Modélisation pluriannuelle des émissions éoliennes de particules terrigènes en région semi-aride sahélienne

Caroline Pierre, Gilles Bergametti, Béatrice Marticorena, Christel Bouet, Catherine Schmechtig, Éric Mougin

▶ **To cite this version:**

Caroline Pierre, Gilles Bergametti, Béatrice Marticorena, Christel Bouet, Catherine Schmechtig, et al.. Modélisation pluriannuelle des émissions éoliennes de particules terrigènes en région semi-aride sahélienne. Revue des régions arides, 2015, Actes du colloque international : "Erosion éolienne dans les régions arides et semi-arides africaines: processus physiques, métrologie et techniques de lutte", 36, pp.173-189. ird-02470861

HAL Id: ird-02470861
https://ird.hal.science/ird-02470861

Submitted on 7 Feb 2020

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

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

Modélisation pluriannuelle des émissions éoliennes de particules terrigènes en région semi-aride sahélienne

Caroline PIERRE[1,2], Gilles BERGAMETTI[1], Béatrice **MARTICORENA[1], Christel BOUET[1,3], Catherine SCHMECHTIG[1] et Eric MOUGIN[2]**

(1) Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA), UMR CNRS 7583, Université Paris Est Créteil - Université Paris Diderot, Institut Pierre Simon Laplace, Créteil, France

(2) Geosciences Environnement Toulouse (GET), UMR CNRS 5563, Université Paul Sabatier - CNES - IRD, Toulouse, France

(3) Institut d'Ecologie et des Sciences de l'Environnement de Paris (iEES Paris), UMR IRD 242, Université Pierre et Marie Curie - CNRS - INRA - Université Paris Est Créteil - Université Paris Diderot, Tunis, Tunisie

caroline.pierre@get.obs-mip.fr

RÉSUMÉ

Cette étude présente une approche par modélisation pour estimer les émissions de particules terrigènes provenant de la région semi-aride sahélienne. Deux modèles spécifiques ont été combinés : l'un pour représenter le couvert herbacé saisonnier au Sahel, l'autre pour quantifier les émissions de particules terrigènes. Le Sahel (12°N–20°N, 20°W–35°E) constitue la région d'étude et les simulations ont été effectuées à une résolution spatiale de 0,25° sur une période de 4 ans (2004-2007). Le forçage pluviométrique provient d'un produit satellitaire TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission). Les autres forçages météorologiques ont été fournis par le CEPMMT (Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme). La rugosité aérodynamique de la surface a été estimée à partir d'une paramétrisation empirique pour représenter sa dynamique temporelle à partir des simulations du couvert végétal saisonnier. Les simulations de végétation ont été comparées à des observations satellitaires au préalable. Lorsqu'aucune végétation ne pousse, les propriétés de la surface ont été considérées constantes et déduites de mesures satellitaires.

Les flux d'émission annuels simulés sont compris entre 100 et 400 Mt pour l'ensemble de la région considérée, en accord avec des travaux précédents portant sur le Sahara. Leur variabilité interannuelle est aussi en accord avec les observations satellitaires. Nous avons par ailleurs mis en évidence l'existence d'une « frange émissive saisonnièrement végétalisée » dont la superficie varie selon l'année et pour laquelle les émissions annuelles sont comprises entre 0,5 Mt et 20 Mt pour la période considérée. L'inhibition en masse de ces émissions due à la végétation saisonnière et à l'humidité superficielle du sol sur cette frange varie de 20% à 35%.

Mots-clefs : Emissions de particules terrigènes, région semi-aride, modélisation, végétation, observations satellitaires

SUMMARY

This study proposes a modeling approach to estimate mineral dust emissions from the semi-arid Sahelian area. Two specific models were combined: one dedicated to the simulation of the seasonal herbaceous layer in the Sahel and the other one to the estimation of dust emissions. The area of interest is the Sahelian belt (12°N–20°N, 20°W–35°E) and the simulations were performed at a 0.25° spatial resolution over a 4-year period (2004–2007). The rainfall forcing was provided by a TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) satellite-derived product. The other meteorological data were ECMWF (European Center for Meteorological and Weather Forecast) products. The aerodynamic surface roughness was estimated with an empirical parameterization to represent its temporal dynamics from the simulated seasonal herbaceous cover. Vegetation simulations were previously compared to observations. Where no vegetation grows, the surface properties were considered as constant in time and derived from satellite measurements.

Simulated annual dust fluxes emitted from the whole area range from approximately 100Mt to 400Mt depending on the year, in good agreement with previous works dealing with Saharan dust emissions. Their interannual variability is also in good agreement with satellite observations. For the fringe where herbaceous vegetation can affect dust emissions, the annual dust emission fluxes range between 0.5Mt and 20Mt depending on the year. Inhibition of dust emissions due to the seasonal dynamics of vegetation and surface soil moisture over this fringe varies between 20% and 35%.

Keywords: Dust emission, semi-arid area, modeling, vegetation, satellite observations

1. INTRODUCTION

Les particules terrigènes présentes en suspension dans l'atmosphère ont un impact significatif sur le bilan radiatif terrestre [*IPCC,* 2007], ainsi que, par leur dépôt, sur le cycle biogéochimique de certains nutriments ou micronutriments (comme le fer, le phosphore ou l'azote) dont elles peuvent constituer un apport pour des zones océaniques éloignées [*Jickells et al.,* 2005].

Ces particules terrigènes présentes dans l'atmosphère proviennent des régions arides et semi-arides dont les surfaces peu protégées sont sensibles à l'action du vent. Leur majeure partie est issue des grands déserts continentaux comme le Sahara et les déserts de Chine [*Ginoux et al.,* 2001 ; *Wang et al.,* 2011]. Ces émissions de poussières présentent une forte dynamique saisonnière liée à la saisonnalité des vents de surface [*Marticorena et al.,* 2010]. Sur de plus longues échelles de temps, la charge atmosphérique en particules terrigènes peut être liée à des changements climatiques, comme observé lors de la période sèche au Sahel dans les années 1970-80 [*Mbourou et al.,* 1997].

La région du Sahel est marquée par une pluviométrie saisonnière due à la mousson, qui s'étend environ de juin à octobre et s'accompagne d'un développement du couvert végétal. De plus, la zone sahélienne présente un fort gradient pluviométrique Nord-Sud de l'ordre de 1mm/km (les zones plus humides étant au Sud) [*Lebel et Ali,* 2009]. Les propriétés de la surface présentent donc à la fois une très forte variabilité temporelle et spatiale. De plus, le Sahel est soumis à une forte pression anthropique, et il semble très probable que les activités humaines comme la mise en culture accentue les émissions de particules terrigènes [e.g. *Rajot,* 2001].

Par conséquent, les activités humaines combinées aux changements climatiques pourraient avoir des impacts non négligeables sur les émissions de particules terrigènes en provenance des régions semi-arides comme le Sahel. Toutefois, il demeure difficile de quantifier la contribution de ces régions à la charge atmosphérique totale en termes d'aérosols minéraux, et par conséquent il est encore plus délicat de distinguer les émissions imputables aux activités humaines. Les travaux portant sur le sujet aboutissent en effet à des estimations contrastées [*Tegen and Fung*, 1995 ; *Tegen et al.,* 2004 ; *Mahowald et al.,* 2004 ; *Yoshioka et al.,* 2005].

Dans le présent article, nous allons donc présenter des travaux récents visant à quantifier les émissions de particules terrigènes provenant de la région sahélienne considérée comme « non-perturbée » par l'homme (c'est-à-dire que l'agriculture et le pastoralisme ne sont pas pris en compte). Ces estimations ont été menées grâce à des outils de modélisation pour représenter le couvert végétal puis les émissions d'aérosols minéraux. Les résultats de ces simulations ont été comparés à des observations satellitaires pour en vérifier

la qualité. L'ensemble de ces travaux a fait l'objet de deux publications en anglais [*Pierre et al.,* 2011, 2012].

2. PRINCIPES PHYSIQUES

Les grains du sol peuvent être mis en mouvement sous l'action du vent si la force que celle-ci exerce sur eux est suffisante : autrement dit l'érosion éolienne, et par conséquent l'émission de particules terrigènes, est un phénomène à seuil. L'action du vent sur la surface est généralement quantifiée par la vitesse de friction U^* ; cette dernière doit donc être supérieure à une vitesse de friction seuil U_t^* pour entraîner l'érosion éolienne [*Bagnold,* 1941]. Dans le cas d'une surface dépourvue d'obstacle, *Marticorena et Bergametti* [1995] ont proposé une formulation empirique de la vitesse de friction seuil U_{ts}^* selon le nombre de Reynolds R, pour une taille de grain donnée (diamètre D_p) :

$$U^*_{ts}(D_p) = 0.129\frac{(\frac{\rho_p g D_p}{\rho_a})(1+\frac{0.006}{\rho_p g D_p^{2.5}})^{0.5}}{(1.928(a_1 D_p^{a_2}+a_3)^{0.092}-1)^{0.5}}$$

si 0.03<R<10

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

si R>10

où ρ_p (en g cm^{-3}) est la densité de la particule,

ρ_a (en g cm^{-3}) est la densité de l'air,

0,006 est en g cm^{0,5} s^2,

a_1=1331,

a_2=0,38,

a_3=1,56,

et g (=981 cm s^{-2}) est l'accélération de la pesanteur.

Or l'énergie fournie par le vent se répartit sur d'éventuels obstacles et sur la surface nue entre ces obstacles, selon ce que l'on appelle la partition d'énergie. Finalement, la vitesse de friction seuil U_t^*, qui caractérise une surface à un moment donné, dépend de la granulométrie du sol, mais aussi de la présence d'obstacles sur la surface et de l'humidité superficielle de ce sol. La partition d'énergie est déterminée par *Marticorena et Bergametti* [1995] par la

fraction efficace f_{eff} :

$$f_{eff}(Z_0,z_{0s}) = 1- [\ln(Z_0/z_{0s}) / \ln (0.35 (10/ z_{0s})^{0.8}]$$

(2)

où Z_0 est la hauteur de rugosité totale (en cm),

et z_{0s} est la hauteur de rugosité de la surface lisse (en cm)

telle que :

$$U^*_t (D_p , Z_0 , z_{0s}) = f_w U^*_{ts} (D_p , z_{0s}) / f_{eff} (Z_0,z_{0s})$$

(3)

où U_{ts}* est la vitesse de friction seuil du sol lisse et f_w est l'effet de l'humidité superficielle du sol. Ce dernier effet est estimé à partir de la paramétrisation proposée par *Fécan et al.* [1999] :

$$U^*_{tw} / U^*_{td} =$$

appliquée au couvert herbacé saisonnier sahélien, en supposant que celui-ci se développe selon des îlots de fertilité qui prennent la forme de tapis circulaires de 5 m de diamètre. On pose alors la densité de rugosité λ, qui représente le rapport entre la surface frontale des obstacles et la surface totale au sol :

$$\lambda = 4 f_v h / (5\pi) \qquad (7)$$

où f_v est le taux de couverture de la surface par la végétation (compris entre 0 et 1),

et h (en cm) est la hauteur de la végétation.

Par suite, d'après *Marticorena et al.* [2006] :

$$\begin{cases} h\ 10^{(1.31\ \log(\lambda) - 0.66)} & si \quad \lambda < 0{,}041 \\ & et\ h > 0 \\ Z_0 = h\ 10^{(-1.16)} & sinon. \end{cases} \qquad (8)$$

3. MÉTHODOLOGIE

La stratégie proposée ici repose sur l'utilisation d'outils de modélisation, car ils permettent de représenter explicitement les phénomènes considérés et d'intégrer d'éventuelles améliorations à venir. Ils permettent aussi d'élaborer des outils pour considérer des périodes futures, notamment en utilisant des scénarii climatiques. Dans la présente étude, une période récente de plusieurs années (2004-2007) est considérée afin de vérifier la bonne reproduction par les modèles de la variabilité pluriannuelle.

Ainsi, les émissions d'aérosols minéraux ont été simulées grâce au modèle proposé par *Marticorena and Bergametti* [1995], qui a été utilisé dans de nombreux cas d'étude, notamment au Sahara et sur les déserts de Chine [*Laurent et al.*, 2006, 2008]. La rugosité aérodynamique de la surface étant une grandeur clé pour la simulation des émissions de particules minérales, il est primordial de bien caractériser l'état de la surface, dont elle dépend. Le couvert végétal a donc été représenté par un modèle spécifiquement conçu pour simuler la strate herbacée sahélienne : le modèle STEP [Sahelian Transpiration, Evaporation and Productivity model, *Mougin et al.*, 1995]. Afin de vérifier la qualité des simulations de végétation, ces dernières ont été comparées à des indices de végétation obtenus par observation satellitaire selon des critères spécifiques [*Pierre et al.*, 2011]. Ces comparaisons ont montré la bonne reproduction du cycle saisonnier du couvert végétal, aussi bien en termes de positionnement de la limite nord de la zone végétalisée, que de dynamique et d'indice foliaire.

4. DONNÉES

La quantité d'eau disponible étant un facteur crucial pour la croissance de la végétation saisonnière au Sahel, une attention particulière doit être portée au forçage du modèle de végétation qu'est la pluie. Celle-ci peut provenir de mesures de stations au sol spatialement interpolées ou de modèles météorologiques, mais les produits

satellitaires présentent des atouts qui ont conduit à leur sélection pour le présent cas d'étude. En effet, ils combinent la bonne estimation quantitative des pluies fournies par les capteurs micro-ondes avec le bon échantillonnage temporel des capteurs infrarouge.

Dans une étude précédente [*Pierre et al.,* 2011], trois produits satellitaires retenus pour leurs résolutions spatiale et temporelle adaptées aux objectifs de ce travail ont été intercomparés et comparés à des mesures pluviométriques spatialement interpolées, notamment en termes d'impact sur la représentation de la végétation. A l'issue de cette étude, il est apparu que le produit TRMM3B42 [Tropical Rainfall Measuring Mission, *Huffman et al.,* 2007] permet une bonne reproduction du couvert végétal, à la fois en termes de répartition spatiale, de dynamique et de quantités. C'est donc le forçage de pluie retenu dans ce qui suit. Ainsi, les simulations ont été effectuées à la résolution spatiale correspondante de 0,25°.

La texture est également une donnée nécessaire pour estimer la quantité d'eau disponible dans le sol pour le couvert végétal. Cette grandeur a été estimée ici à partir de la base de données HWSD (Harmonized World Soil Database), établie à partir de cartes de la FAO (Food and Agriculture Organization) et de l'IIASA (International Institute for Applied System Analysis) [*FAO/ IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC*, 2009]. La granulométrie doit également être décrite pour déterminer la distribution en tailles de particules formant les flux horizontal G et vertical F : l'approche géomorphologique, développée par *Marticorena et al.* [1997] et *Callot et al.* [2000] puis étendue spatialement par *Laurent et al.* [2008], a donc été utilisée ici. Elle permet également de déterminer la hauteur de rugosité lisse z_{0s} à partir du diamètre de la population granulométrique la plus grossière D_p : $z_{0s} = D_p / 30$ [*Nikuradse, 1933*]. La hauteur de rugosité aérodynamique de la surface (en l'absence de végétation) a quant à elle été estimée à partir des fonctions de distribution de réflectance bidirectionnelle (BRDF) du radiomètre POLDER-1 (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance) suivant *Marticorena et al.* [2004] et *Laurent et al.* [2008].

La fraction de surface érodable E prise en compte dans le calcul du flux horizontal est estimée à partir de la rugosité statique de la surface selon une relation linéaire empirique établie par *Laurent et al.* [2008] : pour des valeurs de Z_0 inférieures à 3.10^{-3} cm, la fraction de surface érodable E est égale à 100%, puis diminue à mesure que Z_0 augmente. Ce taux de surface érodable est ensuite pondéré par le taux de surface non couverte par la végétation d'après les simulations.

Le vent est également un forçage critique pour la simulation des émissions d'aérosols minéraux, mais son usage à l'échelle régionale est contraint par la disponibilité des données. De tels champs de vent peuvent être fournis par des centres météorologiques comme le CEPMMT (Centre Européen pour les

Prévisions Météorologiques à Moyen Terme) ou bien le NCEP (National Center for Environmental Prediction). *Colarco et al.* [2002] ont observé que ces deux bases de données peuvent différer fortement. Néanmoins, *Koren and Kaufman* [2004] ont estimé des vitesses de vent à partir d'observations satellitaires d'un panache de particules désertiques sahariennes qui se sont avérées nettement supérieures à celles fournies par le NCEP. Dans cette étude, nous avons donc retenu les champs analysés du vent à 10 m fournis par le CEPMMT. La vitesse de friction correspondante est alors estimée en supposant que le vent suit un profil logarithmique entre cette altitude et la surface.

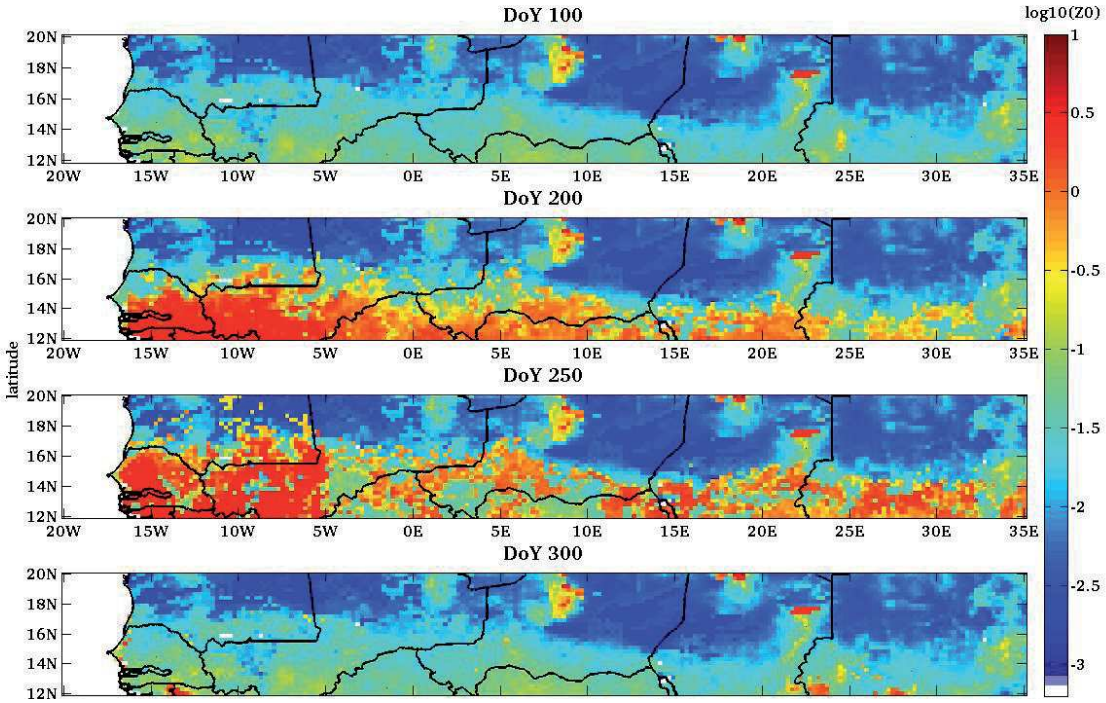

Figure 1 *:* Rugosité aérodynamique de la surface (en cm) en échelle logarithmique, prenant en compte la rugosité aérodynamique en l'absence de végétation et la dynamique de la végétation herbacée saisonnière telle que simulée par le modèle STEP, utilisant le produit satellitaire de pluie TRMM3B42 en forçage, aux 100ème, 200ème, 250ème et 300ème jours de l'année 2004 (DoY : Day of Year/Jour de l'Année).

Reproduit avec la permission de John Wiley & Sons, Inc. [Pierre et al. 2012, Journal of Geophysical Research]

L'effet de la végétation sur la vitesse de friction seuil U_t* s'ajoute en fait à celui de l'humidité superficielle du sol (cf. *Eq. (4)*). Les flux d'émission simulés sur la zone sahélienne pour l'année 2004, intégrant les effets de l'humidité superficielle du sol et du couvert végétal, sont représentés sur la *Figure 2* pour l'année 2004. Les flux d'émission sont exprimés en Mt (pour l'année), et leur fréquence d'occurrence est calculée à un pas de temps de 3 heures (résolution temporelle des données de vent) puis exprimées en pourcentages.

Les principales zones sources d'aérosols minéraux dans cette simulation sont essentiellement deux grandes structures : le système d'ergs mauritanien El Mreyye compris entre 18°N-20°N et 10°W-5°W d'une part, et une vaste région incluant la dépression de Bodélé (Tchad) et le grand erg de Bilma (Niger), de 15°E à 35°E et de 16°N à 20°N environ. Ceci concorde avec le fait que la dépression de Bodélé est considérée comme une des plus grandes sources d'aérosols minéraux dans le monde [e.g. *Prospero et al.,* 2002 ; *Koren and Kaufman*, 2004]. Il est à noter que les émissions sont principalement localisées sur la partie nord de la zone, et peuvent s'étendre jusqu'à environ 15°N, c'est-à-dire aux confins septentrionaux des régions végétalisées sous l'effet des pluies saisonnières.

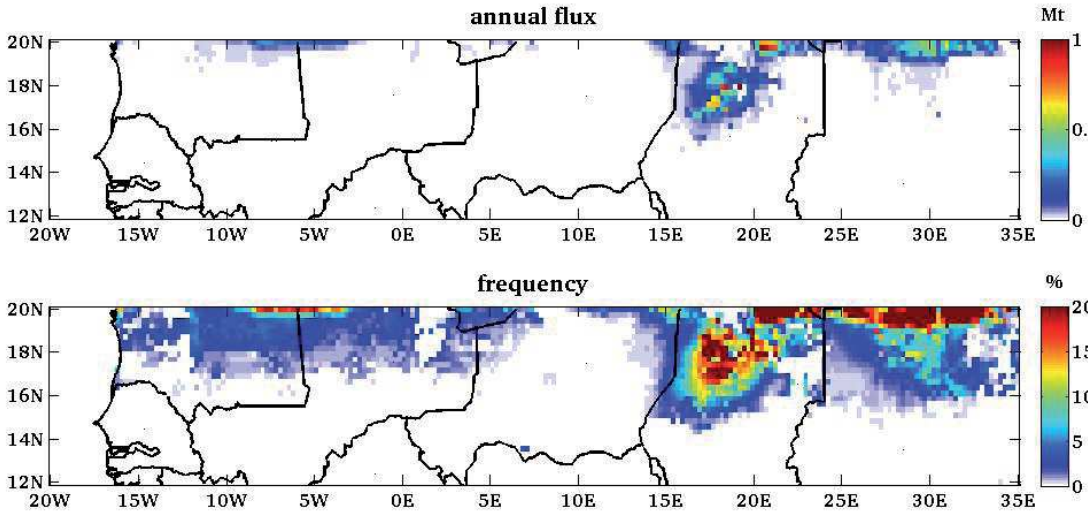

Figure 2 *:* Flux d'émission annuel simulé (haut) et fréquence des émissions (bas) prenant en compte la rugosité aérodynamique en l'absence de végétation et la dynamique de la végétation herbacée saisonnière telle que simulée par le modèle STEP, utilisant le produit satellitaire de pluie TRMM3B42 en forçage, pour l'année 2004.

Reproduit avec la permission de John Wiley & Sons, Inc. [Pierre et al. 2012, Journal of Geophysical Research]

A l'échelle pluriannuelle, les quantités totales d'aérosols émis varient fortement sur la période 2004-2007 (*Tableau 1*). De manière générale, pendant cette période de 4 années, les flux d'émission annuels augmentent au cours du temps, d'environ 100 Mt pour 2004 et 2005 à près de deux fois plus (196 Mt) en 2006 et 4 fois plus (382 Mt) en 2007. L›année 2007 est de loin la plus émissive, notamment en raison des fréquences de vents forts (typiquement une valeur supérieure à 7 m/s à 10 m de haut) qui sont plus élevées cette année là [*Pierre et al.,* 2012].

Tableau 1 *:* Flux d'émission annuels simulés (en Mt) sur la région d'étude (12°N-20°N, 20°W-35°E) prenant ou non en compte la dynamique saisonnière de l'humidité superficielle du sol et de la végétation herbacée saisonnière telle que simulée par le modèle STEP, utilisant le produit satellitaire de pluie TRMM3B42 en forçage, pour les années 2004 à 2007.

Année	Sans végétation saisonnière Sans humidité du sol (Mt)	Avec végétation saisonnière Avec humidité du sol (Mt)
2004	102	100
2005	99	95
2006	196	187
2007	382	365

Ces ordres de grandeurs sont en accord avec ceux obtenus par *Callot et al*. [2000] qui estiment les émissions des régions sahariennes au nord de 16°N à 760 Mt par an avec une variabilité interannuelle de +/-120 Mt sur la période 1990–1992. De façon analogue, *Laurent et al.* [2008] ont obtenu un flux d'émission de 670 Mt par an sur le Sahara (16°N-38°N, 18°W-40°E) pour la période 1996-2001, avec une variabilité interannuelle de +/-60 Mt. Cette variabilité interannuelle est, de plus, confirmée par des observations satellitaires comme l'épaisseur optique 'Deep Blue' [*Hsu et al.,* 2004, 2006] inversée des mesures du capteur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) ou encore l'indice d'aérosol dérivé des mesures du capteur OMI (Ozone Monitoring Instrument) à bord du satellite Aura de la NASA (National Aeronautic and Space Administration) dans le domaine ultra-violet [cf. *Pierre et al.,* 2012].

Comme la zone d'étude comprend des régions très fortement émissives en aérosols minéraux, dont notamment la dépression de Bodélé, il convient de restreindre la quantification de l'impact du facteur « végétation » aux régions effectivement lieux d'un cycle végétatif saisonnier afin de quantifier plus précisément l'impact de la végétation saisonnière sur l'érosion éolienne au Sahel. Pour ce faire, on ne considère que les mailles pour lesquelles sont simulés 1) un flux annuel non nul dans

le cas « sec lisse » (sans humidité superficielle du sol et sans végétation), et 2) un couvert végétal saisonnier dont le l'indice foliaire dépasse 0,3 m^2/m^2 sur l'année. La *Figure 3* illustre pour l'année 2007 chacune de ces conditions (*Figs. 3a* et *3b*), leur combinaison (*Fig. 3c*) et le budget résultant (*Fig. 3d*).

La *Figure 3c* fait ainsi clairement apparaitre une frange géographique où se développe un couvert végétal saisonnier et où ont également lieu des émissions d'aérosols minéraux. Par la suite, on nommera cette zone « frange émissive saisonnièrement végétalisée ». Cette frange présente une légère orientation nord-ouest/sud-est induite par la structure du champ de végétation sahélien, c'est-à-dire par le champ de précipitation. De plus, elle va s'amincissant d'ouest en est. Ces caractéristiques se retrouvent chaque année au cours de la période 2004-2007. L'évaluation des bilans est alors menée uniquement sur cette zone par la comparaison du flux annuel avec et sans végétation saisonnière et humidité superficielle du sol (*Tableau 2*).

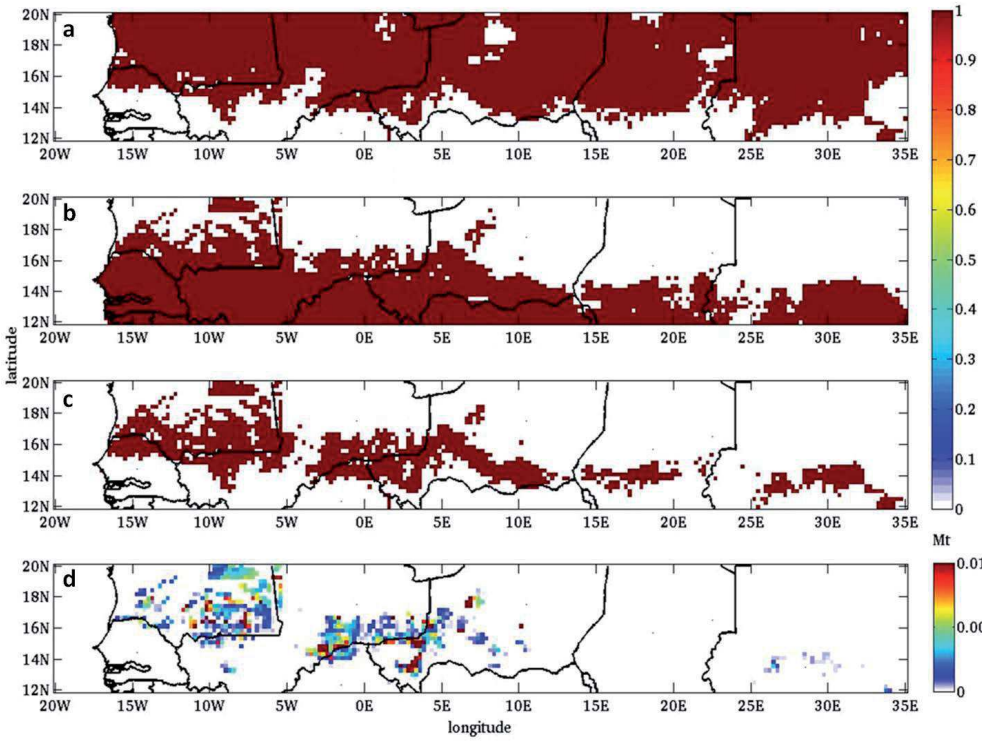

Figure 3 : Pour l'année 2007 : (a) masque de flux d'émission annuel simulé non nul (sans prendre en compte l'humidité du sol et la végétation herbacée saisonnière) ; (b) masque de végétation herbacée saisonnière simulée par le modèle STEP utilisant le produit satellitaire de pluie TRMM3B42 en forçage ; (c) combinaison des deux masques ; (d) bilan du flux d'émission annuel simulé sur la frange définie, entre les cas prenant ou non en compte l'humidité du sol et la végétation herbacée saisonnière.

Reproduit avec la permission de John Wiley & Sons, Inc. [Pierre et al. 2012, Journal of *Geophysical Research]*

La surface de la frange émissive saisonnièrement végétalisée augmente au cours des quatre années étudiées de 200 000 km² en 2004 à près de 1 000 000 km² en 2007. Ceci est lié aux régimes de vent distincts pour ces différentes années ainsi qu'au développement du couvert végétal saisonnier. Les émissions de particules terrigènes depuis cette surface varient alors de moins de 1 Mt en 2004 à plus de 20 Mt en 2007, sans tenir compte de la végétation saisonnière et de l'humidité superficielle du sol. La diminution du flux d›émission annuel, en masse, due au couvert végétal saisonnier et à l›humidité de la couche superficielle du sol sur la frange varie alors de 20 à 35%.

Tableau 2 *:* Flux d'émission annuel simulé sur la frange émissive saisonnièrement végétalisée, prenant ou non en compte l'humidité du sol et la végétation herbacée saisonnière simulée par le modèle STEP utilisant le produit satellitaire de pluie TRMM3B42 en forçage, pour les années 2004 à 2007.

Année	Surface de la frange (km²)	Sans végétation saisonnière Sans humidité du sol (Mt)	Avec végétation saisonnière Avec humidité du sol (Mt)	Inhibition en masse
2004	$2{,}1\ 10^5$	0,7	0,5	29%
2005	$3{,}0\ 10^5$	4,6	3,0	35%
2006	$5{,}3\ 10^5$	5,2	3,8	32%
2007	$9{,}9\ 10^5$	20,5	16,3	20%

5. CONCLUSION

Une approche par modélisation a été proposée dans cette étude pour quantifier les émissions de particules terrigène en région semi-aride sahélienne et leur variabilité interannuelle sur une période récente. Le modèle utilisé [*Marticorena et Bergametti,* 1995] repose sur une description explicite des processus physiques mis en jeu. Une grandeur essentielle de ce modèle est la vitesse de friction seuil exercée par le vent sur la surface, au-delà de laquelle les grains du sol sont mis en mouvement. Cette vitesse de friction seuil dépend de divers facteurs : la granulométrie du sol, les éléments de rugosité et l'humidité de la couche superficielle du sol. De plus, la prise en compte des éléments de rugosité concerne non seulement les obstacles « statiques » (cailloux, végétation pérenne) mais aussi « dynamiques » (couvert végétal saisonnier).

Les états de surface en l'absence de végétation ont pour partie été obtenus à partir de mesures satellitaires POLDER-1 [*Marticorena et al.,* 2004] et d'analyses géomorphologiques [*Callot et al.,* 2000]. Des caractéristiques du couvert végétal saisonnier (hauteur et taux de couverture), obtenues grâce au modèle STEP [*Mougin et al.,* 1995] spécifiquement conçu pour représenter le couvert herbacé sahélien, ont été converties en termes de rugosité

dynamique de la surface grâce à une paramétrisation empirique [*Marticorena et al.,* 2006]. De façon analogue, l'impact de l'humidité de la couche superficielle du sol sur la vitesse de friction seuil a été pris en compte grâce à une paramétrisation préexistante [*Fécan et al.,* 1999].

L'impact combiné de ces différents facteurs a ainsi pu être estimé, en focalisant notamment ce bilan sur une zone définie comme la « frange émissive saisonnièrement végétalisée », et dont l'étendue varie selon l'année. Pour la période 2004 à 2007, le flux vertical total annuel de cette frange peut varier de 1 à 20 Mt environ. L'impact combiné de la présence du couvert végétal saisonnier et de l'humidité superficielle du sol conduit à une inhibition en masse de ces émissions de l'ordre de 20 à 35%.

Cependant, les émissions d'aérosols terrigènes en zone sahélienne ont lieu principalement sous l'action de forts coups de vents associés généralement au passage de systèmes convectifs de méso-échelle [*Rajot,* 2001 ; *Marticorena et al.,* 2010], qui sont des évènements intenses et brefs localement, difficilement reproduits par des modèles météorologiques tels que celui du CEPMMT, dont les analyses ont été utilisées ici. Un point crucial d'amélioration de ce type d'étude consistera donc en une meilleure caractérisation de ces champs de vent, par exemple par l'usage de modèles météorologiques d'échelle régionale ou encore par l'utilisation de paramétrisations appropriées pour représenter la variabilité sous-maille des vents à partir des grandeurs des modèles météorologiques de grande échelle. A l'heure actuelle, ces modèles présentent cependant de fortes contraintes, notamment en termes de temps de calcul. Par ailleurs, il convient de rappeler ici que la paramétrisation de la hauteur de rugosité de la surface en fonction des caractéristiques du couvert végétal repose sur des hypothèses critiquables. En effet, la répartition de la végétation en « patchs » de 5 mètres de diamètre est raisonnable au vu des observations de terrain, mais ne peut décrire précisément la structure réelle de la végétation, qui peut notamment varier selon la microtopographie au sein d'une maille.

Enfin, la zone sahélienne comporte une part importante de zones cultivées, qui ont une réponse différente, en termes d'érosion éolienne, des zones « naturelles ». D'une part, les terres cultivées sont mises à nu en début de saison des pluies, alors que les lignes de grains (évènements convectifs) provoquent de fortes émissions de particules terrigènes. Ces surfaces sont alors très sensibles à l'érosion éolienne. D'autre part, après la récolte, des résidus de culture peuvent être laissés sur place, ayant une fonction de piégeage des particules [*Rajot,* 2001]. Afin d'améliorer la quantification des émissions d'aérosols minéraux au Sahel, un élément important sera donc de repérer les zones cultivées et leur attribuer un traitement propre tenant compte de ces particularités.

Remerciements

Nous tenons à remercier le comité d'organisation du Colloque international «*Erosion éolienne dans les régions arides et semi-arides africaines : processus physiques, métrologie et techniques de lutte*», qui s'est tenu à Djerba du 12 au 14 novembre 2013 à l'initiative de l'Institut des Régions Arides, dans le cadre duquel ces travaux ont été présentés. Nous remercions le programme de recherche CAVIARS (ANR-12-SENV-0007-01) de l'Agence Nationale de Recherche pour son soutien financier à la venue de Caroline PIERRE au colloque. Nous remercions également le *Journal of Geophysical Research* et *John Wiley & Sons, Inc.* pour l'autorisation de reproduire les trois figures que comprend le présent article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bagnold, R.A., 1941: The physics of blown sand and desert dunes*, Methuen*, London, 265pp.

- Callot, Y., B. Marticorena and G. Bergametti, 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.

- Colarco, P.R., O.B. Toon, O. Torres and F.J. Rasch, 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,** 10.129/2001JD000903.

- FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2009: Harmonized World Soil Database (version 1.1). *FAO*, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.

- Fécan, F., B. Marticorena and G. Bergametti, 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.

- Ginoux, P., J.M. Prospero, O. Torres and M. Chin, 2004: Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation, *Environ. Model. Software,* **19**, 113-128.

- Huffman, G.J., R.F. Adler, D.T. Bolvin, G. Gu, E.J. Nelkin, K.P. Bowman, Y. Hong, E.F. Stocker and D.B. Wolff, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeorol.,* **8**, 38-55.

- Hsu, N. C., S.-C. Tsay, M. D. King, and J. R. Herman, 2004: Aerosol properties over bright-reflecting source regions, IEEET, *Geosci. Remote*, *42(3)*, 557–569.

- Hsu, N. C., S.-C. Tsay, M. D. King, and J. R. Herman, 2006: Deep blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia, IEEET, *Geosci. Remote*, *44(11)*, 3180–3195.

- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC.*

- Jickells, T.D., Z.S. An, K.K. Andersen, A.R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J.J. Cao, P.W. Boyd, R.A. Duce, K.A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. laRoche, P.S. Liss, N. Mahowald, J.M. Prospero, A.J. Ridgwell, I. Tegen and R. Torres, 2005: Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate, *Science,* **38**, doi: 10.126/science.1105959.

- Koren, I. and Y.J. Kaufman, 2004: Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06122, doi:10.129/2003GL019338.

- Laurent, B., B. Marticorena, G.. Bergametti and F. Mei, 2006: Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts, *Global Planet. Change*, **52**, 121-141.

- Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, J. F. Léon and N. M. Mahowald, 2008: Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database, *J. Geophys. Res.,* **113,** D14218, doi:10.1029/2007JD009484.

- Lebel, T. and A. Ali, 2009: Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990 - 2007), *J. Hydrol.,* **375(1-2),** 52-64.

- Mahowald N.M., G.D. Rivera Rivera and C. Luo, 2004: Comment on « Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission » by I. Tegen et al., *Geophys. Res. Lett*., **31**, doi: 10.1029/2004GL021272.

- Marticorena, B. and G. Bergametti, 1995: Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil derived dust production scheme, *J. Geophys. Res.*, **100**, 16415-16430.

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

- 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 Sensing*, **25**, 603-626.

- Marticorena, B., M. Kardous, G. Bergametti, Y. Callot, P. Chazette, H. Khatteli, S. Le Hegarat-Mascle, M. Maille, J-L Rajot, D. Vidal-Madjar and M. Zribi, 2006: Surface and aerodynamic roughness in arid and semiarid areas and their relation to radar backscatter coefficient, *J. Geophys. Res.*, **111**, F03017, doi: 10.1029/2006JF000462.

- Marticorena, B., B. Chatenet, J. L. Rajot, S. Traoré, M. Coulibaly, A. Diallo, I. Koné, A. Maman, T. NDiaye and A. Zakou , 2010: Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa: Analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect, *Atmos. Chem. Phys.,* **10**, 8899-8915.

- Mbourou, G.M., J.J. Bertrand and S.E. Nicholson, 1997: The diurnal and seasonal cycle of wind-borne dust over Africa north of the equator, *J. Appl. Meteorol.,* **36**, 868-882.

- 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**, 181-193.

- Nikuradse, J., 1933: Laws of flow in rough pipes (1950 translation), *Tech. Rep. Technical Memorandum N°1292*, National Advisory Committee on Aeronautics, Washington, DC.

- Pierre, C., G. Bergametti, B. Marticorena, E. Mougin, T. Lebel, and A. Ali, 2011: Pluriannual comparisons of satellite-based rainfall products over the Sahelian belt for seasonal vegetation modeling, *J. Geophys. Res.,* **116,** D18201, doi: 10.1029/2011JD016115.

- Pierre, C., Mougin, E., Marticorena, B., Bergametti, G., Bouet, C. and Schmechtig, C., 2012: Impact of vegetation and soil moisture seasonal dynamics on dust emissions over the Sahelian belt in West Africa*, J. Geophys. Res.,* doi*:* 10.1029/2011JD016950.

- 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**, 1, 1-31.

- Rajot, J. L., 2001: Windblown sediment mass budget of Sahelian village land units in Niger, *Bull. Soc. Geol. Fr*., 172,523–531, doi: 10.2113/ 172.5.523.

- Tegen, I. and I. Fung, 1995: Contribution to the atmospheric mineral load from land surface modification, *J. Geophys. Res.,* **100**(D9), 18707-18726.

- 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.

- Wang Y., A. F. Stein, R. R. Draxler, J. D. De la Rosa, and X. Zhang, 2011: Global sand and dust storms in 2008: Observation and HYSPLIT model verification, *Atmos. Environ*., **45,** 6368-6381.

- White, B.R., 1979: Soil transport by wind on Mars*, J. Geophys. Res.,* **84**, 4643-4651.

- Yoshioka, M., Mahowald, N., Dufresne, J.-L., and Luo, C., 2005: Simulation of absorbing aerosol indices for African dust, J. *Geophys. Res*., **110**, D18S17, doi: 10.1029/2004JD005276.