

[66] The Aerosol Index (AI) derived from the Earth Probes Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) is the only available satellite aerosol products over the studied area. A detailed description of the TOMS AI is given by *Herman et al.* [1997] and *Torres et al.* [1998]. The AI relies on the spectral attenuation of the Rayleigh scattering due to aerosol absorption. Positive values generally correspond to UV-absorbing aerosol (e.g., desert dust and carbonaceous particles) while negative values correspond to nonabsorbing aerosols (e.g., sulfate aerosols). The Absorbing Aerosol Index (AAI), defined as the positive values of the AI, has been used to investigate the distribution of the dust sources over the world [*Prospero et al.*, 2002; *Washington et al.*, 2003]. *Washington et al.* [2003] restricted their analysis to positive residues of values greater than 0.7, to avoid contamination by noise resulting from surface signal or nonabsorbing aerosols. However, the TOMS AAI is only a

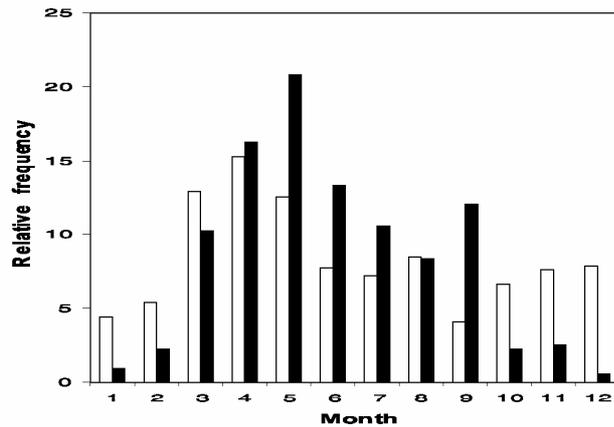


Figure 13. Annual distribution of the relative dust event frequency simulated for 1997–1999 over the Taklimakan (black) and the region including the Gobi desert and the northern deserts of China (white).

semiquantitative indicator of the aerosol atmospheric content. Indeed, it can be influenced by the cloud cover and it is very sensitive to the aerosols layer altitude [Torres *et al.*, 1998; Chiapello *et al.*, 1999; Hsu *et al.*, 1999]. This sensitivity to the aerosol layer altitude makes the discrimination between locally emitted dust and dust transported from remote sources difficult [Mahowald and Dufresne, 2004]. However, it is reasonable to assume that the atmo-

spheric load (and thus the TOMS AAI) will be higher close to the region where dust emission occurs, in particular at the TOMS spatial resolution (1° latitude \times 1.25° longitude). As a result, we rather expect a relative agreement on the trends of temporal variations at the seasonal and interannual time-scales than a quantitative one between the simulated and observed dust emission frequencies.

[67] Daily global data of the Earth Probes TOMS are available in the TOMS website (<http://toms.gsfc.nasa.gov/ftpdata.html>). From the daily data, following Washington *et al.* [2003], we computed the monthly dust occurrence frequency as the number of TOMS AAI higher than 0.7 related to the total number of observations. Daily observations are missing in November 1997, December 1997, December 1998, and January 1999. For these months, we computed the simulated dust emission frequencies only for the days of available observations.

[68] Figure 14 reports the simulated frequencies of significant dust emissions (Figure 14a) and the frequencies of TOMS AAI > 0.7 (Figure 14b). Both simulations and observations show higher dust emission frequencies in the Taklimakan than in the northern deserts. Moreover, the highest simulated dust emission frequencies (40°N , 87°E) and the highest frequencies of TOMS AAI > 0.7 (40°N , 84°E) are both located in the Taklimakan desert. However, near the south of Beijing eastern coast high frequency of TOMS AAI > 0.7 are observed whereas no dust emissions are simulated over this region, which is not known as a desert or desertified area. Since TOMS AAI is sensitive to UV absorbing aerosols, such high frequencies can be

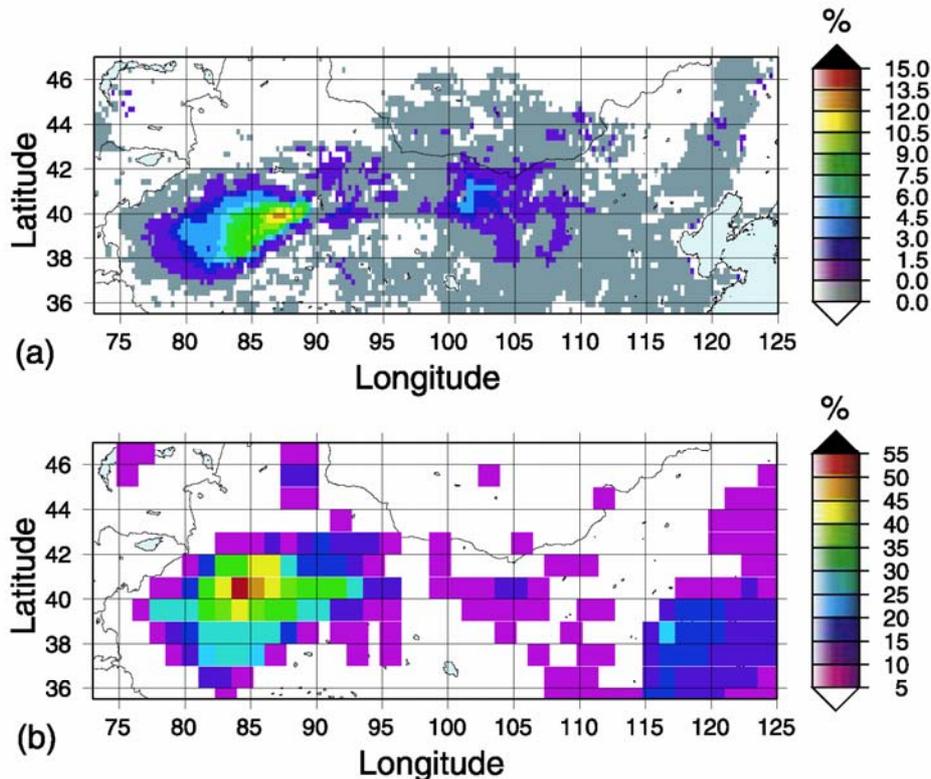


Figure 14. (a) Map of the annual frequencies of significant dust emissions (dust flux $> 10^{-10}$ $\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$) and (b) map of the annual frequencies of TOMS AAI > 0.7 averaged on 3 years (1997–1999).

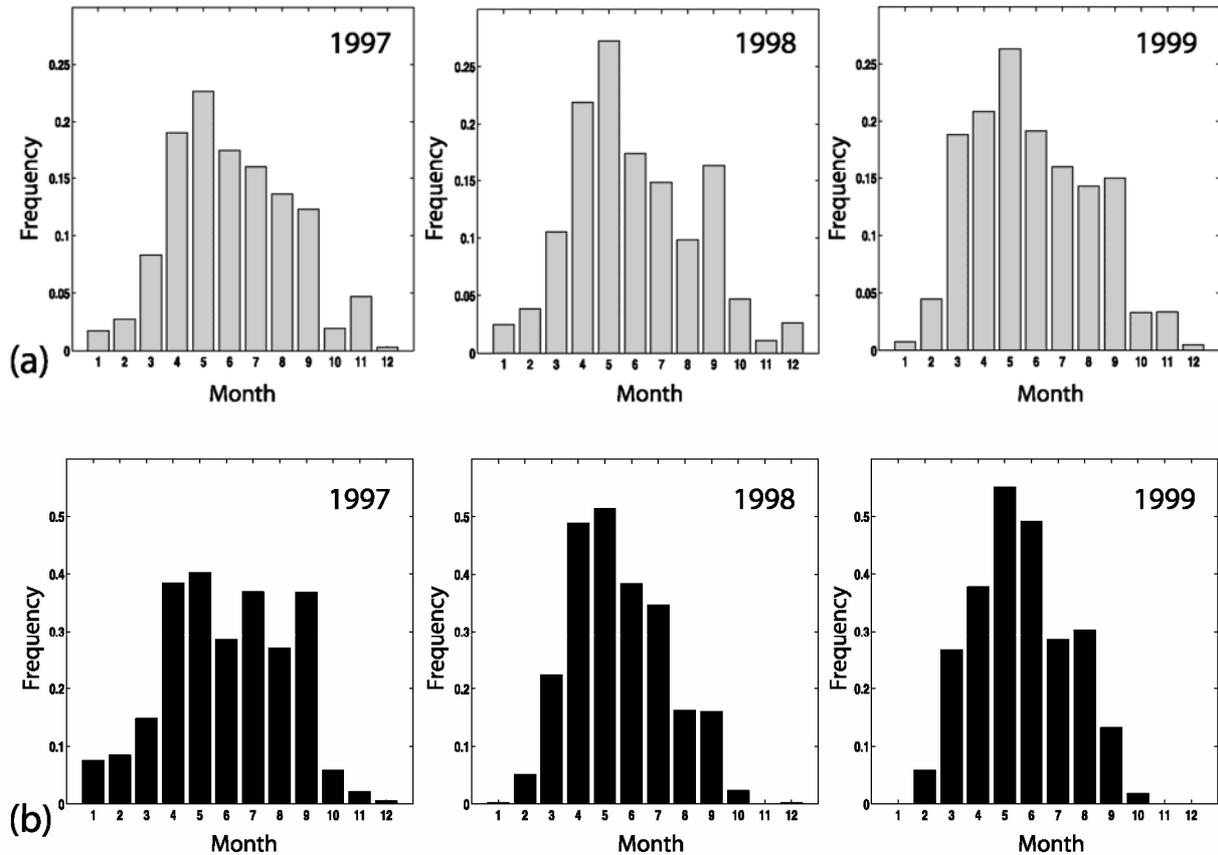


Figure 15. Monthly frequency (a) of significant simulated dust emissions (dust flux $> 10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) and (b) of TOMS AAI > 0.7 over the Taklimakan desert for 1997, 1998, and 1999.

attributed to other aerosols types, and presumably to carbonaceous aerosols. Indeed, *Herman et al.* [1997] indicated that from December to April, aerosols resulting from coal burning activities in northern China may be mixed with mineral dust and transported eastward over the Pacific Ocean and the southern portions of Japan. To avoid such intricate situations where there is a mixing with other absorbing aerosols, we focused the comparison on the Taklimakan desert (36°N – 42°N ; 77.5°E – 90°E), where mineral dust is expected to be the dominant absorbing aerosol type contributing to the TOMS AAI.

[69] To obtain a more quantitative comparison between the simulations and the frequencies derived from TOMS AAI, we aggregated our results at the TOMS AAI spatial resolution (1° latitude \times 1.25° longitude), i.e., 30 simulated pixels. If one pixel out of the 30 exceeds the erosion threshold, the corresponding TOMS resolution pixel is considered as dusty. TOMS AAI are produced from daily instantaneous observations at ~ 1120 LT (i.e., ~ 0320 UT), while the simulated dust emission frequencies were initially estimated with a 6-hour time step. We thus considered that if a pixel exceeds the erosion threshold once during the 24h previous to the TOMS observation, the corresponding TOMS resolution pixel is considered as dusty.

[70] Figures 15 represents the distributions of monthly simulated frequencies of significant dust emissions (Figure 15a) and of TOMS AAI (AAI > 0.7) (Figure 15b),

averaged in the Taklimakan for 1997, 1998, and 1999. The maxima are globally simulated and observed during the same period, i.e., in late spring from April to May. Both the TOMS AAI and the simulations show a more pronounced seasonal cycle in 1998 and 1999 than in 1997; that is, the frequencies are higher in spring (March, April, and May).

[71] There is a general agreement between the simulated and observed frequencies, except during some months in autumn: for example, in September 1997 the simulated frequencies are proportionally lower than the TOMS AAI frequencies, whereas in September 1998 and September 1999 the simulated frequencies are higher than the TOMS AAI ones.

[72] Figure 16 presents the monthly frequencies derived from our simulations of significant dust emissions averaged over the Taklimakan region as a function of the monthly averaged frequencies of TOMS AAI > 0.7 for the 3 studied years. The two data sets are significantly correlated (r between 0.94 and 0.95) for the 3 tested years, with no significant difference in the slope as a function of the year.

[73] We then examined the correlation between the monthly frequencies of simulated significant dust emissions and the monthly frequencies of TOMS AAI > 0.7 for each pixel (1° latitude \times 1.25° longitude) and for the 3 years (Figure 17). The range of frequencies derived from TOMS AAI (from 0 to 97%) has been divided in classes 5% wide.

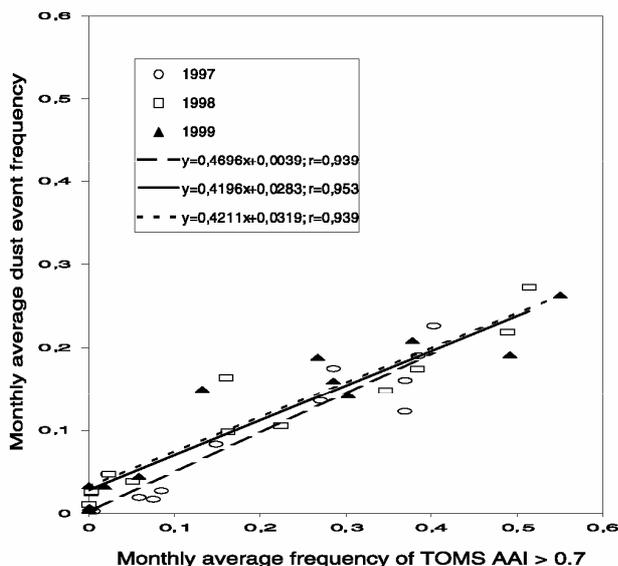


Figure 16. Monthly frequencies of significant simulated dust emissions (dust flux $>10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) as a function of the monthly frequencies of TOMS AAI > 0.7 averaged on the Taklimakan desert for 1997, 1998, and 1999.

For each TOMS AAI frequency class, the mean simulated dust emission frequency and the associated standard deviation have been computed. This comparison involved 2160 cases, with a number of tested cases in the different classes varying from 20 to 124, except for the lowest-frequency class (1065 cases), and for the highest one (6 cases), the latter which is not statistically representative. Figure 17 presents the results of this computation for 1997, 1998, and 1999 in the Taklimakan area. We obtain a significant correlation ($r = 0.98$, slope = 0.44), with similar slope and origin than for the individual pixels. Similar correlations and slopes are obtained on an annual database (1997: $r = 0.93$, slope = 0.38; 1998: $r = 0.98$, slope = 0.47; 1999: $r = 0.92$, slope = 0.38). The simulated dust emission frequencies are systematically lower than those derived from TOMS AAI > 0.7 by a factor from 2 to 2.5. Such a difference may be explained by the fact that both local dust emissions and intense dust plume transported from neighboring pixels can produce high TOMS AAI.

5. Conclusion

[74] In order to describe the influence of the spatial variability of the erosion threshold on the dust emission frequency, we derived a roughness length map over the deserts of China and Mongolia from POLDER-1 surface products. A composition of POLDER-1 PC has been established over the arid and semiarid lands of China and Mongolia (35.5°N – 47°N , 73°E – 125°E). The composition method includes data selections as a function of the Signal to Noise Ratio (SNR), the number of observations used to derive the BRDF, and of the number of PC values available for individual pixels. This composite map was found consistent with geomorphologic interpretations performed on high-resolution Landsat images and soil properties

described in the literature [Hseung, 1986; Walker, 1986]. The roughness lengths are retrieved from the composite PC on the basis of the empirical relationship established by Marticorena *et al.* [2004]. For the different surface types encountered in the Asian deserts, the retrieved roughness lengths are in agreement with the roughness lengths experimentally determined over similar surface types in other deserts of the world.

[75] From the $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ resolution Z_0 data set, we derived a map of the erosion thresholds expressed as 10 m wind velocities for the Chinese and Gobi deserts. The retrieved erosion thresholds range from 7 up to 20 m s^{-1} , the minimum being located in the sandy deserts (Taklimakan, Badain Jaran, and Tengger deserts) and the maximum in the Gobi desert and the region of the Horqin sandy land. These thresholds are in agreement with the range of minimum wind velocities measured during dust storms in the Taklimakan (6 – 8 m s^{-1}) [Wang *et al.*, 2003] and in the Gobi desert (11 – 20 m s^{-1}) [Natsagdorj *et al.*, 2003].

[76] To test the relevance of these erosion thresholds, we computed the dust emission frequencies, i.e., the number of time the wind velocity exceeds the erosion threshold. The computation is performed for 3 years (1997–1998–1999) by combining the 10 m erosion threshold wind velocities, the ECMWF surface wind fields, the snow depth and the soil moisture computed using the FAO soil texture profiles [Webb *et al.*, 2000] and ECMWF meteorological data (precipitation, temperature, etc.).

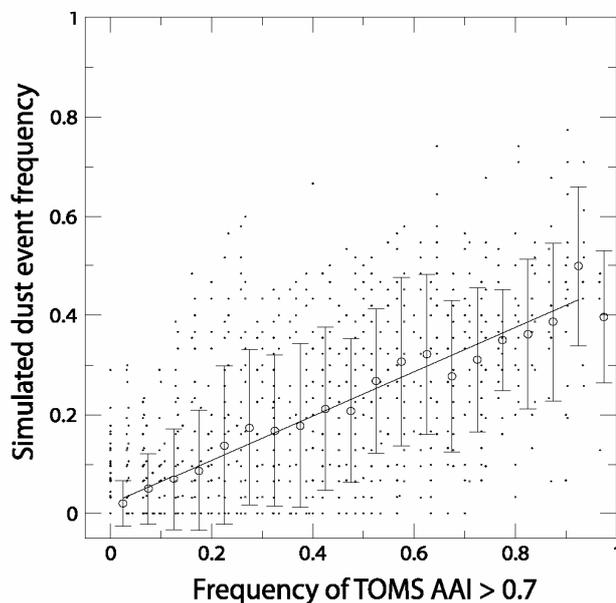


Figure 17. Monthly frequencies of significant simulated dust emissions (dust flux $>10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) as a function of the monthly frequencies of TOMS AAI > 0.7 over the Taklimakan desert for the 3 years 1997, 1998, and 1999. Small dots represent individual data; circles represent the averaged frequency of simulated dust emissions for classes (5% width) of frequency of TOMS AAI > 0.7 ; the solid line represent the linear fit of the averaged data (without accounting for the last class which is not representative).

[77] The sensitivity of the spatial and temporal patterns of the simulated dust emission frequencies to the soil moisture and the snow cover has been investigated. Their influence can locally be important especially in the Horqin Sandy land and in deserts of northern China, but in average the difference in the simulated dust emission frequency due to soil moisture and snow cover does not exceed 20%. These results suggest that soil moisture (and thus precipitation) and snow cover are not the major factors controlling the seasonal cycle and the interannual variability of the dust emission frequencies for the 3 studied years over the Chinese and Gobi deserts. However, a longer period of simulations would be necessary to confirm the reliability of this statement.

[78] From the simulation period (1997–1999), the Taklimakan desert appears as the most frequent source of dust emissions in eastern Asia, with a maximum (15–19%) of dust emission frequencies in the eastern part of the Tarim basin. High dust emission frequencies are also simulated over the deserts of northern China (Badain-Jarain, Tengger, Ulan Buh, Qubqi), the highest simulated frequencies (10%) being located in the Badain Jaran desert. In the Gobi desert, the frequencies of simulated dust emissions are low (<2%) and only occur for very high wind velocity events. The comparison with climatologic studies based on synoptic data [Goudie, 1983; Sun et al., 2001; Gao et al., 2003; Natsagdorj et al., 2003; Sun et al., 2003; Wang et al., 2003] confirm these two regions as major dust storm centers. It also reveals an underestimation of the dust emission frequency in the Gobi desert. This underestimation appears as mainly related to a bias in the surface wind fields used for the simulations.

[79] The simulated dust emission frequencies exhibit a clear seasonal cycle with a maximum in the late spring (April and May) and a minimum in late autumn and in winter. The seasonal cycle fully agrees with the seasonal cycle established from synoptic observation of dust storms in the regions of the main source areas [Sun et al., 2001; Gao et al., 2003; Natsagdorj et al., 2003; Sun et al., 2003; Wang et al., 2003]. Some minor features of the seasonal cycle observed in the different source regions, such as the occurrence of a secondary maximum, or the duration of the period of maximum dust emission, are also reproduced by the simulations. A noticeable interannual variability is observed for the 3 studied years, especially during the summer months.

[80] Over the Taklimakan desert, the simulated frequencies of significant dust emissions have been compared to the frequencies of occurrence of TOMS AAI higher than 0.7. Both the location and the relative intensity of the highest dust emission frequencies identified from the simulations are in agreement with the observations. Over the Taklimakan desert, monthly frequencies of significant dust emissions and frequencies of TOMS AAI higher than 0.7 were found to be correlated.

[81] **Acknowledgments.** This work was supported by the French “Programme National de Chimie Atmosphérique” in the framework of the “Aérosols-Climat” project. The results presented in this paper were obtained using data from the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) acquired by POLDER-1 instrument onboard NASDA's ADEOS. The Earth Probe TOMS AI was made available by the NASA/GSFC TOMS Ozone Processing Team (OPT). One time global publication right for the Landsat

image was granted by the Earth Satellite Corporation Team. We would like to thank Elisabeth Bon Nguyen for the adaptation of the Chinese map.

References

- Alfaro, S. C., and L. Gomes (2001), Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, *106*, 18,075–18,084.
- Chiapello, I., J. M. Prospero, J. Herman, and C. Hsu (1999), Detection of mineral dust over the North Atlantic Ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS, *J. Geophys. Res.*, *104*, 9277–9291.
- Duce, R. A. (1995), Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, in *Aerosol Forcing of Climate*, edited by R. J. Charlson and J. Heintzenberg, pp. 43–72, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Fécan, F., B. Marticorena, and G. Bergametti (1999), Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction due to soil moisture for semi arid areas, *Ann. Geophys.*, *17*, 149–157.
- Gao, T., X. Yu, Q. Ma, H. Li, X. Li, and Y. Si (2003), Climatology and trends of the temporal and spatial distribution of sandstorms in Inner Mongolia, *Water Air Soil Pollut.*, *3*, 51–66.
- Gillette, D. A., J. Adams, D. R. Muhs, and R. Khil (1982), Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air, *J. Geophys. Res.*, *87*, 9003–9015.
- Gong, S. L., X. Y. Zhang, T. L. Zhao, I. G. McKendry, D. A. Jaffé, and N. M. Lu (2003), Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 2. Model simulation and validation, *J. Geophys. Res.*, *108*(D9), 4262, doi:10.1029/2002JD002633.
- Goudie, A. S. (1983), Dust storms in space and time, *Prog. Phys. Geog.*, *7*, 502–530.
- Greeley, R., and J. D. Iversen (1985), *Wind as a Geological Process*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Greeley, R., D. G. Blumberg, J. F. McHone, A. Dobrovolski, J. Iversen, N. Lancaster, K. R. Rasmussen, S. Wall, and B. White (1997), Applications of spaceborne radar laboratory data to the study of aeolian processes, *J. Geophys. Res.*, *102*, 10,971–10,983.
- Hautecoeur, O., and M. Leroy (1998), Surface bidirectional reflectance distribution function observed at global scale by POLDER/ADEOS, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 4197–4200.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier (1997), Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16,911–16,922.
- Hseung, Y. (1986), *The Soil Atlas of China*, Cartogr. Publ., Beijing.
- Hsu, N. C., J. R. Herman, O. Torres, B. N. Holben, D. Tanre, T. F. Eck, A. Smirnov, B. Chatenet, and F. Lavenu (1999), Comparisons of the TOMS aerosol index with Sun-photometer aerosol optical thickness: Results and applications, *J. Geophys. Res.*, *104*, 6269–6279.
- Hu, M. C., and J. Z. Qu (1997), Preliminary estimate of dust deflation amount in Hexi Corridor, Gansu province, in *Dust Storm Studies in China*, pp. 118–120, Chin. Meteorol. Press, Beijing.
- Husar, R. B., et al. (2001), Asian dust events of April 1998, *J. Geophys. Res.*, *106*, 18,317–18,330.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2001), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Kurosaki, Y., and M. Mikami (2003), Recent frequent dust events and their relation to surface wind in east Asia, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(14), 1736, doi:10.1029/2003GL017261.
- Kurosaki, Y., and M. Mikami (2004), Effect of snow cover on threshold wind velocity of dust outbreak, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L03106, doi:10.1029/2003GL018632.
- Leroy, M., J. L. Deuzé, F. M. Bréon, O. Hautecoeur, M. Herman, J. C. Buriez, D. Tanré, S. Bouffies, P. Chazette, and J. L. Roujean (1997), Retrieval of atmospheric properties and surface bidirectional reflectances over land from POLDER/ADEOS, *J. Geophys. Res.*, *102*, 17,023–17,039.
- Li, L., and L. W. Martz (1994), System of numeric models for sand particle transport by wind, *J. Geophys. Res.*, *99*, 12,999–13,012.
- Mahowald, N. M., and J. L. Dufresne (2004), Sensitivity of TOMS aerosol index to boundary layer height: Implications for detection of mineral aerosol sources, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L03103, doi:10.1029/2003GL018865.
- Mainguet, M. (1996), Aridité, sécheresse et dégradation dans les aires sèches de Chine, *Sécheresse*, *7*, 41–50.
- Marticorena, B., and G. Bergametti (1995), Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, *100*, 16,415–16,430.
- Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé, and M. Legrand (1997a), Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulations of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, *102*, 4387–4404.

- Marticorena, B., G. Bergametti, D. A. Gillette, and J. Belnap (1997b), Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.*, *102*, 23,277–23,287.
- Marticorena, B., P. Chazette, G. Bergametti, F. Dulac, and M. Legrand (2004), Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *Int. J. Remote Sens.*, *25*, 603–626.
- McKenna-Neuman, C., and W. G. Nickling (1994), Momentum extraction with saltation: Implications for experimental evaluation of wind profile parameters, *Boundary Layer Meteorol.*, *68*, 35–50.
- Mitchell, D. J., and M. A. Fullen (1994), Soil-forming processes on reclaimed desertified land in north-central China, in *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*, edited by A. C. Milington and K. Pye, pp. 393–412, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Mougin, E., D. Lo Seen, S. Rambal, A. Gaston, and P. Hiernaux (1995), A regional sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. I: Model description and validation, *Remote Sens. Environ.*, *52*, 191–193.
- Murayama, N. (1988), Dust cloud “Kosa” from the east Asian dust storms in 1982–1988 as observed by GMS satellite, *Meteorol. Satell. Cent. Tech. Note*, *17*, 1–8.
- Natsagdorj, L., D. Jugder, and Y. S. Chung (2003), Analysis of dust storms observed in Mongolia during 1937–1999, *Atmos. Environ.*, *37*, 1401–1411.
- Nickling, W. G., and J. A. Gillies (1993), Dust emission and transport in Mali, West Africa, *Sedimentology*, *40*, 859–868.
- Nickovic, S., G. Kallos, A. Papadopoulos, and O. Kakaliagou (2001), A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *106*, 18,113–18,129.
- Parungo, F., Z. Li, X. Li, D. Yang, and J. Harris (1994), Gobi dust storms and the great green wall, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 999–1002.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill (2002), Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, *40*, 1002, doi:10.1029/2000RG000095.
- Roujean, J. L. (1991), Modélisation des effets bidirectionnels de la réflectance de surface pour la normalisation de données satellitaires de télédétection, Ph.D. thesis, 172 pp., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Roujean, J. L., M. Leroy, and P. Y. Deschamps (1992), A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data, *J. Geophys. Res.*, *97*, 20,455–20,468.
- Roujean, J. L., D. Tanré, F. M. Bréon, and J. L. Deuzé (1997), Retrieval of land surface parameters from airborne POLDER bidirectional reflectance distribution function during HAPEX-Sahel, *J. Geophys. Res.*, *102*, 11,201–11,218.
- Shao, Y. (2001), A model for mineral dust emission, *J. Geophys. Res.*, *106*, 20,239–20,254.
- Shao, Y., M. R. Raupach, and J. F. Leys (1996), A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil Res.*, *34*, 309–342.
- Shao, Y., Y. Yang, J. Wang, Z. Song, L. M. Leslie, C. Dong, Z. Zhang, Z. Lin, Y. Kanai, S. Yabuki, and Y. Chum (2003), Northeast Asian dust storms: Real-time numerical prediction and validation, *J. Geophys. Res.*, *108*(D22), 4691, doi:10.1029/2003JD003667.
- Sun, J. (2002), Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *203*, 845–859.
- Sun, J., M. Zhang, and T. Liu (2001), Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960–1999: Relations to source area and climate, *J. Geophys. Res.*, *106*, 10,325–10,333.
- Sun, L., X. Zhou, J. Lu, Y. P. Kim, and Y. S. Chung (2003), Climatology, trend analysis and prediction of sandstorms and their associated dustfall in China, *Water Air Soil Pollut.*, *3*, 41–50.
- Tegen, I., M. Werner, S. P. Harrison, and K. E. Kohfeld (2004), Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L05105, doi:10.1029/2003GL019216.
- Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason (1998), Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, *J. Geophys. Res.*, *103*, 17,099–17,110.
- Uno, I., H. Amano, S. Emori, K. Kinoshita, I. Matsui, and N. Sugimoto (2001), Trans-Pacific yellow sand transport observed in April 1998: A numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, *106*, 18,331–18,344.
- Walker, A. S. (1986), Eolian landforms, in *Geomorphology From Space: A Global Overview of Regional Landforms*, edited by N. M. Short and R. W. Blair, chapter 8, NASA, Greenbelt, Md.
- Wang, X., Y. Ma, H. Chen, G. Wen, S. Chen, Z. Tao, and Y. S. Chung (2003), The relation between sandstorms and strong winds in Xinjiang, China, *Water Air Soil Pollut.*, *3*, 67–79.
- Wang, Z., H. Ueda, and M. Huang (2000), A deflation module for use in modeling long-range transport of yellow sand over east Asia, *J. Geophys. Res.*, *105*, 26,947–26,959.
- Washington, R., M. Todd, N. J. Middleton, and A. S. Goudie (2003), Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, *93*(2), 297–313.
- Webb, R. W., C. E. Rosenzweig, and E. R. Levine (2000), Global soil texture and derived water-holding capacities, Oak Ridge Natl. Lab. Distrib. Active Arch. Cent., Oak Ridge, Tenn.
- Xue, Y. (1996), The impact of desertification in the Mongolian and the inner Mongolian grassland on the region climate, *J. Clim.*, *9*, 2173–2189.
- Zha, Y., and J. Gao (1997), Characteristics of desertification and its rehabilitation in China, *J. Arid Environ.*, *37*, 419–432.
- Zhang, X. Y., S. L. Gong, T. L. Zhao, R. Arimoto, Y. Q. Wang, and Z. J. Zhou (2003), Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(24), 2272, doi:10.1029/2003GL018206.
- Zobler, L. (1986), A world soil file for global climate modelling, *NASA Tech. Memo.*, TM-87802.

G. Bergametti, B. Laurent, B. Marticorena, and C. Schmechtig, LISA, UMR-CNRS 7583, Université PVII/PXII, 61 avenue du général de Gaulle, F-94010 Créteil, France. (bergametti@lisa.univ-paris12.fr; blaurent@lisa.univ-paris12.fr; marticorena@lisa.univ-paris12.fr; schmechtig@lisa.univ-paris12.fr)

P. Chazette and F. Maignan, LSCE, UMR-CNRS 1572, CEA, L'orme des merisiers 709, F-91191 Gif/Yvette Cedex, France. (pch@lsce.saclay.cea.fr; maignan@lsce.saclay.cea.fr)

4.3 Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts

Article sous presse au journal *Global and Planetary Changes*

B. Laurent¹, B. Marticorena¹, G. Bergametti¹ and F. Mei²

¹ Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, Universités Paris VII-XII, UMR CNRS 7583, Créteil, France

² Xi'an University of Engineering Science and Technology, Xi'an, China

Abstract. The present study investigates the frequency and intensity of mineral dust emissions over the deserts of eastern Asia from 1996 to 2001. Mineral dust emissions are simulated using a physical dust emission scheme over a region extending from 35.5°N to 47°N and from 73°E to 125°E. The input parameters required by the dust emission model are (1) surface features data including aerodynamic roughness length, soil dry size distribution and texture, and (2) meteorological surface data, mainly wind speed, soil moisture and snow cover. The way by which these surface features and meteorological data can be assessed is described and discussed. The influence of soil moisture and snow cover is taken into account and their effects on simulated dust emission are quantified.

The simulations reproduce on a daily basis the location and intensity of the severe events of April 1998 and spring 2001 as recorded by the meteorological stations and/or described in various studies. Based on 6 years of simulations, the main dust source regions are identified and their relative contributions to the total dust emissions are quantified.

The seasonal cycle of the dust storms frequency is well reproduced with a maximum in spring. The simulations suggest that it is mainly controlled by the emissions occurring in the Taklimakan desert in latter spring and in summer, and by those occurring in the northern deserts of China in winter. The Taklimakan desert appears to be the most frequent and steady source of dust emissions during the studied period. On the other hand, in the Gobi desert, only a few dust emission events are simulated, but the dust amount emitted during each event is generally very large. In the northern deserts of China, dust emissions are frequent and their intensity is variable.

These results show an important annual and inter-annual variability of the emitted dust (between 100 Mt.yr⁻¹ and 460 Mt.yr⁻¹), mainly controlled by the occurrence of severe events in the Gobi desert and in the northern deserts of China.

Keywords: mineral dust, Asian dust emissions, roughness length, soil size distribution

1. Introduction

Chinese and Mongolian deserts are among the major sources of mineral dust. Dust storms originating from these desert regions are mainly caused by frontal activities and

prevail mostly during spring (*Merrill et al.*, 1989; *Qian et al.*, 2002). When looking at the number of dust storms recorded in China since 1960, it appears that the occurrence of dust storms was twice more frequent during the period 1960-1984 than during the period 1984-1997 (*Zhang et al.*, 2003). However, between 1997 and 2002, the records suggest a significant increase in the number of dust storms occurring during spring in China (*Zhang et al.*, 2003). This increase is particularly noticeable in the deserts of northern Asia (*Kurosaki and Mikami*, 2003). Moreover, large areas of ongoing desertification due to land use have been identified in China (*Mainguet*, 1996; *Xue*, 1996; *Zha and Gao*, 1997) and Mongolia (*Natsagdorj et al.*, 2003) and may constitute additional dust sources.

Dust emissions and their transport from the Asian desert regions have been investigated using numerical and modelling approaches (*Wang et al.*, 2000; *Uno et al.*, 2001; *Gong et al.*, 2003; *Shao et al.*, 2003; *Zhang et al.*, 2003; *Zhao et al.*, 2003). In particular, detailed dust emission schemes have been recently used to simulate and forecast the mineral dust emissions and its transport over China (*Gong et al.*, 2003; *Shao et al.*, 2003). However, the specificities of the various regions in terms of surface features are generally not completely taken into account due to the lack of precise information. Recently, *Laurent et al.* (2005) used a satellite derived roughness map to improve the estimates of erosion thresholds in the Chinese and Mongolian deserts. The 3-year simulations, performed by these authors, also include the effect of soil moisture and snow cover on dust emission frequencies. However, these simulations are limited to an estimate of the dust emission frequencies but no quantitative assessment of the emitted dust masses is provided.

The present study is a continuation of the work of *Laurent et al.* (2005) and is based on a similar modelling approach. However, to provide a quantitative estimate of dust emissions, a specific data base for the soil size distributions and textures is derived from in-situ measurements (*Ding et al.*, 1999; *Yang et al.*, 2001; *Mei et al.*, 2004). Furthermore, the simulations are extended over the period from 1996 to 2001 for which the meteorological records suggest a significant increase of the number of dust storms (*Zhang et al.*, 2003).

After a brief summary of the dust emission model, the surface and meteorological parameters are described, with a special focus on the soil size distributions. Simulations for well-documented events are first discussed and compared to available data, in particular to the horizontal visibility recorded in Chinese and Mongolian meteorological stations. The 6-year simulations of dust emissions are used to investigate the seasonality and the inter-annual variability of the main dust sources.

2. Dust Emission Model

2.1. Principle of dust emission

Mineral dust emissions by wind in arid areas are a non-linear process, depending both on the surface features and meteorological conditions. The emission of transportable soil-derived particles is a power function of the wind friction velocity, U^* , but occurs only when a threshold value, U^*_{t} , has been reached. This erosion threshold mainly depends on the soil size distribution, on the roughness induced by the presence of non-erodible elements over the erodible surface, and on the soil moisture. Once the erosion threshold is reached, the soil grains enter into a horizontal movement called saltation. Sandblasting, or bombardment, is the main dust production process. It refers to the release of fine dust particles by impact of soil particles on the surface and/or breakage of soil aggregates. The saltating soil grains provide the kinetic energy required to exceed the cohesive forces linking the dust particles to the soil aggregates.

The total amount of material mobilized by wind, or horizontal flux (G), mainly depends on the wind friction velocity and on the soil size distribution, while the intensity of the dust flux, i.e. vertical flux (F), is influenced by the ability of the soil to release fine transportable particles (*Gillette, 1979; Shao et al., 1993*).

All three processes (erosion threshold, saltation and sandblasting) are explicitly parameterized in the dust emission scheme developed and validated by *Marticorena and Bergametti (1995)* and *Marticorena et al. (1997a; 1997b)*. The input parameters required for a large scale application of this physical scheme and the way they can be retrieved are fully described in *Marticorena et al. (1997a)* and *Callot et al. (2000)*.

2.2. Dust emission model parameterizations

2.2.1. Erosion threshold

Briefly, the dust emission model is based on a parameterization of the threshold wind friction velocity as a function of (1) the size of the in-place erodible aggregates (D_p), (2) the aerodynamic roughness length of the overall surface (Z_0), and (3) the aerodynamic roughness length of the erodible part of the surface (z_{0s}).

The size dependence of the erosion threshold is an adaptation of the parameterization proposed by *Iversen and White (1982)*. The influence of the surface roughness length is

accounted for using a drag partition scheme developed by *Marticorena and Bergametti* (1995).

$$U_{t}^{*}(D_p, Z_0, z_{0s}) = \frac{U_{t}^{*}(D_p)}{f_{eff}(Z_0, z_{0s})} \quad (1)$$

$$\text{With } f_{eff}(Z_0, z_{0s}) = 1 - \left(\frac{\left(\frac{Z_0}{z_{0s}} \right)}{\left(0.35 \left(\frac{10}{z_{0s}} \right)^{0.8} \right)} \right) \quad (2)$$

D_p , Z_0 and z_{0s} having units of centimeters.

This parameterization reproduces satisfyingly the wind-tunnel measurements of erosion threshold wind friction velocities performed over various natural surfaces (*Gillette*, 1981; *Nickling and Gillies*, 1989).

The increase of the erosion threshold wind velocities due to soil moisture w is computed according to *Fécan et al.* (1999) as a function of the soil residual moisture w' (Equation 3 and 4) which is the soil moisture that must be reached to increase the erosion threshold.

$$\text{for } w < w' : \quad \frac{U_{tw}^{*}}{U_{td}^{*}} = 1 \quad (3)$$

$$\text{for } w > w' : \quad \frac{U_{tw}^{*}}{U_{td}^{*}} = \left[1 + 1.21(w - w')^{0.68} \right]^{0.5} \quad (4)$$

with w' depending on the soil clay content:

$$w' = 0.0014 (\% \text{ clay})^2 + 0.17 (\% \text{ clay}) \quad (5)$$

w and w' having units of % (mass of water/mass of dry soil).

2.2.2. Erosion and dust fluxes

Horizontal flux

Including the size dependent expression of the threshold wind friction velocity in a formulation of the horizontal flux (G) (*White*, 1979) provides a size-dependent equation. This equation allows the computation of the amount of material mobilized by wind and its size-distribution as a function of the wind friction velocity:

$$G = E \frac{\rho_a}{g} U^{*3} \sum_{D_p} \left(1 + \frac{U_{t}^{*}(D_p, Z_0, z_0)}{U^{*}} \right) \left(1 - \frac{U_{t}^{*}(D_p, Z_0, z_0)^2}{U^{*2}} \right) dS_{rel}(D_p) dD_p \quad (6)$$

where E is the fraction of erodible to total surface, $dS_{rel}(D_p)$ is the relative surface covered by the particles of diameter D_p .

This size-dependent representation of the horizontal flux reproduces well the total mass and size distribution of the horizontal fluxes measured in wind tunnel for various soil substrates and wind friction velocities by *Williams* (1964) or *Sørensen* (1985). However, it must be noted that such a parameterization does not correctly reproduce the horizontal flux for supply-limited surfaces such as crusted soils (*Lopez*, 1998).

Dust vertical flux

Only physically explicit sandblasting models such as those developed by *Alfaro and Gomes* (2001) or by *Shao et al* (2003) allow both the simulation of the mass and of the size-distribution of the emitted dust. However, it has been shown (*In and Park*, 2002; *Gong et al.*, 2003; *Shao et al.*, 2003) that these physical models are highly sensitive to the input soil size distribution. Since these soil size distributions are only poorly known (see Section 3.1.2.) in arid areas, using such sandblasting models could lead to large uncertainties in the simulations of the dust size distributions and masses. We thus decide to use the parameterization developed by *Marticorena and Bergametti* (1995) less sensitive to the accuracy of the soil size distribution.

Based on *Gillette's* (1979) coupled measurements of horizontal fluxes (G) and vertical fluxes of dust particles with a diameter $< 20 \mu\text{m}$ (F), *Marticorena and Bergametti* (1995) established an empirical relationship linking the ratio of the dust flux to the horizontal flux, i.e. the sandblasting efficiency α , to the soil clay content:

$$\alpha = \frac{F}{G} = 10^{(0.134(\%clay) - 6)} \quad (7)$$

To summarize, the model used in this study allows us to compute the dust flux provided that the required surface and meteorological input parameters have been determined. More details on the physical dust emission model can be found *Marticorena and Bergametti* (1995) and *Marticorena et al.* (1997a).

3. Input parameters

3.1. Surface parameters

3.1.1. Aerodynamic roughness length

Marticorena et al. (2004) investigated the possibility to retrieve the surface roughness of arid areas using the surface bi-directional reflectance products derived from the POLarization and Directionality of the Earth Reflectance (POLDER-1) space-borne. An empirical relationship between the aerodynamic roughness length and the so-called Protrusion Coefficient (*PC*) derived from the POLDER-1 bi-directional reflectance distribution function in the visible range was established. When applied over the Sahara and the Arabian Peninsula, this method leads to a good agreement between simulated dust event frequencies and those derived from Infrared Meteosat Dust Index (IDDI) (*Marticorena et al.*, 2004). *Laurent et al.* (2005) applied this method to eastern Asia and established a composite map of *PC* over a region (35.5°N to 47°N and 73°E to 125°E) including the main identified desert areas of China and Mongolia (Figure 1).

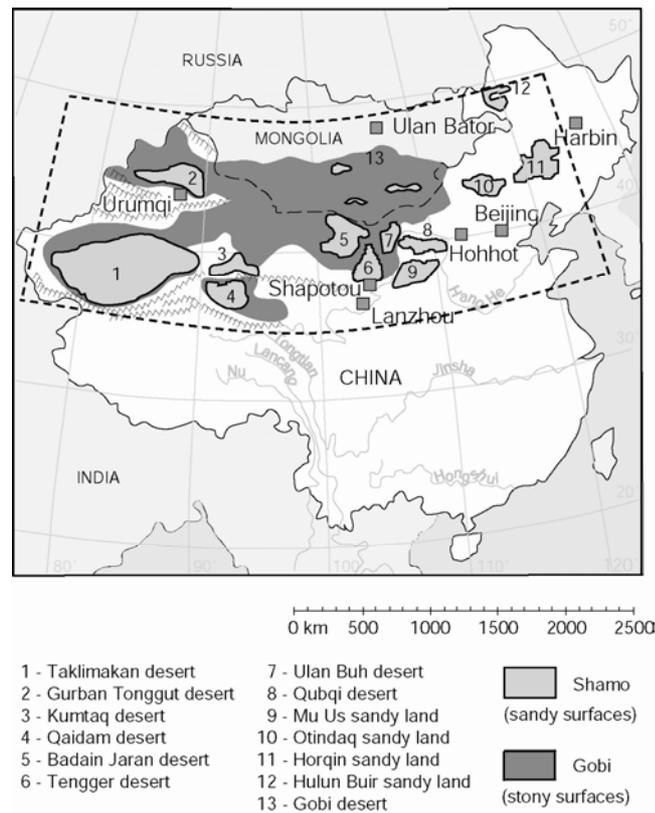


Figure 1: Desert and desertified areas of China and Mongolia (adapted from Mitchell and Fullen (1994) and Sun et al. (2001)); --- studied area.

This allows the authors to derive a map of aerodynamic roughness length for the Chinese and Mongolian arid areas with a spatial resolution of $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$ (Figure 2). The roughness lengths retrieved vary at least over three orders of magnitude (from less than 10^{-2}

mm in sandy areas of the Taklimakan desert up to 5 mm in some parts of the Gobi desert). The aerodynamic roughness lengths retrieved over gobi surfaces range typically from 0.34 to 0.64 mm, in agreement with roughness length measurements over gobi surfaces in northern China (Gansu Province) (from 0.3 to 1.9 mm for sandy gobi, sand-gravel gobi and gravel gobi) (Xian *et al.*, 2002). For similar surfaces, the retrieved values are also in agreement with the roughness lengths measured either from field (Greeley *et al.*, 1997) or wind-tunnels (Gillette *et al.*, 1982; McKenna-Neuman and Nickling, 1994; Marticorena *et al.*, 1997b) experiments.

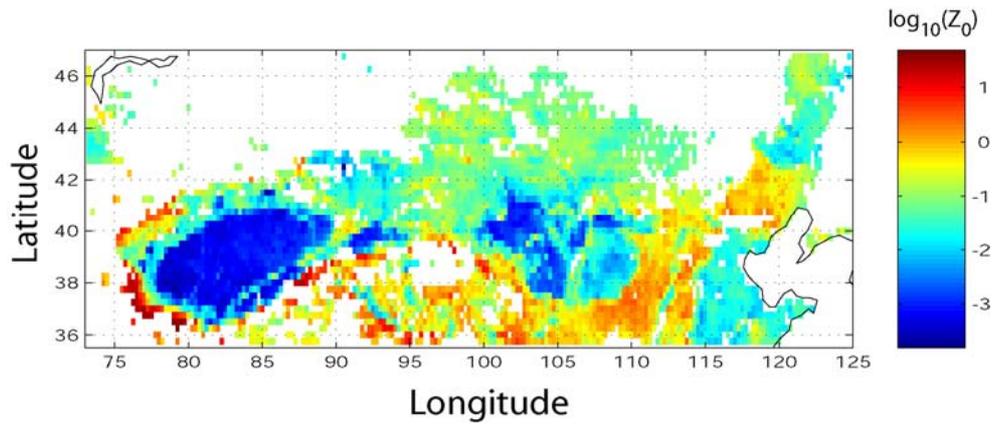


Figure 2: Map of the logarithm of the aerodynamic roughness length Z_0 with a spatial resolution of $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ (Z_0 is in cm).

3.1.2. Soil size distribution and texture

Two major soil characteristics are accounted for in the dust emission model: (1) the soil size distribution representing the size of the in situ erodible grains and aggregates, and (2) the soil texture (see Section 2).

Soil maps generally classify soils according to the well-known textural triangle defined by the three size components: sand (2000 to 80 or 63 μm), silt (80 or 63 to 4 or 2 μm) and clay (< 4 or 2 μm) (Chatenet *et al.*, 1996; Ding *et al.*, 1999). However, loose clay particles are generally not encountered in the natural soils. They generally form aggregates of larger size. Thus, they can be determined only by wet sedimentation techniques (ultrasonic pretreatment, dissolution) which break these aggregates (Chatenet *et al.*, 1996; Ding *et al.*, 1999). As a result, such a classification cannot be directly used to characterize the in-situ size distributions of erodible soils. An alternative approach is to determine the size distribution of the soil using dry techniques that minimize the breakage of the aggregates. Such an approach

has been proposed by *Chatenet et al.* (1996) and applied to Chinese soil samples by *Mei et al.* (2004).

Chinese soil grain size distributions

Based on an intensive sampling of the main Chinese arid areas, *Mei et al.* (2004) determined the typical micro-aggregated size-distribution of surface soil. Following *Chatenet et al.* (1996), the soil mass size distribution was determined by dry sieving using 10 size classes (< 40 μm , 40-63 μm , 63-80 μm , 80-100 μm , 80-100 μm , 100-125 μm , 125-250 μm , 250-500 μm , 500-800 μm , 800-1000 μm , 1000-2000 μm) for each surface sample. A fitting procedure (*Gomes et al.*, 1990) based on the adjustment of 2 lognormal modes to the soil mass measured in the various size classes was then used. This procedure, which provides mass median diameter (MMD_i), standard deviation (σ_i) and mass fraction (P_i) of each of the two populations, was applied to the individual samples from *Mei et al.* (2004) for each of the sampled desert areas: Inner Mongolia, Gurban Tonggut desert, East of Xinjiang area, Ulan Buh desert, Mu Us desert, Taklimakan, Hexi Corridor, Tengger desert and Horqin sandy land.

For the whole data set (Table 1), except the Horqin sandy land, the median values of the MMD_1 (i.e. of the finer population) are remarkably comparable ($\sim 90 \mu\text{m}$) not only for the various samples of a given desert as indicated by the low standard deviations, but also from one desert area to another. On the contrary, the median diameters of the coarser mode, MMD_2 , exhibit higher standard deviations for each desert area and differ from one desert to another. Once again, the samples from the Horqin sandy land exhibit a median MMD_2 much higher than the other desert areas. It must be noted that both the fine and coarse modes of the Chinese desert soils are significantly finer than the ones estimated for the Sahara (*Chatenet et al.*, 1996), but comparable to the ones observed in North America, i.e. for similar latitude and thus comparable weathering conditions (*Marticorena et al.*, 1997b).

		MMD ₁ (μm)	σ_1	P ₁ (%)	MMD ₂ (μm)	σ_2	P ₂ (%)	% Clay (0-2 μm)	% Silt (2-50 μm)	% Sand (50-2000 μm)
Inner Mongolia n=21	Median	86	1.38	42	457	1.74	58	11.9	34.1	53.0
	Sdt. Dev.	7	0.20	17	30	0.34	17	3.9	13.2	16.4
Gurban Tunggut n=3	Median	94	1.12	36	170	1.69	64	3.6	13.5	82.0
	Sdt. Dev.	5	0.07	19	162	0.26	19	7.5	40.3	47.8
Est of Xinjiang n=4	Median	90	1.24	29	293	1.66	71	9.9	34.7	55.3
	Sdt. Dev.	10	0.27	15	125	0.09	15	6.6	17.7	24.2
Ulan Buh n=10	Median	97	1.30	52	316	1.59	48	3.4	8.6	88.2
	Sdt. Dev.	5	0.10	13	157	0.35	13	0.7	1.8	2.3
Mu Us n=8	Median	99	1.17	35	330	1.37	65	1.6	7.7	90.2
	Sdt. Dev.	13	0.12	11	88	0.23	11	0.7	2.5	2.6
Taklimakan n=12	Median	84	1.34	97	442	1.42	3	2.0	10.7	87.8
	Sdt. Dev.	21	0.24	12	185	0.44	11	1.1	14.0	14.8
Hexi corridor n=10	Median	97	1.26	40	386	1.59	60	4.8	14.8	80.6
	Sdt. Dev.	28	0.41	11	123	0.34	11	6.7	30.5	36.6
Tengger n=9	Median	120	1.48	72	322	1.29	28	2.6	7.3	90.7
	Sdt. Dev.	38	0.26	31	98	0.28	31	1.4	5.1	6.4
Horqin n=23	Median	315	1.29	100	773	1.16	0	-	-	-
	Sdt. Dev.	138	0.12	3	40	0.14	3	-	-	-

Table 1: Median and standard deviations of the statistical parameters of the log-normal distributions (MMD_i, σ_i and P_i), and clay, silt and sand contents for the soil samples collected in desert areas of China by Mei et al. (2004). n indicates the number of samples collected in each desert area.

The median mass fraction of the fine and coarse modes, P₁ and P₂, vary significantly from one desert to another (Table 1). The finer modes are dominant for the Taklimakan desert, the Horqin sandy land, and the Tengger desert. The standard deviation of P_i can reach 31% in the Tengger desert but it does not exceed 19% in the other desert areas. When the finer mode is not dominant, P₁ varies from 29 to 42%.

Due to the variations of the coarse mode diameter and of the mass fractions of the two modes, it was not possible to determine typical size distributions for the whole studied area. However, the standard deviations of the statistical parameters, characterizing the size distributions, are generally low enough to consider the median values from Table 1 as representative of each desert area. These results also show that the soil size distribution of a desert area can hardly be determined a priori without experimental evidences.

Some arid areas, such as the Badain Jaran and Qubqi desert or the Otin Daq and Hulun Buir sandy lands, have not been sampled by Mei et al. (2004). Additional information on the dry soil size distribution of Chinese desert areas was found in Yang et al. (2001). These authors provide an average sand size distribution for a larger number of arid areas of China than Mei et al.'s (2004), but the size distribution is given for only 5 size classes. Moreover, the resolution is poor in the particle size range 100-700 μm in which the mass median

diameters previously determined are all included. However, these additional data can be used to identify similarities in soil size distributions between the different desert areas. Typically, the Badain Jaran desert exhibits similar sand size distribution to its neighbor Ulan Buh desert, while the Qubqi desert exhibits a soil size distribution comparable to the Tengger desert. Since the soil size distributions of the Ulan Buh and Tengger deserts were determined with a higher confidence level using the data from *Mei et al.* (2004), they have been assigned respectively to the Badain Jaran and Qubqi deserts. The Otin Daq and Hulun Buir sandy lands are desertified areas, like the Horqin sandy land, and they are located in the same geographical area. Consequently the soil size distribution of the Horqin sandy land derived from *Mei et al.* (2004) samples was assigned to these two sandy lands.

Both *Yang et al.* (2001) and *Mei et al.* (2004) also tried to document the soil size distribution of gobi surfaces, i.e. surfaces covered with gravel and pebbles. *Mei et al.* (2004) sampled gobi surfaces in Inner Mongolia, while *Yang et al.* (2001) provided measurements from alluvial and delluvial gobi surfaces in the vicinity of Dunhuang and Yumen. For this type of surface, these two data sets exhibit comparable mass size distributions. However, *Mei et al.*'s (2004) the soil size distributions, based on a larger number of size classes, can be considered as more precise. Thus, the median soil size distribution obtained for Inner Mongolia (Table 1) has been assigned to all gobi surfaces.

The studied area also includes potentially erodible surfaces that are not identified as desert areas, like the Loess Plateau. For these regions, we derived the statistical parameters of the soil size distribution from the average size distribution of loess and sandy loess from *Yang et al.* (2001).

Table 2 summarizes the statistical parameters of the different soil size distributions used in this work. Each identified desert is characterized by a soil size distribution derived from in situ measurements. The gobi surfaces are identified using the roughness length as a criterion. Once the roughness length derived from POLDER-1 observations is higher than 0.5 mm, i.e. the roughness lengths typically measured over Chinese gobi surfaces (*Xian et al.*, 2002), the surface is considered as a gobi surface. The sandy loess and loess areas are crudely located based on geographical considerations.

	Population 1			Population 2			z_{os} (10^{-3} cm)	α (cm^{-1})	w'
	MMD ₁ (μm)	σ_1	P ₁ (%)	MMD ₂ (μm)	σ_2	P ₂ (%)			
Gobi (Inner Mongolia) ⁽¹⁾	86	1.38	42	457	1.74	58	1.52	3.93E-05	2.22
Loess area ⁽²⁾	65	1.28	100	-	-	-	0.22	1.90E-04	3.29
Sandy Loess area ⁽²⁾	74	1.17	100	-	-	-	0.25	1.90E-04	3.29
Taklimakan and Kumtaq ⁽¹⁾	84	1.34	97	442	1.42	3	0.28	1.85E-06	0.35
Ulan Buh and Badain Jaran ⁽¹⁾	97	1.30	52	316	1.59	48	1.05	2.85E-06	0.59
Tengger and Kubqi ⁽¹⁾	120	1.48	72	322	1.29	28	1.07	2.23E-06	0.45
Mu Us ⁽¹⁾	99	1.17	35	330	1.37	65	1.10	1.64E-06	0.28
Horqin ⁽¹⁾	315	1.29	100	-	-	-	1.05	1.64E-06	0.28
East of Xinjiang area ⁽¹⁾	90	1.24	29	293	1.66	71	0.98	2.12E-05	1.82
Hexi Corridor ⁽¹⁾	97	1.26	40	386	1.59	60	1.29	4.40E-06	0.85
Gurban Tunggut ⁽¹⁾	94	1.12	36	170	1.69	64	0.57	3.04E-06	0.63

Table 2: Statistical parameters of the soil size distributions, smooth roughness lengths (z_{os}), ratio of the dust flux to saltation flux (α) and residual soil moisture (w') assigned to the different desert areas of China and Mongolia (⁽¹⁾ from Mei et al. (2004) and ⁽²⁾ from Yang et al. (2001)).

Smooth roughness length

Following Marticorena et al. (1997a), the smooth roughness length, z_{os} , is assumed to be $1/30$ of the coarser mass median diameter of the soil size distribution, except if the roughness length derived from POLDER-1 is lower (Table 2). For the Taklimakan desert, the coarser population represents a very small fraction (3%) of the soil size distribution. Moreover the roughness length derived from POLDER-1 in the Taklimakan desert is lower than in the other sandy deserts, and is often below 10^{-2} mm. Therefore, the smooth roughness length for the Taklimakan desert is derived as $1/30$ of the finest mass median diameter (Table 2).

It should be noted that the simulations are very sensitive to this parameter in some specific regions. In the Taklimakan desert, due to the low value of the POLDER-1 derived roughness length, shifting the smooth roughness length from 10^{-2} to 10^{-3} mm can transform a smooth erodible surface in a relatively rough and thus less erodible surface. On the contrary, in the gobi desert of Mongolia, due to high POLDER-1 derived roughness length, shifting the smooth roughness length from 10^{-3} to 10^{-2} mm can transform a non erodible surface into an occasional source of very intense dust events.

Chinese soil texture

In addition to the “dry” soil size distribution, Mei et al. (2004) measured the soil texture of their individual samples except those of the Horqin sandy land (Table 1). The median clay contents are always low ($< 12\%$), especially in the sandy deserts (Ulan Buh, Mu

Us, Taklimakan and Tengger) where it never exceeds 3.4% (with a std. dev. <1.4%). Both the median and standard deviation of the clay content are higher (up to 9.9% clay and std. dev. ~6 to 7%) in the other desert areas (Gurban Tunggut, East of Xinjiang and Hexi corridor). The samples from Inner Mongolia exhibit the highest median clay content (11.9%), but with a relatively low standard deviation (3.9%).

For the individual soil samples, the soil clay content does not show any co-variation with the statistical parameters of the soil size distribution (MMD_i or P_i). The only trends that can be drawn from Figures 3a, 3b are (1) that high silt and clay contents (clay > 10% and silt > 30%) are often associated to low MMD_1 (60 to 100 μm) and (2) that the highest values of MMD_1 (100-200 μm) are associated with high sand content (> 80%). However, these trends are not exclusive: a coarse MMD_1 is not a systematic feature of soils with low clay content and similarly, a low MMD_1 is not systematically associated with high clay content. These results point out the fact that there is no systematic relationship between soil textures and soil dry size-distributions.

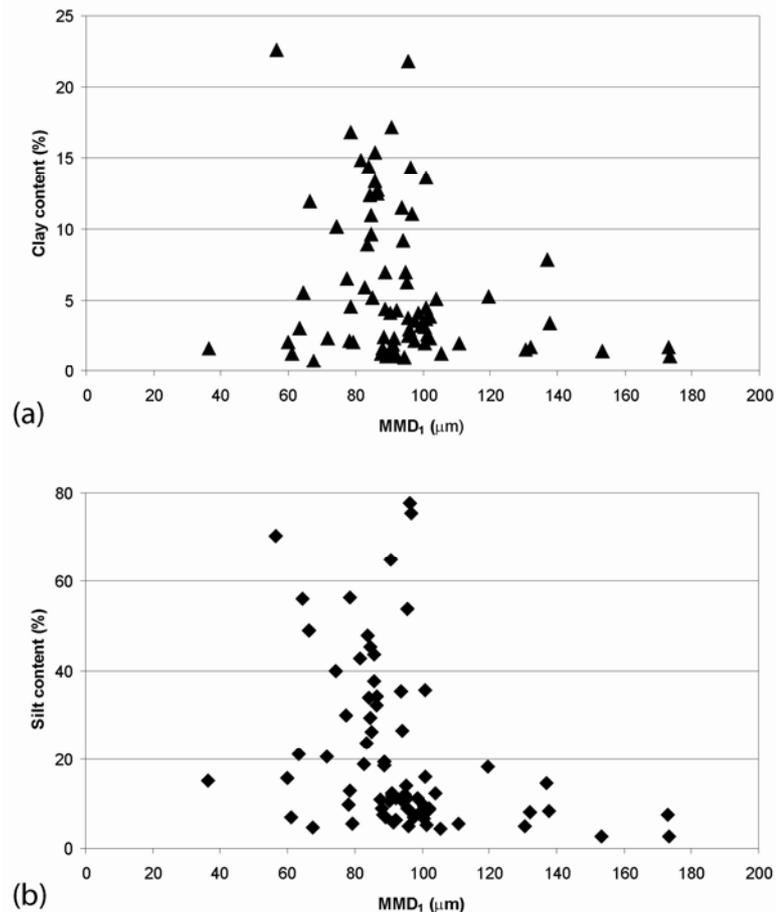


Figure 3: Clay (a) and silt (b) contents as a function of the mass median diameter MMD_1 of the finer mode of the soil size distribution for individual samples collected in the main desert areas of China (data from Mei et al. (2004)).

The range of median soil clay content measured for Chinese soils is comparable to the ones measured in northern America arid soils (*Gillette, 1979*) or estimated over the Sahara (*Marticorena et al., 1997a*). As a result, they may have a comparable efficiency in producing dust.

The texture of the Horqin sandy land samples was not measured. The Horqin sandy land is geographically close to the Mu Us sandy land, and these two areas are both partly vegetated with semi-fixed dunes (*Walker, 1986; Mainguet, 1996*). The soil size distributions derived for the Horqin sandy land and the Mu Us desert are comparable. As a result, the soil clay content for the Horqin sandy land was considered equal to the soil clay content of the Mu Us desert. The same soil clay content was also assigned to the Hulun Buir and the Otin Daq sandy lands.

To estimate the soil clay content of the loess and sandy loess, we used the soil texture determined by *Ding et al. (1999)* for soil samples collected in the north-western part of the Loess Plateau in Xinzhuangyuan (sandy loess) and in Lijiayuan (loess). For both regions, the clay content of the first 20 mm of soil ranges from 15% to 18%. A typical value of 17% was therefore used as representative of the loess and sandy loess clay content.

Residual soil moisture and ratio of vertical to horizontal flux

For each documented area, the clay content is used to estimate the residual soil moisture w' (Equation 5) and the ratio of vertical to horizontal flux α (Equation 7), as summarized in Table 2. Over the various arid and semi-arid areas of eastern Asia, the range of α covers 3 orders of magnitude. In the desert areas, it varies from $1.64 \times 10^{-7} \text{ mm}^{-1}$ in sandy areas up to $3.93 \times 10^{-6} \text{ mm}^{-1}$ for the gobi surface. They are in the same order of magnitude than the ones measured by *Gillette (1979)*. Due to high clay content, a maximum of $1.90 \times 10^{-5} \text{ mm}^{-1}$ is estimated in the loess and sandy loess areas.

3.1.3. Fraction of erodible surface, E

The dust flux computation also requires the fraction of erodible surface E (Equation 6). This parameter, which has a linear effect on the dust emission flux, corresponds to the part of the surface which is not protected from wind erosion by roughness elements.

The only information we have for the Chinese and Mongolian deserts in terms of surface features are the roughness length Z_0 , derived from POLDER-1. *Marticorena et al.*

(1997a) have established an empirical relationship between Z_0/h and the roughness density λ , h being defined as the mean height of the roughness elements. The roughness density is defined as:

$$\lambda = \frac{nbh}{S} \quad (8)$$

where n is the number of roughness elements of height h and width b over a surface S .

Thus, it should be possible to derive the covering rate of the roughness elements, i.e. $(1-E)$ from the roughness length with additional hypothesis on the obstacle shapes. For example, assuming cubic obstacles ($h = b$), the roughness density is equivalent to the covering rate of the obstacles. However, as mentioned above, λ is linearly linked to Z_0/h and not to Z_0 .

For natural surfaces where various types of gravel, pebbles etc. of various shapes and dimensions can co-exist over the same surface, the assessment of the roughness density or covering rate of roughness elements based on the roughness length Z_0 requires to estimate the equivalent mean height of the obstacles.

We used the data set of surface features established by *Callot et al.* (2000) over the Sahara desert. This data set is based on a geomorphological mapping of the characteristics of the roughness elements: mean height and covering rates for the gravel, pebbles and other non-erodible elements present on the surface.

From this data set, we computed the median covering rates for logarithmic classes of roughness length (Figure 4). The fraction of erodible surface clearly decreases as a function of the roughness length, but with a significant dispersion. This is consistent with the relationship between λ and Z_0/h , which suggests as many different linear relations as there are different heights or shapes for the roughness elements. It must be noted, however, that the dispersion associated to each median value is relatively low ($< 25\%$).

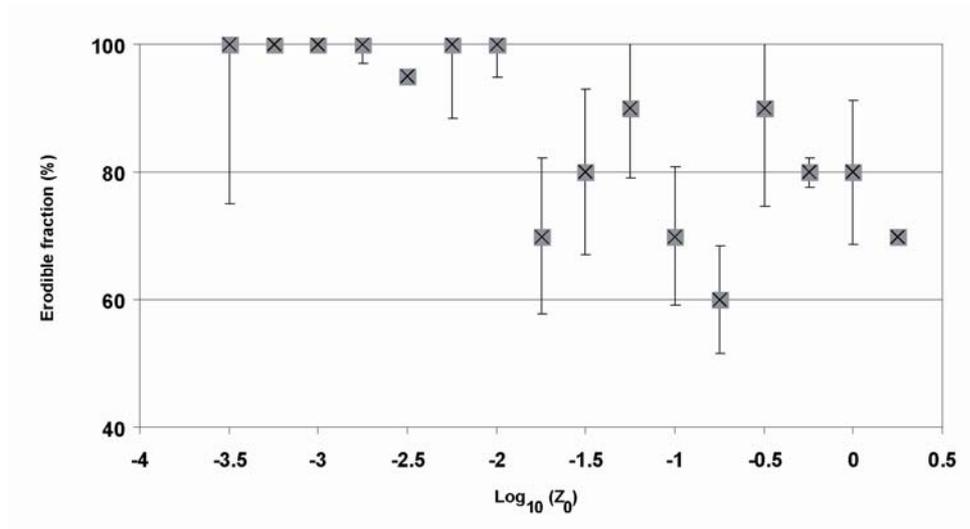


Figure 4: Relationship between the fraction of erodible surface E and the aerodynamic roughness length estimated over the Sahara and the Arabian Peninsula (based on the data from Callot et al. (2000)).

We thus decided to use only one linear relationship between E and Z_0 . The correlation coefficient associated with this linear fit for erodible fractions smaller than 100% ($Z_0 > 3 \times 10^{-2}$ mm) is not very high, but the differences between the erodible fraction computed with this relationship and the median values from Callot et al. (2000) are always lower than 30%. This relationship was thus applied to estimate E over the surfaces where $Z_0 > 3 \times 10^{-2}$ mm.

3.2. Parameters relative to the meteorological conditions

The meteorological parameters used for this study are extracted from the ERA-40 data base of the European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF). The ECMWF Re-Analysis (ERA-40) project has produced a comprehensive global analysis for a 45-year period ending in 2002, making optimal use of a wide range of observing systems (Betts and Beljaars, 2003), especially satellite observations. A recent version of the ECMWF Numerical Weather Prediction system was used for the entire analysis period (Uppala et al., 2004). As a result, the ERA-40 analyses had shown considerable success in reproducing realistic trends over the last four decades. The comparisons of the ERA-40 near surface data with selected surface observations (surface temperature, dew point, precipitation, ...) also indicates that ERA-40 has a realistic representation of the seasonal anomaly fields on a global scale (Betts and Beljaars, 2003).

The meteorological surface parameters used for the computation of dust emission fluxes are the surface wind velocities, the snow cover and the soil moisture which is computed using the daily precipitation and minimum and maximum air temperature, the

albedo, and the geopotential. All the meteorological parameters are re-analyzed data products except the precipitation that are re-forecasted data.

3.2.1. Surface wind velocity

To compute the wind shear stress, we used the ERA-40 surface wind fields at the spatial resolution of $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$ from 1996 to 2001. The surface wind fields are instantaneous values of the two horizontal components u and v of the horizontal wind which are defined at 10 m height, for 00h00, 06h00, 12h00, and 18h00 UT. The wind velocity norm $(u^2+v^2)^{1/2}$ has been computed from u and v to obtain a 10 m wind velocity field.

Laurent et al. (2005) used the operational analysis archive (OAA) from ECMWF and noticed some bias in the surface wind velocity fields compared to those measured in the meteorological stations or during specific dust events. They noticed that the frequency of wind velocity higher than 6.5 m.s^{-1} derived from OAA were lower than the observed, in particular in the northern deserts of China and in Mongolia. We thus compared the ERA-40 surface wind field to those used by *Laurent et al.* (2005) for the years 1997 to 1999. For example, in 1997 the surface velocity from the two data sets are highly correlated ($r = 0.79$, n (number of data) = 1005940, slope = 0.81). The ERA-40 surface wind velocities are generally slightly higher than the OAA's, especially in the range of low wind velocities. On the contrary the maximum wind velocities are larger. Indeed, over the Gobi desert of Mongolia and Inner Mongolia (China), the ERA-40 surface wind velocities never exceed 12 m.s^{-1} while a few values exceed 15 m.s^{-1} in the OAA. The main difference between the two data sets is the spatial pattern and the intensity of the frequencies of wind velocity higher than 6.5 m.s^{-1} . Over the northern deserts of China and the Gobi desert, the frequencies of wind velocity higher than 6.5 m.s^{-1} are locally comparable for the two data sets, but the area for which this threshold velocity is exceeded is much wider for the ERA-40 data base than for the OAA one. On the contrary, in the Taklimakan desert, the frequencies of wind velocity higher than 6.5 m.s^{-1} are lower in the ERA-40 data base but the area for which the wind velocity is higher than 6.5 m.s^{-1} is similar in the two data sets.

3.2.2. Soil moisture

The dust emission model includes the parameterization of the soil moisture influence on the erosion threshold proposed by *Fécan et al.* (1999). The gravimetric soil moisture, w , is used as an input parameter.

Soil moisture fields are among the reanalysis products available in the ERA-40 data base. They are computed based on the land surface scheme using 4 prognostic soil layers (*Van Den Hurk et al.*, 2000). However, the soil physical treatment is uniform since a unique homogeneous loamy texture is used in the 4 layers and over the whole land surface. As a result, this model does not reproduce well the very low soil moisture contents measured in semi-arid areas such as the Sahel, that are mainly characterized by sandy soils (*Van Den Hurk et al.*, 2000).

In this study, the soil moisture content has been computed, like in *Laurent et al.* (2004), based on a water balance model (*Mougin et al.*, 1995) and using up to 14 soil layer as specified in the texture profiles (*Webb et al.*, 2000) associated to the global FAO soil texture map (*Zobler*, 1986). The texture of the superficial layer (20 mm) is derived from the analysis of in-situ sampling (*Mei et al.*, 2004, *Ding et al.*, 1999).

3.2.3. Snow cover

Following *Laurent et al.* (2005), we assume that snow cover (i.e. snow depth > 0) inhibits dust emission by totally protecting the erodible surface from erosion. To account for the snow cover, we used the ERA-40 daily snow depth at the resolution of $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$.

4. Simulations of mineral dust emission

Mineral dust emissions over the Chinese and Gobi deserts are estimated based on the previous input data. The erosion thresholds (U^*) are computed for each grid mesh with a daily time step based on the POLDER-1 derived roughness length (Z_0), the estimated smooth roughness length (z_{0s}), and the soil moisture. If the surface wind velocity exceeds the erosion threshold and if snow depth is equal to 0, an instantaneous dust flux is computed in each grid mesh with a 6-hour time step from the surface wind velocity, the soil size distribution and the ratio of vertical to horizontal flux (α). The daily fluxes are estimated assuming that the instantaneous fluxes are representative of a 6-hour interval. The daily fluxes (in $\text{g.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$) are weighted by the grid mesh surface to obtain dust emission amount (g.d^{-1}) for each $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$.

The results are discussed in terms of individual dust events, seasonal cycle, annual dust emissions and inter-annual variability and compared with observations and/or data from the literature. It can be noticed that very few direct observations and no direct measurements of the dust emissions are available.

4.1. Simulation of individual dust events

To test the relevance of the dust emission simulations, we first focused on specific dust events occurring over short periods of time. The two selected periods (April 1998 and spring 2001) correspond to dust events well documented both by the meteorological stations, by the SeaWiFS, TOMS and AVHRR space sensors, and by sun photometers from the AERONET network (*Husar et al.*, 2001; *Zhang et al.*, 2003). During these periods, only few events of short duration occurred but the dust amount emitted during each event was generally very large. For example, in April 1998, dust events have lead to surface aerosol concentrations 2 to 4 times higher than for any other dust event since 1988 (*Husar et al.*, 2001). These dust events have been interpreted by an ad hoc international web-based virtual community (*Husar et al.*, 2001) and as a part of the ACE-ASIA international program. As a result, this information can be used in terms of (1) occurrence, (2) location of the dust source and (3) relative intensity of the dust events.

To further validate the simulations of individual dust events, we compared the simulated dust emissions to the reductions of horizontal visibility recorded by the meteorological stations. Indeed, in arid and semi-arid areas, a horizontal visibility below 1000 m, is generally due to a dust storm (*Middleton*, 1989). However, such a low visibility can also be associated to the presence of fog. Thus, the number of dust storms estimated from the reduction of the horizontal visibility may be overestimated, especially in the northern and eastern part of the simulated area. To minimize this bias, we selected the meteorological stations close to the mineral dust sources: 14 stations for the Taklimakan desert, 23 stations for the northern deserts of China, i.e. the Badain Jaran, Ulan Buh, Tengger, Qubqi and Mu Us deserts and 20 stations for the Gobi desert. In the following, a “dust storm” record will be defined as a horizontal visibility below 1000 m recorded at least once a day in a meteorological station. Depending on the meteorological station, the visibility is reported with a 3 or 6-hour time step.

4.1.1. April 1998

The daily simulated dust emissions (a) and the number of meteorological stations that recorded a dust storm (b) are reported on Figures 5 and 6, respectively for the Taklimakan desert, and for an area including the northern deserts of China and the Gobi desert. Figures 5 and 6 show that the periods when the most intense dust emissions are simulated correspond to the periods when the number of stations recording dust storms is the highest.

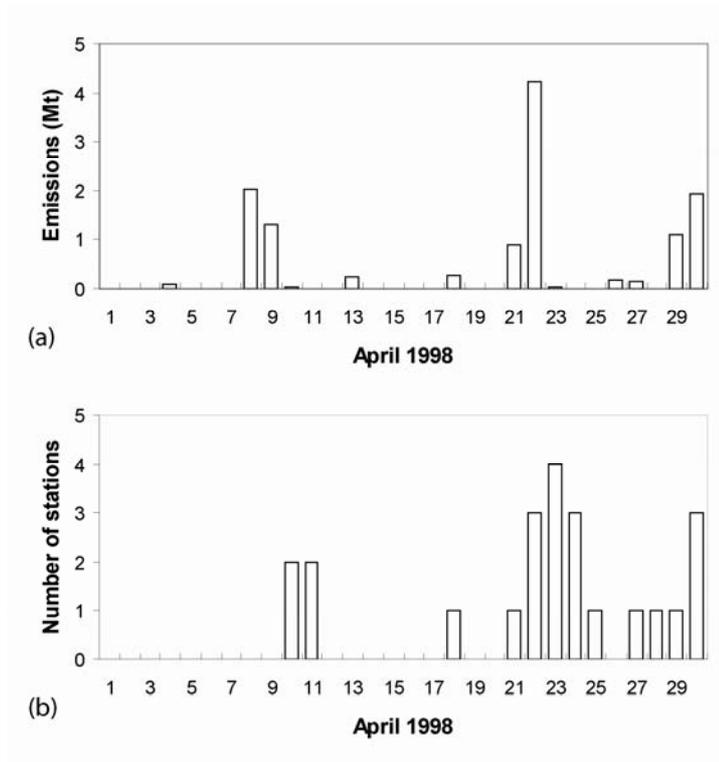


Figure 5: Daily simulated emissions (a) and daily number of stations that observed a dust storm (b) in April 1998 in the Taklimakan desert area.

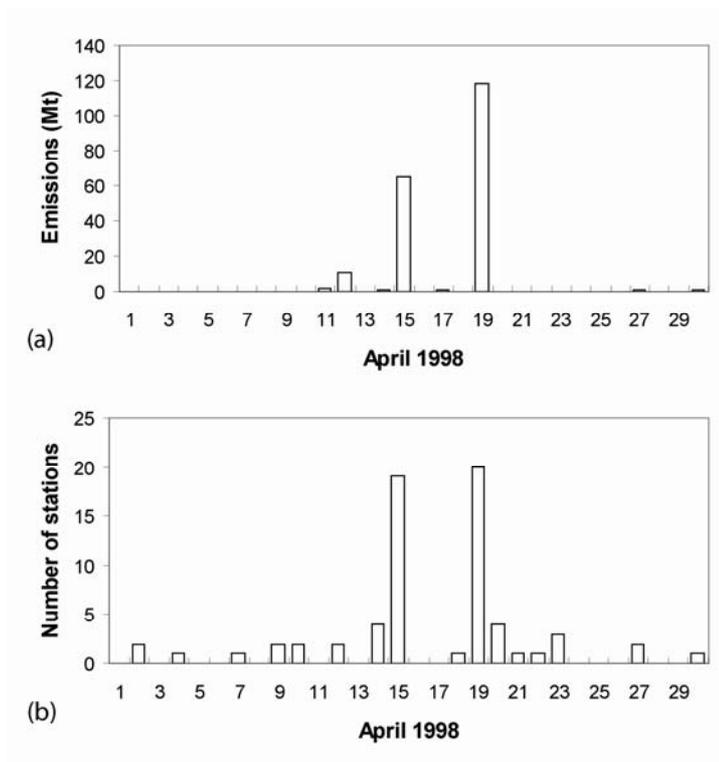


Figure 6: Daily simulated emissions (a) and daily number of stations that observed a dust storm (b) in April 1998 in the northern deserts of China and in the Gobi desert.

The agreement score between the simulation and the observation is of 70% for both the Taklimakan desert, and the Gobi and northern deserts (Table 3). For some cases, dust storms are observed by the meteorological stations one day after dust emissions are simulated. This delay can be partly explained by the relatively large distances separating the meteorological stations from the dust emission sources. The number of dust storm days is similar in the Taklimakan desert and in the area of the Gobi and northern deserts. However in the latter, the simulated dust emissions are higher, mainly due to the two huge events on April 15 and 19.

On April 15, 19 out of the 43 stations located in the northern deserts and Gobi desert areas recorded dust storms. On April 19, the phenomenon was slightly more pronounced with 20 out of the 43 stations. Based on the in situ measurements (horizontal visibility, daily PM10 concentrations) and remote sensing (TOMS aerosol Index, SeaWIFS images), *Husar et al.* (2001) suggest that the April 19 dust storm was the more intense event, causing the highest regional average dust concentrations. Our simulations are consistent with this statement since the simulated dust emissions are 65 Mt for April 15 and 118 Mt for April 19.

In terms of dust source location, it can be noted that the April 15 dust storm was recorded by meteorological stations located both in northern deserts and in the Gobi desert of Mongolia, whereas the April 19 dust storm was mainly recorded by the meteorological stations located in the vicinity, or inside, the Gobi desert area. According to our simulations, for April 15, most of the dust (65%) was emitted from the northern deserts of China and 35% from the Gobi desert. On the contrary, on April 19, the simulations point out the Gobi desert as the main source with more than 97% of the simulated emissions originating from this area.

As a conclusion, the dust emission occurrence, the different dust source locations in time and space, and the relative intensity of the different dust events during April 1998 are well simulated. Our simulations are in agreement with the visibility below 1000 m recorded by the meteorological stations and with the previous studies performed on the main dust storms originating from the northern deserts of China and the Gobi desert at this period (*Husar et al.*, 2001).

Period	Area location	Agreement (in days)		Dust event simulated and observed the day after (in days)	Disagreement (in days)	
		Dust event	No dust event		Dust event simulated	Dust event observed
April 1998	TK	9	12	6	3	-
	ND & GB	11	10	4	2	3
Spring 2001	TK	22	40	9	12	9
	ND & GB	39	31	5	15	2

Table 3: Number of days of daily agreement and disagreement between the simulated dust emissions and the observed dust storm in April 1998 (30 days) and Spring 2001 (92 days) in the Taklimakan desert (TK) (35.5°N-42°N; 75°E-90°E), the northern deserts of China (ND) (37°N-42°N; 99°E-111°E) and the Gobi desert (GB) (42°N-46.5°N; 90°E-115°E).

4.1.2. Spring 2001

A similar comparison was carried out for the period extending from March to May 2001 (Figures 7 and 8). Like for April 1998, the simulated occurrence of dust emissions and the recorded dust storm days are in good agreement. The number of dust storms recorded in the area of the northern desert of China and in the Gobi desert are comparable to the one recorded in the Taklimakan desert. However, especially during March and May 2001, many very low dust events are simulated which are not always observed by the meteorological stations. April appears as the month of spring 2001 with the most intense dust emissions.

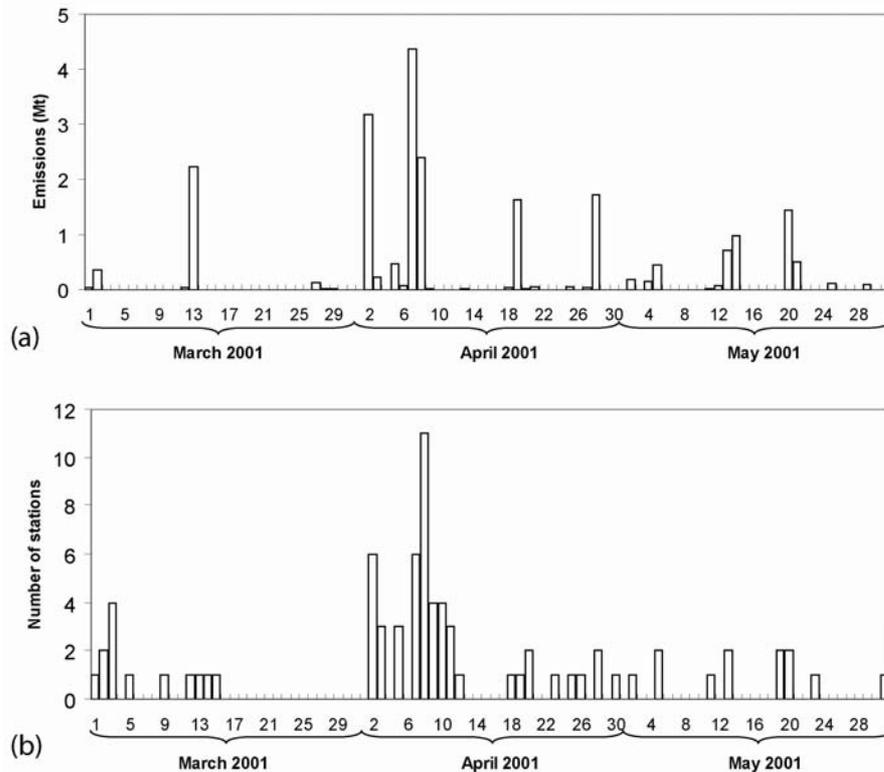


Figure 7: Daily simulated emissions (a) and daily number of stations that observed a dust storm (b) in spring 2001 in the Taklimakan desert area.

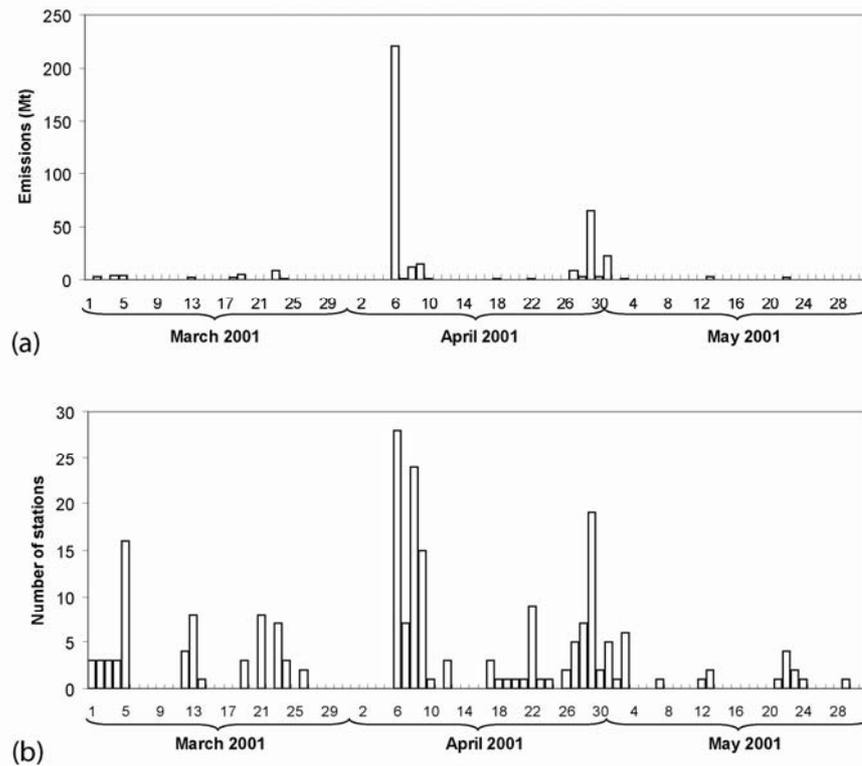


Figure 8: Daily simulated emissions (a) and daily number of stations that observed a dust storm (b) in spring 2001 in the northern deserts of China and in the Gobi desert.

Globally, the simulated emissions and the recorded visibility below 1000 m are in good agreement. In the Taklimakan desert, the agreement is 67% and even higher (76%) in the Gobi and northern deserts (Table 3).

Both, the simulations and the recorded visibility point out the Gobi and northern deserts as the major dust sources. Two huge events, occurring on April 6 and April 29, have been recorded by meteorological stations located inside or close to the northern deserts of China and Gobi desert. On April 6, 28 out of the 43 stations located in the area of the Gobi and northern deserts recorded dust storms, but only 18 on April 29.

For the spring 2001, *Gong et al.* (2003) identified the dust storm event occurring between April 4 and 14 as the most intense and persistent, since they simulated 66 Mt of emitted dust. A second major dust storm is simulated from April 29 to May 5 with 51 Mt of emitted dust. In our simulation, 221 Mt are emitted during the April 6 dust storm. A second, less severe, dust storm is simulated on April 29 with 65 Mt of emitted dust. Our simulations are consistent with the study of *Gong et al.* (2003) in terms of period and relative intensity of the two dust events. However, for the whole period between April 4 and 14, our simulations

suggest much higher emissions (250 Mt) than *Gong et al.* (2003). For the second event (April 29 to May 5), the difference with *Gong et al.*'s (2003) simulations is less than a factor of 2. For the whole spring 2001, the total dust emission is estimated to about 253 Mt by *Gong et al.* (2003) whereas our total dust emission is 40% higher, i.e., 418 Mt.

Using a high resolution regional dust model, *Liu et al.* (2003) also estimated the dust emissions (of particles smaller than 10 μm in diameter) between April 5 and April 15 to 550 Mt.

We can conclude that our simulated dust emissions are comparable to those obtained by other models, and suggest that the uncertainty on the dust emissions from Asian sources is at least of the order of 50%.

4.2. Major sources of dust emissions

We have computed the annual dust emissions (Figure 9a) and the number of dust events (Figure 9b) averaged over the 6-year simulated period (1996-2001). The number of dust events corresponds to the number of time the erosion threshold is exceeded, i.e. a dust emission is simulated.

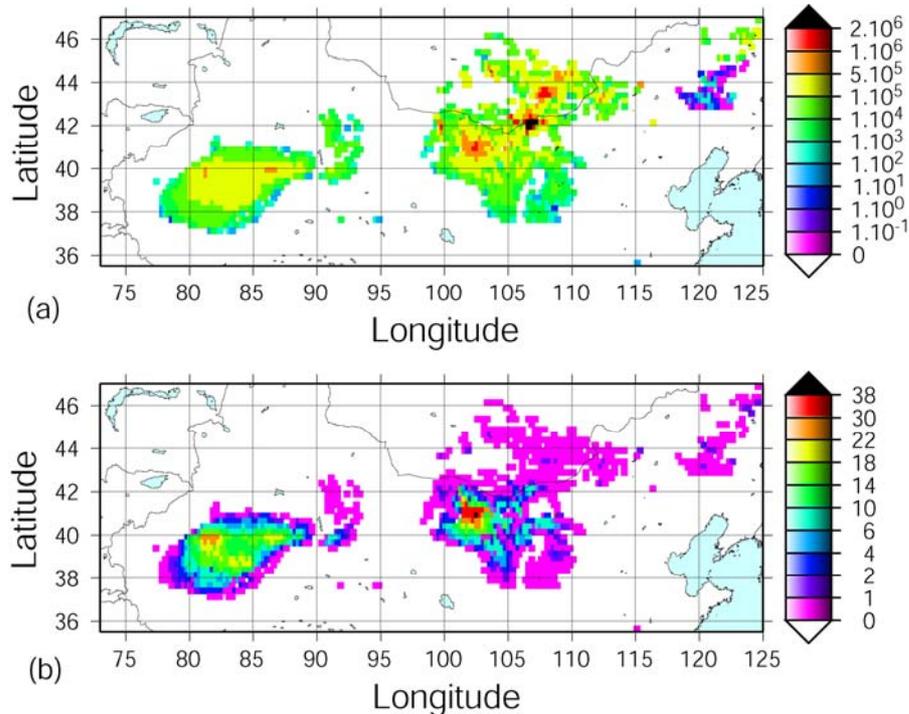


Figure 9: Annual dust emissions averaged (in t.y^{-1}) over the period 1996-2001 (a); Annual number of dust event days averaged over the period 1996-2001 (b).

About 98% of the annual dust emissions originate from three main desert areas: the Taklimakan desert, the northern deserts of China and the Gobi desert. These three areas have a comparable contribution to the total dust emissions, respectively 27%, 33% and 38%. On the contrary, their contributions to the total number of dust events are radically different: 59% for the Taklimakan desert, 37% for the northern deserts of China and only 2% for the Gobi desert. The main contribution of the Taklimakan desert to the total number of dust emission events is due to the fact that the erosion thresholds, generally low, are frequently exceeded over a large area. On the contrary, in the Gobi desert, the presence of gravels and pebbles leads to high threshold wind friction velocities and, as a consequence, very few dust emissions events are simulated. However, when the threshold is exceeded, because of the very high wind velocities, the dust events are generally huge events. The annual dust emissions can reach more than 2 Mt.y^{-1} per $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$ surfaces in this area. The northern deserts of China exhibit an intermediate behaviour: the number of dust events is locally higher than in the Taklimakan desert, and annual dust emissions for some $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$ surfaces are comparable to the highest emissions simulated in the Gobi desert. Only 2% of the annual dust emissions come from other regions than these three main areas. Most of these emissions are produced over the Horqin sandy land, suggesting that this area could be an episodic but significant dust source.

Laurent et al. (2005) simulated the dust emissions frequencies over the Chinese and Mongolian deserts from 1997 to 1999. They identified the Taklimakan and the northern deserts of China as the most frequent dust sources, with the highest dust event frequency in the north eastern part of the Taklimakan desert. However, they noted that the dust emissions frequencies over the deserts of northern China and Gobi desert were underestimated compared to the dust storm frequencies derived from synoptic observations. It is mainly due to a bias in the ECMWF OAA surface wind fields. The use of the ERA-40 surface wind fields tends to give more weight to these areas in the total dust emission frequencies, and thus a better agreement with the observed dust storm frequencies (*Sun et al.*, 2001; *Natsagdorj et al.*, 2003) is obtained. The highest dust emission occurrence is simulated in the northern deserts of China, more precisely in the Badain Jaran desert, in agreement with the analyses of the dust storm frequencies in Inner Mongolia (*Gao et al.*, 2003). However, due to a larger extend, the Taklimakan desert remains the region where the highest number of dust emission events is simulated.

Zhang et al. (2003) simulated the dust emissions from Asian arid and semi-arid areas for the period from 1960 to 2002. As a comparison, the relative contribution of the three main

desert areas defined by these authors are respectively 21% (± 7) in the Taklimakan desert, 26% (± 8) in the northern deserts of China (Badain Jaran, Tengger, Ulan Buh, Mu Us and Qubqi deserts) and 29% (± 10) in the Gobi desert of Mongolia. Our results are thus consistent with these long-term simulations.

4.3. Seasonal cycle

The seasonal cycle derived from synoptic observations is clearly characterized by a maximum in spring with some minor differences depending on the region (*Sun et al.*, 2001; *Gao et al.*, 2003; *Natsagdorj et al.*, 2003; *Sun et al.*, 2003; *Wang et al.*, 2003). For example, a secondary maximum in the dust storm frequencies can be observed during winter (December and January) in the northern deserts of China, and during the fall in some stations of Mongolia or Inner Mongolia (*Gao et al.*, 2003; *Natsagdorj et al.*, 2003; *Sun et al.*, 2003). The period of maximum dust storm frequencies in the Taklimakan desert extend from spring to early summer (*Sun et al.*, 2003; *Wang et al.*, 2003).

The simulated occurrence of dust events also exhibits a period of maximum from spring to early summer in the Taklimakan desert, and a secondary maximum during winter in the northern deserts of China (Figure 10).

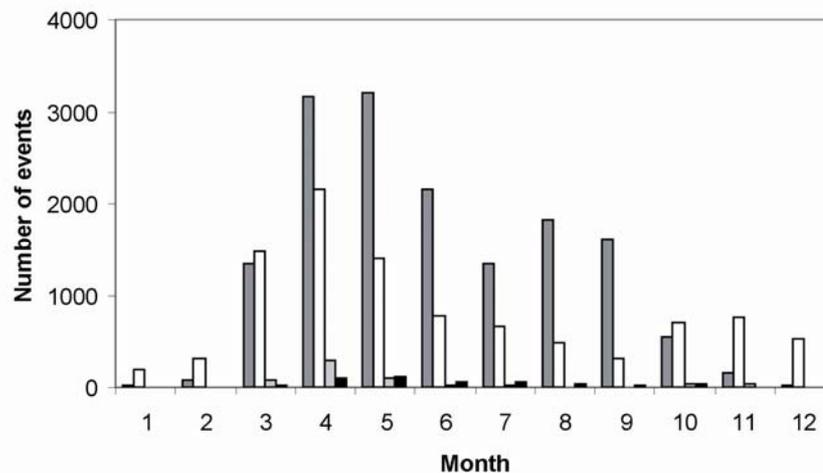


Figure 10: Seasonal variations of the monthly number of dust events simulated with a 6-hour time step for the Taklimakan desert (dark grey), the northern deserts of China (white), the Gobi desert (light grey) and the other arid areas (black) averaged over the period 1996-2001.

The seasonal cycle of the dust emissions shows the same general trends as the dust emission frequencies but with higher seasonal and spatial contrasts (Figure 11).

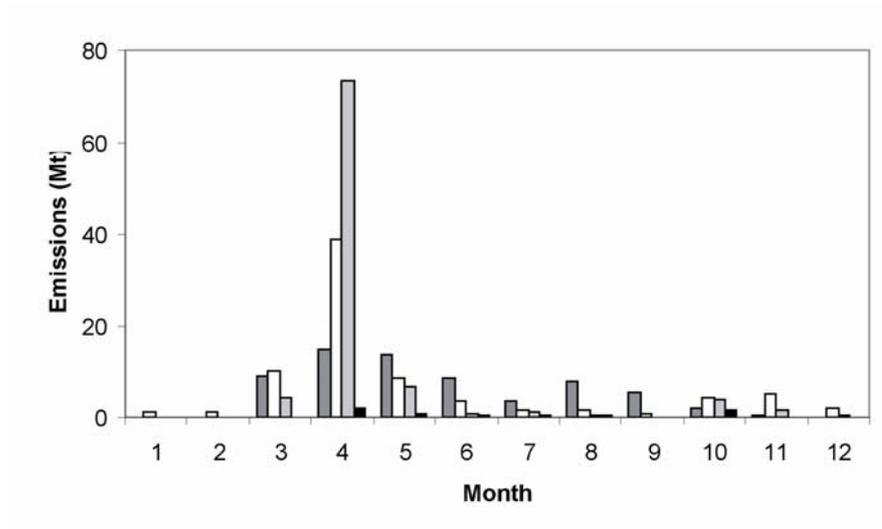


Figure 11: Seasonal variations of the monthly dust emissions for the Taklimakan desert (dark grey), the northern deserts of China (white), the Gobi desert (light grey) and the other arid areas (black) averaged over the period 1996-2001.

The spring is clearly the dustiest season in China and Mongolia. For example, 79% of the annual emissions from the Gobi desert occur in April. The dust emissions are also maximum in spring (April) in the northern deserts of China and in the Horqin sandy land and between April and May in the Taklamakan. Due to a secondary maximum between August and September, the Taklimakan desert is the main dust source area during late summer and early fall. The emissions from the other arid areas mainly originate from the Horqin sandy land. They exhibit a secondary peak in November (1.4 Mt to be compared to 1.9 Mt in the spring). In winter, the northern deserts of China are the major dust source over the simulated area.

4.4. Inter-annual variability

4.4.1. Annual dust emissions

The average annual dust emissions from Chinese and Mongolian deserts over the 6 years of simulations is 242 Mt, but the annual dust emissions vary from 100 Mt in 1997 to 459 Mt in 2001 (Table 4), underlining a high inter-annual variability.

	Mineral dust emissions (10^6 t)				Total
	TK	ND	GB	Other	
1996	94	72	26	12	204
1997	68	19	10	4	100
1998	80	99	149	3	332
1999	62	59	27	4	151
2000	46	96	61	2	205
2001	41	126	285	7	459
Mean	65	79	93	5	242
σ	20	37	107	4	131

Table 4: Annual emissions from 1996 to 2001 for the whole studied area (Total), the Taklimakan desert (TK), the northern deserts of China (ND), the Gobi desert (GB) and the other arid areas of China and Mongolia (Other).

The Taklimakan desert appears as a steady dust source over the 6 simulated years. The inter-annual variability of the simulated dust emissions is only of a factor 2, with a maximum in 1996 and a minimum in 2001. It reaches a factor 6 in the northern deserts of China, and a factor 28 in the Gobi deserts. In both regions, the minimum dust emissions among the six years are simulated for 1997 while 1998 and 2001 are characterized by very intense dust activity.

Based on dust deposition measurements in the main desert and deposition areas of China, *Zhang et al.* (1997) estimated the total dust production from Chinese deserts to ~ 800 Mt.yr⁻¹ with an estimated range from 500 Mt.yr⁻¹ to 1100 Mt.yr⁻¹. Our estimation of 100-460 Mt. yr⁻¹ is significantly lower. However, it only corresponds to the emissions of dust particles having a diameter smaller than 20 μm , while dust deposition in the vicinity of source regions is significantly affected by coarser particles. For the spring, the 6-year averaged simulated dust emissions (182 Mt) are comparable with the 43-years averaged dust emissions (120 Mt) simulated by *Zhao et al.* (2004). The most recent dust budgets estimated at a global scale range from 1000 Mt.yr⁻¹ to 2150 Mt.yr⁻¹ (*Zender et al.*, 2004). With annual dust emissions of the order of 240 Mt, our simulations suggest that Asian deserts could represent between 10% and 25% of the annual mineral dust emissions at the global scale.

4.4.2. Causes of the inter-annual variability of dust emissions

Over the 6-year simulation, the inter-annual variability of the dust emissions is mainly related to changes in the intensity of the spring dust emissions (Figure 12).

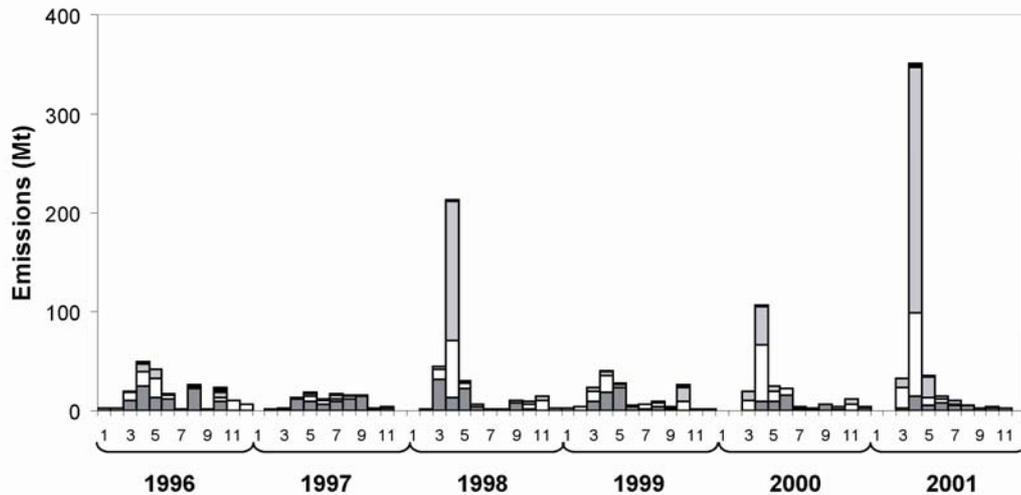


Figure 12: Monthly dust emissions simulated for the Taklimakan desert (dark grey), the northern deserts of China (white), the Gobi desert (light grey) and the other arid areas (black) from January 1996 to December 2001.

On the contrary, the total number of dust emission events exhibits a regular pattern over the 6 years (Figure 13). As discussed in part 4.1., the extremely high dust emissions in April 1998 and 2001 are related to the occurrence of few unusually intense dust storms. These huge dust events mainly originate from the northern deserts of China and from the Gobi desert.

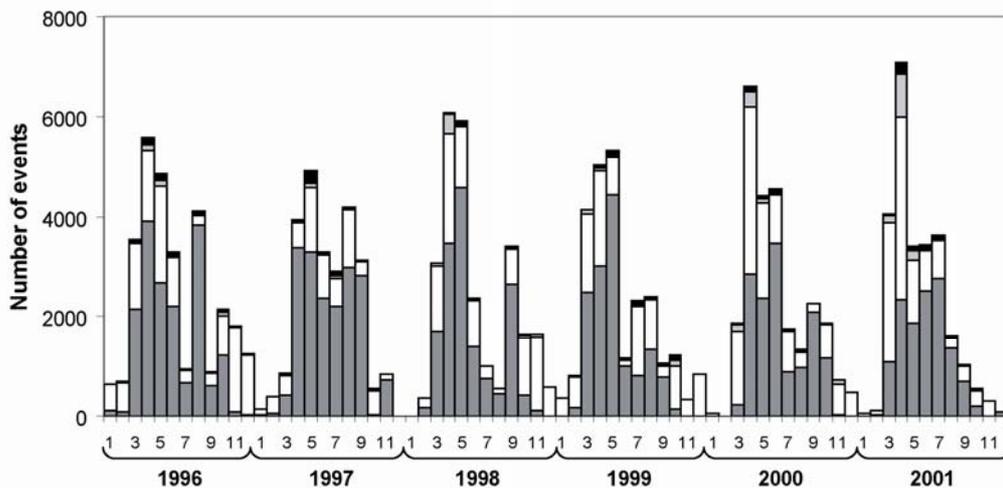


Figure 13: Monthly number of dust events simulated with a 6-hour time step for the Taklimakan desert (dark grey), the northern deserts of China (white), the Gobi desert (light grey) and the other arid areas (black) from January 1996 to December 2001.

The regular pattern of the number of dust emission events is mainly driven by the dust emissions from the Taklimakan desert. However, a significant increase in the occurrence of the dust emissions from the northern deserts of China and the Gobi desert is simulated for

spring 2000 and 2001. The simulations suggest that the inter-annual variability of the dust emissions in China and Mongolia is mainly driven by the sudden occurrence of extremely high wind velocities over the desert areas exhibiting the highest erosion thresholds. They also suggest a trend of increase in the occurrence of dust emissions in the northern deserts of China and in the Gobi deserts, in agreement with the observations (*Kurosaki and Mikami, 2003*).

4.4.3. Influence of soil moisture and snow cover

Soil moisture and snow cover affect the dust emissions. However, *Laurent et al. (2005)* showed that these effects on dust event frequencies are very limited. Our simulations give the opportunity to examine their impact on dust emissions. We performed simulations without accounting for the effects of the soil moisture and snow cover. These simulations were compared to the results previously presented and the differences between the two simulations are discussed.

The general pattern of the seasonal cycle of dust emissions is not significantly influenced by the soil moisture and the snow cover (Table 5). During the most intense period of dust emissions (March, April, and May), the influence of the soil moisture and snow cover is relatively weak (respectively 7%, 5.5%, and 4%). However, accounting for the influence of the soil moisture and snow cover decreases respectively by 94% and 84% the dust emissions in January and December. This suggests that soil moisture and snow cover control the dust emissions in winter.

	Relative decrease in dust emissions due to soil moisture and snow cover (%)				
	TK	ND	GB	Other	Total
January	1,1	80,2	99,9	100,0	94,2
February	10,5	44,1	95,5	100,0	68,0
March	3,0	3,3	16,8	80,0	7,1
April	7,4	4,7	3,6	46,7	5,5
May	1,8	3,3	3,6	34,9	3,9
June	0,1	2,2	10,9	26,6	1,9
July	1,3	3,9	2,1	9,4	2,4
August	0,7	11,2	11,7	42,9	5,9
September	0,1	0,5	8,2	20,5	0,7
October	3,1	16,2	33,0	35,4	23,8
November	40,2	18,4	35,3	13,4	24,7
December	55,5	73,2	96,7	100,0	83,9

Table 5: Decrease in the simulated monthly dust emissions during the period 1996-2001 due to the influence of the soil moisture and snow cover for the whole studied area (Total), the Taklimakan desert (TK), the northern deserts of China (ND), the Gobi desert (GB) and the other arid areas of China and Mongolia (Other).

Due to low precipitation and snow falls, the dust emissions of the Taklimakan desert are not noticeably influenced by the soil moisture and the snow cover. On the contrary, they significantly limit dust emissions in the northern deserts of China, the Gobi desert and the Horqin sandy land.

The inter-annual variability of the dust emissions is not significantly influenced by the soil moisture and snow cover (Figure 14), since it is mainly controlled by spring dust emissions events. However, soil moisture and snow cover reduce the winter dust emissions to less than 5 Mt, while they can reach 60 Mt when these two factors are neglected.

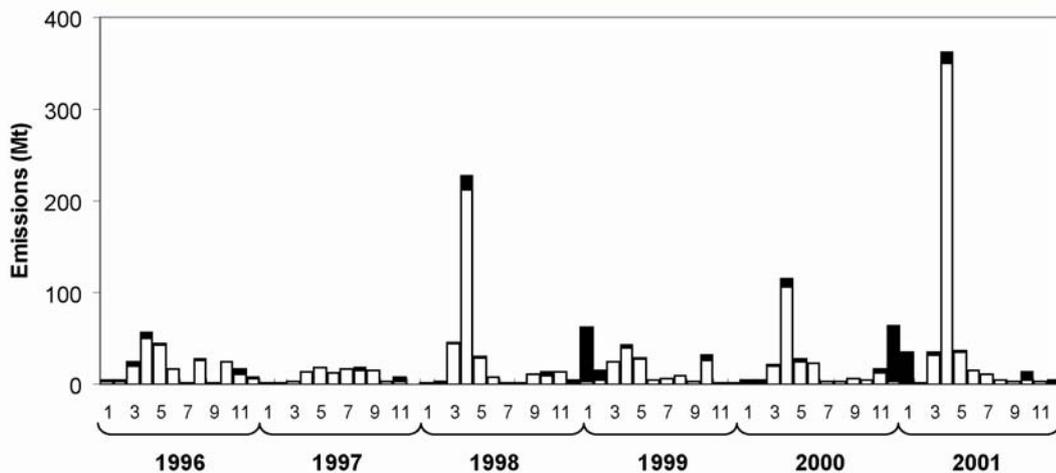


Figure 14: Monthly dust emissions simulated from January 1996 to December 2001 with (white) and without (black) accounting for the influence of soil moisture and snow cover on the dust emissions.

5. Conclusion

Mineral dust emissions have been simulated over the period 1996-2001 to provide a quantitative estimation over Chinese and Mongolian arid and semi-arid areas. Special attention was given to the production of relevant input parameters data sets: the roughness lengths were derived from the bi-directional reflectance distribution functions from the spaceborne POLDER-1 sensor, a specific data base for soil size distributions and textures was derived from in-situ measurements (*Ding et al.*, 1999; *Yang et al.*, 2001; *Mei et al.*, 2004) and meteorological data from the ECMWF ERA-40 data base were selected.

The simulations reproduce well, on a daily basis, of the huge dust events that occurred in April 1998 and spring 2001 in terms of timing, source location and relative intensity.

However, the lack of direct measurements of dust emissions makes a complete validation of the simulated dust fluxes impossible.

Over the six years of simulations, three main source regions contribute almost equally to 98% of the average annual emissions: the Taklimakan, the northern deserts of China and the Gobi desert. However, their contributions to the total number of dust emission events are significantly different. The Taklimakan desert is the most frequent dust source (59% of the dust emission events). On the contrary, only 2% of the total dust events originate from the Gobi desert, but these few events can represent a major part of the annual mass of emitted dust. On average, the northern deserts of China contribute almost equally (~35%) to the total number of dust emission events and to the annual mass of emitted dust but with a significant inter-annual variability.

The seasonal cycle of dust event frequencies is well reproduced, with a maximum of dust emission events occurring in spring. This seasonal cycle is mainly controlled in latter spring and in the summer by the emissions occurring in the Taklimakan desert, and in the winter by those occurring in the northern deserts of China. A very high inter-annual variability of the dust emissions is simulated, mainly due to large and sporadic emissions from the Gobi desert and, to a lesser extent, from the northern deserts of China. The simulated annual dust emissions vary within a factor of about 5. Soil moisture and snow cover do not affect significantly neither the seasonal cycle nor the inter-annual variability of the dust emissions. They can decrease the winter dust emissions by 80 to 95%. However, during the spring, i.e. the most intense period of dust emissions, their influence is relatively weak (~5.5%).

Significant uncertainties remain concerning the simulations of dust emissions for eastern Asia since the differences between simulations performed by different models is up to 50%. In our case, the uncertainties are likely due to the lack of precise maps of surface features (especially for the soil clay content and the erodible fraction of the surface) and to the uncertainty on the meteorological data (especially wind velocity fields). Moreover, some surface parameters not accounted for in these studies, such as soil crusting or supply limitation, would require complementary investigations. Lastly, the lack of direct estimations of dust emissions clearly limits our abilities to go further in dust emissions modelling over China and Mongolia. In situ measurements performed for representative surfaces (sandy and gobi deserts) in the main source areas are really needed to quantify precisely the dust emissions from the different dust source areas of eastern Asia.

Acknowledgments

We would like to thank Elisabeth Bon Nguyen for allowing the adaptation of the map of Chinese and Mongolian deserts.

G. Bergametti, B. Laurent and B. Marticorena, LISA, UMR-CNRS 7583, Universités PVII/PXII, 61 avenue du Général de Gaulle, F-94010 Créteil cedex, France. (bergametti@lisa.univ-paris12.fr; blaurent@lisa.univ-paris12.fr; marticorena@lisa.univ-paris12.fr)

F. Mei, Xi'an University of Engineering Science and Technology, Jinhua South Road 19#, 710048, Xi'an, China. (meifanmin@xaist.edu.cn)

References

- Alfaro, S.C., Gomes, L., 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,075-18,084.
- Betts, A.K., Beljaars, A.C.M., 2003. ECMWF ISLSCP-II near-surface dataset from ERA-40, ERA-40 Project Report Series from ECMWF, 8, 31pp.
- Callot, Y., Marticorena, B., Bergametti, G., 2000. Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: Application to the Sahara desert, *Geodinamica Acta*, 13, 245-270.
- Chatenet, B., Marticorena, B., Gomes, L., Bergametti, G., 1996. Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind, *Sedimentology*, 43, 901-911.
- Ding, Z.L., Ren, J.Z., Yang, S.L., Liu, T.S., 1999. Climate instability during the penultimate glaciation: Evidence from two high-resolution loess records, China, *J. Geophys. Res.*, 104, 20,123-20,132.
- Fécan, F., Marticorena, B., Bergametti, G., 1999. Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for semi arid areas, *Ann. Geophys.*, 17, 149-157.
- Gao, T., Yu, X., Ma, Q., Li, H., Li, X., Si, Y., 2003. Climatology and trends of the temporal and spatial distribution of sandstorms in Inner Mongolia, *Water, Air, and Soil Poll.*, 3, 51-66.
- Gillette, D.A., 1979. Environmental factors affecting dust emission by wind erosion, in *Saharan Dust*, edited by Morales C., Wiley and Sons, New-York, U.S.A., pp. 71-94.
- Gillette, D.A., 1981. Production of dust that may be carried great distances, *Desert Dust: Origin, characteristics and effect on man*, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 186, 11-26.
- Gillette, D.A., Adams, J., Muhs, D.R., Khil, R., 1982. Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air, *J. Geophys. Res.*, 87, 9003-9015.
- Gomes, L., Bergametti, G., Coudé-Gaussens, G., Rognon, P., 1990. Submicron desert dust: a sandblasting process, *J. Geophys. Res.*, 95, 13927-13935.
- Gong, S.L., Zhang, X.Y., Zhao, T.L., McKendry, I.G., Jaffe, D.A., Lu, N.M., 2003. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 2. Model simulation and validation, *J. Geophys. Res.*, 108, 4262, doi:10.1029/2002JD002633.
- Greeley, R., Blumberg, D.G., McHone, J.F., Dobrovolski, A., Iversen, J., Lancaster, N., Rasmussen, K.R., Wall, S., White, B., 1997. Applications of spaceborne radar laboratory data to the study of aeolian processes, *J. Geophys. Res.*, 102, 10,971-10,983.
- Hu, M.C., Qu, J.Z., 1997. Preliminary estimate of dust deflation amount in Hexi Corridor, Gansu province, in *Dust storm studies in China*, *Chin. Meteorol. Press*, Beijing, pp. 118-120.
- Husar, R.B., Tratt, D.M., Schichtel, B.A., Falke, S.R., Li, F., Jaffe, D., Gassó, S., Gill, T., Laulainen, N.S., Lu, F., Reheis, M.C., Chun, Y., Westphal, D., Holben, B.N., Gueymard, C., McKendry, I.,

- Kuring, N., Feldman, G.C., McClain, C., Frouin, R.J., Merrill, J., Dubois, D., Vignola, F., Murayama, T., Nickovic, S., Wilson, W.E., Sassen, K., Sugimoto, N., Malm, W.C., 2001. Asian dust events of April 1998, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,317-18,330.
- In H.J., Park, S.U., 2002. A simulation of long range transport of yellow sand observed in April 1998 in Korea, *Atmos. Environ.*, 36, 4173-4187.
- Iversen, J.D., White, B.R., 1982. Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, 29, 111-119.
- Kurosaki, Y., Mikami, M., 2003. Recent frequent dust events and their relation to surface wind in East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 14, 1736, doi:10.1029/2003GL017261.
- Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Chazette, P., Maignan, F., Schmechtig, C., 2005. Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S04, doi:10.1029/2004JD005013.
- Liu, M., Westphal, D.L., Wang, S., Shimizu, A., Sugimoto, N., Zhou, J., Chen, Y., 2003. A high numerical study of the Asian dust storms of April 2001, *J. Geophys. Res.*, 108, doi: 10.1029/2002JD003178.
- Lopez, M.V., 1998. Wind erosion in agricultural soil: an example of limited supply of particles available for erosion, *Catena*, 33, 17-28.
- Mc Kenna-Neuman, C., Nickling, W.G., 1994. Momentum extraction with saltation: Implications for experimental evaluation of wind profile parameters, *Boundary-Layer Meteorol.*, 68, 35-50.
- Mainguet, M., 1996. Aridité, sécheresse et dégradation dans les aires sèches de Chine, *Sécheresse*, 7, 41-50.
- Marticorena, B., Bergametti, G., 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil derived dust production scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 16415-16430.
- Marticorena, B., Bergametti, G., Aumont, B., Callot, Y., N'Doumé, C., Legrand, M., 1997a. Modeling the atmospheric dust cycle: 2-Simulations of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102, 4387-4404.
- Marticorena, B., Bergametti, G., Gillette, D.A., Belnap, J., 1997b. Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.*, 102, 23277-23287.
- Marticorena, B., Chazette, P., Bergametti, G., Dulac, F., Legrand, M., 2004. Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *Int. J. Remote Sensing*, 25, 3, 603-626.
- Mei, F., Zhang, X., Lu, H., Shen, Z., Wang, Y., 2004. Characterization of MASDs of surface soils in north China and its influence on estimating dust emission, *Chinese Science Bulletin*, 49, 20 2169-2176.
- Merrill, J.T., Uematsu, M., Bleck, R., 1989. Meteorological analysis of long-range transport of mineral aerosols over the North Pacific, *J. Geophys. Res.*, 94, 8584-8598.
- Middleton, N.J., 1989. Climatic controls on the frequency, magnitude and distribution of dust storms: examples from India/Pakistan, Mauritania and Mongolia, in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, edited by M. Leinen and M. Sarnthein, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, pp. 97-132.
- Mitchell, D.J., Fullen, M.A., 1994. Soil-forming processes on reclaimed desertified land in North-Central China, in *Environmental change in drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*, edited by Milington A.C. and K. Pye, J. Wiley, pp. 393-412.
- Mougin, E., Lo Seen, D., Rambal, S., Gaston, A., Hiernaux, P., 1995. A regional sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. I: Model description and validation, *Remote Sens. Environ.*, 52, 191-193.
- Murayama, N., 1988. Dust cloud "Kosa" from the east Asian dust storms in 1982-1988 as observed by GMS satellite, *Meteorol. Satell. Cent. Tech. Note*, 17, 1-8.
- Natsagdorj, L., Jugder, D., Chung, Y.S., 2003. Analysis of dust storms observed in Mongolia during 1937-1999, *Atmos. Environ.*, 37, 1401-1411.
- Nickling, W.G., Gillies, J.A., 1989. Emission of fine-grained particulates from desert soils, in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric*

- Transport, edited by Leinen M. and M. Sarnthein, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, pp. 133-165.
- Qian, W., Quan, L., Shi, S., 2002. Variations of the dust storm in China and its climatic control, *J. of Climate*, 15, 1216-1229.
- Shao, Y., Raupach, M.R., Findlater, P.A., 1993. Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, *J. Geophys. Res.*, 98, 12719-12726.
- Shao, Y., Yang, Y., Wang, J., Song, Z., Leslie, L.M., Dong, C., Zhang, Z., Lin, Z., Kanai, Y., Yabuki, S., Chun, Y., 2003. Northeast Asian dust storms: Real-time numerical prediction and validation, *J. Geophys. Res.*, 108, 4691, doi:10.1029/2003JD003667.
- Sørensen, M., 1985. Estimation of some aeolian saltation transport parameters from transport rate profiles, in *Proceedings of the International Workshop on the Physics of Blown Sand*, edited by Barndorff-Nielsen O.E., J.T. Möller, K. Römer Rasmussen and B.B. Willets, University of Aarhus, Aarhus, Denmark, pp. 141-190.
- Sun, J., Zhang, M., Liu, T., 2001. Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960-1999: Relations to source area and climate, *J. Geophys. Res.*, 106, 10,325-10,333.
- Sun, L., Zhou, X., Lu, J., Kim, Y.P., Chung, Y.S., 2003. Climatology, trend analysis and prediction of sandstorms and their associated dustfall in China, *Water, Air, and Soil Poll.*, 3, 41-50.
- Uno, I., Amano, H., Emori, S., Kinoshita, K., Matsui, I., Sugimoto, N., 2001. Trans-Pacific yellow sand transport observed in April 1998: A numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,331-18,344.
- Uppala, S., Kållberg, P., Hernandez, A., Saarinen, S., Fiorino, M., Li, X., Onogi, K., Sokka, N., Andrae, U., Da Costa-Bechtold, V., 2004. ERA-40: ECMWF 45-year reanalysis of the global atmosphere and surface conditions 1957–2002, ECMWF Newsletter no. 101, edited by Peter White, Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, UK.
- Van Den Hurk, B., Viterbo, P., Beljaars, A., Betts, A., 2000. Offline validation of the ERA-40 surface scheme, ECMWF Technical Memorandum, 295, European Center for Medium-range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, UK, 43 pp.
- Walker, A.S., 1986. Eolian landforms (chapter 8), in *Geomorphology from space: A global overview of regional landforms*, edited by N. M. Short and R. W. Blair, NASA publication.
- Wang, Z., Ueda, H., Huang, M., 2000. A deflation module for use in modeling long-range transport of yellow sand over East Asia, *J. Geophys. Res.*, 105, 26,947-26,959.
- Wang, X., Ma, Y., Chen, H., Wen, G., Chen, S., Tao, Z., Chung, Y.S., 2003. The relation between sandstorms and strong winds in Xinjiang, China, *Water, Air, and Soil Poll.*, 3, 67-79.
- Webb, R.W., Rosenzweig, C.E., Levine, E.R., 2000. Global soil texture and derived water-holding capacities, Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A..
- White, B.R., 1979. Soil transport by winds on Mars, *J. Geophys. Res.*, 84, 4643-4651.
- Williams, G., 1964. Some aspects of the aeolian saltation load, *Sedimentology*, 3, 253-256.
- Xian, X., Tao, W., Qingwei, S., Weimin, Z., 2002. Field and wind-tunnel studies of aerodynamic roughness length, *Boundary-Layer Meteorology*, 104, 151-163.
- Xue, Y., 1996. The impact of desertification in the mongolian and the inner mongolian grassland on the region climate, *J. Climate*, 9, 2173-2189.
- Yang, G., Xiao, H., Tuo, W., 2001. Black windstorm in northwest China: A case study of the strong sand-dust storm on May 5th 1993, in *Global Alarm: Dust and Sandstorms from the World's Drylands*, Report of United Nations, 2001, pp. 49-73.
- Zender, C.S., Miller, R., Tegen, I., 2004. Quantifying Mineral Dust Mass Budgets: Terminology, Constraints, and Current Estimates, *Eos*, 85(48), 509–512.
- Zha, Y., Gao, J., 1997. Characteristics of desertification and its rehabilitation in China, *J. Arid Environ.*, 37, 419-432.
- Zhang, X.Y., Arimoto, R., An, Z.S., 1997. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation, *J. Geophys. Res.*, 102, 28,041-28,047.
- Zhang, X.Y., Gong, S.L., Zhao, T.L., Arimoto, R., Wang, Y.Q., Zhou, Z.J., 2003. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2272, doi:10.1029/2003GL018206.

- Zhao, T.L., Gong, S.L., Zhang, X.Y., McKendry, I.G., 2003. Modeled size-segregated wet and dry deposition budgets of soil dust aerosol during ACE-Asia 2001: Implications for trans-Pacific transport, *J. Geophys. Res.*, 108, 8665, doi: 10.1029/2002JD003363.
- Zhao, T.L., Gong, S.L., Zhang, X.Y., McKendry, I.G., Zhou, Z., 2004. A simulated climatology of Asian dust aerosol and its trans-pacific transport: Mean climate and validation, *International Symposium on Sand and Dust Storm*, Beijing, China, pp. 143.
- Zobler, L., 1986. A World Soil File for Global Climate Modeling, NASA Technical Memorandum, 87802.

4.4 Conclusion

Ces deux études nous ont permis d'établir des bases de données des états des surfaces désertiques du nord-est de l'Asie, à savoir une carte des hauteurs de rugosité aérodynamique dérivée des données satellitaires POLDER-1 d'une part, et une base de données de granulométrie sèche et de texture des sols de surface de l'autre part. L'ensemble de ces données est désormais disponible pour des études à l'échelle continentale du nord-est de l'Asie à la résolution spatiale $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$.

Les seuils d'érosion déterminés à partir de la carte de hauteur de rugosité sont en accord avec les quelques estimations disponibles en Asie, aussi bien en terme d'ordre de grandeur que de variabilité spatiale. La concordance spatiale et temporelle des fréquences d'émissions simulées avec les fréquences des AAI TOMS confirme également la pertinence de cette carte de seuils d'érosion. Cette étude conforte donc la démarche que nous avons suivie et qui consiste à dériver les hauteurs de rugosité de micro-échelle à partir de produits de surface satellitaires comme ceux de POLDER-1.

Par ailleurs, les différentes bases de données météorologiques utilisées dans ces deux études (OAA et ERA-40 de l'ECMWF) soulèvent le problème de la représentativité des données météorologiques pour des études à l'échelle continentale, notamment pour des régions, comme le nord-est de l'Asie, qui présentent une topographie très marquée. En effet, la qualité des champs de vent est un paramètre critique pour une bonne représentation des soulèvements d'aérosols désertiques. L'utilisation de modèles météorologiques d'échelle régionale pourrait sans doute conduire à des champs de vents mieux résolus. Cependant, à l'heure actuelle, une telle approche n'est pas réaliste pour des études de type climatologique et sur des régions aussi étendues que le nord-est de l'Asie.

Les flux d'émission, calculés en utilisant l'ensemble de la base de données des états de surface reproduisent de façon satisfaisante les observations de tempêtes d'aérosols désertiques. Ce résultat nous a donc autorisé à mener une analyse de la variabilité des émissions du nord-est de l'Asie à partir de ces simulations.

Nos résultats font apparaître le nord-est de l'Asie comme une région de première importance en terme d'émission d'aérosols désertiques, avec des émissions annuelles moyennes d'environ 250 Mt. Cependant, ces émissions sont caractérisées par une forte variabilité à l'échelle interannuelle (de 100 à 460 Mt). Elles présentent également un cycle saisonnier très marqué avec un maxima en fréquence et en intensité au printemps et un minima en hiver. Nous avons également montré que l'humidité des sols et la couverture neigeuse ont une influence généralement limitée sur les émissions et ne modifient ni le cycle saisonnier, ni la variabilité interannuelle. Pour autant, leur impact peut s'avérer important en hiver où elles peuvent inhiber très fortement les émissions.

Une des conclusions importantes de ce travail est la complémentarité d'une étude des fréquences d'événements et d'une étude de l'intensité des émissions. En effet, nos résultats montrent que selon le type d'information considérée (fréquence ou intensité), la hiérarchisation de l'importance relative des zones sources du nord-est de l'Asie diffère. Les principales zones sources sont le désert du Taklimakan, le désert de Gobi et les déserts du nord de la Chine.

En terme de fréquences d'événement, le désert du Taklimakan est de loin la source prépondérante, très régulière d'une année sur l'autre avec un maximum au printemps. De ce fait, les émissions du Taklimakan contrôlent en grande partie le cycle saisonnier des fréquences d'émission sur l'ensemble de la zone d'étude.

Du point de vue des quantités émises, les contributions des trois zones sources identifiées sont plus équilibrées. En particulier, le désert de Gobi, avec ses émissions rares mais très intenses, a une contribution essentielle à la variabilité intersaisonnière, comme l'illustrent les événements des 15 et 19 avril 1998 et du 6 avril 2001. Cette contribution n'aurait pas pu être identifiée en se basant seulement sur les fréquences d'émission.

Les déserts du nord de la Chine ont un comportement intermédiaire, ils émettent régulièrement des quantités d'aérosols désertiques parfois très importantes. Comme le désert du Taklimakan, les déserts du nord de la Chine présentent des émissions maximales au printemps. En automne les émissions depuis cette région dominent les émissions de l'ensemble de la zone.

Le plus souvent, les observations ne permettent de documenter que les fréquences ou l'intensité des émissions. On peut donc, selon les observations utilisées aboutir à des conclusions apparemment contradictoires alors qu'elles documentent des aspects complémentaires des émissions d'aérosols désertiques. L'ensemble de nos travaux montre que

les simulations réalisées reproduisent temporellement et spatialement, à la fois les émissions très régulières de certaines zones, mais aussi des émissions plus sporadiques et très intenses, en accord avec les observations satellitaires et les mesures de stations météorologiques. La méthode de simulation développée apparaît donc comme pertinente. Par la suite, nous l'avons utilisée pour simuler des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord de l'Afrique.

5. Simulations des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord de l'Afrique

5.1 Introduction

Dans cette partie, nous présentons les bases de données que nous avons établies pour le nord de l'Afrique (16°N-38°N; 19°O-40°E) dans le but de simuler les fréquences et l'intensité des émissions. Afin de pouvoir mener une comparaison pertinente de ces émissions avec celles simulées pour le nord-est de l'Asie, nous avons choisi d'opérer dans des conditions aussi similaires que possible. Nous avons suivi les grandes lignes de la méthode de simulation explicitée précédemment et nous avons calculé ces émissions pour les mêmes années, c'est-à-dire pour la période 1996-2001.

Les cartes des hauteurs de rugosité aérodynamique sont dérivées des données de POLDER-1, suivant la méthodologie précédemment exposée. La granulométrie et la texture des sols sont estimées à partir d'une étude des sols sahariens [Chatenet et al., 1996] et d'une cartographie des états de surface du nord de l'Afrique [Marticorena, 1995; Callot et al., 2000]. Nous avons également utilisé les données météorologiques ERA-40 de l'ECMWF. Ces bases de données sont donc de même nature et ont été traitées de la même manière que celles utilisées pour simuler les émissions du nord-est de l'Asie.

L'étude des émissions en fréquences et en intensité nous permet de déterminer les principales zones émettrices du nord de l'Afrique et de caractériser leur cycle saisonnier. Les résultats obtenus sont comparés avec un ensemble de données satellitaires (AAI TOMS et IDDI Météosat), d'observations de terrain [d'Almeida, 1986], de travaux de simulations de la littérature et de mesures à distance des zones sources (MODIS, AERONET). La quantification et l'interannualité des émissions sur les 6 années étudiées sont finalement présentées et discutées.

5.2 Mise au point de la base de données des états de surface

5.2.1 Hauteurs de rugosité et fraction de surface érodable

- Hauteur de rugosité aérodynamique Z_0

Nous avons déterminé les hauteurs de rugosité aérodynamique à la résolution spatiale $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ pour le nord de l'Afrique (Figure 5.1) à partir d'une carte composite du coefficient de protrusion dérivé des produits standards de la chaîne de traitement de POLDER-1. Cette carte composite du coefficient de protrusion a été obtenue à partir de 8 jeux de données, correspondants à 4 mois d'observation (de novembre 1996 à février 1997) à 2 longueurs d'onde. L'ensemble des procédures de sélection des données mensuelles et de composition des données sont rigoureusement les mêmes que celles utilisées pour l'Asie (voir chapitre 4.2, 3.3 Data set composition).

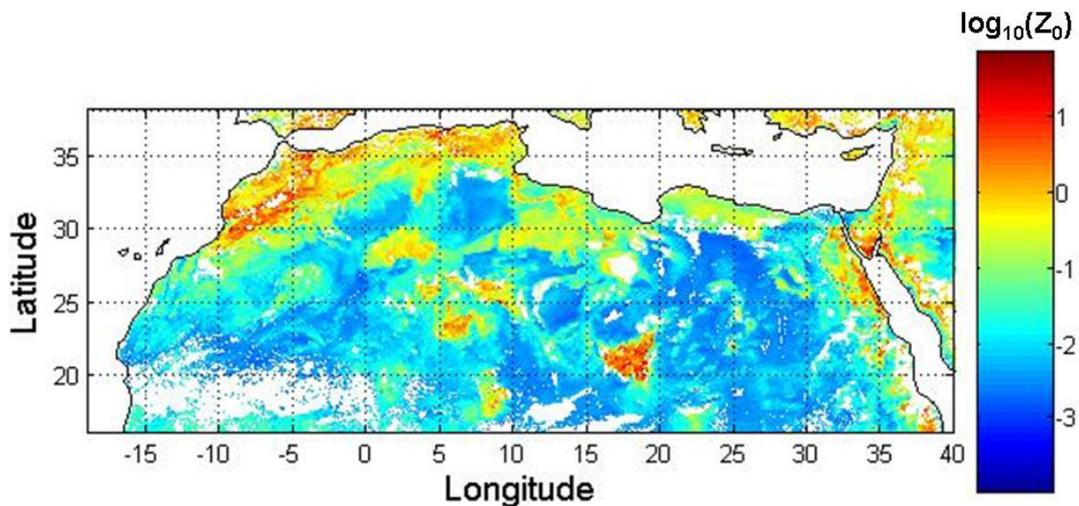


Figure 5.1: Carte des hauteurs de rugosité aérodynamique pleine résolution ($1/16^\circ \times 1/16^\circ$) dérivée des produits POLDER-1 pour le nord de l'Afrique ($16^\circ\text{N}-38^\circ\text{N}$; $19^\circ\text{O}-40^\circ\text{E}$) (Z_0 en cm).

Comme pour le nord-est de l'Asie, la carte des hauteurs de rugosité aérodynamique, présentée en Figure 5.1, met bien en évidence les principales caractéristiques des différentes zones désertiques du nord de l'Afrique [Marticorena et al., 2004]. On retrouve en effet les principaux ergs et les grandes structures sableuses, qui présentent des hauteurs de rugosité faibles, comme par exemple: le désert de Libye qui s'étend sur une partie de la Libye, de l'Egypte, et du Soudan ($\sim 25^\circ\text{N}$, 27°E), les grands ergs Occidental ($\sim 30^\circ\text{N}$, 0°) et Oriental

($\sim 31^\circ\text{N}$, 7°E) en Algérie, l'erg Chech situé de part et d'autre de la frontière entre le Mali et l'Algérie ($\sim 25^\circ\text{N}$, 3°O), ou encore les étendues sableuses de Mauritanie ($\sim 20^\circ\text{N}$, 7°O). Les autres types de paysages, comme les hamadas (Al Hamra: $\sim 30^\circ\text{N}$, 13°E) ou les massifs montagneux (l'Atlas: $\sim 31^\circ\text{N}$, 8°O ; le Hoggar: $\sim 23^\circ\text{N}$, 6°E ; et le Tibesti: $\sim 21^\circ\text{N}$, 17°E) qui présentent les hauteurs de rugosité les plus fortes, sont aussi clairement identifiables.

Cependant, cette carte fait apparaître des zones pour lesquelles des données sont manquantes, notamment dans le sud de la région d'étude (le sud de la Mauritanie et du Mali; l'erg de Bilma: $\sim 18^\circ\text{N}$, 12°E ; et une partie de la dépression de Bodélé: $\sim 17^\circ\text{N}$, 17°E). Ceci s'explique par la présence persistante de nuages dans ces régions ou par les traitements effectués sur la qualité et la représentativité des données.

Afin de reconstituer ces données manquantes, nous avons associé les informations sur les pixels voisins de la carte des hauteurs de rugosité aérodynamique dérivée de POLDER-1 et les estimations des hauteurs de rugosité établies par Marticorena [1995] à partir d'une méthode géomorphologique [Callot et al., 2000]. Nous avons aussi utilisé des cartes topographiques de l'Institut Géographique National (IGN) qui nous ont permis de resituer le contexte géomorphologique des zones pour lesquelles les données étaient manquantes.

Au final, nous avons donc produit une carte complète des hauteurs de rugosité aérodynamique sur le nord de l'Afrique à la résolution $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$ (Figure 5.2).

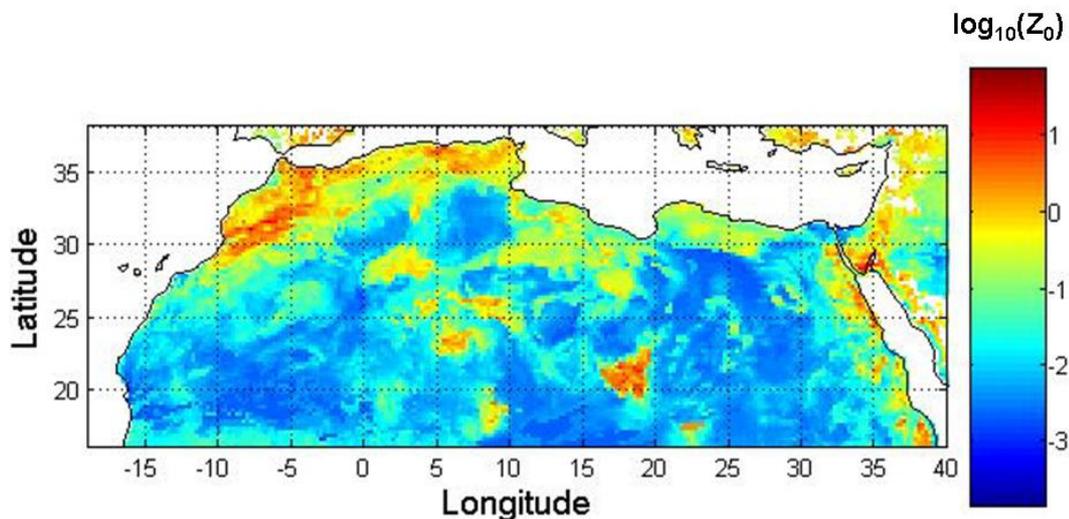


Figure 5.2: Carte des hauteurs de rugosité aérodynamique à la résolution $(\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ)$ dérivée des produits POLDER-1, et complétée à partir d'une analyse géomorphologique des états de surface.

- Hauteur de rugosité aérodynamique lisse z_{0s}

Comme nous l'avons expliqué dans le chapitre 3.4, la hauteur de rugosité de la fraction de surface lisse est estimée selon l'équation 3.22 en fonction du diamètre de la population de sol la plus grossière. Dans le cas où la hauteur de rugosité Z_0 dérivée des données POLDER-1 est inférieure à cette estimation, c'est cette première valeur qui est retenue à la fois pour Z_0 et pour z_{0s} .

- Fraction de surface érodable E

Comme pour les surfaces du nord-est de l'Asie, la fraction de surface est estimée en fonction de la hauteur de rugosité dérivée des données POLDER, selon la procédure décrite au chapitre 3.4.

5.2.2 Cartographie des sols

a) Détermination de la distribution granulométrique des sols

L'information de base dont nous disposons est la carte des sols du nord de l'Afrique au $1^\circ \times 1^\circ$ établie par Marticorena et al [1997a] et Callot et al. [2000]. Le problème consiste donc à affiner cette base de donnée de granulométrie sèche et de texture des sols pour l'amener à une résolution $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$, résolution à laquelle sont réalisées les simulations.

Sur la base de considérations orographiques (topographique et hydrologiques), Marticorena [1995] et Callot et al. [2000] déterminent les principaux types de paysage, et leur associent des états de surface caractérisés par un type de sol et des paramètres de rugosité (taux de couverture, hauteur moyenne). Jusqu'à cinq types d'état de surface peuvent être cartographiés dans une maille de $1^\circ \times 1^\circ$.

Par ailleurs, la granulométrie sèche des sols est déterminée comme une combinaison des quatre populations minéralogiques typiques des zones arides identifiées par Chatenet et al. [1996]. Ces populations sont caractérisées par des fonctions de distribution log normales dont les paramètres (diamètre médian, D_{med} et écart-type, σ) sont rappelés dans la Table 5.1.

Population	Nature minéralogique	D_{med} (en μm)	σ
Silt alumino-silicaté	Argile dominant	125	1.8
Sable fin	Quartz dominant	210	1.6
Sable grossier	Quartz	690	1.6
Sels	Sels et argile	520	1.5

Table 5.1: Populations minéralogiques typiques des sols des zones désertiques, d'après Callot et al. [2000].

La représentation des sols sous la forme d'un mélange, en proportions variables, de ces quatre populations permet de caractériser très simplement un nombre important de types de sol [Marticorena, 1995; Callot et al., 2000]. Les 12 types de sol qui ont pu être distingués sur le nord de l'Afrique et leurs caractéristiques granulométriques sont présentés dans la Table 5.2. Les sols sont décrits au maximum par 3 populations, la majorité étant représentée par une distribution bimodale. Les sols CS, FS et SA ne présentent qu'un seul mode.

Type de sol	Population 1			Population 2			Population 3		
	Dmed (en μm)	σ	%	Dmed (en μm)	σ	%	Dmed (en μm)	σ	%
Sable fin argileux (SFS)	210	1.8	62.5	125	1.6	37.5	-	-	-
Sable moyen (MS)	690	1.6	80	210	1.8	20	-	-	-
Sable grossier (CS)	690	1.6	100	-	-	-	-	-	-
Sable grossier moyen (CMS)	690	1.6	90	210	1.8	10	-	-	-
Sable fin (FS)	210	1.8	100	-	-	-	-	-	-
Sable grossier argileux (SMS)	125	1.6	37.5	210	1.8	31.25	690	1.6	31.25
Sol argileux moyennement salé (SEM)	520	1.5	80	125	1.6	20	-	-	-
Sol argileux fortement salé (SEF)	520	1.5	92	125	1.6	8	-	-	-
Dépôt salé (SW)	125	1.6	50	520	1.5	50	-	-	-
Sol de type agricole (AGS)	125	1.6	100	-	-	-	-	-	-
Sable fin salé (SES)	210	1.8	50	520	1.5	40	125	1.6	10
Sable grossier limoneux (SCS)	690	1.6	60	125	1.6	40	-	-	-

Table 5.2: Types de sol utilisés pour la cartographie, caractéristiques granulométriques (diamètre médian: D_{med} , écart type: σ , et proportion relative en %), d'après Marticorena [1995].

L'analyse des états de surface par Marticorena [1995] et Callot et al. [2000], conduit à associer les sols CMS ou CS à de grandes unités de paysage spatialement localisées, correspondant aux regs et aux hamadas. En ce qui concerne l'association de sables fin et grossier (FS et CS), elle apparaît sur les surfaces de dunes ou de voile éolien, la fraction FS représentant le sable vif courant sur des édifices dunaires ou sur des voiles sableux composés

de sables plus grossiers. Les zones où ils se trouvent en proportion dominante peuvent être associées aux principaux ergs, comme par exemple l'erg Occidental, l'erg Oriental, l'erg Chech. Les teneurs plus faibles et variables de sable grossier (CS) et de sable moyen (MS) correspondent principalement à des voiles éoliens de surface.

Le sable fin argileux (SFS) est principalement concentré sur la frange désertique nord, c'est-à-dire dans les régions où des taux de précipitations suffisants ont pu conduire à sa mise en place. Des teneurs plus faibles de ce type de sol et de sable grossier argileux (SMS) sont attribuées au Daïas. Les sols salés (SEM) représentent également des fractions de surface très faibles, sauf dans la région des Chotts de Tunisie et d'Algérie.

Par ailleurs, six types de sol ou surface non érodables ont aussi été utilisés pour décrire les états de surface: sol argileux, surfaces non érodables (montagne, rocher, ville), rivière ou étendue d'eau, cultures, cultures irriguées, océan.

Nous avons donc totalement repris la procédure décrite par Marticorena [1995] pour refaire la cartographie des types de sol au $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$. Pratiquement, cela signifie que nous avons relocalisé les principaux types de paysage à partir de cartes topographiques. Les états de surface qui leur avaient été associés ont alors été redistribués sur la carte de hauteur de rugosité au $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$, en veillant à ce que la rugosité et le type de sol soient cohérents.

Au final, nous avons donc spatialisé les types de sol du nord de l'Afrique à la résolution de $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$. Une de nos priorités a été de cartographier la possible coexistence de plusieurs états de surface dans un quart de degré carré, afin de prendre en compte l'hétérogénéité de la surface. Nous avons reporté ainsi la présence de sols potentiellement très érodables mais ne représentant qu'une faible fraction de la surface.

b) Estimation de la texture des sols

Comme nous l'avons vu précédemment, la teneur en argile des sols est utilisée pour estimer le rapport des flux vertical et horizontal (α), et l'humidité résiduelle des sols (w').

La base de données dont nous disposons n'inclut pas d'information systématique et complète sur la texture des types de sol cartographiés. Cependant, la proportion d'« argile » (définie dans ce cas comme les particules de diamètre $< 5.8 \mu\text{m}$) de chacune des quatre populations a été estimée à partir des analyses, par voie humide et par granulométrie laser, de sept échantillons de sols arides représentatifs de ces populations [Marticorena, 1995] (Table 5.3).

Population	Nature minéralogique	% Argile
Silt alumino-silicaté	Argile dominant	9,7
Sable fin	Quartz dominant	3,6
Sable grossier	Quartz	0
Sels	Sels et argile	3,2

Table 5.3: Teneurs en argile des populations minéralogiques typiques des sols des zones désertiques, d'après Marticorena [1995].

A partir de ces teneurs en argile, on peut estimer la proportion d'argile d'un sol composé de n_{type} populations:

$$\% \text{ argile}_{sol} = \sum_{n_{type}} p_i \times \% \text{ argile}_i \quad (5.1)$$

où le $\% \text{ argile}_i$ est la proportion d'argile de la population i , et p_i sa fraction en masse dans le sol.

Marticorena et al. [1997a] ont estimé la valeur du rapport des flux vertical et horizontal (α) pour chacune des quatre populations granulométrique typique du Sahara en fonction de leur teneur en argile et par similitude avec les α mesurés sur différents types de sol. Puis, α a été calculé pour chacun des sols cartographiés comme une somme pondérée des α des différentes populations. Il nous a semblé plus rigoureux de déterminer α directement à partir de la proportion d'argile estimée pour chaque type de sol (Equation 5.1) et en utilisant la relation empirique entre α et la teneur en argile du sol (Equation 3.17). Ce mode de calcul est plus cohérent vis-à-vis de cette relation empirique. Par ailleurs, il est strictement similaire à celui adopté pour estimer les valeurs de α pour les sols du nord-est de l'Asie.

Les teneurs en argile estimées permettent également d'évaluer l'humidité résiduelle w' (Equation 3.11) de chaque type de sol.

En revanche, le calcul de l'humidité des sols (w) nécessite de connaître la texture complète des sols. Nous avons donc cherché s'il existait une relation entre la teneur en argile et la teneur en sable des sols. Pour cela, nous avons répertorié les mesures de texture des sols de surface prélevés au nord de l'Afrique disponibles dans la littérature.

Une première série de données est composée des textures mesurées sur 13 échantillons collectés au Mali [Nickling et Wolfe, 1994]. Nous l'avons complétée par des mesures obtenues sur des échantillons de Tunisie [Lafon, 2004] et du Niger [Valentin, 1991; Lafon, 2004; Valentin et al., 2004]. L'ensemble de ces données permet de couvrir une assez grande

diversité de zones géographiques et une large gamme de teneurs en argile (0 à 35%). Ces données montrent qu'il est possible d'établir, avec une précision raisonnable, une relation entre le % de sable et le % d'argile (Figure 5.3), quelle que soit l'origine géographique des échantillons étudiés.

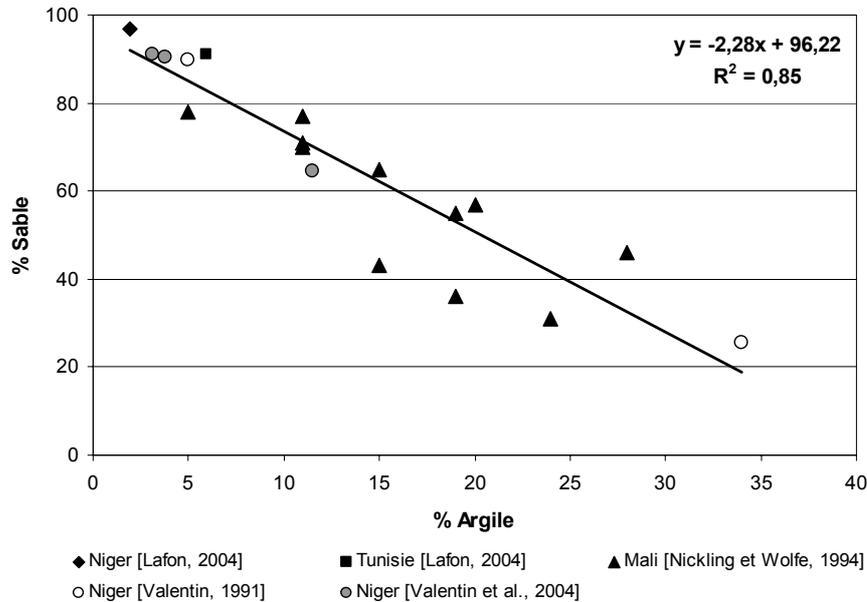


Figure 5.3: % de sable en fonction du % d'argile pour des sols du nord de l'Afrique (n= 18).

Un ajustement linéaire de ces données permet de disposer d'une relation empirique rendant possible l'estimation du % de sable en fonction de % d'argile sur le nord de l'Afrique (Table 5.4).

Il est intéressant de noter que, pour les échantillons de sols de Chine, la relation entre le % de sable et le % d'argile est différente. En effet, pour la même proportion d'argile, les sols chinois présentent une proportion plus faible de sable (et donc une proportion plus forte de silt) que les sols du nord de l'Afrique.

La Table 5.4 récapitule la totalité des paramètres que nous avons attribués aux 12 types de sol cartographiés et qui sont utilisés pour nos simulations.

Type de sol	% Sable	% Silt	% Argile	w'	α (cm ⁻¹)
Sable fin argileux (SFS)	82,6	11,5	5,9	1,05	6.15 ^E -06
Sable moyen (MS)	94,2	5,1	0,7	0,12	1.25 ^E -06
Sable grossier (CS)	95,8	4,2	0,00	0,00	1.00 ^E -06
Sable grossier moyen (CMS)	94,9	4,7	0,4	0,06	1.12 ^E -06
Sable fin (FS)	87,7	8,7	3,6	0,63	3.04 ^E -06
Sable grossier argileux (SMS)	85,1	10,1	4,8	0,84	4.35 ^E -06
Sol argileux moyennement salé (SEM)	85,6	9,9	4,5	0,80	4.04 ^E -06
Sol argileux fortement salé (SEF)	87,4	8,9	3,7	0,66	3.18 ^E -06
Dépôt salé (SW)	81,3	12,2	6,5	1,16	7.35 ^E -06
Sol de type agricole (AGS)	74,0	16,3	9,7	1,78	1.99 ^E -05
Sable fin salé (SES)	86,6	9,3	4,1	0,71	3.50 ^E -06
Sable grossier limoneux (SCS)	87,1	9,0	3,9	0,68	3.31 ^E -06

Table 5.4: Types de sol utilisés pour la cartographie, texture (% de sable, % de silt et % d'argile), humidité résiduelle (w') et rapport des flux vertical et horizontal (α).

Malgré des différences inhérentes aux données de base utilisées (données de terrain pour le nord-est de l'Asie, données cartographiées pour le nord de l'Afrique), nous avons néanmoins adopté une méthodologie similaire et défini des paramètres identiques pour représenter les propriétés des sols pour ces deux régions.

5.3 Simulations des émissions d'aérosols désertiques

Les flux d'émissions d'aérosols désertiques du nord de l'Afrique sont simulés à partir des données des états de surface présentées précédemment et des données météorologiques ERA-40 de l'ECMWF. La zone concernée s'étend de 16°N à 38°N et de 19°O à 40°E, mais la cartographie des états de surface a seulement été faite pour le nord de l'Afrique et n'inclut pas le Proche Orient et le nord de la Péninsule Arabique.

Si la vitesse du vent de surface dépasse le seuil d'érosion, alors un soulèvement d'aérosols désertiques a lieu, et le flux instantané d'émissions est calculé. Les flux journaliers sont estimés en considérant que les flux instantanés calculés avec un pas de temps de 6 heures, sont représentatifs d'un intervalle de 6 heures. Chaque $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$ n'ayant pas la même

surface en fonction de la latitude, les flux journaliers (en $\text{g.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sont pondérés par la surface de chaque maille afin de déterminer la quantité d'aérosols désertiques émise (en g.j^{-1}).

Les simulations réalisées pour la période 1996-2001 ont pour objectif de quantifier les émissions dans cette région, en particulier pour les comparer aux émissions du nord-est de l'Asie. Elles permettront également de localiser les principales zones sources, d'étudier leur cycle saisonnier et leur variabilité interannuelle.

5.3.1 Principales zones source du nord de l'Afrique

a) Localisation des zones sources d'émissions

Nous avons calculé les émissions annuelles d'aérosols désertiques (Figure 5.4 a) et le nombre de soulèvements annuels (Figure 5.4 b), moyennés de 1996 à 2001. On remarque de fortes similitudes entre les deux cartes, qui indiquent que les zones d'émission les plus fréquentes sont globalement celles où les émissions sont également les plus intenses. L'importance relative des zones source est cependant différente du point de vue du nombre de soulèvements et du point de vue des quantités émises.

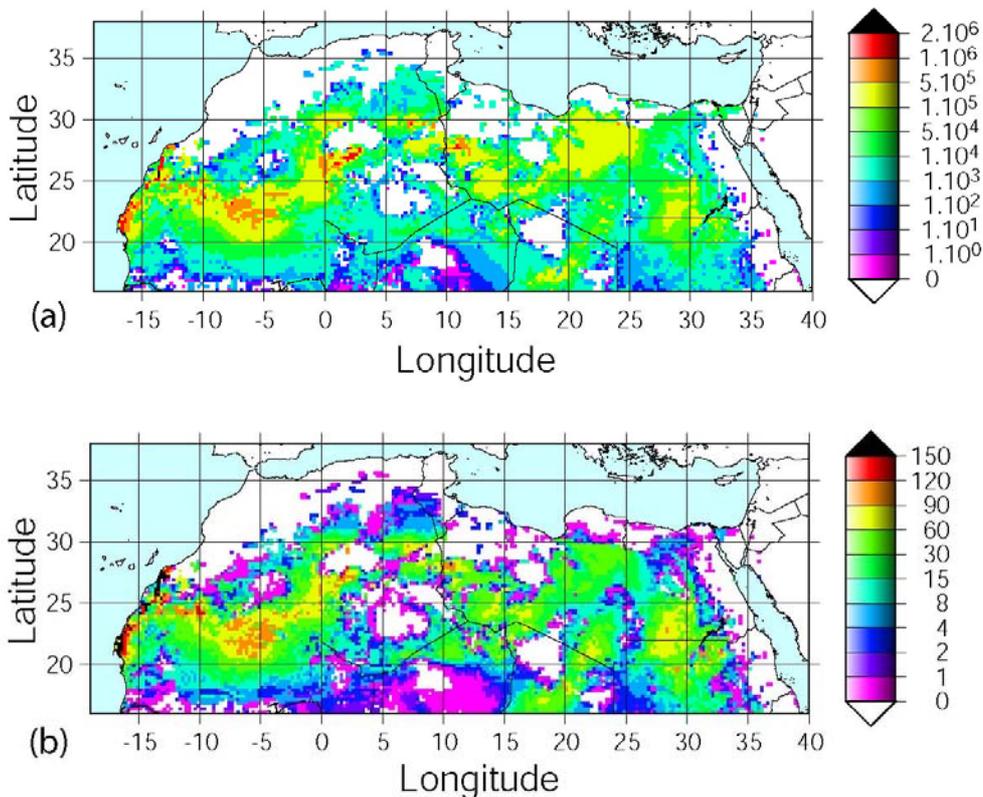


Figure 5.4: Emissions annuelles d'aérosols désertiques (en t) (a), et nombre annuel de soulèvements d'aérosols désertiques (b), moyennés sur la période 1996-2001.

La côte du Sahara Occidental (ancien Sahara Espagnol) présente les émissions les plus fréquentes (supérieures à 150 jours par an). Les émissions sont également très importantes dans le nord-ouest de la Mauritanie, à la frontière entre la Mauritanie et le Mali (22° N-24°N; 8°O-2°O), dans des zones localisées dans le sud de l'Algérie (~26°N, 2°E), dans le sud (~25°N, 13°E) et l'est de la Libye (~28°N, 11°E), à la frontière entre l'Égypte et le Soudan (~23°N, 28°E) et dans la région de Bodélé, au sud du massif du Tibesti (~18°N, 18°E).

A l'intérieur de ces régions sources, on observe des zones très localisées où les émissions sont les plus intenses, comme sur la côte du Sahara Occidental, dans le nord ouest de la Mauritanie, ainsi que dans le sud algérien. Certaines de ces zones correspondent à des sebkhas, comme par exemple celles de Mekherrane et de Azzel Matti dans le sud de l'Algérie (~26°N, 2°E). La région source entre la Mauritanie et le Mali, correspond quant à elle, à la partie sud de l'erg Chech (~23°N, 6°O).

Pour discuter les régions source déterminées, nous avons répertorié différentes études sur l'identification des zones sources d'aérosols désertiques du nord de l'Afrique, à partir d'observations de terrain [Dubief, 1953; Kalu, 1979; d'Almeida, 1986; Middleton, 1986], et satellitaires [Brooks et Legrand, 2000; Prospero et al., 2002; Washington et al., 2003].

Les travaux de Dubief [1953] et d'Almeida [1986] identifient les zones côtières du Sahara Occidental comme des régions sources d'émissions (respectivement Figures 5.5 c et b). Dans cette région, les seuils d'érosion que nous avons établis peuvent être de l'ordre de 8 m.s⁻¹, alors que les vents de surface sont très fréquemment supérieurs à 6.5 m.s⁻¹ (de 40 à 70%). La comparaison des cartes 5.4 a et b montre que le nombre de soulèvements est très important par rapport aux quantités totales émises dans cette région. Ceci indique clairement que le seuil d'érosion est très fréquemment dépassé, mais de peu. Cette situation, que l'on peut qualifier de « à la limite du seuil d'érosion », est une des plus complexes à simuler puisqu'elle nécessite une extrême précision à la fois sur les seuils d'érosion et sur les vitesses de vent de surface. Compte tenu des incertitudes existantes, il est difficile d'avoir une confiance absolue dans les fréquences et intensités simulées pour cette région. Néanmoins, les fréquences de tempêtes de sable, de sable brassé et de brumes sèches observées entre 1961 et 2000 à Nouakchott qui se situe sur la côte mauritanienne (voir Figure 1.6, chapitre 1), tendent à accréditer, au moins qualitativement, nos simulations. En effet, pour cette région côtière, Dumay et al. [2002] indiquent que les phénomènes de « chasse sable » (sable brassé) correspondant à un soulèvement local de sable et de poussières, peuvent être extrêmement fréquents (jusqu'à 300 jours par an). En revanche les « tempêtes de sable », correspondant à

des événements intenses sont trois fois moins fréquentes. Ceci indique, comme nos simulations, que les seuils d'érosion sont fréquemment dépassés dans certaines zones côtières du nord-ouest de l'Afrique, sans pour autant entraîner des émissions très importantes.

Les sources importantes d'émission d'aérosols désertiques identifiées sur nos simulations dans certaines régions de Mauritanie, du Mali et du sud de l'Algérie, ainsi que le sud de l'Egypte et le nord du Soudan, sont en accord avec celles mises en évidence par Brooks et Legrand [2000] dans leur climatologie du contenu atmosphérique en aérosols désertiques, effectuée à partir des mesures IDDI Météosat (Figure 5.5 e).

Pour autant, Brooks et Legrand [2000] positionnent très clairement les sources d'aérosols les plus importantes dans le nord du Sahel central (13-18°N ; 5-20°E), de l'erg de Bilma à la dépression de Bodélé, située au nord-est du lac Tchad (Figure 5.5 e). Cette région avait également été identifiée comme une source des aérosols désertiques transportés vers les Iles du Cap Vert [Chiapello et al., 1997] et en Corse [Bergametti et al., 1989a, 1989b] en analysant les trajectoires des masses d'air associées à des transports de poussières. Kalu [1979] et Middleton [1986] mentionnent également la dépression de Bodélé comme une source importante d'aérosols désertiques (Figure 5.5 a et d). Prospero et al. [2002] et Washington et al. [2003] ont identifié les principales zones sources d'aérosols désertiques à partir des AAI TOMS. Pour le nord de l'Afrique, les trois zones sources principales sont: la dépression de Bodélé, qui apparaît comme la plus importante aussi bien en fréquence qu'en intensité, une zone localisée au Sahara occidental (entre la Mauritanie et le Mali) et une zone dans la partie est du Sahara (en Libye).

En comparaison à ces résultats, nos simulations semblent sous-estimer les émissions dans le sud du Sahara et plus particulièrement celles issues de la dépression de Bodélé.

Pour conclure, l'identification des zones sources à partir de différentes méthodes d'investigation souligne la multitude de sources d'émissions sahariennes. Les principales zones d'émissions que nous avons déterminées par simulation sont en accord avec les zones précédemment identifiées. Pour autant, la synthèse des études effectuées (Figure 5.5 f), suggère que la quasi-totalité du nord de l'Afrique est une zone potentielle d'émissions.

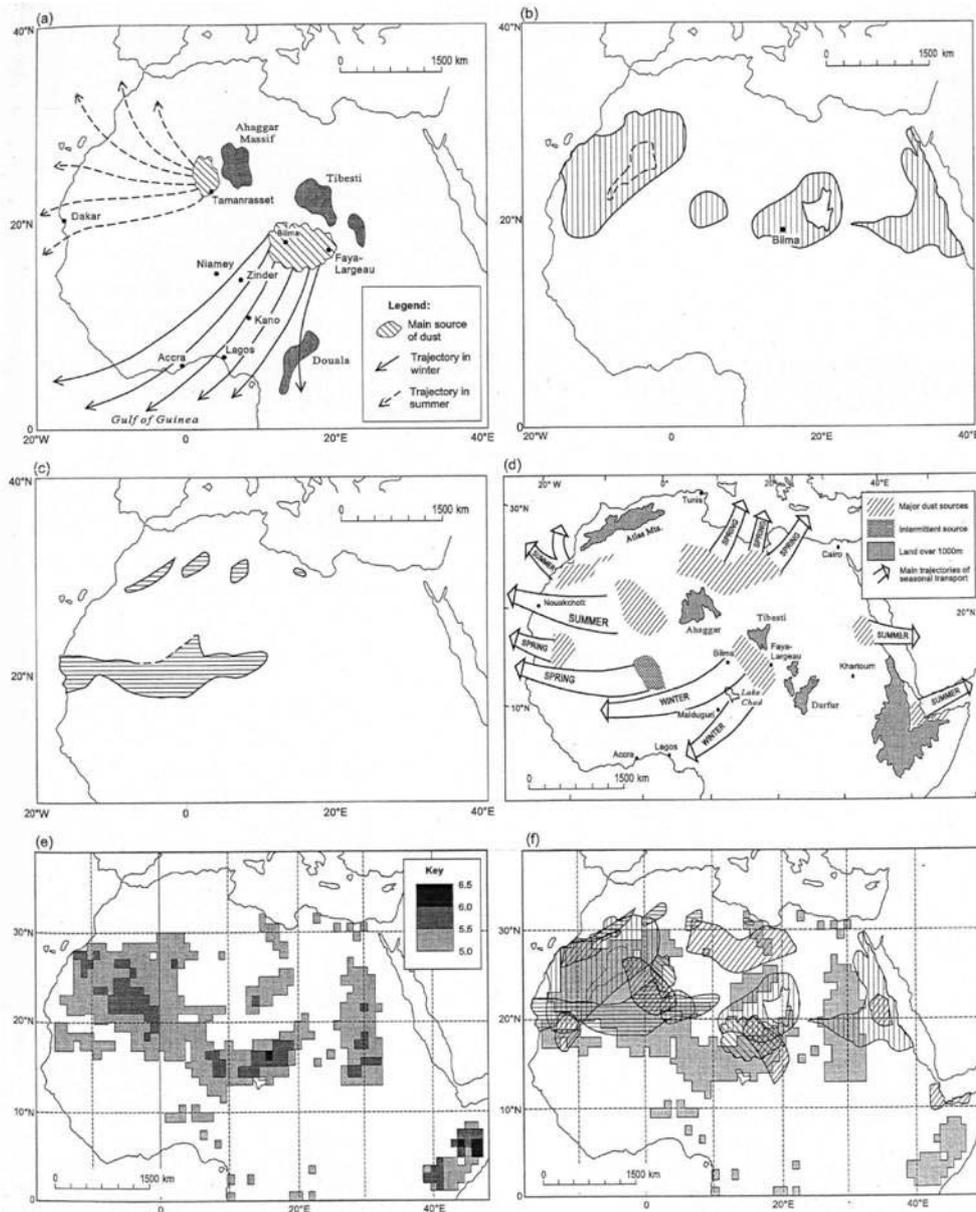


Figure 5.5: Synthèse d'études localisant les sources d'émissions d'aérosols désertiques, (a) d'après Kalu [1979], (b) d'après Almeida [1986], (c) d'après Dubief [1953], (d) d'après Middleton [1986], (e) d'après Brooks et Legrand [2000], (f) carte composite de (a)-(e) [Middleton et Goudie, 2001].

b) Comparaison des émissions simulées avec les AAI et les IDDI

Nous avons ensuite comparé les fréquences d'émissions simulées avec les fréquences des AAI TOMS, puis avec les fréquences des IDDI Météosat, calculées strictement pour les mêmes périodes.

Comparaisons avec les AAI TOMS

Comme nous l'avons fait pour le nord-est de l'Asie (chapitre 4.2), nous avons comparé nos simulations aux AAI TOMS sur la période 1997-1999. La comparaison a été effectuée entre les fréquences d'émissions correspondant à des flux simulés $> 10^{-10} \text{ g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (Figure 5.6 a) et les fréquences d'AAI > 0.7 (Figure 5.6 b) calculées à partir des données journalières des AAI TOMS pour les seuls jours où les observations TOMS étaient disponibles. On mentionnera, en particulier, que de nombreuses données journalières sont manquantes pour novembre 1997, décembre 1997, décembre 1998 et janvier 1999. Les périodes hivernales seront donc moins bien contraintes dans cette comparaison.

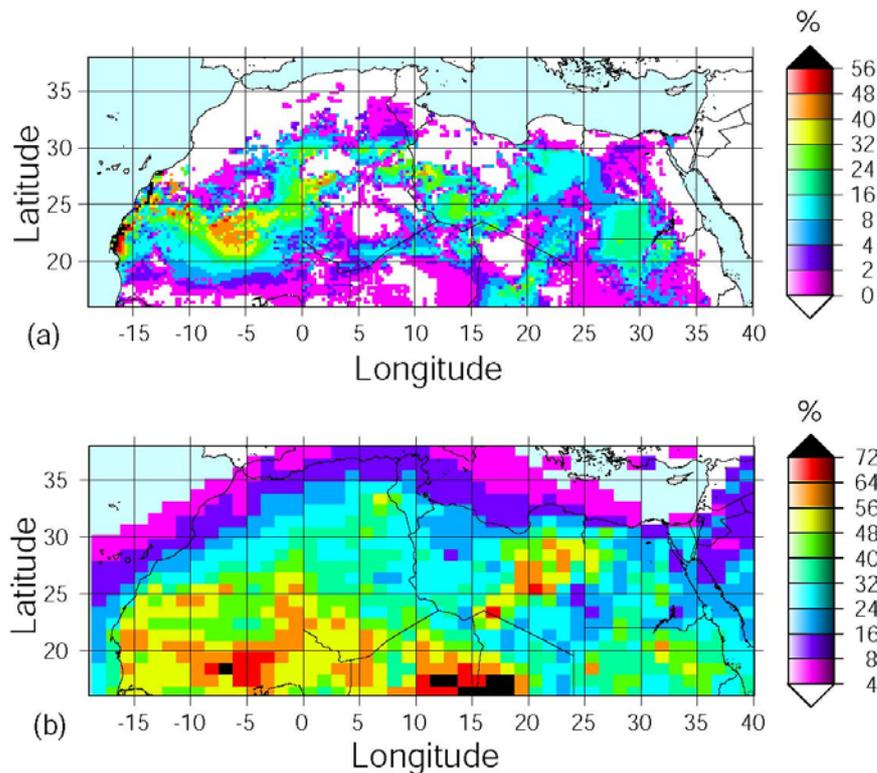


Figure 5.6: Fréquences annuelles des émissions $> 10^{-10} \text{ g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (a), et des AAI TOMS > 0.7 (b), pour les trois années 1997-1999.

Les fréquences d'AAI TOMS indiquent des zones sources prépondérantes principalement localisées dans le sud de la zone d'étude et plus particulièrement dans la zone de la dépression de Bodélé et au sud du Mali, puis au sud de l'Égypte et au nord du Soudan et sur la côte du Sahara Occidental. À l'exception de la zone située au sud du Mali, toutes ces zones sont également identifiées sur nos simulations, mais avec des intensités relatives différentes.

Dans le sud de la Mauritanie et du Mali, TOMS localise une zone importante au sud de la zone d'émissions simulée. De façon générale, TOMS met en évidence des niveaux d'empoussièrement élevés dans la zone 15-20° N alors que nos simulations indiquent des

fréquences de soulèvement très faibles. Nous reviendrons sur ce désaccord lors de la comparaison avec les IDDI.

A l'inverse, certaines zones sources, très visibles sur nos simulations sont associées à de très faibles fréquences d'AAI TOMS > 0.7 . C'est notamment le cas pour les sources simulées au nord de 25°N (sud de l'Algérie, sud-est de la Libye), à l'exception du désert de Libye.

Il semble que les zones d'émissions simulées soient situées plus au nord que les zones à fort empoussièrement identifiées à partir des AAI TOMS, ou en tout cas qu'elles apparaissent souvent comme décalées par rapport aux observations. Ce décalage pourrait être lié à la sensibilité particulière des AAI TOMS à l'altitude à laquelle le transport des aérosols s'effectue. Yoshioka et al. [2005] ont simulé les AAI TOMS à partir des concentrations en aérosols désertiques obtenues par un modèle d'échelle globale. Ils montrent, par exemple, que dans la zone de la dépression de Bodélé, les AAI simulés ne sont pas maximum sur les zones d'émissions, mais plus à l'ouest. Pour des concentrations en aérosols relativement homogènes (sur ce trajet, les épaisseurs optiques en aérosols sont quasi constantes), les AAI simulés augmentent avec la prise d'altitude du panache. Par ailleurs, Washington et al. [2003] notent que si les sources localisées par les AAI TOMS sont indéniablement des sources importantes, des inconsistances avec les mesures au sol suggèrent fortement que certaines sources ne sont pas vues et d'autres sont surestimées par ce capteur.

Comparaisons avec les IDDI Météosat

Nous avons également pu, grâce à une collaboration avec le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (J.F. Léon, M. Legrand), comparer les émissions simulées avec les IDDI déduits des observations Météosat pour l'ensemble de la période d'étude (1996-2001) (une brève description des IDDI a été présentée dans le chapitre 2.4.1.b).

Selon une relation établie entre la visibilité horizontale au sol et les IDDI, un seuil d'IDDI compris entre 25 et 30 comptes radiométriques (cts) correspond à une visibilité réduite à moins d'1 km [Legrand et al., 1994; Marticorena, 1995; Legrand et al., 2001; Léon et Legrand, 2003]. Une telle réduction de visibilité horizontale correspond à la norme classiquement admise lorsque l'on souhaite définir les tempêtes de poussières à partir de mesures de visibilité horizontale (par exemple, Middleton [1986]). Le choix d'un seuil à 25 cts représente donc un moyen de limiter les observations aux situations de fortes concentrations en poussières et donc d'extraire principalement les événements de soulèvement.

Nous considérons comme nuageux tout pixel au quart de degré pour lequel 80% des IDDI pleine résolution ($5 \times 5 \text{ km}^2$) le composant sont classifiés comme nuageux par l'algorithme de traitement. Ensuite, un pixel au quart de degré est « empoussiéré » si au moins 50% des IDDI pleine résolution le composant sont supérieurs à 25 cts.

Les fréquences présentées ici sont donc les fréquences d'IDDI classés « empoussiérés » par rapport au nombre de jours d'observation (Figure 5.7b) et les fréquences d'émissions simulées pour ces mêmes jours d'observation (Figure 5.7a). Nous avons également fait une comparaison spécifique en limitant les fréquences d'IDDI > 25 cts au cas où la vitesse de vent à 10m est $> 4 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure 5.7c). Ce seuil de vitesse de vent, qui correspond en fait aux vitesses de vent minimales au seuil d'érosion mentionnées dans la littérature [Pye, 1987; Helgren et Prospero, 1987], nous permet d'évaluer quelle part, dans les éventuels désaccords observés, pourrait résulter de la qualité des champs de vent.

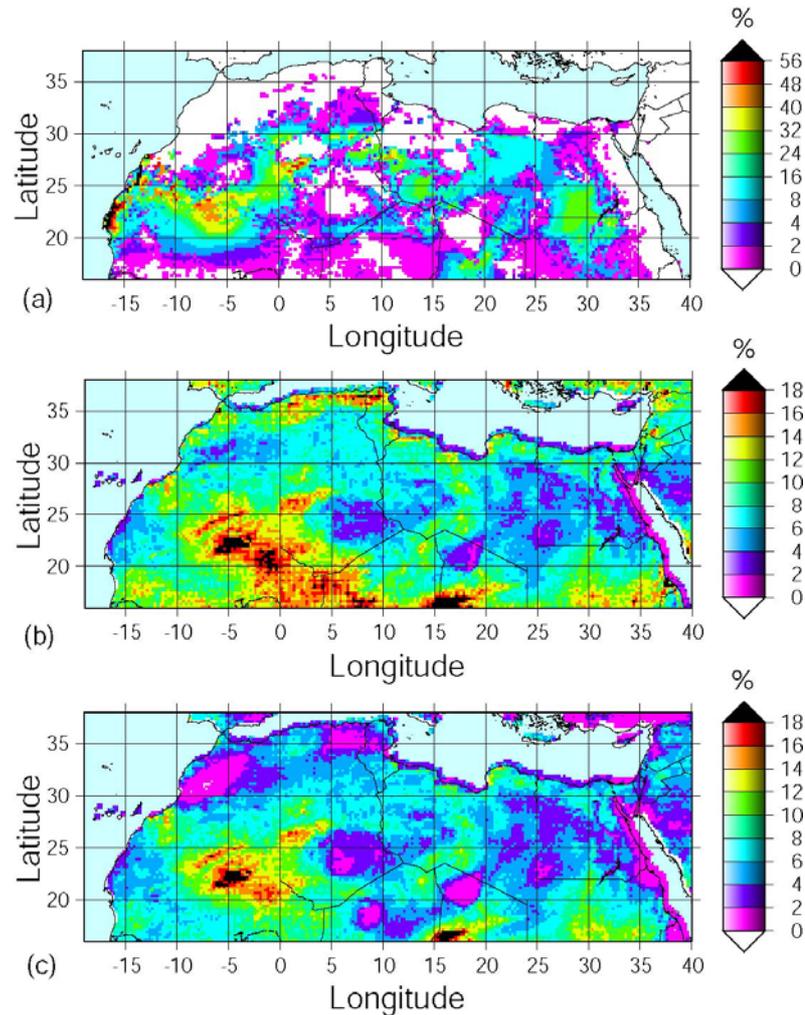


Figure 5.7: Fréquences annuelles (1996-2001) des émissions simulées $> 10^{10} \text{ g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (a), fréquences annuelles des IDDI > 25 cts (b), et fréquences annuelles de IDDI > 25 cts en ne tenant pas compte des cas pour lesquels les vitesses de vent sont $< 4 \text{ m.s}^{-1}$ (c).

La Figure 5.7b (IDDI > 25cts, sans seuil de vent) montre que les zones où les fréquences d'IDDI > 25 cts sont élevées sont principalement localisées au sud de la zone d'étude, en accord avec les observations TOMS. Les IDDI mettent en évidence de nouvelles zones à fort empoussièremement sur tout le pourtour de l'Afrique du Nord, notamment en Algérie et en Tunisie, Maroc et Libye.

Lorsqu'un seuil de vitesse de vent est appliqué (Figure 5.7c), les fréquences d'IDDI sont alors nettement plus faibles dans la bande sahélienne et l'Afrique du Nord. Les fréquences d'émissions très faibles que nous simulons sont donc imputables aux faibles vitesses de vent ECMWF. Pour autant, de faibles vitesses de vent dans cette région ne sont pas surprenantes, compte tenu de la présence du front de convergence intertropical. Il est donc fort probable que le désaccord observé entre nos simulations et les produits satellitaires (AAI TOMS et IDDI) puisse résulter, non pas d'émissions se produisant dans cette bande, mais de la persistance de fortes concentrations en poussière stagnant dans cette zone. Cette accumulation des aérosols dans cette zone est consécutive à leur transport vers le sud puis à leur blocage dans cette zone où leur transport est alors fortement limité par la présence du front de convergence intertropical. Marticorena et al., [1997a] avaient d'ailleurs limité la comparaison de leurs simulations aux IDDI au nord de la latitude 19°N suite à ces observations.

De même, lorsque un seuil de vent est appliqué, les forts niveaux d'empoussièremement observés sur l'Afrique du nord disparaissent. En l'absence d'éléments complémentaires, on ne peut qu'émettre des hypothèses. Parmi celles-ci, la présence possible d'aérosols absorbants, d'origine anthropique à forte concentration pendant des périodes de vents faibles (stagnation), mériterait d'être examinée.

Lorsqu'un seuil de vitesse de vent est utilisé, trois zones à fort empoussièremement sont clairement identifiées: la zone de la dépression de Bodélé, une zone au sud de l'Egypte et au nord du Soudan, toutes deux déjà identifiées par les données TOMS, et une zone dans la région frontalière entre la Mauritanie et le Mali. Cette dernière apparaît comme une zone d'émission majeure dans nos simulations. Elle n'était pas visible sur les données TOMS, où l'empoussièremement maximal était localisé plus au sud-est, dans la direction dominante de transport. Les fréquences élevées des IDDI confirment également l'existence d'une zone à fort empoussièremement, identifiée sur nos simulations, située au sud de l'Algérie, dans la région de la sebkha Mekherrane au sud-est d'In Salah et du plateau de Tademaït (~26°N, 2°E). Elles

font également apparaître une zone à fort empoussièrement sur la côte et au nord du Sahara Occidental, où les fréquences d'émissions simulées sont également très fortes.

En revanche, les simulations et les IDDI sont en désaccord sur la côte sud du Sahara occidental.

En conclusion, on peut dire sur ces comparaisons avec les AAI TOMS et les IDDI Météosat, que, pour l'essentiel, les zones sources simulées sont en accord avec les observations satellitaires. Les principales régions émettrices que nous identifions sont: la région située entre la Mauritanie et le Mali, certaines zones localisées sur la côte du Sahara Occidental, une zone comprenant la sebkha Mekherrane et le nord-est de la Libye. Il est par contre difficile de tirer des conclusions sur leur importance relative dans la mesure où les différents indicateurs d'empoussièrement utilisés ne convergent pas sur ce point.

En revanche, les émissions simulées dans la zone de la dépression de Bodélé sont probablement fortement sous-estimées et, à l'inverse, les fréquences simulées pour les régions situées sur les côtes de Mauritanie et du Sahara Occidental pourraient être surestimées. Nous avons déjà largement discuté (chapitre 5.3.1) les difficultés spécifiques liées à la simulation des émissions de poussières dans cette zone. Mais, il est également possible que les faibles soulèvements observés dans cette zone correspondent à des IDDI < 25 cts.

En ce qui concerne la sous-estimation des émissions depuis la dépression de Bodélé, des simulations réalisées avec le modèle de transport Chimère-Dust d'un événement d'aérosols désertiques originaire de cette région (en février 2004), a déjà permis de pointer ce problème [Schmechtig et al., 2005]. La comparaison entre les champs de vitesses de vent à 10 m ECMWF (base de données prévisionnelles) à la résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ et les vitesses de vent à 10 m mesurées par la station météorologique la plus proche (Faya-Largeau), a montré une importante sous-estimation des vents calculés par ECMWF pour cette région (Figure 5.8). Ces vitesses de vent sont inférieures aux vitesses seuil de vent à 10 m que nous avons calculées pour la dépression de Bodélé et qui sont au minimum de l'ordre de 7.5 m.s^{-1} . Elles ne permettent donc pas de reproduire les soulèvements. Les vitesses de vent sont mieux reproduites par les champs de vent à 10 m calculés à la résolution $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$. Elles permettent de mieux reproduire les soulèvements d'aérosols désertiques mais génèrent tout de même une sous-estimation significative des quantités émises. Ceci s'explique par la difficulté des modèles météorologiques de grande échelle à reproduire le courant-jet de basse altitude mis en évidence tout récemment dans cette région [Washington et Todd, 2005]. Ce désaccord significatif sur une zone source telle que la dépression de Bodélé va réduire la précision des

émissions globales calculées pour le nord de l'Afrique. Nos estimations correspondront donc nécessairement à une valeur minimale de ces émissions.

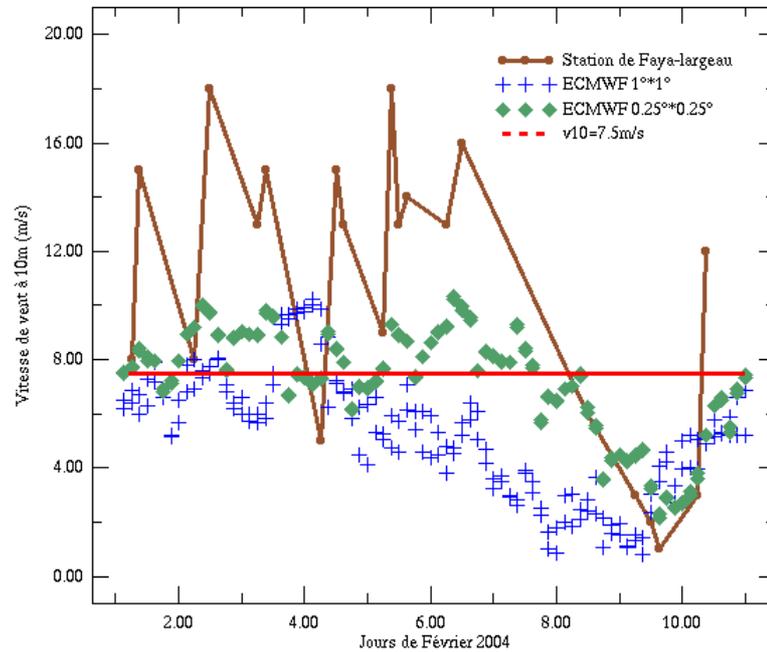


Figure 5.8: Distribution des vitesses de vent à 10 m ($m.s^{-1}$) pour la région de Faya-Largeau, du 1 au 11 février 2004 [Schmechtig et al., 2005]: vitesse de vent mesurée à la station de Faya-Largeau (points en marron), vitesse de vent ECMWF aux résolutions $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (croix en bleu) et $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ (losanges en vert), seuil d'érosion déduit de la cartographie des états de surface (ligne en rouge).

Une estimation raisonnable des émissions de cette région nécessiterait donc de disposer de champs de vent mieux résolus. Une comparaison systématique des vitesses de vent de surface ERA-40 avec les vitesses de vent mesurées par les stations météorologiques devrait permettre de quantifier ce biais et ses conséquences en terme de fréquence et d'intensité des émissions.

5.3.2 Cycle saisonnier

A partir des 6 années de simulations, nous avons déterminé le cycle saisonnier moyen sur l'ensemble de la période. Nous l'avons tout d'abord comparé au cycle saisonnier des émissions sahariennes établi par d'Almeida [1986]. Cette estimation est la seule à avoir été établie à partir d'observations de terrain. Des mesures photométriques et des prélèvements d'aérosols désertiques ont permis à d'Almeida [1986] de relier quantitativement le coefficient

de turbidité d'Angström aux concentrations massiques en aérosols. Ensuite, le coefficient de turbidité est mis en relation avec les réductions de visibilité verticale au sol. Ces mesures de visibilité au sol, obtenues dans des stations météorologiques du nord de l'Afrique (Boutlimit: $\sim 17.5^\circ\text{N}$, 12°O ; Gao: $\sim 16^\circ\text{N}$, 0°E ; Agadez: 16.5°N , 8°E ; Wad Medani: 14°N , 33°E) lui ont permis d'estimer les émissions pour les années 1981 et 1982.

Les émissions mensuelles moyennées pour 1981-1982 pour l'ensemble du Sahara sont en accord avec les émissions simulées et moyennées pour 1996-2001 (Figure 5.9). Les variations saisonnières sont similaires, avec des émissions maximales au printemps et minimales en automne. Les estimations mensuelles de d'Almeida varient de 20 Mt (en octobre et novembre) à 110 Mt (en mars) et les émissions simulées de 10 Mt (en novembre) à 95 Mt (en avril). Elles sont donc en très bon accord, quelle que soit la période.

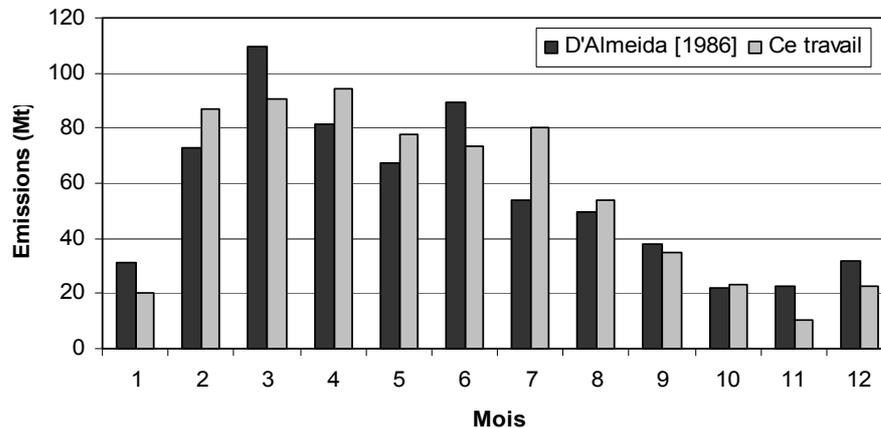


Figure 5.9: Cycle saisonnier des émissions mensuelles simulées en Mt pour l'ensemble du Sahara: estimations de d'Almeida [1986] (moyenne pour 1981 et 1982, en noir), simulations de ce travail (moyennes pour 1996-2001, en gris).

Par ailleurs, des études du cycle saisonnier des émissions ont été entreprises par Marticorena et Bergametti [1996] et Marticorena et al. [1997a], pour les années 1991 et 1992. Ces études n'ont été conduites que pour la partie occidentale du Sahara. Les émissions ont été calculées avec le modèle MB95 en utilisant la cartographie des états de surface à la résolution $1^\circ \times 1^\circ$ établie par Marticorena et al. [1997a] et Callot et al. [2000], et en utilisant des champs de vitesse de vent de type archives opérationnelles (OAA). Nous avons donc calculé les émissions sur une zone correspondant au Sahara occidental (16°N - 38°N ; 19°O - 14°E , soit un peu plus de 4.5 millions de km^2) pour comparer nos émissions mensuelles avec celles de Marticorena et Bergametti [1996] (Figure 5.10).

Les deux types de simulation produisent un cycle saisonnier comparable à l'exception du mois de mars. Pour ce dernier, les émissions simulées par Marticorena et Bergametti [1996] sont supérieures de plus d'un facteur 3 à nos simulations. Cette différence importante peut être expliquée par une variabilité importante des vitesses de vent au mois de mars entre les deux périodes étudiées, 1991-1992 et 1996-2001. En effet, Marticorena et Bergametti [1996] avaient déjà noté que les émissions du mois de mars 1991 étaient notablement plus fortes qu'en 1992. Ils avaient montré que cette différence était liée à une variation dans l'occurrence des vents forts ($> 10\text{m.s}^{-1}$) d'une année à l'autre.

Malgré des différences dans les conditions de simulations (base de données OAA et hauteur de rugosité cartographiée pour l'étude de Marticorena et Bergametti [1996], base de données ERA-40 et hauteur de rugosité dérivée de POLDER-1 pour cette étude), les résultats de ces deux études sont cohérents, tant du point de vue des émissions simulées que de leur saisonnalité.

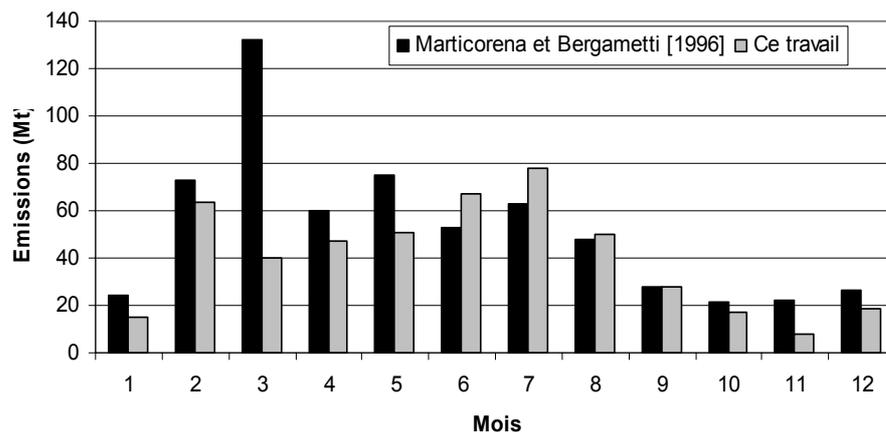


Figure 5.10: Cycle saisonnier des émissions mensuelles simulées en Mt pour le Sahara occidental: simulations de Marticorena et Bergametti [1996] (moyenne pour 1991 et 1992, en noir), ce travail (moyennes 1996-2001, en gris).

Nous avons ensuite cherché à étudier le cycle saisonnier à une échelle plus régionale. La Figure 5.11 présente la répartition spatiale des émissions moyennes (en t) pour les quatre saisons. On observe que les émissions des sources les plus importantes de la partie occidentale du Sahara (la côte du Sahara occidental, la frontière entre la Mauritanie et le Mali, et le sud de l'Algérie) restent fortes de la fin de l'hiver à l'été et ne présentent un minimum qu'en automne. En revanche, pour la partie orientale du Sahara (comprenant principalement les déserts du sud et du nord-est libyen ainsi que les régions désertiques d'Egypte et du Soudan) on observe une variabilité plus marquée des émissions qui sont clairement maximales en hiver et au printemps.

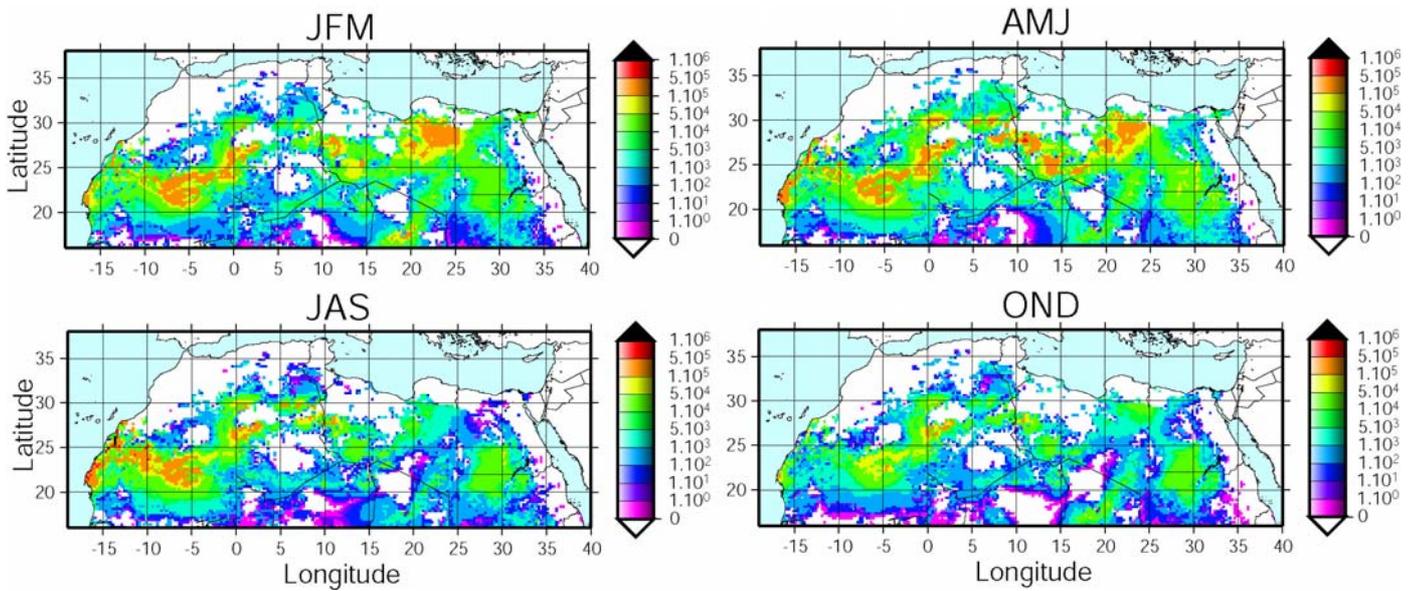


Figure 5.11: Emissions moyenne (en t) de 1996 à 2002) pour les périodes : (a) hiver (janvier/février/mars) (b) printemps (avril/mai/juin) (c) été (juillet/août/septembre) et (d) automne (octobre/novembre/décembre).

Afin de mieux cerner ces différences, nous avons étudié de façon distincte le cycle saisonnier moyen sur le Sahara occidental (utilisé pour la comparaison avec Marticorena et Bergametti, [1996]) et sur le Sahara oriental (16° N-38°N; 14°E-40°E). On notera que ces deux zones ont des surfaces différentes, soit environ 4.5 millions de km² et un peu moins de 4 millions de km² pour le Sahara oriental.

On constate effectivement que les cycles saisonniers sont différents pour le Sahara occidental et pour le Sahara oriental. Les émissions sont plus faibles sur le Sahara oriental que sur le Sahara occidental, dans un rapport qui ne peut être expliqué par la différence de surface entre les deux zones. Les deux cycles saisonniers sont très marqués, aussi bien en intensité d'émissions (Figure 5.12 a) qu'en occurrence de soulèvements (Figure 5.12 b). Pour le Sahara occidental, le maximum des émissions en nombre de soulèvements et en intensité est simulé en été (juin et juillet). On remarque aussi des émissions très importantes au mois de février dans cette région. Les émissions les plus faibles sont observées à la fin de l'automne (novembre et décembre). Pour le Sahara oriental, les émissions maximales, en nombre d'événements et en intensité, sont simulées au printemps. On observe un maximum secondaire à la fin de l'été et au début de l'automne (septembre et octobre). Il est très net en nombre de soulèvements et plus discret en terme d'émissions. Les émissions sont plus faibles mais continues en été et en hiver.

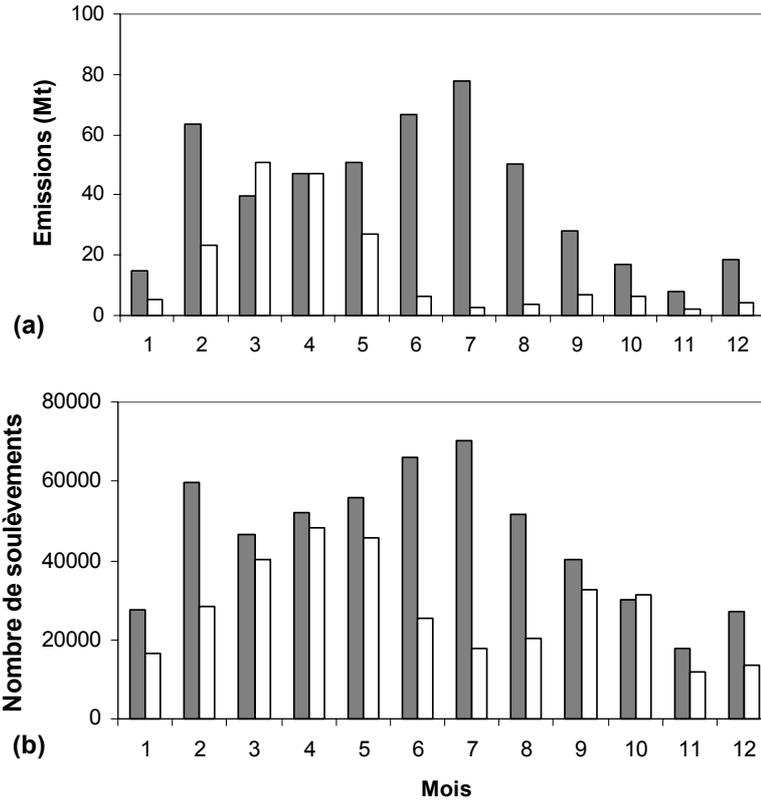


Figure 5.12: Cycle saisonnier des émissions mensuelles moyennes (1996-2001) en Mt, pour le Sahara occidental (en gris) et pour le Sahara oriental (en blanc) (a); et du nombre de soulèvements mensuels d'aérosols désertiques (simulés toutes les 6 heures), pour le Sahara occidental (en gris) et pour le Sahara oriental (en blanc) (b).

Différentes études, basées sur des mesures d'épaisseur optique en aérosols (AERONET) et des observations satellitaires (Météosat, MODIS ...), se sont intéressées au cycle saisonnier des contenus atmosphériques en aérosols désertiques.

Chiapello [1996] a montré que les épaisseurs optiques en aérosol, dérivées de Météosat pour 1987 au dessus des Iles du Cap Vert au large du Sénégal, présentent un cycle saisonnier marqué caractérisé par un maximum en été. Pour la période 2000 à 2003, les épaisseurs optiques en aérosols mesurées au sol et celles dérivées des observations MODIS, [Kaufman et al., 2005], font apparaître ce même cycle saisonnier régulier et bien marqué (Figure 5.13). Ce cycle est également mis en évidence à partir des épaisseurs optiques en aérosol mesurées de 1994 à 2004 (Figure 5.14). Les épaisseurs optiques en aérosol sont maximales en été et un pic secondaire apparaît en février/mars. En revanche, elles sont beaucoup plus faibles en automne. Ces observations, effectuées à proximité des côtes de la partie occidentale du Sahara, confortent donc le cycle saisonnier que nous simulons pour cette partie du Sahara.

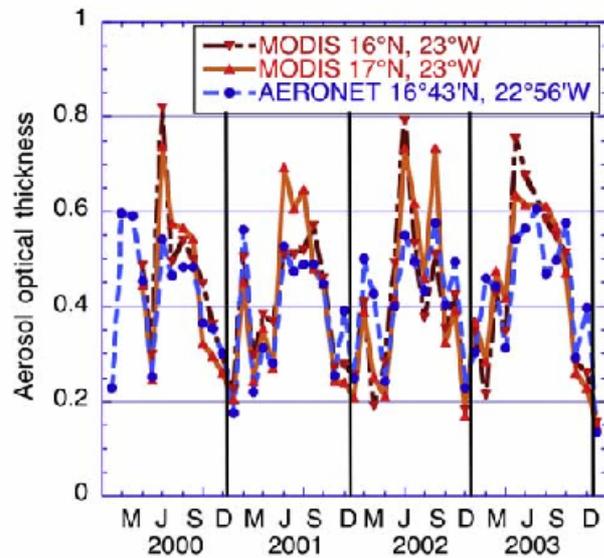


Figure 5.13: Epaisseurs optiques mensuelles moyennes mesurées par un photomètre (données du réseau AERONET) et dérivées de observations satellitales MODIS au dessus des Iles du Cap Vert [Kaufman et al., 2005].

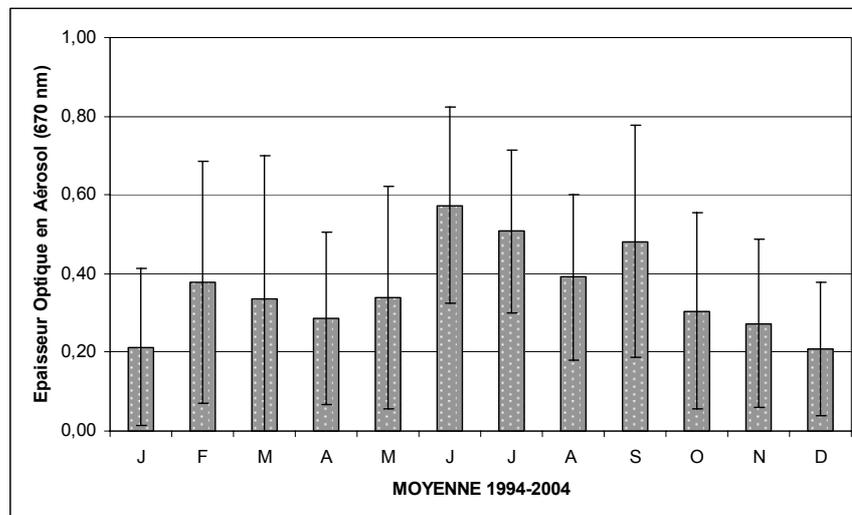


Figure 5.14: Epaisseurs optiques en aérosols (à 670 nm) mensuelles moyennes (1994-2004) aux Iles du Cap Vert, les barres d'erreur représentent l'écart type associé à la moyenne (données originales: réseau AERONET-PHOTONS) (P. Formenti, com. pers.).

A partir des épaisseurs optiques dérivées des observations Météosat, Moulin et al. [1998] ont mené une étude de la saisonnalité du transport des aérosols désertiques au dessus de la Méditerranée. Pour l'année 1994, les épaisseurs optiques dans la partie occidentale de la Méditerranée présentent un premier pic en mai, puis un maximum en juin/juillet. Les

épaisseurs optiques moyennes sont très faibles de septembre à février. Dans la partie orientale, le maximum est observé en avril, avec un pic secondaire de juin à juillet. Les données sur la Méditerranée centrale combinent les caractéristiques des deux autres régions, soit un maximum au printemps et un autre en été (Figure 5.15).

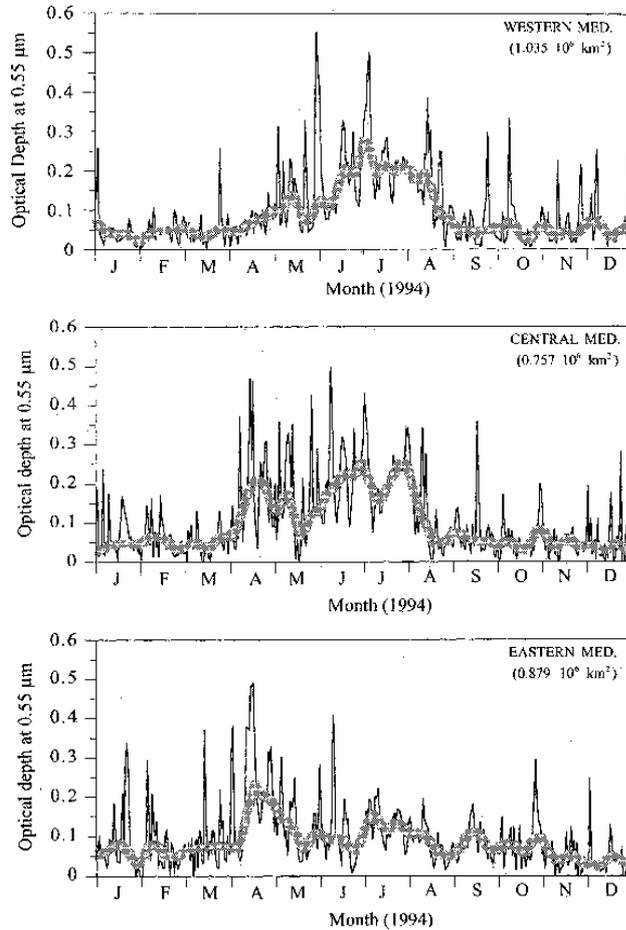


Figure 5.15: Épaisseurs optiques journalières (trait fin en noir) et moyenne glissante sur 5 jours (trait gras en gris) en 1994, sur la Méditerranée occidentale, centrale et orientale [Moulin et al., 1998].

Une climatologie sur 11 années de 1984 à 1994 des épaisseurs optiques mensuelles vient confirmer cette tendance [Moulin et al., 1998]. Sur la Figure 5.16, on visualise très clairement les variations saisonnières des zones d'épaisseur optiques les plus fortes. Les épaisseurs optiques sont maximales pour les mois d'avril et de mai sur la partie orientale de la Méditerranée, alors qu'elles sont maximales en été (juin, juillet et août) sur la partie occidentale.

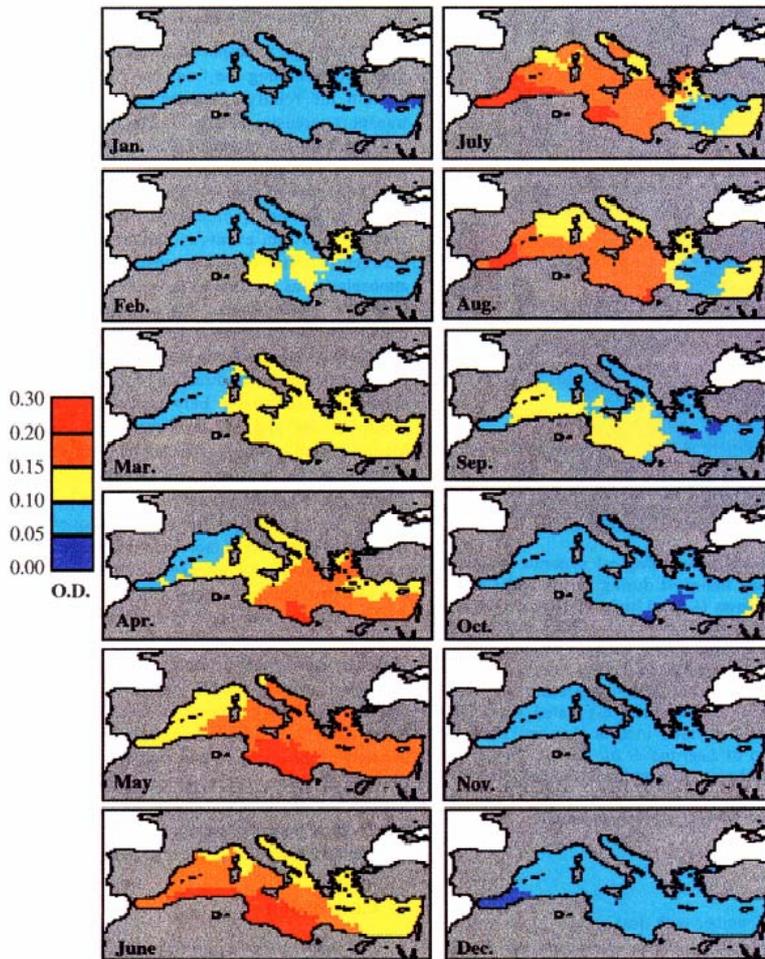


Figure 5.16: Climatologie des épaisseurs optiques mensuelles en aérosols dérivées des observations Météosat, moyennées sur 11 ans de 1184 à 1994 [Moulin et al., 1998].

Moulin et al. [1998] indiquent que les fortes valeurs obtenues pour le mois d'avril dans la partie centrale et dans la partie orientale de la Méditerranée sont principalement dues aux émissions des déserts de Libye [Dayan et al., 1991; Kubilay et Saydam, 1995] et d'Égypte [Dayan, 1986]. En revanche, au mois de juin, les fortes valeurs observées dans la partie centrale de la Méditerranée sont principalement dues à des émissions provenant du nord-ouest de l'Afrique [Moulin et al., 1998], tandis que celles observées en août dans sa partie occidentale seraient dues à des émissions en provenance d'Afrique du Nord d'après les travaux basés sur des rétrotrajectoires de Bergametti et al. [1989a ou b].

Ces éléments sont en partie confirmés par la saisonnalité mise en évidence au moyen des IDDI (Figure 5.17). Sur ces cartes saisonnières, les IDDI sont maximum en Libye au printemps. En ce qui concerne l'Afrique du Nord, le maximum est observé au printemps, mais les valeurs obtenues en été sont notablement plus fortes qu'en automne et en hiver. Il n'est donc pas exclu que cette zone soit la source des poussières transportées sur la Méditerranée en

été. A l'inverse, les poussières émises depuis cette région au printemps ont moins de chance d'être efficacement transportées sur la Méditerranée en raison d'une plus forte occurrence des précipitations à cette saison.

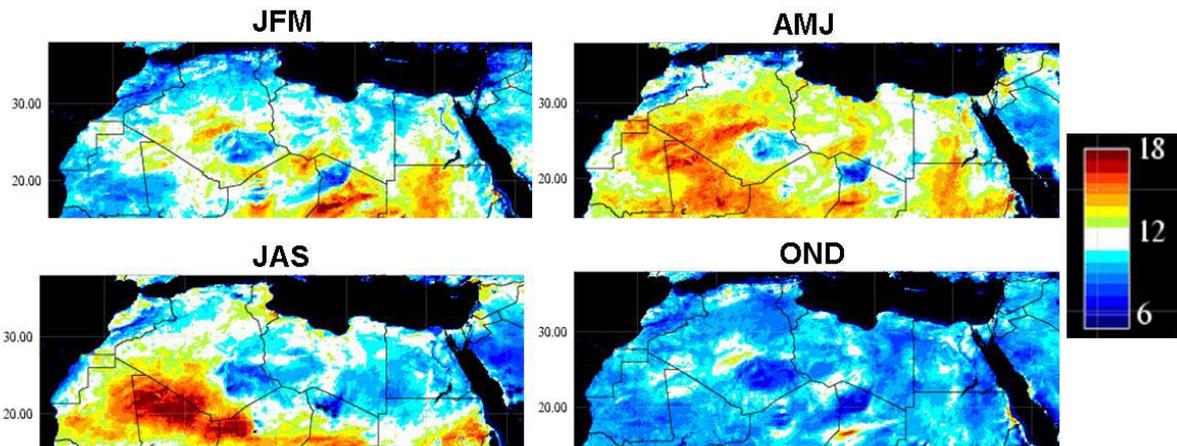


Figure 5.17: Carte des IDDI saisonniers sur le nord de l'Afrique, moyennés de 1994 à 2002 (J.F. Léon, com. pers.).

Nos simulations reproduisent ces grandes tendances de variabilité spatiale des émissions en fonction de la saison (Figure 5.11). Les émissions en Libye sont effectivement maximales au printemps. Les émissions simulées en Afrique du Nord sont relativement faibles par rapport aux autres zones sources, mais comme pour les IDDI, elles sont maximales au printemps et restent fortes en été. Les simulations sont donc compatibles avec l'hypothèse d'un transport des émissions depuis cette zone en été. La comparaison avec les cartes saisonnières d'IDDI montre également une saisonnalité similaire pour les zones sources les plus importantes identifiées sur nos simulations. Les émissions simulées pour la zone située à la frontière du Mali et de la Mauritanie présentent un maximum d'extension en surface et d'émission en été qui sont en accord avec les variations saisonnières des IDDI. De la même façon, les simulations comme les IDDI indiquent que les émissions sont maximales en hiver dans la dépression de Bodélé.

Les cycles saisonniers simulés sont donc en accord avec les différentes études réalisées à partir de mesures au sol d'épaisseur optique en aérosol et d'observations satellites au dessus des surfaces océaniques dans l'Atlantique nord-tropical, la Méditerranée et sur le continent nord africain.

5.3.3 Emissions annuelles

Les émissions annuelles moyennes simulées pour le nord de l'Afrique sont de 670 Mt, pour la période 1996-2001, avec une variabilité relativement faible (de l'ordre de 25%) pour l'ensemble de la zone. Les émissions annuelles sont minimales en 1998 (585 Mt) et maximales en 1999 (760 Mt) (Table 5.5).

Ces émissions d'aérosols simulées sont en accord avec les estimations disponibles dans la littérature (entre 130 et 760 Mt.an⁻¹) (voir le chapitre 3.2.1), notamment avec celles de d'Almeida [1986] (entre 630 et 710 Mt pour 1981 et 1982) et de Callot et al. [2000] (~760 Mt en moyenne de 1990 à 1992). Elles semblent par ailleurs cohérentes avec les estimations des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle globale qui sont comprises entre 1000 et 3000 Mt.an⁻¹. Avec des émissions annuelles moyennes de 670 Mt, nos simulations indiquent que les zones désertiques du nord de l'Afrique pourraient représenter entre 20% et 65% des émissions annuelles à l'échelle du Globe.

Les émissions annuelles au Sahara occidental (~ 480 Mt) sont significativement plus importantes que celles du Sahara oriental (~185 Mt). Cette forte différence (presque un facteur 3) ne s'explique pas par les différences de superficie de ces deux zones (moins de 20% d'écart) mais plus probablement par des conditions plus favorables à l'érosion (en particulier les vitesses de vent plus fortes). Par ailleurs, les émissions annuelles maximales et minimales ne sont pas simulées pour les mêmes années pour les parties occidentale (maximum en 2001 et minimum en 1996) et orientale (maximum en 1996 et minimum en 1999). Enfin, on observe aussi une variabilité des émissions annuelles plus importante pour le Sahara oriental (variation jusqu'à 60%) que pour le Sahara occidental (variation de 20% au maximum). Tout ceci montre clairement que les émissions de ces deux régions obéissent à des dynamiques différentes, pilotées par des systèmes météorologiques probablement non connectés.

Emissions	Sahara (en Mt)	Sahara Occidental (en Mt)	% Sahara Occidental	Sahara Oriental (en Mt)	% Sahara Oriental
1996	698,5	419,6	60,1	278,9	39,9
1997	627,1	479,6	76,5	147,4	23,5
1998	759,4	504,8	66,5	254,6	33,5
1999	585,1	479,1	81,9	105,9	18,1
2000	642,7	485,8	75,6	156,9	24,4
2001	699,6	523,5	74,8	176,1	25,2
Moyenne	668,7	482,1	72,6	186,6	27,4
Ecart type	62	35	7,9	67	7,9

Table 5.5: Emissions annuelles de 1996 à 2001 en Mt pour l'ensemble du Sahara, le Sahara occidental, et le Sahara oriental.

5.3.4 Variabilité interannuelle des émissions

La Figure 5.18 présente les émissions mensuelles en Mt (a), et le nombre mensuel de soulèvements (b), de janvier 1996 à décembre 2001 pour le Sahara occidental. La variabilité des émissions a la même allure générale en intensité et en fréquence. En fait, les émissions et les fréquences simulées sont assez bien corrélées ($r^2 = 0.56$). Sur les six années, on retrouve bien un cycle saisonnier marqué. Pourtant, les émissions peuvent être aussi importantes à la fin de l'hiver (par exemple février 1996), qu'au printemps (par exemple mars et avril 1997), ou en été (par exemple juillet 1999, juillet 2001). On observe donc un maximum qui oscille entre le printemps et l'été selon les années. En revanche, on peut noter que les émissions les moins intenses et les moins fréquentes sont toujours simulées à la fin de l'automne et au début de l'hiver, c'est-à-dire de novembre à janvier.

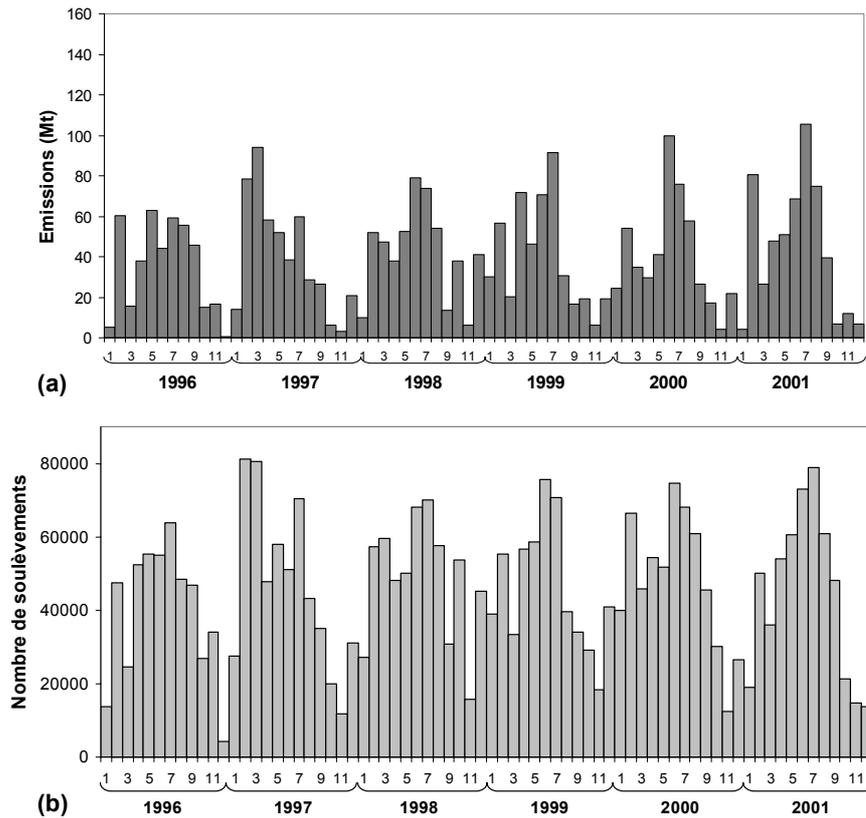


Figure 5.18: Emissions mensuelles simulées (en Mt) (a), et nombre mensuel de soulèvements d'aérosols désertiques (simulés toutes les 6 heures) (b), pour le Sahara occidental, de janvier 1996 à décembre 2001.

De la même façon, la Figure 5.19 présente les émissions mensuelles en Mt (a), et le nombre mensuel de soulèvements (b), de janvier 1996 à décembre 2001 pour le Sahara oriental. La variabilité interannuelle de l'intensité des émissions est beaucoup plus marquée que pour le Sahara occidental. Le cycle saisonnier du nombre de soulèvement est assez régulier: on retrouve systématiquement les deux maxima mentionnés précédemment au printemps et à la fin de l'été/début de l'automne. En revanche l'intensité des émissions est extrêmement variable. On observe qu'au cours du mois de mars 1998, les quantités d'aérosols émises (158 Mt) sont 3 fois plus importantes que les émissions du mois de mars moyennées sur 6 ans (50 Mt), sans pour autant que le nombre de soulèvements soit significativement plus élevé. On observe la même variabilité pour le mois de février dont les émissions sont là aussi trois fois plus importantes en 1996 (77 Mt) par rapport aux émissions moyennes de février (23 Mt). Contrairement au Sahara occidental, il n'y a pas de corrélation significative entre les quantités émises et le nombre de soulèvements simulés sur les 6 ans. Il semble donc que cette

forte variabilité interannuelle soit liée à quelques événements sporadiques et particulièrement intenses.

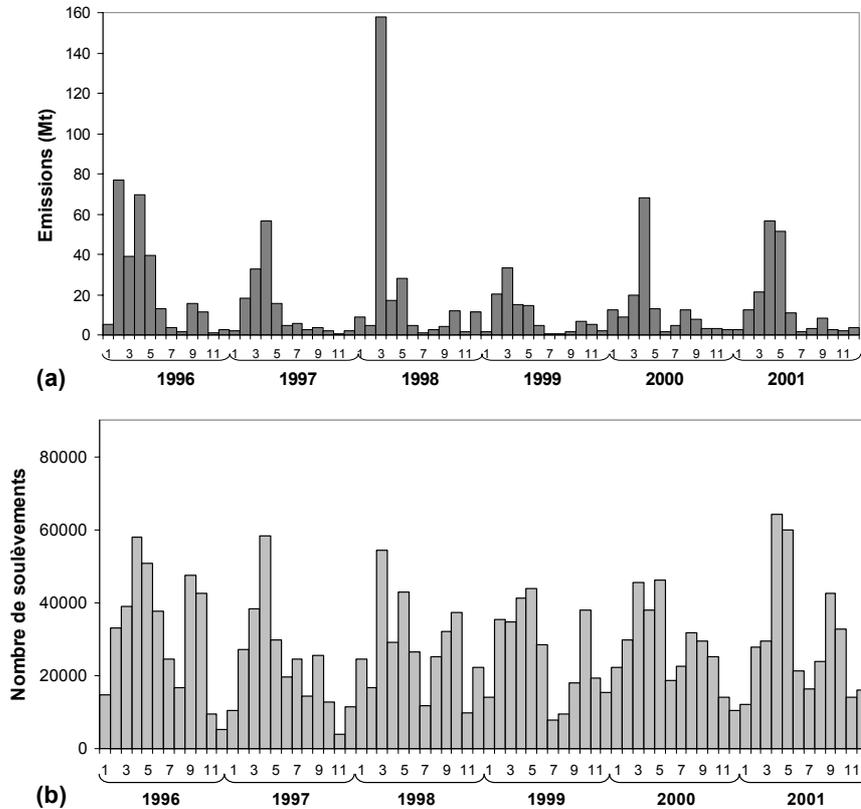


Figure 5.19: Emissions mensuelles simulées (en Mt) (a), et nombre mensuel de soulèvements d'aérosols désertiques (simulés toutes les 6 heures) (b), pour le Sahara oriental, de janvier 1996 à décembre 2001.

La variation des émissions de la partie orientale du Sahara semble expliquer en grande partie la variabilité interannuelle. Mais d'une manière générale, les émissions sahariennes d'aérosols désertiques apparaissent comme un système stable caractérisé par des émissions relativement régulières d'une année à l'autre.

5.3.5 Influence de l'humidité du sol sur les émissions

La stratégie de simulation des émissions que nous avons développée et que nous suivons ici, permet de quantifier l'influence de l'humidité des sols sur les émissions d'aérosols désertiques. Pour ce faire, nous avons calculé les émissions en tenant compte ou en

négligeant l'augmentation des seuils d'érosion due à l'humidité des sols. Les résultats de ces deux simulations sont reportés dans la Table 5.6 et présentés Figure 5.20.

Pendant la période la plus intense d'émission au printemps et en été, la diminution relative des émissions due à la prise en compte de l'humidité de sols ne dépasse pas 1.6%. Les émissions des mois de décembre, janvier, février et mars sont les plus affectées par l'influence de l'humidité des sols, sans pour autant que l'impact de l'humidité sur les émissions ne dépasse 6%.

	Diminution relative des émissions due à l'humidité des sols (%)		
	Sahara occidental	Sahara oriental	Total
Janvier	6,4	3,7	5,3
Février	1,6	6,3	2,7
Mars	8,0	1,7	4,0
Avril	1,8	0,4	1,2
Mai	0,8	0,3	0,6
Juin	1,2	0,0	1,0
Juillet	1,5	2,3	1,5
Août	1,3	0,9	1,3
Septembre	1,9	0,1	1,6
Octobre	1,8	0,2	1,4
Novembre	2,9	1,8	2,5
Décembre	10,4	4,5	5,7

Table 5.6: Diminution des émissions mensuelles simulées pour la période 1996-2001, due à la prise en compte de l'humidité des sols dans les calculs (pour le Sahara occidental, le Sahara oriental, et l'ensemble du Sahara).

La variabilité interannuelle des émissions d'aérosols désertiques n'est que très peu affectée par l'influence de l'humidité des sols (Figure 5.20). Sur notre zone d'étude, qui comprend les zones hyper arides du nord de l'Afrique, et pour les six années simulées, l'humidité des sols n'a d'influence notable ni sur le cycle saisonnier, ni sur la variabilité interannuelle des émissions, ni sur les quantités émises.

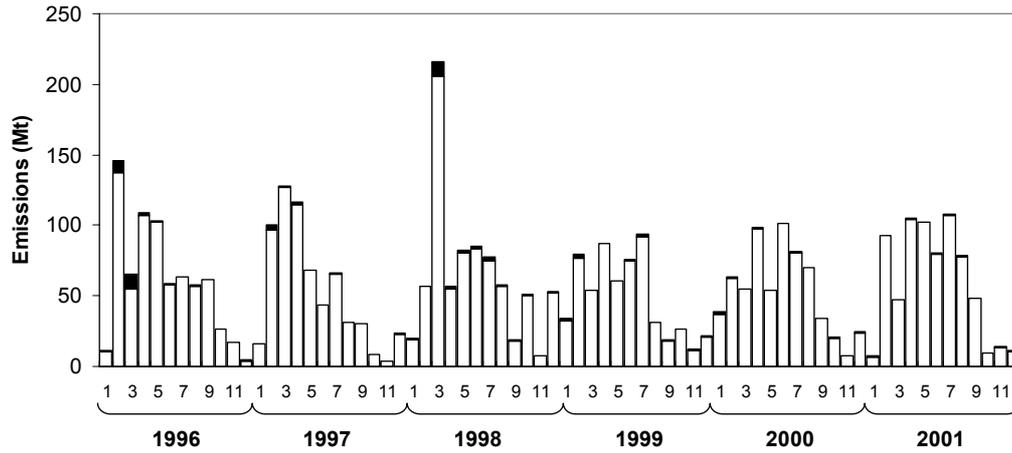


Figure 5.20: Emissions mensuelles (en Mt) simulées du Sahara de janvier 1996 à décembre 2001, en prenant en compte l'humidité des sols sur les émissions (en blanc), et en n'en tenant pas compte (en noir).

5.4 Conclusion

En utilisant les bases de données des états de surface que nous avons établies pour le nord de l'Afrique, nous avons simulé les émissions à la résolution $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$ de 1996 à 2001. Les résultats présentés constituent une première étude climatologique des émissions nord africaines par modélisation à l'échelle continentale. Un travail plus approfondi de validation et d'interprétation de ces résultats reste à mener. Pour autant, la localisation de régions émettrices, l'étude des variations saisonnières et la quantification des émissions ont été entreprises.

La comparaison de nos émissions avec les AAI TOMS et les IDDI Météosat nous a permis de conforter la plupart des principales zones émettrices d'aérosols désertiques simulées.

Les émissions simulées sont les plus fréquentes sur la côte du Sahara Occidental, et sont très intenses dans la région plus étendue située entre la Mauritanie et le Mali. Des « hot spots » comme les sebkhas de Mekherrane et de Azzel Matti sont aussi des zones d'émissions intenses. Dans la partie orientale du Sahara, la dépression de Bodélé, la partie nord-est de la Libye, le sud de l'Égypte et le nord du Soudan sont des zones de soulèvements simulées, mais moins fréquentes.

Il semble pour autant que les simulations sous-estiment les émissions issues de la région de Bodélé, région considérée à l'heure actuelle comme la plus émettrice [voir par exemple Prospero et al., 2002]. Cette sous-estimation pourrait être directement liée aux champs de vent fournis par les modèles météorologiques globaux qui ne reproduiraient pas correctement la dynamique spécifique des vents de surface dans cette région. A l'inverse, le désaccord observé dans la bande sahélienne ne pourrait être qu'apparent, les forts niveaux d'empoussièrément résultant non pas d'émissions locales mais plutôt de particules transportées puis accumulées dans une zone de « stagnation » par ralentissement de la circulation à proximité du FIT. Nous avons également noté la grande difficulté qu'il y a à simuler correctement les émissions d'aérosols désertiques sur la côte du Sahara Occidental. En effet, dans cette région, les vitesses de vent sont presque en permanence voisines des seuils d'érosion calculés. Une simulation correcte des émissions de cette région nécessiterait donc une très grande précision à la fois sur les seuils d'érosion et les vitesses de vent.

Par ailleurs, la variation des cycles saisonniers des émissions entre la partie occidentale et la partie orientale du Sahara fait apparaître des différences importantes dans la dynamique des soulèvements d'aérosols désertiques. La partie occidentale du Sahara apparaît comme une source majeure et constante d'aérosols désertiques, alors que les émissions de la partie orientale sont plus variables d'une année à l'autre. Ainsi, au Sahara oriental, les quantités mensuelles émises pour un mois donné pouvant excéder de plus d'un facteur 3 la valeur moyenne des émissions sur 6 ans de ce mois (par exemple en février 1996 et en mars 1998).

Enfin, les émissions moyennes sont d'environ 670 Mt.an^{-1} , ce qui est en accord avec les estimations publiées dans la littérature indiquant le nord de l'Afrique comme la principale région émettrice d'aérosols désertiques. Ces émissions annuelles présentent une variabilité interannuelle relativement faible, 10% en moyenne sur les 6 années étudiées. L'influence des précipitations étant apparue comme négligeable, on peut en conclure que la variabilité interannuelle est totalement pilotée par les champs de vents utilisés en entrée du modèle.

6. Conclusion et perspectives

L'objectif de ce travail était d'établir une climatologie des émissions d'aérosols désertiques pour les deux principales régions émettrices que sont le nord de l'Afrique et les déserts du nord-est de l'Asie. Pour cela, nous avons choisi de réaliser des simulations de longue durée aux échelles continentales. Nous avons utilisé un modèle d'émission d'aérosols désertiques basé sur une représentation explicite des processus physiques d'émission [Marticorena et Bergametti, 1995] avec lequel nous avons simulé les émissions sur une période de six années, de 1996 à 2001, à une résolution temporelle de 6h et une résolution spatiale de $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$.

Nous avons développé une méthode complète de simulation des émissions, incluant des méthodes de restitution des données d'entrée du modèle et les données de validation les plus pertinentes actuellement disponibles. Un des principaux acquis de ce travail de thèse a été la mise au point de bases de données des états de surface en zones arides.

Les hauteurs de rugosité aérodynamique sont dérivées des données satellitaires du radiomètre POLDER-1. Dans le modèle de BRDF de la chaîne de traitement des produits de surface de POLDER-1, certains termes (k_0 , k_l) contiennent une information relative à la rugosité de la surface qui permet de définir un coefficient de protrusion, $PC = k_l/k_0$. Ce coefficient a été mis en relation avec les données existantes de hauteur de rugosité aérodynamique pour établir une relation empirique entre ces deux grandeurs [Marticorena et al., 2004]. A partir de cette relation, nous avons ainsi pu établir une carte composite des hauteurs de rugosité aérodynamique pour le nord-est de l'Asie, en nous assurant préalablement de la représentativité et de la qualité des produits standard. Cette carte a été validée à partir d'observations géomorphologiques du nord-est de l'Asie et des quelques mesures de seuil d'érosion existantes. Les mêmes procédures ont été appliquées pour cartographier la hauteur de rugosité dans les régions arides du nord de l'Afrique.

Marticorena et al. [2004] ont montré, par comparaison avec les IDDI Météosat, que la cartographie des hauteurs de rugosité dérivées produits de POLDER-1 permettait de reproduire de façon satisfaisante les fréquences d'émission sur le nord de l'Afrique. Les

travaux que nous avons menés ont permis de valider cette approche en montrant que les émissions simulées étaient en accord avec les observations satellitaires et les réductions de visibilité mesurées par les stations météorologiques.

Cette approche présente cependant des limitations en terme de couverture spatiale. En effet, les observations POLDER-1 sont limitées par la présence de nuages. L'utilisation de données complémentaires des instruments POLDER-2 et PARASOL devrait permettre dans un proche futur d'élaborer des cartes composites plus complètes, quelle que soit la région étudiée. Une autre possibilité, déjà mentionnée, consistera à examiner les possibles combinaisons de ces données avec d'autres produits (radar (SAR) ou diffusiométriques (ERS)) permettant de tirer profit des avantages de chacune de ces méthodes. Ceci devrait également permettre de produire des cartographies des hauteurs de rugosité adaptées en fonction des objectifs visés (par exemple, basse résolution mais couverture globale pour les modèles de circulation générale, haute résolution mais domaine réduit pour des applications locales à régionales).

D'autre part, le fait que cette méthode n'ait été étalonnée que pour des surfaces non végétalisées restreint son application aux régions les plus arides. Il serait donc intéressant de disposer de mesures de rugosité, sur des surfaces de taux de couverture variable en zones semi-arides, afin d'étendre la relation empirique précédemment établie. Des séries de cartes de hauteur de rugosité prenant en compte la dynamique de la végétation pourraient alors être établies à l'aide des produits de surface POLDER.

En ce qui concerne la granulométrie sèche des sols des régions désertiques, il n'existe pas de base de données disponible à l'échelle du globe. Nous avons pu disposer de mesures de granulométrie sèche des différents déserts de Chine, et d'une typologie des sols dérivée de l'analyse des granulométries mesurées sur une vingtaine d'échantillons collectés au Sahara et au Sahel. Ces données expérimentales de granulométrie sèche ont toutes été obtenues selon le même protocole expérimental. A partir de ces mesures, nous avons pu représenter la distribution en taille des grains du sol sous forme de combinaisons de populations log-normales. Une approche comparable a été suivie pour caractériser les sols du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique et établir des bases de données à la résolution de $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$. Le traitement des données expérimentales a mis en évidence des différences de granulométrie importantes entre le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique. Les sols des déserts chinois ont une granulométrie plus fine et sont, en majorité, homogènes au sein de chaque zone désertique. Les sols des régions désertiques sahariennes ont une granulométrie généralement

plus grossière et apparaissent comme une combinaison de mêmes populations granulométriques mais dans des proportions variables. Une des conclusions de notre travail sur l'établissement de données de sols est l'impossibilité d'établir des relations univoques entre texture et granulométrie sèche. De ce fait, il apparaît très difficile de réaliser une cartographie de granulométrie des sols sans disposer de données expérimentales.

Il faut noter que ces bases de données de hauteur de rugosité aérodynamique, de granulométrie sèche et de texture des sols, établies de manière similaires pour les deux régions étudiées, sont uniques à ce niveau de détail et de résolution. Elles sont désormais disponibles, à la résolution $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$, pour des applications à différentes échelles.

Pour calculer les émissions d'aérosols désertiques, nous avons utilisé la base de données météorologiques ERA-40 de l'ECMWF. Une comparaison des fréquences de soulèvement simulées en Asie en utilisant soit cette base de données soit les archives opérationnelles ECMWF a montré la forte sensibilité des simulations aux champs de vent utilisés en entrée du modèle. Selon les données de vent utilisées, les émissions simulées peuvent varier jusqu'à un facteur 2 dans certaines régions, et les maxima de fréquences d'émission peuvent ne pas être localisés au même endroit. Cette sensibilité s'explique à la fois par la présence d'un seuil d'érosion, qui contrôle les fréquences d'émissions, et par la dépendance en puissance 3 de la vitesse du vent des flux d'émissions. Par ailleurs, la comparaison avec les observations satellitaires montre un biais dans la simulation des émissions au sud du Sahara et au nord du Sahel, et plus particulièrement dans la dépression de Bodélé. Yoshioko et al. [2005] montrent que ce biais existe et persiste pour différents schémas d'émissions ou différentes combinaisons de sources naturelles et perturbées (dont anthropiques). Il semble donc que la précision des champs de vents pouvant être utilisés à l'heure actuelle pour réaliser des simulations à long terme constitue une limitation forte pour l'estimation des émissions d'aérosols désertiques, au moins dans certaines zones. Un travail de comparaison des champs de vent ERA-40 ECMWF avec les mesures des stations météorologiques devrait permettre, si ce n'est de s'affranchir de ce biais, d'au moins en évaluer les conséquences. Une approche de simulation à plus fine échelle spatiale et temporelle, à partir de modèles météorologiques régionaux mieux résolus, comme par exemple le modèle RAMS [Lasserre et al., 2005], devra sans doute être mise en place de façon plus systématique si l'on souhaite décrire plus finement les paramètres météorologiques. Ce type de simulation permettrait d'étudier en particulier des épisodes de forts soulèvements dans des régions bien localisées, et permettrait ainsi de quantifier le biais dû aux champs de vents utilisés dans les situations d'émissions les plus fortes.

Enfin, au cours de ce travail de thèse, de nombreuses comparaisons avec des données de validation variées ont été entreprises. Compte tenu du caractère non « parfait » de chacun de ces types de données (satellitaires, mesures des stations météorologiques ...), leur utilisation de façon complémentaire est le seul moyen d'atteindre un certain niveau de qualification des simulations. Nous avons donc essayé de déterminer les conditions dans lesquelles ces observations pouvaient être utilisées avec le meilleur niveau confiance et ainsi permettre les comparaisons les plus pertinentes possibles avec nos simulations. Aucune des comparaisons ne constitue en elle-même une validation complète de nos résultats. Pour autant, ces comparaisons forment un ensemble cohérent permettant de décrire les grandes tendances des émissions sur différentes échelles spatio-temporelles et démontrent la cohérence globale de nos simulations.

Sur un plan plus géophysique, ce travail de thèse a permis de décrire les émissions d'aérosols désertiques depuis le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique. Plus particulièrement, nous avons pu :

- (1) quantifier les émissions d'aérosols désertiques;
- (2) déterminer les zones les plus émettrices en fréquence et en intensité;
- (3) étudier les émissions journalières, du cycle saisonnier et des variations inter annuelles des émissions.

Nous proposons donc ici de faire une synthèse des principaux résultats et un parallèle entre nos deux régions d'étude afin de faire ressortir les caractéristiques propres à chacune des zones d'émission.

Nos simulations sur six années (1996 à 2001) montrent que le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique sont des sources majeures d'émissions d'aérosols désertiques à l'échelle globale. Le nord de l'Afrique est la source la plus importante avec en moyenne 670 Mt.an^{-1} d'aérosols désertiques. Cette estimation est en bon accord avec celles disponibles dans la littérature. Cette région peut par ailleurs être considérée comme une région d'émissions stable puisque sur les six années étudiées, la variabilité interannuelle moyenne est de l'ordre de 10%. Les émissions du nord-est de l'Asie sont estimées quant à elle à environ 240 Mt.an^{-1} . Elles sont donc de deux à trois fois moins importantes que celles du nord de l'Afrique selon les années. Elles présentent une variabilité interannuelle très importante, de l'ordre de 50%.

D'après nos résultats, $910 \pm 180 \text{ Mt}$ d'aérosols désertiques sont émises en moyenne annuelle de 1996 à 2001 pour le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique. Les quantités

simulées pour les deux principales régions émettrices représenteraient donc entre 30 et 100% des estimations des émissions globales reportées dans la littérature.

Emissions	Nord-est de l'Asie		Nord de l'Afrique		Total (en Mt)
	en Mt	en %	en Mt	en %	
1996	204	22,6	699	77,4	903
1997	100	13,8	627	86,2	727
1998	332	30,4	759	69,6	1091
1999	151	20,5	585	79,5	736
2000	205	24,2	643	75,8	848
2001	459	39,6	700	60,4	1159
Moyenne	242	25,2	669	74,8	911
σ	131	8,9	62	8,9	180

Table 6.1: Emissions annuelles simulées pour le nord-est de l'Asie, pour le nord de l'Afrique et pour l'ensemble des deux zones.

Il faut noter que nos estimations des émissions sont obtenues à partir d'une méthode de simulation aussi rigoureuse que possible et surtout similaire pour le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique. Les données d'entrée du modèle, aussi bien en terme de propriétés de surface que de données météorologiques, apparaissent comme les plus pertinentes à ce jour. Pour autant, on doit considérer nos simulations comme une estimation minimale des émissions. En effet, les cartes des hauteurs de rugosité dérivées de POLDER-1 ne sont pas complètes, en particulier sur le nord de l'Asie. Si la carte est complète pour le désert du Taklimakan et les déserts du nord de la Chine, des données sont manquantes dans le nord du désert de Gobi. Or, nous avons montré que cette région pouvait être la source d'évènements rares, mais particulièrement intenses. Il est donc vraisemblable nous sous-estimions, au moins certaines années, les émissions de poussières depuis cette région. Pour le nord de l'Afrique, nous avons comblé les données manquantes en utilisant les estimations des hauteurs de rugosité faites par Marticorena et al. [1997] et Callot et al. [2000]. Mais, les émissions du sud du Sahara sont certainement sous-estimées, en raison d'un biais des champs de vent utilisés. Il s'agit d'une zone où les émissions sont supposées très fortes, et donc la sous-estimation est probablement assez importante.

Une autre conclusion importante de ce travail est la complémentarité d'une analyse conjointe des fréquences d'évènements et de l'intensité des émissions. En effet, nos résultats montrent que selon le type d'information considérée (fréquence ou intensité), la hiérarchisation de l'importance relative des zones sources diffère, comme c'est par exemple le

cas pour le nord-est de l'Asie. Nous avons donc mené une double étude sur les fréquences et l'intensité des émissions pour déterminer les zones émettrices, le cycle saisonnier et l'interannualité des émissions.

Cette étude nous a aussi permis de localiser les principales zones sources en comparant nos simulations avec les données satellitaires, les réductions de visibilités des stations météorologiques, des observations in situ et à distance des zones émettrices. Trois régions sources principales sont clairement identifiées au nord-est de l'Asie, le Taklimakan qui prédomine en fréquence d'évènements, les déserts du nord de la Chine, et le désert de Gobi qui est une source ponctuelle mais extrêmement intense. A l'inverse, du point de vue des quantités émises, les contributions de ces trois zones sources aux émissions totales depuis le nord Est de l'Asie sont équivalentes. Pour le nord de l'Afrique, deux zones principales sont identifiées: la côte du Sahara Occidental/Océan Atlantique qui présente des soulèvements très importants, et une large zone localisée entre la Mauritanie et le Mali, au sud de l'erg Chech, qui est la zone la plus étendue et où les émissions sont les plus fréquentes et les plus intenses. Par ailleurs des zones d'émissions très localisées, de type « hot spot », sont également simulées, comme par exemple dans la région de la sebkha Mekherrane au sud de l'Algérie.

On observe pour nos deux régions d'étude des cycles saisonniers des émissions qui sont marqués à la fois en fréquence et en intensité. Il existe donc en Asie comme en Afrique des conditions climatologiques optimales bien établies pour l'émission des aérosols désertiques.

Pour le nord-est de l'Asie, nous simulons un maximum au printemps et un minimum pendant l'hiver en accord avec les observations [Parungo et al., 1994; Sun et al., 2001, 2003]. Les émissions sont maximales à la même période pour les trois principales zones sources. Alors que le Taklimakan contrôle les émissions au printemps et en été, les émissions des déserts du nord de la Chine prédominent à la fin de l'automne. En ce qui concerne le nord de l'Afrique, on observe des comportements différents en terme de saisonnalité entre le Sahara occidental et le Sahara oriental. Pour la partie occidentale du Sahara, le maximum des émissions se situe en été, avec cependant des émissions pouvant être importantes en février, et le minimum est systématiquement simulé en automne. En revanche, les régions désertiques du Sahara oriental émettent plus au printemps. Ces différences en terme de saisonnalité entre l'ouest et l'est du Sahara sont en accord avec différentes études sur la variabilité du transport

des aérosols au dessus des Iles du Cap Vert [Chiapello, 1996; Kaufman et al., 2005] et de la mer Méditerranée [Moulin et al., 1998].

Ces cycles saisonniers ne sont influencés de façon significative ni par l'humidité des sols, ni par la couverture neigeuse. Si ce résultat paraît évident pour le nord de l'Afrique, il l'était moins pour le nord-est de l'Asie. Dans cette région, il reste cependant nécessaire de prendre en compte ces deux paramètres car ils peuvent contrôler les émissions en hiver.

Si la variabilité interannuelle des émissions est, comme nous l'avons vu, plus marquée au nord-est de l'Asie qu'au nord de l'Afrique, les fréquences d'émissions sont relativement stables d'une année sur l'autre, pour les deux régions. La variabilité des émissions du nord-est de l'Asie est donc principalement due à quelques rares épisodes extrêmement intenses provenant du désert de Gobi et du nord de la Chine, comme ceux observés en avril 1998 et en 2001. Une des conclusions intéressantes de ce travail est que nous montrions qu'un à deux jours d'émissions intenses sont suffisants pour piloter la variabilité des émissions annuelles sur l'ensemble de la zone. Pour la partie orientale du nord de l'Afrique on observe un comportement assez comparable. En effet, quelques mois de printemps (mars 1998 et février 1996) présentent des émissions trois fois supérieures aux émissions moyennes mensuelles de ces mois sur les six années étudiées, sans qu'il y ait pour autant une augmentation significative du nombre de soulèvements. Ces résultats confortent la stratégie adoptée pour ce travail en matière de résolutions spatiale et temporelle. Ils illustrent clairement la nécessité d'une résolution temporelle de l'ordre de la journée pour cerner correctement la variabilité saisonnière et interannuelle des émissions de poussière.

Une des perspectives naturelles de ce travail est d'appliquer la méthode de simulation développée à d'autres zones sources, au premier rang desquelles l'Australie, afin de disposer d'une quantification homogène de l'ensemble des émissions de poussières à l'échelle du Globe. En effet, cette étude devra également permettre d'aborder avec des bases de données adéquates des simulations d'échelle régionale, indispensables à une meilleure évaluation des impacts environnementaux des poussières désertiques. Enfin, le caractère physiquement explicite de ces simulations devraient à terme permettre de prendre compte les diverses rétroactions entre climat et émissions d'aérosols désertiques.

Références bibliographiques

- Aléon, J., Chaussidon, M., Marty, B., Schütz, L., Jaenicke, R., 2002. Oxygen isotopes in single micrometer-sized quartz grains: Tracing the source of Saharan dust over long-distance atmospheric transport, *Geochimica Cosmochimica Acta* 66 (19), 3351-3365.
- Alfaro, S.C., 1994. Caractérisation de l'écoulement obtenu dans la veine d'étude d'une soufflerie: application à l'étude de la partition de la contrainte aérodynamique exercée sur un sol parsemé d'éléments non érodables, Rapport de DEA Chimie de la Pollution Atmosphérique et Physique de l'Environnement, Université Paris 7, 30 pp.
- Alfaro, S.C., 1997. Simulation expérimentale et modélisation de la production d'aérosol minéral par érosion éolienne, Thèse de doctorat, Université Paris 12 Val-de-Marne, 176 pp.
- Alfaro, S., 2004. Contribution à la quantification des interactions aérosols terrigènes/climat: modélisation des émissions et caractérisation optique des aérosols générés par érosion éolienne, Habilitation à diriger des recherches, Université Paris 12 Val-de-Marne, 85 pp.
- Alfaro, S.C., Gomes, L., 1995. Improving the large-scale modeling of the saltation flux of soil particles in presence of nonerrodible elements, *J. Geophys. Res.*, 100 (D8), 16357-16366.
- Alfaro, S.C., Gaudichet, A., Gomes, L., Maillé, M., 1997. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting, *J. Geophys. Res.*, 102 (D10), 11239-11249.
- Alfaro, S.C., Gaudichet, A., Gomes, L., Maillé, M., 1998. Mineral aerosol production by wind erosion: Aerosol particle sizes and binding energies, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (7), 991-994.
- Alfaro, S.C., Gomes, L., 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,075-18,084.
- Alfaro S.C., Rajot, J.L., Nickling, W., 2004. Estimation of PM20 emissions by wind erosion: Main sources of uncertainties, *Geomorphology*, 59, 63-74.
- Alpert, P., Ganor, E., 2001. Sahara mineral dust measurements from TOMS: Comparison to surface observations over the Middle East for the extreme dust storm, March 14-17, 1998, *J. Geophys. Res.*, 106 (D16), 18275 – 18286.
- Arya, S.P.S., 1975. A drag partition theory for determining the large-scale roughness parameter and wind stress on Arctic pack ice, *J. Geophys. Res.*, 80, 3447-3454.
- Auvray, M., 2002. Modélisation des émissions d'aérosol minéral en zone sahélienne semi-aride, Rapport de DEA Chimie de la Pollution Atmosphérique et Physique de l'Environnement, Université Paris 7, 30 pp.
- Bagnold, R.A., 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Methuen, London, 265 pp.
- Barndorff-Nielsen, O.E., Christiansen, C., 1985. The hyperbolic shape triangle and classification of sand sediments, in *Proceedings of the International Workshop on the Physics of Blown Sand*, O.E. Barndorff-Nielsen, J.T. Möller, K. Römer Rasmussen, B.B. Willets (Eds.), University of Aarhus, Aarhus, Denmark, 649-676.
- Bauer, S.E., Balkanski, Y., Schulz, M., Hauglustaine, D.A., Dentener, F., 2004. Global modelling of heterogeneous chemistry on mineral aerosol surfaces: The influence on tropospheric ozone chemistry and comparison to observations, *J. Geophys. Res.* 109, D02304, doi: 10.1029/2003JD003868.
- Bergametti, G., Dutot, A.L., Buat-Ménard, P., Losno, R. and Remoudaki, E., 1989a. Seasonal variability of the elemental composition of atmospheric aerosol particles over the northwestern Mediterranean, *Tellus B*. 41B, 353-361.
- Bergametti, G., Gomes, L., Remoudaki, E., Desbois, M., Martin, D., Buat-Ménard, P., 1989b. Present transport and deposition patterns of African dusts to the northwestern Mediterranean, in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*, Leinen, M., M., Sarnthein, (Eds.), Kluwer Acad., Norwell, Mass., 227-251.
- Bergametti, G., Remoudaki, E., Losno, R., Steiner, E., Chatenet, B., Buat-Ménard, P., 1992. Sources, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the northwestern Mediterranean, *J. Atmos. Chem.*, 14, 501-513.

- Betts, A.K., Beljaars, A.C.M., 2003. ECMWF ISLSCP-II near-surface dataset from ERA-40, ERA-40 Project Report Series from ECMWF, 8, 31 pp.
- Belly, P.Y., 1964. Sand movement of wind, TM No, US Army Coastal Engineering Research Center, Washington D.C., 80 pp.
- Bisal, F., Hsieh, J., 1966. Influence of moisture on erodibility of soil by wind, *Soil Sci.*, 102, 143-146.
- Biscaye, P. E., Grousset, F. E., Revel, M., Van der Gaast, S., Zielinski, G. A., Vaars, A., Kukla, G., 1997. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland, *J. Geophys. Res.*, 102 (C12), 26765-26781.
- Bory, A., Biscaye, P.E., Grousset, F.E., 2003. Two distinct seasonal Asian source regions for mineral dust deposited in Greenland (NorthGRIP), *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1167, doi: 10.1029/2002GL016446.
- Brooks, N.P.J., Legrand, M., 2000. Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in *Linking climate change to landsurface change*, McLaren S.J. and Kniveton D. (Eds), Chapter 1, Kluwer Academic Publishers, 1-25.
- Callot, Y., 1987. Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas Saharien au Grand Erg Occidental: Dynamique éolienne et paléolacs holocènes, Thèse de doctorat es sciences, Université Paris 6, 412 pp.
- Callot, Y., Fontugne, M., 1992. Les étagements de nappes dans les paléolacs holocènes du nord-est du Grand Erg Occidental (Algérie), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, Série II, 471-477.
- Callot, Y., Marticorena, B., Bergametti, G., 2000. Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: Application to the Sahara desert, *Geodinamica Acta*, 13, 245-270.
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., Magonthier, M.-C., Chatenet, B., 1998. Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (7), 983-986.
- Chamley, H., 1987. *Sédimentologie*, Dunod, Paris, 175 pp.
- Chatenet, B., Marticorena, B., Gomes, L., Bergametti, G., 1996. Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind, *Sedimentology*, 43, 901-911.
- Chepil, W. S., 1951. Properties of soil which influence wind erosion: IV. State or dry aggregate structure, *Soil Sci.*, 72, 387-401.
- Chester, R., 1986. The marine mineral aerosol, in P. Buat-Menard (Ed.), *The role of air-sea exchange in geochemical cycling*, Reidel, 443-476.
- Chiapello, I., 1996. Les aérosols atmosphériques au dessus de l'Atlantique nord tropical: approche physico-chimique et météorologique. Evaluation de la contribution de différentes espèces à l'épaisseur optique en aérosol, Thèse de doctorat, Université Paris 7, 251 pp.
- Chiapello, I., Bergametti, G., Chatenet, B., Bousquet, P., Dulac, F., Santos-Soares, E., 1997. Origins of African dust transported over the northeastern tropical Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 102, 13701-13709.
- Chiapello, I., Prospero, J.M., Herman, J., Hsu, C., 1999. Detection of mineral dust over the north Atlantic ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS, *J. Geophys. Res.*, 104, 9277-9291.
- Claquin, T., Roelandt, C., Kohfeld, K. E., Harrison, S. P., Tegen, I., Prentice, I. C., Balkanski, Y., Bergametti, G., Hansson, M., Mahowald, N., Rodhe, H., Schulz, M., 2003. Radiative forcing of climate by ice-age atmospheric dust, *Climate Dynamics*, 20, 193-202.
- Colarco, P.R., Toon, O.B., Torres, O., Rasch, F.J., 2002. Determining the UV imaginary part of refractive index of Saharan dust particles from TOMS data and a three dimensional model of dust transport, *J. Geophys. Res.*, 107(D16), 10.1029/2001JD000903.
- Cooke, R.U., Warren, A., 1973. *Geomorphology in deserts*, University of California Press, Berkeley.
- Coudé-Gaussens, G., 1984. Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires, *Bull. Centre Rech. Explor Product. Elf Aquitaine*, 8, 167-182.
- Coudé-Gaussens, G., Rognon, P., Bergametti, G., Gomes, L., Strauss, B., Gros, J. M., Le Coustumer, M. N., 1987. Saharan dust on Fuerteventura Island (Canaries): Chemical and mineralogical characteristics, air mass trajectories, and probable sources, *J. Geophys. Res.*, 92 (D8), 9753-9771.
- d'Almeida, G. A., 1986. A model for Saharan dust transport, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 903-916.

- d'Almeida, G. A., 1987. On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92 (D3), 3017-3026.
- d'Almeida, G. A., Schütz, L., 1983. Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 233-243.
- Darmenova K., Sokolik, I.N., Darmenov, A., 2005. Characterization of East Asian dust outbreaks in Spring of 2001 using ground-based and satellite data, *J. Geophys. Res.*, 110, D02204, doi: 10.1029/2004JD004842.
- Dayan, U., 1986. Climatology of back-trajectories from Israel based on synoptic analysis, *J. Clim., Appl. Meteorol.*, 25, 591-603.
- Dayan, U., Heffter, J.L., Miller, J.M., Gutman, G., 1991. Dust intrusion events into the Mediterranean basin, *J. Appl. Meteorol.*, 30, 1185-1199.
- Dietrich, R.V., 1977. Impact abrasion of harder by softer materials, *J. Geol.*, 85, 242-246.
- Ding, Z.L., Ren, J.Z., Yang, S.L., Liu, T.S., 1999. Climate instability during the penultimate glaciation: Evidence from two high-resolution loess records, China, *J. Geophys. Res.*, 104, 20,123-20,132.
- Dubief, J., 1953. Les vents de sable dans le Sahara Français, *Colloques Internationaux du CNRS* 35, 45-70.
- Dubief, J., 1959. Le climat du Sahara, Tome 1, Mémoires de l'Institut de Recherches Sahariennes, Université d'Alger, Alger, 312 pp.
- Dubief, J., 1963. Le climat du Sahara, Tome 2, Mémoires de l'Institut de Recherches Sahariennes, Université d'Alger, Alger, 275 pp.
- Dubief, J., 1979. Review of the north African climate with particular emphasis on the production of eolian dust in the Sahel zone and in the Sahara, in *Saharan dust*, C. Morales, John Wiley and Sons (Eds.), New York, 649-676.
- Duce, R.A., 1986. The impact of atmospheric nitrogen, phosphorus, and iron species on marine biological productivity, in P. Buat-Menard (Ed.), *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, 497-529.
- Duce, R.A., 1995. Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, in *Aerosol Forcing of Climate*, R.J. Charlson, J. Heintzenberg (Eds.), Wiley, New-York, 43-72.
- Duchaufour, P., 1984. *Pédologie*, Masson, Paris, 220 pp.
- Dumay, F., Mainguet, M., Georges, J.C., Fall, O., Guang, H., Lémone, O.H., Lehib, S.A., 2002. End of the global wind action system Saharo-Sahelian in Western Africa, 12th ISCO Conference Beijing 2002, 223-231.
- Engelstaedter, S., Kohfeld, K.E., Tegen, I., Harrison, S.P., 2003. Controls of dust emissions by vegetation and topographic depressions: An evaluation using dust storm frequency data, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1294.
- Fécan, F., Marticorena, B., Bergametti, G., 1999. Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for semi arid areas, *Ann. Geophys.*, 17, 149-157.
- Ganor, E., Mamane, Y., 1982. Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.*, 16 (3), 581-587.
- Gao, T., Yu, X., Ma, Q., Li, H., Li, X., Si, Y., 2003. Climatology and trends of the temporal and spatial distribution of sandstorms in Inner Mongolia, *Water Air and Soil Poll.*, 3, 51-66.
- Genthon, C., 1992a. Simulations of desert dust and sea salt aerosols in Antarctica with a general circulation model of atmosphere, *Tellus*, B44, 371-389.
- Genthon, C., 1992b. Simulations of the long-range transport of desert dust and sea-salt in a General Circulation Model, in *Precipitation scavenging and atmosphere-surface exchange*, Vol. 3, S.E. Schwartz, W.G.N. Slinn (Eds.), Hemisphere Publishing Corporation, Washington, 1783-1793.
- Gillette, D.A., 1974. On the production of soil wind erosion aerosols having the potential for long range transport, *J. Rech. Atmos.*, 8, 735-744.
- Gillette, D.A., 1977. Fine particulate emissions due to wind erosion, *Trans. Am. Soc. Agricultural Engrs.*, 20, 890-897.

- Gillette, D.A., 1978. A wind tunnel simulation of the erosion of soil: Effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production, *Atmos. Environ.*, 12, 1735-1743.
- Gillette, D.A., 1979. Environmental factors affecting dust emission by wind erosion, in *Saharan Dust*, Morales C., Wiley and Sons (Eds.), New-York, U.S.A., 71-94.
- Gillette, D.A., 1999. A qualitative geophysical explanation for "Hot Spot" dust emitting source regions, *Contributions to atmospheric physics*, 72 (1), 67-77.
- Gillette, D.A., Goodwin, P.A., 1974. Microscale transport of sand-sized soil aggregates eroded by wind, *J. Geophys. Res.*, 79, 27, 4080-4084.
- Gillette, D.A., Walker, T.R., 1977. Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, high plains of West Texas, *Soil Sci.*, 123, 97-110.
- Gillette, D.A., Adams, J., Endo, A., Smith, D., Khil, R., 1980. Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils, *J. Geophys. Res.*, 85, 5621-5630.
- Gillette, D.A., Adams, J., Muhs, D.R., Khil, R., 1982. Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air, *J. Geophys. Res.*, 87, 9003-9015.
- Gillette, D.A., Stockton, P.H., 1989. The effect of nonerodible particles on wind erosion of erodible surfaces, *J. Geophys. Res.*, 94, 12885-12893.
- Gillette, D.A., Marticorena, B., Bergametti, G., 1998. Change in the aerodynamic height by saltating grains: experimental assessment, test of theory and operational parameterization, *J. Geophys. Res.*, 103, 6203-6210.
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J., Holben, B., Dubovik, O., Lin, S.-J., 2001. Global simulation of dust in the troposphere: Model description and assessment, *J. Geophys. Res.*, 106, 20255-20273.
- Glaccum, R. A., Prospero, J. M., 1980. Saharan aerosols over the tropical north Atlantic-mineralogy, *Marine Geology* 37, 295-321.
- Gomes, L., Bergametti, G., Coudé-Gausson, G., Rognon, P., 1990. Submicron desert dust: A sandblasting process, *J. Geophys. Res.*, 95, 13927-13935.
- Gomes, L., Rajot, J.-L., Alfaro, S. C., Gaudichet, A., 2003. Validation of a dust production model from measurements performed in semi-arid agricultural areas of Spain and Niger, *Catena* 52, 257-271.
- Gong, S.L., Zhang, X.Y., Zhao, T.L., McKendry, I.G., Jaffe, D.A., Lu, N.M., 2003. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 2. Model simulation and validation, *J. Geophys. Res.*, 108, 4262, doi:10.1029/2002JD002633.
- Goudie, A.S., 1983. Dust storms in space and time, *Prog. Phys. Geog.*, 7, 502-530.
- Goudie, A.S., Cooke, R.U., Doornkamp, J.C., 1979. The formation of silt from quartz dune sand by salt-weathering processes in deserts, *J. Arid Environ.*, 2, 105-12.
- Goudie, A.S., Middleton, N.J., 2001. Saharan dust storms: Nature and consequences, *Earth Science Review*, 56, 179-204.
- Greeley, R., Iversen, J.D., 1985. *Wind as a geological process*, Cambridge Planetary Science Series, Cambridge University Press, 333 pp.
- Greeley, R., Dobrovolskis, A., Gaddis, L., Iversen, J.D., Lancaster, N., Leach, R., Rasmussen, K., Saunders, S., Van Zyl, J., Wall, S., White, B., Zebker, H., 1991. *Radar-aeolian project*, NASA-Report CR-4378, 132 pp.
- Greeley, R., Blumberg, D.G., Williams, S.H., 1994. Field measurements of active windblown sand, Abstract of the workshop on response of eolian processes to global change, the Desert Research Institute (Ed.), Occasional Paper N°2, Reno, Nevada.
- Greeley, R., Blumberg, D.G., McHone, J.F., Dobrovolski, A., Iversen, J., Lancaster, N., Rasmussen, K.R., Wall, S., White, B., 1997. Applications of spaceborne radar laboratory data to the study of aeolian processes, *J. Geophys. Res.*, 102, 10,971-10,983.
- Grousset, F.E., Biscaye, P.E., Revel, M., Petit, J.R., Pye, K., Jousseume, S., Jouzel, J., 1992. Antarctic (Dome C) ice-core dust at 18 Ky B.P.: isotopic constraints on origins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, 175-182.
- Grousset, F.E., Parra, M., Bory, A., Martinez, P., Bertrand, P., Shimmield, G., Ellam, R.M., 1998. Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of subtropical Atlantic sediments: Last glacial maximum vs today, *Quaternary Science Reviews* 17, 395-409.

- Grousset, F.E., Ginoux, P., Bory, A., Biscaye, P.E., 2003. Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1277, doi: 10.1029/GL016833.
- Grousset, F.E., Biscaye, P.E., sous presse. Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes, *Chemical Geology*.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Neftel, A., Kristinsdottir, P., Johnson, E., 1985. Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core, in: Langway Jr., C.C., Ž. Oeschger, H., Dansgaard, W. (Eds.), *Greenland Ice Core: geophysics, geochemistry, and the environment*. Geophysical Monographs, vol. 33, AGU, Washington, DC, 90–94.
- Hautecoeur, O., Leroy, M., 1998. Surface bidirectional reflectance distribution function observed at global scale by POLDER/ADEOS, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 22, 4197-4200.
- Helgren, D.M., Prospero, J.M., 1987. Wind velocities associated with dust deflation events in the Western Sahara, *J. of Clim. and Appl. Meteorol.*, 26, 1147-1151.
- Herman, J.R., Bhartia, P.K., Torres, O., Hsu, C., Seftor C., Celarier, E., 1997. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,911-16,922.
- Hseung, Y., 1986. The soil atlas of China, compiled by institute of soil science, Academia Sinica, Cartographic Publishing House, Beijing, China.
- Hsu, N.C., Herman, J.R., Torres, O., Holben, B.N., Tanre, D., Eck, T.F., Smirnov, A., Chatenet, B., Lavenu, F., 1999. Comparisons of the TOMS aerosol index with sun-photometer aerosol optical thickness: Results and applications, *J. Geophys. Res.*, 104, 6269-6279.
- Hu, M.C., Qu, J.Z., 1997. Preliminary estimate of dust deflation amount in Hexi Corridor, Gansu province, in *Dust storm studies in China*, Chin. Meteorol. Press, Beijing, 118-120.
- Husar, R.B., Tratt, D.M., Schichtel, B.A., Falke, S.R., Li, F., Jaffe, D., Gassó, S., Gill, T., Laulainen, N.S., Lu, F., Reheis, M.C., Chun, Y., Westphal, D., Holben, B.N., Gueymard, C., McKendry, I., Kuring, N., Feldman, G.C., McClain, C., Frouin, R.J., Merrill, J., Dubois, D., Vignola, F., Murayama, T., Nickovic, S., Wilson, W.E., Sassen, K., Sugimoto, N., Malm, W.C., 2001. Asian dust events of April 1998, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,317-18,330.
- In, H.J., Park, S.U., 2002. A simulation of long range transport of yellow sand observed in April 1998 in Korea, *Atmos. Environ.*, 36, 4173-4187.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).
- Ishizuka, M., Mikami, M., Yamada, Y., Zeng, F., Gao, W., 2005. An observational study of soil moisture effects on wind erosion at a gobi site in the Taklimakan Desert, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S03, doi:10.1029/2004JD004709.
- Iversen, J.D., White, B.R., 1982. Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, 29, 111-119.
- Jaenicke, R., 1979. Monitoring and critical review of the estimated source strength of mineral dust from the Sahara, in *Saharan Dust*, C. Morales, Wiley and Sons (Eds.), New-York, 233-242.
- Jankowiak, I., 1992. Surveillance des aérosols désertiques à partir de l'imagerie Météosat et estimation de l'impact radiatif, Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, 289 pp.
- Jickells T.D., An, Z.S., Andersen, K.K., Baker, A.R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J.J., Boyd, P. W., Duce, R.A., Hunter, K.A., Kawahata, H., Kubilay, N., La Roche, J., Liss, P.S., Mahowald, N., Prospero, J.M., Ridgwell, A.J., Tegen I., Torres, R., 2005. Global Iron Connections: Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry and Climate, *Science*, 308, 5708, 67-71.
- Joussaume, S., 1990. Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a General Circulation Model, *J. Geophys. Res.*, 95 (D2), 1909-1941.
- Joussaume, S., 1993. Paleoclimatic tracers: An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions 1. Desert Dust, *J. Geophys. Res.*, 98, 2767-2805.
- Kalu, A. E., 1979. The African dust plume: its characteristics and propagation across West African winter, in *Saharan dust*, edited by C. Morales, John Wiley and Sons, New York, 95-118.
- Kardous, M., 2005. Quantification de l'érosion éolienne dans les zones arides tunisiennes: Approche expérimentale et modélisation, Thèse de doctorat, Université Paris 12 Val-de-Marne, 298 pp.
- Kaufman, Y. J., Koren, I., Remer, L.A., Tanré, D., Ginoux, P., Fan, S., 2005. Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)

- spacecraft over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12, doi:10.1029/2003JD004436.
- Kawamura, R., 1964. Study of sand movement by wind, in *Hydraulic Eng. Lab. Tech. Rep.*, HEL-2-8, Berkeley, University of California, 99-108.
- Koren, I., Kaufman, Y.J., 2004. Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06122, doi:10.1029/2003GL019338.
- Kubilay, N., Saydam, A.C., 1995. Trace elements in atmospheric particulates over the eastern Mediterranean: Concentrations, sources, and temporal variability, *Atmos. Environ.*, 29, 2289-2300.
- Kubilay, N., Oguz, T., Kocak, M., Torres, O., 2005. Ground-based assessment of Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data for dust transport over the northeastern Mediterranean, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB1022, doi:10.1029/2004GB002370.
- Kurosaki, Y., Mikami, M., 2003. Recent frequent dust events and their relation to surface wind in East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 14, 1736, doi:10.1029/2003GL017261.
- Kurosaki, Y., Mikami, M., 2004. Effect of snow cover on threshold wind velocity of dust outbreak, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03106, doi:10.1029/2003GL018632.
- Lafon, S., 2004. Les oxydes de fer dans l'aérosol désertique en relation avec ses propriétés optiques: Caractérisation physico-chimique de poussières minérales générées en soufflerie, Thèse de doctorat, Université Paris 12 Val-de-Marne, 309 pp.
- Lasserre, F., Cautenet, G., Alfaro, S.C., Gomes, L., Rajot, J.L., Lafon, S., Gaudichet, A., Chatenet, B., Maille, M., Cachier, H., Chazette, P., Zhang, X.Y., 2005. Development and validation of a simple mineral dust source inventory suitable for modelling in North Central China, *Atmos. Environ.*, 39, 21, 3831-3841.
- Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Chazette, P., Maignan, F., Schmechtig, C., 2005. Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S04, doi: 10.1029/2004JD005013.
- Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Mei, F., sous presse. Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts, *Global Planet. Change*.
- Legrand, M., N'Doumé, C., Jankowiak, I., 1994. Satellite-derived climatology of the Saharan Aerosol, in *Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II: proc. SPIE 2309*, D. K. Lynch (Ed.), 127-135.
- Legrand, M., Plana-Fattori, A., N'Doumé, C., 2001. Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat, 1, Infrared difference dust index, *J. Geophys. Res.*, 106, 18, 251-18,274.
- Leinen, M., Prospero, J. M., Arnold, E., Blank, M., 1994. Mineralogy of aeolian dust reaching the North Pacific Ocean 1. Sampling and analysis, *J. Geophys. Res.* 99 (D10), 21017-21023.
- Léon, J.F., Legrand, M., 2003. Mineral dust sources in the surroundings of the north Indian Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 6, 1309.
- Leroy, M., Deuzé, J.L., Bréon, F.M., Hautecoeur, O., Herman, M., Buriez, J.C., Tanré, D., Bouffières, S., Chazette, P., Roujean, J.L., 1997. Retrieval of atmospheric properties and surface bidirectional reflectances over land from POLDER/ADEOS, *J. Geophys. Res.*, 102, 17,023-17,039.
- Lettau, K., Lettau, H.H., 1978. Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration, in *Exploring the World's Driest Climate*, H.H. Lettau and K. Lettau (Eds.), University of Wisconsin-Madison, Institute for Environmental Studies, IES Report 101, 110-147.
- Leys, J.F., Raupach, M.R., 1991. Soil flux measurements with a portable wind erosion tunnel, *Aust. J. Soil Res.*, 29, 533-552.
- Li, L., Martz, L.W., 1994. System of numeric models for sand particle transport by wind, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,999-13,012.
- Liu, M., Westphal, D.L., Wang, S., Shimizu, A., Sugimoto, N., Zhou, J., Chen, Y., 2003. A high numerical study of the Asian dust storms of April 2001, *J. Geophys. Res.*, 108, doi: 10.1029/2002JD003178.
- Lopez, M.V., 1998. Wind erosion in agricultural soil: an example of limited supply of particles available for erosion, *Catena*, 33, 17-28.

- Losno, R., Bergametti, G., Carlier, P., Mouvier, G., 1991. Major ions in marine rainwater with attention to sources of alkaline and acidic species, *Atmos. Environ.* 25, 771-777.
- Loÿe-Pilot, M. D., Martin, J. M., Morelli, J., 1986. Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean, *Nature*, 321, 427-428.
- Lu, H., Shao, Y., 2000. Toward quantitative prediction of dust storms: An integrated wind erosion modeling system and its applications, *Environ. Modelling and Software*, 16, 233-249.
- McKenna-Neuman, C., Nickling, W.G., 1989. A theoretical and wind tunnel investigation of the effect of capillarity water on the entrainment of sediment by wind, *Can. J. Soil Sci.*, 69, 79-96.
- McKenna-Neuman, C., Nickling, W.G., 1994. Momentum extraction with saltation: Implications for experimental evaluation of wind profile parameters, *Boundary-Layer Meteorol.*, 68, 35-50.
- McTainsh, G.H., Pitblado, J.R., 1987. Dust storms and related phenomena measured from meteorological records in Australia, *Earth Surf. Proc. Landforms*, 12, 415-424.
- Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S., Prentice, C., Schulz, M., Rodhe, H., 1999. Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments, *J. Geophys. Res.*, 104, 15895-15916.
- Mahowald N.M., Dufresne, J.L., 2004. Sensitivity of TOMS aerosol index to boundary layer height: Implications for detection of mineral aerosol sources, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03103, doi: 10.1029/2003GL018865.
- Mainguet, M., 1996. Aridité, sécheresse et dégradation dans les aires sèches de Chine, *Sécheresse*, 7, 41-50.
- Marshall, J.K., 1971. Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution, *Agric. Meteorol.*, 8, 269-292.
- Marticorena, B., 1995. Modélisation de la production d'aérosols désertiques en zones arides et semi-arides: développement et validation d'un code de calcul adapté au transport à grande échelle, Thèse de doctorat, Université Paris 7, 269 pp.
- Marticorena, B., Bergametti, G., 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil derived dust production scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 16415-16430.
- Marticorena, B., Bergametti, G., 1996. Two-years simulations of seasonal and interannual changes of the Saharan dust emissions, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1921-1924.
- Marticorena, B., Bergametti, G., Aumont, B., Callot, Y., N'Doumé, C., Legrand, M., 1997a. Modeling the atmospheric dust cycle: 2-Simulations of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102, 4387-4404.
- Marticorena, B., Bergametti, G., Gillette, D.A., Belnap, J., 1997b. Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.*, 102, 23277-23287.
- Marticorena, B., Chazette, P., Bergametti, G., Dulac, F., Legrand, M., 2004. Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *Int. J. Remote Sensing*, 25, 3, 603-626.
- Martin, J. H., 1990. Glacial-Interglacial CO₂ change: the iron hypothesis, *Paleoceanography*, 5, 1-13.
- Mei, F., Zhang, X., Lu, H., Shen, Z., Wang, Y., 2004. Characterization of MASDs of surface soils in north China and its influence on estimating dust emission, *Chinese Science Bulletin*, 49, 20 2169-2176.
- Meigs, P., 1953. World distribution of arid and semi arid homoclimates, in *Reviews of Res. On Arid Zone Hydrology* (UNESCO, Paris), 203-209.
- Menut L., Schmechtig, C., Marticorena, B., sous presse. Sensitivity of the sandblasting fluxes calculations to the soil size distribution accuracy, *J. Atmos. Ocean. Technol.*
- Merrill, J.T., Uematsu, M., Bleck, R., 1989. Meteorological analysis of long-range transport of mineral aerosols over the North Pacific, *J. Geophys. Res.*, 94, 8584-8598.
- Merrill, J., Arnold, E., Leinen, M. and Weaver, C., 1994. Mineralogy of aeolian dust reaching the North Pacific Ocean 2. Relationship of mineral assemblages to atmospheric transport patterns, *J. Geophys. Res.*, 99 (D10), 21025-21032.
- Middleton, N.J., 1986. A geography of dust storms in south-west Asia, *J. of Climatology*, 6, 183-196.
- Middleton, N.J., 1989. Climatic controls on the frequency, magnitude and distribution of dust storms: examples from India/Pakistan, Mauritania and Mongolia, in *Paleoclimatology and*

- Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport, M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.), Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 97-132.
- Middleton, N.J., Goudie, A.S., 2001. Saharan dust: sources and trajectories, *Transactions of the Institute of British Geographers* 26, 165-181.
- Millot, G., 1964. *Géologie des argiles: altérations, sédimentologie, géochimie*, Masson, Paris, 499 pp.
- Mitchell, D.J., Fullen, M.A., 1994. Soil-forming processes on reclaimed desertified land in North-Central China, in *Environmental change in drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*, Milington A.C. and K. Pye (Eds.), J. Wiley, 393-412.
- Morales, C., 1979. *Saharan dust*, Chichester, John Wiley and Sons.
- Mougin, E., Lo Seen, D., Rambal, S., Gaston, A., Hiernaux, P., 1995. A regional sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. I: Model description and validation, *Remote Sens. Environ.*, 52, 191-193.
- Moulin, C., Lambert, C.E., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Legrand, M., Balkanski, Y.J., Guelle, W., Marticorena, B., Bergametti, G., Dulac, F., 1998. Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, 13137-13144.
- Murayama, N., 1988. Dust cloud "Kosa" from the east Asian dust storms in 1982-1988 as observed by GMS satellite, *Meteorol. Satell. Cent. Tech. Note*, 17, 1-8.
- Natsagdorj, L., Jugder, D., Chung, Y.S., 2003. Analysis of dust storms observed in Mongolia during 1937-1999, *Atmos. Environ.*, 37, 1401-1411.
- Nicholson, S. E., 2000. The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millennia, *Global Planet. Change*, 26, 137-158.
- Nickling, W.G., 1978. Eolian sediment transport during dust storms: Slims River Valley, Yukon Territory, *Can. J. Earth Sci.*, 15, 1069-1084.
- Nickling, W.G., 1983. Grain-size characteristics of sediment transported during dust storms, *J. Sediment. Petrol.*, 53, 1011 - 1024.
- Nickling, W.G., 1994. Aeolian sediment transport and deposition, in *Sediment Transport and Depositional Processes*, K. Pye (Ed.), Blackwell Scientific Publications, 293-350.
- Nickling, W.G., Ecclestone, M., 1981. The effects of soluble salts on the threshold shear velocity of fine sand, *Sedimentology*, 28, 505-510.
- Nickling, W.G., Gillies, J.A., 1989. Emission of fine-grained particulates from desert soils, in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, Leinen M., M. Sarnthein (Eds.), Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 133-165.
- Nickling, W.G., Gillies, J.A., 1993. Dust emission and transport in Mali, West Africa, *Sedimentology*, 40, 859-868.
- Nickling, W.G., Wolfe, S.A., 1994. The morphology and origin of Nabhkas, region of Mopti, Mali, West Africa, *J. Arid Environ.*, 28, 13-30.
- Nickling, W.G., McTainsh, G.H., Leys J.F., 1999. Dust emissions from the Channel Country of western Queensland, Australia, *Z. Geomorph. N.F.*, 116, 1-17.
- Nickovic, S., Kallos, G., Papadopoulos, A., Kakaliagou, O., 2001. A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), 18,113-18,129.
- N'Tchayi, G.M., Bertrand, J., Legrand, M., Baudet, J., 1994. Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years, *Ann. Geophys.*, 12, 265-273.
- O'Loughlin, E.M., Annambhotla, V.S.S., 1969. Flow phenomena near rough boundaries, *J. Hydraul. Res.*, 7, 231-250.
- Owen, P.R., 1964. Saltation of uniform grains in air, *J. Fluid Mech.*, 20, part 2, 225-242.
- Parungo, F., Li, Z., Li, X., Yang, D., Harris, J., 1994. Gobi dust storms and the Great Green Wall, *J. Geophys. Res.*, 21, 999-1002.
- Petit, J.R., Mounier, L., Jouzel, J., Korotkevich, Y.S., Kotlyakov, V.I., Lorius, C., 1990. Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record, *Nature*, 343, 56-58.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius,

- C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429–436.
- Petitjohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. *Sand and Sandstone*, Springer-Verlag, New York, 618 pp.
- Petit-Maire, N., (Ed), 1979. *Le Sahara Atlantique à l'Holocène. Peuplement et écologie*, Alger: CRAPE, 340 pp.
- Petit-Maire, N., Riser, J., (Eds), 1983. *Sahara ou Sahel? Quaternaire récent du bassin de Taoudenni (Mali)*, Publ. CNRS et Ministère des Relations Extérieures, Imp. Lamy, 473 pp.
- Priestley, C. H. B., 1959. *Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere*, University of Chicago Press, Chicago, 130 pp.
- Prigent C., Tegen, I., Aires, P., Marticorena, B., Zribi, M., 2005. Estimation of the aerodynamic roughness length in arid and semi-arid regions over the globe with the ERS scatterometer, *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, D09205, doi: 10.1029/2004JD005370.
- Prospero, J.M., 1996. Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: An overview, in Guerzoni, S., R. Chester (Eds.), *The impact of of desert dust across the Mediterranean*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 133-151.
- Prospero, J. M., Bonatti, E., Schubert, C., Carlson, T. N., 1970. Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 9, 287-293.
- Prospero, J. M., Nees, R., 1977. Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic: possible relationship to the sahelian drought, *Science*, 196, 1196-1198.
- Prospero, J. M., Glaccum, R. A., Nees, R. T., 1981. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America, *Nature*, 289, 570-572.
- Prospero, J.M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S.E., Gill, T.E., 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, 40, 1, 1-31.
- Pye, K., 1987. *Aeolian dust and dust deposit*, Academic Press, San Diego (USA), 334 pp.
- Qian, W., Quan, L., Shi, S., 2002. Variations of the dust storm in China and its climatic control, *J. of Climate*, 15, 1216-1229.
- Rajot, J.L., Alfaro, S. C., Gomes, L., Gaudichet, A., 2003. Soil crusting on sandy soils and its influence on wind erosion, *Catena*, 53, 1-16.
- Raupach, M.R., 1991. Saltation layers, vegetation canopies and roughness lengths, *Acta Mechanica*, 1 (Suppl), 83-96.
- Raupach, M.R., Gillette, D.A., Leys, J.F., 1993. The effect of roughness elements on wind erosion threshold, *J. Geophys. Res.*, 98, 3023-3029.
- Rognon, P., Coudé-Gaussen, G., Bergametti, G., Gomes, L., 1989. Relationships between the characteristics of soils, the wind energy and dust near the ground, in the western sandsea (N.W. Sahara), in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.), Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 167-184.
- Roujean, J.L., 1991. *Modélisation des effets bidirectionnels de la réflectance de surface pour la normalisation de données satellitaires de télédétection*, Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 172 pp.
- Roujean, J.L., Leroy, M., Deschamps, P.Y., 1992. A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data, *J. Geophys. Res.*, 97, 20,455-20,468.
- Roujean, J.L., Tanré, D., Bréon, F.M., Deuzé, J.L., 1997. Retrieval of land surface parameters from airborne POLDER bidirectional reflectance distribution function during HAPEX-Sahel, *J. Geophys. Res.*, 102, 11,201-11,218.
- Ruddiman, W. F., 2001. *Earth's Climate-Past and Future*, W. H.Freeman, New York, 465 pp.
- Saleh, A., Fryrear, D.W., 1995. Threshold wind velocities of wet soils as affected by wind blown sand, *Soil Sci.*, 160, 304-309.
- Saleh, A., Fryrear, D.W., Bilbro, J.D., 1997. Aerodynamic roughness prediction from soil surface roughness measurement, *Soil Science*, 162(3), 205-210.
- Schmechtig C., Menut, L., Marticorena, B., Chatenet, B., 2005. Simulations of mineral dust concentrations over Western Africa with ChimereDUST model, *European Geophys. Union, Vienne, Autriche*, 24 - 28 April.

- Schütz, L., 1980. Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara, in *Aerosols: anthropogenic and natural, source and transport*, Liou (Ed.), *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 515-532.
- Schütz, L., Jaenicke, R. and Pietrer, H., 1981. 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.
- Schütz, L., Rahn, K. A., 1982. Trace-element concentrations in erodible soils, *Atmos. Environ.*, 16 (1), 171-176.
- Schütz, L., Seibert, M., 1987. Mineral aerosols and source identification, *J. of Aerosol Science*, 18 (1), 1-10.
- Shao, Y., 2000. *Physics and Modelling of Wind Erosion*, Kluwer Academic Publishers, 393 pp.
- Shao, Y., 2001. A model for mineral dust emission, *J. Geophys. Res.*, 106, 20239-20254.
- Shao, Y., 2004. Simplification of a dust emission scheme and comparison with data, *J. Geophys. Res.*, 109, D10202, doi: 10.1029/2003JD004372.
- Shao, Y., Raupach, M.R., Findlater, P.A., 1993. Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, *J. Geophys. Res.*, 98, 12719-12726.
- Shao, Y., Raupach, M.R., Leys, J.F., 1996. A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil Res.*, 34, 309-342.
- Shao, Y., Lu, H., 2000. A simplified expression for threshold friction velocity, *J. Geophys. Res.*, 105, 22,437-22,443.
- Shao, Y., Yang, Y., Wang, J., Song, Z., Leslie, L.M., Dong, C., Zhang, Z., Lin, Z., Kanai, Y., Yabuki, S., Chun, Y., 2003. Northeast Asian dust storms: Real-time numerical prediction and validation, *J. Geophys. Res.*, 108, 4691, doi:10.1029/2003JD003667.
- Slinn, S.A., Slinn, W.G.N., 1980. Prediction for particle deposition on natural waters, *Atmos. Environ.*, 14, 1013-1016.
- Sokolik, I. N., Toon, O. B., 1996. Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols, *Nature* 381, 681-683.
- Sokolik, I. N., Toon, O. B., 1999. Incorporation of the mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 104 (D8), 9423-9444.
- Sørensen, M., 1985. Estimation of some aeolian saltation transport parameters from transport rate profiles, in *Proceedings of the International Workshop on the Physics of Blown Sand*, Barndorff-Nielsen O.E., J.T. Möller, K. Römer Rasmussen, B.B. Willets (Eds.), University of Aarhus, Aarhus, Denmark, 141-190.
- Steffensen, J.P., 1997. The size distribution of microparticles from selected segments of the Greenland Ice Core Project ice core representing different time periods, *J. Geophys. Res.*, 102, 26,755-26,763.
- Stuut, J.-B., Zabel, M., Ratmeyer, V., Helmke, P., Schefuß, E., Lavik, G., Schneider, R., 2005. Provenance of present-day eolian dust collected off NW Africa, *J. Geophys. Res.*, 110, D04202, doi:10.1029/2004JD005161.
- Sun, J., 2002. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, 845-859.
- Sun, J., Zhang, M., Liu, T., 2001. Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960-1999: Relations to source area and climate, *J. Geophys. Res.*, 106, 10,325-10,333.
- Sun, L., Zhou, X., Lu, J., Kim, Y.P., Chung, Y.S., 2003. Climatology, trend analysis and prediction of sandstorms and their associated dustfall in China, *Water, Air, and Soil Poll.*, 3, 41-50.
- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., Gac, J. Y., 1992. Sahara dust in the Amazon basin, *Tellus ser.*, B 44, 133-149.
- Swap, R., Ulanski, S., Cobbett, M., and Garstang, M., 1996. Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks, *J. Geophys. Res.*, 101, 4205-4220.
- Tegen, I., Fung, I., 1994. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 99 (D11), 22897-22914.
- Tegen, I., Fung, I., 1995. Contribution to the atmospheric mineral load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100 (D9), 18707-18726.

- Tegen, I., Lacis, A. A., 1996. Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, 101 (D14), 19237-19244.
- Tegen, I., Werner, M., Harrison, S.P., Kohfeld, K.E., 2004. Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05105, doi:10.1029/2003GL019216.
- Torres, O., Bhartia, P.K., Herman, J.R., Ahmad, Z., Gleason, J., 1998. Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, *J. Geophys. Res.*, 103, 17,099-17,110.
- Uno, I., Amano, H., Emori, S., Kinoshita, K., Matsui, I., Sugimoto, N., 2001. Trans-Pacific yellow sand transport observed in April 1998: A numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,331-18,344.
- Uppala, S., Kållberg, P., Hernandez, A., Saarinen, S., Fiorino, M., Li, X., Onogi, K., Sokka, N., Andrae, U., Da Costa-Bechtold, V., 2004. ERA-40: ECMWF 45-year reanalysis of the global atmosphere and surface conditions 1957–2002, ECMWF Newsletter no. 101, Peter White (Ed.), Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, UK.
- Valentin, C., 1991. Surface crusting in two alluvial soils of northern Niger, *Geoderma*, 48, 201-222.
- Valentin, C., Rajot, J.L., Mitja, D., 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa, *Agriculture, Ecosystems and Environ.*, 104, 287-302.
- Van Den Hurk, B., Viterbo, P., Beljaars, A., Betts, A., 2000. Offline validation of the ERA-40 surface scheme, ECMWF Technical Memorandum, 295, European Center for Medium-range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, UK, 43 pp.
- Walker, A.S., 1986. Eolian landforms (chapter 8), in *Geomorphology from space: A global overview of regional landforms*, N. M. Short and R. W. Blair (Eds.), NASA publication.
- Wang, X., Ma, Y., Chen, H., Wen, G., Chen, S., Tao, Z., Chung, Y.S., 2003. The relation between sandstorms and strong winds in Xinjiang, China, *Water, Air, and Soil Poll.*, 3, 67-79.
- Wang, Z., Ueda, H., Huang, M., 2000. A deflation module for use in modeling long-range transport of yellow sand over East Asia, *J. Geophys. Res.*, 105, 26,947-26,959.
- Washington, R., Todd, M., Middleton, N.J., Goudie, A.S., 2003. Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 93(2), 297-313.
- Washington, R., Todd, M.C., 2005. Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bode'le' Depression, Chad: The role of the low level jet, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17701, doi:10.1029/2005GL023597.
- Webb, R.W., Rosenzweig, C.E., Levine, E.R., 2000. Global soil texture and derived water-holding capacities, Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- Wellman, H.W., Wilson, A.T., 1965. Salt weathering: A neglected geological erosive agent in coastal and arid environments, *Nature*, 205(4976), 1097-98.
- Whitby, K.T., Cantrell, B.K., 1976. Atmospheric Aerosols: Characteristics and Measurement, International Conference on Environmental Sensing and Assessment (ICESA), Institute of Electrical and Electronic Engineers (IEEE), September 14-19, 1975, Las Vegas, NV.
- White, B.R., 1979. Soil transport by winds on Mars, *J. Geophys. Res.*, 84, 4643-4651.
- Williams, G., 1964. Some aspects of the aeolian saltation load, *Sedimentology*, 3, 253-256.
- Xian, X., Tao, W., Qingwei, S., Weimin, Z., 2002. Field and wind-tunnel studies of aerodynamic roughness length, *Boundary-Layer Meteorology*, 104, 151-163.
- Xuan, J., Sokolik, I.N., 2002. Characterization of sources and emission rates of mineral dust in Northern China, *Atmos. Environ.*, 36, 4863-4876.
- Xue, Y., 1996. The impact of desertification in the mongolian and the inner mongolian grassland on the region climate, *J. Climate*, 9, 2173-2189.
- Yang, G., Xiao, H., Tuo, W., 2001. Black windstorm in northwest China: A case study of the strong sand-dust storm on May 5th 1993, in *Global alarm: Dust and sandstorms from the world's drylands*, Report of United Nations, 49-73.
- Yang, X., Zhang, K., Jia, B., Ci, L., 2005. Desertification assessment in China: An overview, *J. Arid Environ.*, 63, 517-531.

- Yoshioka, M., Mahowald, N., Dufresne, J.L., Luo, C., 2005. Simulation of absorbing aerosol indices for African dust, *J. Geophys. Res.*, 110, D18S17, doi:10.1029/2004JD005276.
- Zender, C.S., Miller, R., Tegen, I., 2004. Quantifying Mineral Dust Mass Budgets: Terminology, Constraints, and Current Estimates, *Eos*, 85(48), 509–512.
- Zha, Y., Gao, J., 1997. Characteristics of desertification and its rehabilitation in China, *J. Arid Environ.*, 37, 419-432.
- Zhang, X.Y., Arimoto, R., An, Z.S., 1997. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation, *J. Geophys. Res.*, 102, 28,041-28,047.
- Zhang, X.Y., Gong, S.L., Zhao, T.L., Arimoto, R., Wang, Y.Q., Zhou, Z.J., 2003. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2272, doi:10.1029/2003GL018206.
- Zhao, T.L., Gong, S.L., Zhang, X.Y., McKendry, I.G., 2003. Modeled size-segregated wet and dry deposition budgets of soil dust aerosol during ACE-Asia 2001: Implications for trans-Pacific transport, *J. Geophys. Res.*, 108, 8665, doi: 10.1029/2002JD003363.
- Zhao, T.L., Gong, S.L., Zhang, X.Y., McKendry, I.G., Zhou, Z., 2004. A simulated climatology of Asian dust aerosol and its trans-pacific transport: Mean climate and validation, *International Symposium on Sand and Dust Storm*, Beijing, China, 143 pp.
- Zhao, T.L., Gong, S., Zhang, X.Y., Abdel-Mawgoud, A., Shao, Y., sous presse. An assessment of dust emission schemes in modeling east Asian dust storms, *J. Geophys. Res.*
- Zhou, M., Chen, Z., Huang, R., Wang, Q., Arimoto, R., Parungo, F., Lenschow, D., Okada K., Wu, P., 1994. Effects of two dust storms on solar radiation in the Beijing-Tianjin area, *J. Geophys. Res.*, 21, 2697-2700.
- Zingg, A.W., 1953. Wind-tunnel studies of the movement of sedimentary material, *Proceedings 5th Hydraulic Conference Bulletin*, 34, 111-135.
- Zobler, L., 1986. A World Soil File for Global Climate Modeling, *NASA Technical Memorandum*, 87802.

Liste des Figures

Chapitre 1. Introduction

Figure 1.1: Processus de formation et distribution en taille des différents types d'aérosols, d'après Whitby et Cantrell [1976].

Figure 1.2: Schéma du cycle: émission, transport, et dépôts des aérosols désertiques.

Figure 1.3: Principales trajectoires du transport des poussières désertiques, d'après Meigs [1953] et Coudé-Gaussen [1984].

Figure 1.4: Concentrations typiques d'aérosols désertiques au dessus des océans ($\mu\text{g.m}^{-3}$), d'après Chester [1986].

Figure 1.5: Nombre de jours de brumes sèches et précipitations annuelles (mm) mesurées à la station météorologique de Gao, Mali, de 1952 à 1984, d'après N'Tchayi et al., [1994].

Figure 1.6: Précipitations annuelles en mm et nombre de tempêtes de sables, sable brassé et brumes sèches à Nouakchott (Mauritanie) entre 1961 et 2000, [Dumay et al., 2002].

Figure 1.7: Variations des concentrations d'aérosols désertiques pendant le dernier cycle glaciaire/interglaciaire, mesurées dans la carotte de glace de Vostok, d'après Petit et al., [1999].

Chapitre 2. Les émissions d'aérosols désertiques

Figure 2.1: Représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle τ exercée par l'écoulement sur le sol [Alfaro, 1997]. Le profil de vitesse du vent est représenté par différents $U(z)$, composante horizontale de la vitesse du vent, en fonction de l'altitude z .

Figure 2.2: Bilan des forces auxquelles est soumis un grain de diamètre D_p sous la contrainte de cisaillement (τ): force générée par l'action mécanique du vent (F_u), poids de la particule (P), forces inter particulaires (I_p), forces capillaires (F_c), et force résultante (F_r).

Figure 2.3: Variation de la vitesse de friction seuil en fonction de la taille des particules érodables [Chepil, 1951].

Figure 2.4: Forces de cohésion dues à la présence d'eau autour des particules, d'après Fécan et al., [1999].

Figure 2.5: Mouvements des grains du sol sous l'effet du vent et en fonction de leur taille [Shao, 2000].

Figure 2.6: Schéma des deux principaux processus intervenant dans l'émission des aérosols désertiques (la saltation et le sandblasting) quand le seuil d'érosion est dépassé.

Figures 2.7: Distributions granulométriques d'aérosols désertiques pour différentes vitesses de friction (a) pour des aérosols (rayon mesuré en microscopie électronique à balayage) produits à partir d'un sol limono-sableux du Texas à deux vitesses différentes (à gauche: $U^* = 29 \text{ cm.s}^{-1}$ et à droite: $U^* = 45 \text{ cm.s}^{-1}$), d'après Gillette et Walker [1977], et (b) granulométries en nombre calculées pour différentes valeurs de U^* (indiqué à côté de chaque courbe en cm.s^{-1}), tous les autres paramètres étant constants, d'après Alfaro et Gomes [2001].

Figure 2.8: Dénomination granulométrique d'un sédiment moyen à fin (triangle des textures), d'après Chamley [1987]. Exemples de notation: Si ar = Silt argileux, Ar si-sa = Argile silto-sableuse.

Figures 2.9: Particules de sols (Niger) observées par microscope électronique à balayage [Rajot et al., 2003]. Les fines particules argileuses sont associées à la surface de gros grains, dans ce cas, constitués de quartz. (a) grain dans sa globalité, (b) détail de la surface d'un autre grain.

Figures 2.10: Distribution en taille des particules dans les sols (p) par classe de diamètre (d), (a) argileux, (b) sableux [Shao, 2001]. Les courbes pour les sols faiblement désagrégés correspondent à la granulométrie des sols en conditions naturelles « sèches », et les courbes pour les sols totalement désagrégés correspondent aux textures des sols déterminées par voie humide.

Figure 2.11: Localisation des zones désertiques et des principaux déserts: (1) Great Basin, (2) Sonoran, (3) Chihuahuan, (4) Peruvian, (5) Atacama, (6) Monte, (7) Patagonia, (8) Sahara, (9) Somali-Chabli, (10) Namib, (11) Kalahari, (12) Karroo, (13) Arabian, (14) Rub al Khali, (15) Turkestan, (16) Iranian, (17) Thar, (18) Taklimakan, (19) Gobi, (20) Great Sandy, (21) Simpson, (22) Gibson, (23) Great Victoria et (24) Sturt, d'après Nickling [1994] et Shao [2000].

Figure 2.12: Estimation des dépôts d'aérosols désertiques dans les principales zones océaniques (incertitudes d'un facteur 2 ou 3), d'après Duce [1995].

Figure 2.13: Nombre annuel de soulèvements d'aérosols désertiques (visibilité horizontale < 1km) enregistrés par les stations météorologiques chinoises, d'après Zhang et al., [2003].

Figure 2.14: Variations annuelles des mesures météorologiques moyennées de 1955 à 1990 (station de Jilantai; 39.47°N, 105.45°E). Les points représentent les moyennes mensuelles, les barres représentent des intervalles de confiance de 95%: (1) nombre de soulèvements d'aérosols désertiques, (2) durée des soulèvements (en h), (3) vitesse du vent (en m.s⁻¹), (4) précipitations (en mm) [Parungo et al., 1994].

Figure 2.15: Epaisseur optique en aérosols à 670 nm mesurées au Cap Vert entre 2001 et 2004 (données du réseau AERONET). La courbe en rouge représente les mesures individuelles et la courbe en noir une moyenne glissante.

Chapitre 3. Mise au point d'une méthode de simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale

Figure 3.1: Régions désertiques du nord-est de l'Asie, principalement constituées de déserts de cailloux (gobi), de déserts de sables (shamo), de reliefs montagneux et du Plateau des Loess. Les flèches indiquent les directions des vents de surface basées sur l'orientation des dunes, d'après Sun [2002]. Les principaux déserts et terres sableuses sont répertoriés: 1-Taklamakan, 2-Gurban Tunggut, 3-Kumtaq, 4-Qaidam, 5-Badain Jaran, 6-Tengger, 7-Ulan Buh, 8-Qubqi, 9-Mu Us, 10-Otindaq, 11-Horqin, 12-Hulun Buir, 13-Gobi.

Figure 3.2: Transport d'aérosols désertiques depuis les déserts du nord de la Chine et le désert de Gobi (I) et depuis le désert du Taklimakan (II). Les flèches grises correspondent au transport à des altitudes le plus souvent supérieures à 5000 m, et la flèche blanche indique le transport à une altitude généralement inférieure à 2500 m [Sun, 2002].

Figure 3.3: Carte du nord de l'Afrique, présentant les principaux paysages du Sahara: massifs montagneux, grands ergs et hamadas, d'après Callot et al. [2000].

Figure 3.4: Variations saisonnières de la position de la zone de convergence intertropicale (Inter Tropical Convergence Zone, ITCZ) entre l'hiver (décembre, janvier et février:

DJF) et l'été (juin, juillet et août: JJA) d'après Ruddiman, [2001]. Les panaches d'aérosols désertiques transportés sont représentés au dessus de l'océan, et les flèches représentent les principales directions de vent pour chacune de ces saisons [Stuut et al, 2005].

Figure 3.5: Vitesses de friction seuil (U_t^*) en fonction du diamètre des particules de sol (D_p), d'après Iversen et White [1982] (IW82), Shao et Lu [2000] avec $\gamma = 3 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$ (SL00 3e-4), Shao et Lu [2000] avec $\gamma = 1.65 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$ (SL00 1.65e-4), Shao et Lu [2000] avec $\gamma = 5 \times 10^{-4} \text{ kg.s}^{-2}$ (SL00 5e-4).

Figure 3.6: U_t^* en fonction de Z_0 (pour $z_{0s} = 10^{-3} \text{ cm}$). Les points représentent des mesures in situ, la courbe représente la modélisation de U_t^* en fonction de Z_0 [Marticorena et al., 1997].

Figure 3.7: (U_{tw}^*/U_{td}^*) calculés et mesurés en fonction de la teneur en eau massique (les données expérimentales sont de (1) Belly [1964]; (2) Bisal et Hsieh [1966]; (4a et 4b) McKenna-Neuman et Nickling [1989]; (4) Saleh et Fryrear [1995]) [Fécan et al., 1999].

Figure 3.8: Rapports moyens de flux vertical et horizontal en fonction de la teneur en argile des sols, obtenus à partir des mesures de Gillette [1979]; (carrés noirs: valeurs moyennes, barres d'erreur: valeurs maximales et minimales mesurées, trait continu: régression (équation 18, $r^2 = 0.93$) [Marticorena et Bergametti, 1995].

Figure 3.9: Principe général du modèle MB95 développé par Marticorena et Bergametti [1995].

Figure 3.10: Z_0 en fonction de $PC = k_1/k_0$ pour les régions arides (points noirs: Z_0 estimés pour le Sahara; carrés blancs: Z_0 mesurés aux Etats-Unis et en Namibie). Les barres verticales représentent la déviation standard du coefficient de protrusion sur la zone pour laquelle Z_0 est estimée ou mesurée. La droite en trait plein représente le meilleur ajustement entre les données, et les lignes en pointillées représentent ($\pm\sigma$), σ étant la déviation standard associée à la régression [Marticorena et al., 2004].

Figure 3.11: Diamètre médian des populations granulométriques lognormales déterminées pour les différents échantillons de Chatenet et al. [1996] en fonction de leur proportion relative en masse, et diamètre médian des quatre populations typiques identifiées.

Figure 3.12: Diamètre médian des populations granulométriques lognormales déterminées pour les différents échantillons en fonction de leur proportion relative en masse.

Figure 3.13: Localisation des différents déserts et zones de loess auxquels ont été affectées les granulométries sèches et les textures déterminées à partir des mesures de Mei et al. [2004].

Chapitre 4. Simulations des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord-est de l'Asie

Figures de l'article « Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS-1 surface products »

Figure 1: Desert and desertified areas in eastern Asia (adapted from Mitchell and Fullen [1994] and Sun et al. [2001]).

Figure 2: Nominal resolution composite map of PC derived from POLDER-1 BRDF.

Figure 3: Comparison between (a) a high-resolution Landsat image from which is derived (b) a geomorphologic map and (c) a composite map of PC in the southwestern Taklimakan desert (Figures 3a and 3b derived from Walker [1986]).

Figure 4: Map of PC at the spatial resolution of $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$.

Figure 5: Map of the logarithm of the aerodynamic roughness length Z_0 with a spatial resolution of $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$.

Figure 6: Map of the 10-m erosion threshold wind velocity over the studied area with a spatial resolution of $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$.

Figure 7: Map of the 1997 annual frequencies of wind velocities $> 6.5 \text{ m s}^{-1}$ (a) measured by the meteorological stations and (b) derived from analyzed ECMWF wind fields.

Figure 8: Map of the simulated annual dust emission frequencies averaged on 3 years (1997–1999). (White indicates no simulation, and gray indicates simulated frequency of 0.)

Figure 9: Monthly dust emission frequencies averaged over the whole studied area for 1997, 1998, and 1999.

Figure 10: (a) Map of the relative difference between the simulated dust emission frequencies averaged on 3 years (1997–1999) with (wet) and without (dry) accounting for the effect of the soil moisture on the erosion threshold. (b) Map of the relative difference between the simulated dust emission frequencies averaged on 3 years (1997–1999) with accounting for the effect of the soil moisture on the erosion threshold (wet) and with accounting for the effect of the soil moisture and snow cover (complete) on the erosion threshold. (White indicates no simulation, and gray indicates simulated frequency of 0).

Figure 11: Monthly dust emission frequencies averaged over the whole area for 1997, 1998, and 1999 without accounting for the effect of soil moisture and snow cover on the erosion threshold (dry, gray), with accounting for soil moisture only (wet, black) and with accounting for both soil moisture and snow cover (complete, white).

Figure 12: Monthly frequencies of total simulated dust emissions (white) and of significant simulated dust emissions (dust flux $> 10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (gray) for 1997, 1998, and 1999 over the whole studied area.

Figure 13: Annual distribution of the relative dust event frequency simulated for 1997–1999 over the Taklimakan (black) and the region including the Gobi desert and the northern deserts of China (white).

Figure 14: (a) Map of the annual frequencies of significant dust emissions (dust flux $> 10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) and (b) map of the annual frequencies of TOMS AAI > 0.7 averaged on 3 years (1997–1999).

Figure 15: Monthly frequency (a) of significant simulated dust emissions (dust flux $> 10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) and (b) of TOMS AAI > 0.7 over the Taklimakan desert for 1997, 1998, and 1999.

Figure 16: Monthly frequencies of significant simulated dust emissions (dust flux $> 10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) as a function of the monthly frequencies of TOMS AAI > 0.7 averaged on the Taklimakan desert for 1997, 1998, and 1999.

Figure 17: Monthly frequencies of significant simulated dust emissions (dust flux $> 10^{-10} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) as a function of the monthly frequencies of TOMS AAI > 0.7 over the Taklimakan desert for the 3 years 1997, 1998, and 1999. Small dots represent individual data; circles represent the averaged frequency of simulated dust emissions for classes (5% width) of frequency of TOMS AAI > 0.7 ; the solid line represent the linear fit of the averaged data (without accounting for the last class which is not representative).

Figures de l'article « Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts »

Figure 1: Desert and desertified areas of China and Mongolia (adapted from Mitchell and Fullen (1994) and Sun et al. (2001)); --- studied area.

- Figure 2: Map of the logarithm of the aerodynamic roughness length Z_0 with a spatial resolution of $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ (Z_0 is in cm).
- Figure 3: Clay (a) and silt (b) contents as a function of the mass median diameter MMD_1 of the finer mode of the soil size distribution for individual samples collected in the main desert areas of China (data from Mei et al. (2004)).
- Figure 4: Relationship between the fraction of erodible surface E and the aerodynamic roughness length estimated over the Sahara and the Arabian Peninsula (based on the data from Callot et al. (2000)).
- Figure 5: Daily simulated emissions (a) and daily number of stations that observed a dust storm (b) in April 1998 in the Taklimakan desert area.
- Figure 6: Daily simulated emissions (a) and daily number of stations that observed a dust storm (b) in April 1998 in the northern deserts of China and in the Gobi desert.
- Figure 7: Daily simulated emissions (a) and daily number of stations that observed a dust storm (b) in spring 2001 in the Taklimakan desert area.
- Figure 8: Daily simulated emissions (a) and daily number of stations that observed a dust storm (b) in spring 2001 in the northern deserts of China and in the Gobi desert.
- Figure 9: Annual dust emissions averaged (in $t.y^{-1}$) over the period 1996-2001 (a); Annual number of dust event days averaged over the period 1996-2001 (b).
- Figure 10: Seasonal variations of the monthly number of dust events simulated with a 6-hour time step for the Taklimakan desert (dark grey), the northern deserts of China (white), the Gobi desert (light grey) and the other arid areas (black) averaged over the period 1996-2001.
- Figure 11: Seasonal variations of the monthly dust emissions for the Taklimakan desert (dark grey), the northern deserts of China (white), the Gobi desert (light grey) and the other arid areas (black) averaged over the period 1996-2001.
- Figure 12: Monthly dust emissions simulated for the Taklimakan desert (dark grey), the northern deserts of China (white), the Gobi desert (light grey) and the other arid areas (black) from January 1996 to December 2001.
- Figure 13: Monthly number of dust events simulated with a 6-hour time step for the Taklimakan desert (dark grey), the northern deserts of China (white), the Gobi desert (light grey) and the other arid areas (black) from January 1996 to December 2001.
- Figure 14: Monthly dust emissions simulated from January 1996 to December 2001 with (white) and without (black) accounting for the influence of soil moisture and snow cover on the dust emissions.

Chapitre 5. Simulations des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord de l'Afrique

- Figure 5.1: Carte des hauteurs de rugosité aérodynamique pleine résolution ($1/16^\circ \times 1/16^\circ$) dérivée des produits POLDER-1 pour le nord de l'Afrique ($16^\circ N-38^\circ N$; $19^\circ O-40^\circ E$) (Z_0 en cm).
- Figure 5.2: Carte des hauteurs de rugosité aérodynamique à la résolution ($1/4^\circ \times 1/4^\circ$) dérivée des produits POLDER-1, et complétée à partir d'une analyse géomorphologique des états de surface.
- Figure 5.3: % de sable en fonction du % d'argile pour des sols du nord de l'Afrique ($n=18$).
- Figure 5.4: Emissions annuelles d'aérosols désertiques (en t) (a), et nombre annuel de soulèvements d'aérosols désertiques (b), moyennés sur la période 1996-2001.

- Figure 5.5: Synthèse d'études localisant les sources d'émissions d'aérosols désertiques, (a) d'après Kalu [1979], (b) d'après d'Almeida [1986], (c) d'après Dubief [1953], (d) d'après Middleton [1986], (e) d'après Brooks et Legrand [2000], (f) carte composite de (a)-(e.) [Middleton et Goudie, 2001].
- Figure 5.6: Fréquences annuelles des émissions $> 10^{-10} \text{ g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (a), et des AAI TOMS > 0.7 (b), pour les trois années 1997-1999.
- Figure 5.7: Fréquences annuelles (1996-2001) des émissions simulées $> 10^{-10} \text{ g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (a), fréquences annuelles des IDDI > 25 cts (b), et fréquences annuelles de IDDI > 25 cts en ne tenant pas compte des cas pour lesquels les vitesses de vent sont $< 4\text{m.s}^{-1}$ (c).
- Figure 5.8: Distribution des vitesses de vent à 10 m (m.s^{-1}) pour la région de Faya-Largeau, du 1 au 11 février 2004 [Schmechtig et al., 2005]: vitesse de vent mesurée à la station de Faya-Largeau (points en marron), vitesse de vent ECMWF aux résolutions $1^\circ \times 1^\circ$ (croix en bleu) et $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$ (losanges en vert), seuil d'érosion déduit de la cartographie des états de surface (ligne en rouge).
- Figure 5.9: Cycle saisonnier des émissions mensuelles simulées en Mt pour l'ensemble du Sahara: estimations de d'Almeida [1986] (moyenne pour 1981 et 1982, en noir), simulations de ce travail (moyennes pour 1996-2001, en gris).
- Figure 5.10: Cycle saisonnier des émissions mensuelles simulées en Mt pour le Sahara occidental: simulations de Marticorena et Bergametti [1996] (moyenne pour 1991 et 1992, en noir), ce travail (moyennes 1996-2001, en gris).
- Figure 5.11: Emissions moyenne (en t) de 1996 à 2002 pour les périodes : (a) hiver (janvier/février/mars) (b) printemps (avril/mai/juin) (c) été (juillet/août/septembre) et (d) automne (octobre/novembre/décembre).
- Figure 5.12: Cycle saisonnier des émissions mensuelles moyennes (1996-2001) simulées en Mt, pour le Sahara occidental (en gris) et pour le Sahara oriental (en blanc) (a); et du nombre de soulèvements mensuels d'aérosols désertiques (simulés toutes les 6 heures), pour le Sahara occidental (en gris) et pour le Sahara oriental (en blanc) (b).
- Figure 5.13: Epaisseurs optiques mensuelles moyennes mesurées par un photomètre (données du réseau AERONET) et dérivées de observations satellitales MODIS au dessus des Iles du Cap Vert [Kaufman et al., 2005].
- Figure 5.14: Epaisseurs optiques en aérosols (à 670 nm) mensuelles moyennes (1993-2002) aux Iles du Cap Vert, les barres d'erreur représentent l'écart type associé à la moyenne (données originales: réseau AERONET-PHOTONS) (P. Formenti, com. pers.).
- Figure 5.15: Epaisseurs optiques journalières (trait fin en noir) et moyenne glissante sur 5 jours (trait gras en gris) en 1994, sur la Méditerranée occidentale, centrale et orientale [Moulin et al., 1998].
- Figure 5.16: Climatologie des épaisseurs optiques mensuelles en aérosols dérivées des observations Météosat, moyennées sur 11 ans de 1184 à 1994 [Moulin et al., 1998].
- Figure 5.17: Carte des IDDI saisonniers sur le nord de l'Afrique, moyennés de 1994 à 2002 (J.F. Léon, com. pers.).
- Figure 5.18: Emissions mensuelles simulées (en Mt) (a), et nombre mensuel de soulèvements d'aérosols désertiques (simulés toutes les 6 heures) (b), pour le Sahara occidental, de janvier 1996 à décembre 2001.
- Figure 5.19: Emissions mensuelles simulées (en Mt) (a), et nombre mensuel de soulèvements d'aérosols désertiques (simulés toutes les 6 heures) (b), pour le Sahara oriental, de janvier 1996 à décembre 2001.
- Figure 5.20: Emissions mensuelles (en Mt) simulées du Sahara de janvier 1996 à décembre 2001, en prenant en compte l'humidité des sols sur les émissions (en blanc), et en n'en tenant pas compte (en noir).

Liste des Tableaux

Chapitre 2. Les émissions d'aérosols désertiques

Table 2.1: Récapitulatif de l'ensemble des mesures de flux d'émission d'aérosols désertiques de la littérature, d'après Shao [2004].

Table 2.2: Principales zones sources d'aérosols désertiques, déterminées à partir des réductions de visibilité mesurées par les stations météorologiques. D représente la fréquence annuelle de jours d'empoussièrement, d'après Middleton et al. [1986].

Table 2.3: Estimation des dépôts d'aérosols désertiques dans les principales zones océaniques (incertitudes d'un facteur 2 ou 3), d'après Duce [1995].

Table 2.4: Dépôt d'aérosols désertiques dans les déserts chinois, d'après Zhang et al., [1997].

Table 2.5: Valeurs moyennes de l'index d'aérosol (AAI) TOMS pour les principales sources d'aérosols désertiques détectées par TOMS, d'après Washington et al. [2003].

Table 2.6: Récapitulatif des études et des estimations par méthodes indirectes des émissions globales d'aérosol minéral réalisées depuis une quarantaine d'années d'après Duce et al. [1995] et Zender et al. [2004], les estimations basées sur les mesures de dépôt en zones océaniques sont indiquées entre parenthèses.

Chapitre 3. Mise au point d'une méthode de simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale

Table 3.1: Estimations des émissions annuelles d'aérosols désertiques depuis le Sahara (en Mt). D'après Goudie et Middleton [2001].

Table 3.2: Récapitulatif des principales équations du flux horizontal, d'après Shao [2000] (avec C constante de proportionnalité déterminée dans des conditions de laboratoire, en soufflerie, et w_t vitesse terminale de chute).

Table 3.3: Proportions (p_i) de e_c pour les trois énergies de cohésion e_i , d'après Alfaro et al. [1997].

Table 3.4: Populations minéralogiques typiques des sols des zones désertiques: composition minéralogique, paramètres statistiques des distributions lognormales (D_{med} , σ) et teneur en argile; d'après Chatenet et al. [1996].

Table 3.5: Données d'entrée du modèle d'humidité des sols.

Chapitre 4. Simulations des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord-est de l'Asie

Tables de l'article « Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS-1 surface products »

Table 1: Median Protrusion Coefficient (PC) and standard deviation (σ) for typical surfaces of Chinese arid and semi-arid areas.

Table 2: Median Protrusion Coefficient (PC) and standard deviation (σ) for the main Chinese sandy areas.

Table 3: Median aerodynamic roughness length (Z_0) and standard deviation (σ) derived from PC, for the main arid areas of eastern Asia.

Tables de l'article « Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts »

Table 1: Median and standard deviations of the statistical parameters of the log-normal distributions (MMD_i , σ_i and P_i), and clay, silt and sand contents for the soil samples collected in desert areas of China by Mei et al. (2004). n indicates the number of samples collected in each desert area.

Table 2: Statistical parameters of the soil size distributions, smooth roughness lengths (z_{os}), ratio of the dust flux to saltation flux (α) and residual soil moisture (w') assigned to the different desert areas of China and Mongolia (⁽¹⁾ from Mei et al. (2004) and ⁽²⁾ from Yang et al. (2001)).

Table 3: Number of days of daily agreement and disagreement between the simulated dust emissions and the observed dust storm in April 1998 (30 days) and Spring 2001 (92 days) in the Taklimakan desert (TK) (35.5°N-42°N; 75°E-90°E), the northern deserts of China (ND) (37°N-42°N; 99°E-111°E) and the Gobi desert (GB) (42°N-46.5°N; 90°E-115°E).

Table 4: Annual emissions from 1996 to 2001 for the whole studied area (Total), the Taklimakan desert (TK), the northern deserts of China (ND), the Gobi desert (GB) and the other arid areas of China and Mongolia (Other).

Table 5: Decrease in the simulated monthly dust emissions during the period 1996-2001 due to the influence of the soil moisture and snow cover for the whole studied area (Total), the Taklimakan desert (TK), the northern deserts of China (ND), the Gobi desert (GB) and the other arid areas of China and Mongolia (Other).

Chapitre 5. Simulations des émissions d'aérosols désertiques depuis le nord de l'Afrique

Table 5.1: Populations minéralogiques typiques des sols des zones désertiques, d'après Callot et al. [2000].

Table 5.2: Types de sol utilisés pour la cartographie, caractéristiques granulométriques (diamètre médian: D_{med} , écart type: σ , et proportion relative en %), d'après Marticorena [1995].

Table 5.3: Teneurs en argile des populations minéralogiques typiques des sols des zones désertiques, d'après Marticorena [1995].

Table 5.4: Types de sol utilisés pour la cartographie, texture (% de sable, % de silt et % d'argile), humidité résiduelle (w') et rapport des flux vertical et horizontal (α).

Table 5.5: Emissions annuelles de 1996 à 2001 en Mt pour l'ensemble du Sahara, le Sahara occidental, et le Sahara oriental.

Table 5.6: Diminution des émissions mensuelles simulées pour la période 1996-2001, due à la prise en compte de l'humidité des sols dans les calculs (pour le Sahara occidental, le Sahara oriental, et l'ensemble du Sahara).

Chapitre 6. Conclusion et perspectives

Table 6.1: Emissions annuelles simulées pour le nord-est de l'Asie, pour le nord de l'Afrique et pour l'ensemble des deux zones.

Liste des symboles

- b** largeur des obstacles (éléments de rugosité)
C_R coefficient de traînée des obstacles
C_S coefficient de traînée de la surface
D_{med} diamètre médian
D_p diamètre d'un grain du sol
ds surface basale d'une classe de particule du sol de diamètre D_p
dS_{rel} surface couverte par les particules de diamètre D_p
E fraction de surface érodable
e_c énergie cinétique des grains en saltation
e_i énergie de cohésion des particules agrégées
F flux vertical d'émission
ou F indice de facettes (indice foliaire dans le cas d'une canopée)
F_c forces capillaires
F_r force résultante
F_{sb} flux d'aérosol correspondant au volume du sol déplacé lors de l'impact des grains en saltation
F_{sc} flux d'aérosol provenant de la désagrégation des grains en saltation lors de l'impact
F_u force générée par l'action mécanique du vent
f₁ fonction de diffusion de surface (fonction analytique des angles de visée et du soleil)
f₂ fonction de diffusion de volume (fonction analytique des angles de visée et du soleil)
f_{eff} répartition de l'énergie [Marticorena et Bergametti, 1995]
f_R fonction de pondération de l'influence de la rugosité
f_w fonction de pondération de l'influence de l'humidité des sols
G flux horizontal de saltation
g accélération de la pesanteur
h hauteur moyenne des obstacles (éléments de rugosité)
I_p forces inter particulaires
k constante de Von Karman, égale à 0.4
k₀ coefficient de réflectance zénithale
k₁ coefficient de diffusion de surface
k₂ coefficient de diffusion de volume
l longueur des obstacles (éléments de rugosité)
M fraction massique du mode j
MMD diamètre massique médian
m masse des grains en saltation
m_r coefficient traduisant l'accélération locale de l'écoulement (compris entre 0 et 1)
P poids ou force de gravité
P fraction en masse
PC coefficient de protrusion
p pression plastique du sol
p_i proportion relative de la population i émise par la classe de diamètre D_p
p_f granulométrie du sol complètement désagrégée
p_m granulométrie du sol à l'état naturel
R répartition de l'énergie en fonction de λ [Raupach et al., 1993]
R_t nombre de Reynolds au seuil d'érosion
r réflectance des facettes

S	surface
S_p	surface basale totale
U	vitesse du vent
U_t(10m)	vitesse seuil de vent à 10 m
U[*]	vitesse de friction du vent
U_t[*]	vitesse de friction seuil d'érosion
U_{td}[*]	vitesse de friction seuil d'érosion relative à un sol sec
U_{tw}[*]	vitesse de friction seuil d'érosion relative à un sol humide
u	1 ^{ère} composante horizontale du vent de surface à 10 m
v	2 ^{ème} composante horizontale du vent de surface à 10 m
w	humidité du sols, teneur massique en eau
w'	humidité résiduelle des sols, teneur massique en eau
w_t	vitesse terminale de chute
Z₀	hauteur de rugosité aérodynamique
Z_{0salt}	hauteur de rugosité de saltation
z	hauteur au dessus de la surface du sol
z_{0s}	hauteur de rugosité lisse
α	efficacité de sandblasting
ou α	poids relatif des composantes de volume et de surface
β	efficacité de collision
β_r	rapport des coefficients de traînée des obstacles et de la surface
φ	angle azimutal relatif $\phi= \phi_s-\phi_v $
γ_p	fraction de p _m
η_{cd}	fraction massique d'aérosol agrégé contenu par unité de masse du sol
η_{fd}	fraction massique d'aérosol total (libre et agrégé) contenu par unité de masse du sol
λ	densité de rugosité
μ	coefficient de viscosité dynamique de l'air
ν	coefficient de viscosité cinématique de l'air (μ/ρ_a)
π	nombre Pi
θ_s	angle zénithal du soleil
θ_v	angle zénithal de visée
ρ	réflectance bidirectionnelle de surface
ρ₀	réflectance du matériau des facettes ou du sol
ρ_a	densité de l'air
ρ_b	densité des agrégats du sol
ρ_p	densité d'une particule de sol
σ	déviatoin standard
σ₀	coefficient de rétrodiffusion
σ_r	rapport des surfaces basale et frontale des obstacles
τ	contrainte de cisaillement exercée par le vent sur la surface du sol
τ_s	contrainte de cisaillement locale exercée par le vent sur la surface du sol
Ω	volumé du sol déplacé

Liste des acronymes

AAI « absorbing aerosol index » TOMS
ADEOS « advanced Earth observation satellite »
AERONET « aerosol robotic network »
AGS sol de type agricole
AIRSAR « airborne synthetic aperture radar »
AOT « aerosol optical thickness »
BRDF « bidirectional reflectance distribution function »
CEPMT ou **ECMWF** centre européen de prévision à moyen terme
CESBIO centre d'études spatiales sur la biosphère
ChimèreDust modèle de chimie transport
CLI couche limite interne
CLS couche limite de surface
CMS sable grossier moyen
CS sable grossier
DN déserts du nord de la Chine
DREAM modèle de chimie transport
ECMWF ou **CEPMT** « european center for medium range weather forecasts »
ERA-40 base de données météorologiques réanalysées sur 40 ans de l'ECMWF
ERS « european remote sensing »
FAO « food and agriculture organisation »
FIT front intertropical
FS sable fin
GB désert de Gobi
IDDI « infrared dust difference index » Météosat
IGN institut géographique national
INDOEX « indian ocean experiment »
IPCC « intergovernmental panel on climate change »
IR infra-rouge
LISA laboratoire interuniversitaire des systèmes atmosphériques
LT heure locale
MB95 modèle d'émission d'aérosols désertiques [Marticorena et Bergametti, 1995]
MERIS « medium resolution imaging spectrometer »
Météosat satellites européens d'observation météorologique
MODIS « moderate resolution imaging spectroradiometer »
MS sable moyen
NASA « national aeronautics and space administration »
NCEP national center for environmental prediction
OAA base de données météorologiques opérationnelles de l'ECMWF
POLDER-1 polarization and directionality of the Earth's reflectances 1
PRA programme de recherche avancé
RAMS modèle de chimie transport
SAR « synthetic aperture radar »
SCS sable grossier limoneux
SEF sol argileux fortement salé
SEM sol argileux moyennement salé

SES sable fin salé

SFS sable fin argileux

SMS sable grossier argileux

SNR rapport signal sur bruit

STEP modèle de développement de la végétation et de calcul de l'humidité des sols

SW dépôt salé

TK désert du Taklimakan

TOMS « total ozone mapping spectrometer »

UT heure universelle

UV ultra-violet

ZCIT zone de convergence intertropicale

Abstract

Mineral dust emitted by wind erosion is a major source of tropospheric aerosol. These particles, produced by aeolian erosion over desert areas, have an impact on the Earth radiative budget and are involved in heterogeneous and multiphase atmospheric chemistry. Mineral dust also contributes to the distribution of elements, and in particular of nutrients, over the Earth. Thus, the biogeochemical cycle of mineral dust is of environmental interest to understand climatic changes.

The first difficulty to evaluate the mineral dust impacts is to correctly determine their concentration fields. Mineral dust emissions are sporadic and spatially heterogeneous, and must be described as rigorously as possible.

Our study concerns mineral dust emissions from the North-eastern of Asia and the North of Africa by modelling. The major aims of this study are: (1) to quantify mineral dust emissions; (2) to determine the main areas of dust emission in frequency and in intensity; and (3) to investigate the variability of the emissions at the daily, seasonal and inter-annual time scale.

Our approach consists in the simulation of the mineral dust emissions using a physically explicit dust emission scheme. This model is based on integrative parameters characterizing surface features and on meteorological parameters. This approach appears to be relevant for a climatological study at the continental scale.

Database of the surface features are established for the North-eastern of Asia and the North of Africa at $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$ spatial resolution. Maps of the aerodynamic roughness lengths have been established based on a composition of protrusion coefficients derived from the POLDER-1 surface products. Soil properties (dry size distribution and texture) are derived from measurements performed on samples from desert areas, or from a soil map derived from a geomorphologic analyse of desert landscapes. Surface re-analyzed meteorological databases of the European Centre for Medium range Weather Forecasts (ECMWF) are used. The influence of soil moisture and snow cover is taken into account and their effects on simulated dust emissions are quantified and discussed.

The relevance of the surface features database and of the simulated mineral dust emissions have been tested. For example, the simulated emissions have been compared to horizontal visibilities measured by meteorological stations closed to source areas, and to aerosol indexes derived from satellite observations (AAI TOMS and IDDI Meteosat).

The mineral dust emissions, simulated from 1996 to 2001, range from 100 to 460 Mt.an⁻¹ for the North-eastern of Asia, and from 585 to 760 Mt.an⁻¹ for the North of Africa. Our simulations tend to confirm that the Sahara is the major terrestrial source of mineral dust emission. In north-eastern Asia, the major sources are the Taklimakan desert, northern deserts of China and the Gobi desert. Dust emissions from the Taklimakan and northern deserts of China exhibit a marked seasonal cycle. Moreover, in the Gobi desert, only a few dust emission events are simulated, but the dust amount emitted during each event is generally very large and leads to important monthly and inter-annual variability of the emitted dust. In the North of Africa, the most frequent and intense sources are localised. The seasonal cycles of dust emissions of the western and eastern parts of the Sahara are pronounced but differ from each other. Simulations have been performed in similar conditions, allowing the comparison of mineral dust emission from north-eastern Asia and the North of Africa.

Keywords: mineral dust, aeolian erosion, North-eastern of Asian and North of African deserts, quantification of dust emissions, simulation of temporal variability, surface features data, satellite data, cartography.

Résumé

Les aérosols désertiques représentent à l'heure actuelle la première source en masse d'aérosols atmosphériques. Ces particules, émises par érosion éolienne depuis les régions désertiques, agissent, entre autres, sur le bilan radiatif terrestre et interviennent dans la chimie hétérogène et multiphasique atmosphérique. Les aérosols désertiques contribuent également à la redistribution d'éléments, en particulier de nutriments, à l'échelle du Globe. Le cycle biogéochimique des aérosols désertiques est donc d'un intérêt environnemental majeur pour comprendre les évolutions climatiques.

La première difficulté pour évaluer les impacts des aérosols désertiques est de déterminer correctement leurs champs de concentration. Cela suppose d'être capable de représenter rigoureusement leurs émissions, qui sont à la fois sporadiques et spatialement hétérogènes.

L'objet de ce travail est l'étude par modélisation des émissions d'aérosols désertiques depuis les zones arides du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique. Il a pour principales finalités: (1) la quantification des émissions d'aérosols désertiques; (2) la détermination des zones les plus émettrices en fréquence et en intensité; et (3) l'étude des émissions journalières, du cycle saisonnier et des variations interannuelles des émissions.

Notre approche repose sur l'utilisation d'un modèle basé sur une description explicite des processus d'émission des aérosols désertiques. Ce modèle est conçu à partir de paramètres intégratifs des états de surfaces couplés avec des champs de vent de surface, et adaptés aux études à grande échelle.

Des bases de données des états de surface comparables pour le nord-est de l'Asie et le nord de l'Afrique ont été établies avec une résolution spatiale de $\frac{1}{4}^\circ \times \frac{1}{4}^\circ$. La hauteur de rugosité aérodynamique est dérivée de produits satellitaires de surface de POLDER-1. Les propriétés des sols (granulométrie sèche et texture) sont établies soit à partir de mesures de terrain, soit à partir d'une typologie et d'une cartographie des sols. Les données météorologiques ré-analysées du Centre Européen pour la Prévision à Moyen Terme (ECMWF) sont utilisées. L'influence de l'humidité des sols et de la couverture neigeuse est prise en compte. Elle est quantifiée dans nos simulations et discutée de façon spécifique.

La validité des bases de données développées et des émissions simulées est testée. En particulier, nous discutons de la cohérence de nos simulations par comparaison aux réductions de visibilité horizontale mesurées dans les stations météorologiques à proximité des zones sources, et aux données issues de capteurs satellitaires (AAI TOMS et IDDI Météosat).

Les émissions annuelles simulées de 1996 à 2001 varient de 100 à 460 Mt.an⁻¹ pour le nord-est de l'Asie, et de 585 à 760 Mt.an⁻¹ pour le nord de l'Afrique. Ces simulations tendent donc à confirmer que le Sahara est, de loin, la première source d'aérosols désertiques à la surface de la Terre. Au nord-est de l'Asie, les émissions les plus importantes proviennent des déserts du Taklimakan, du nord de la Chine, et de Gobi. Les soulèvements d'aérosols désertiques du Taklimakan et des déserts du nord de la Chine présentent un cycle saisonnier marqué, alors que ceux du désert de Gobi sont plus sporadiques et entraînent une forte variabilité des quantités émises tant à l'échelle mensuelle qu'aux échelles saisonnière et interannuelle. Au nord de l'Afrique, les soulèvements du Sahara occidental et du Sahara oriental présentent des cycles saisonniers différents, marqués en intensité et en fréquence. Les simulations ayant été réalisées dans des conditions similaires, une intercomparaison des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique est entreprise.

Mots clés: aérosols désertiques, érosion éolienne, déserts du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, quantification des émissions, simulation de la variabilité temporelle, états de surface, données satellitaires, cartographie.