

# LA STABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE INFLUENCE-T-ELLE LA DISTRIBUTION EN TAILLE DU FLUX VERTICAL DE POUSSIÈRE ? PREMIERS RESULTATS EN CONDITIONS D'ÉROSION

B. Khalfallah<sup>1</sup>, C. Bouet<sup>1,2</sup>, M.T. Labiadh<sup>3</sup>, S.C. Alfaro<sup>1</sup>, G. Bergametti<sup>1</sup>, B. Marticorena<sup>1</sup>, S. Lafon<sup>1</sup>, S. Chevallier<sup>1</sup>, A. Féron<sup>1</sup>, P. Hease<sup>1</sup>, T. Henry des Tureaux<sup>2</sup>, S. Sekrafi<sup>3</sup>, P. Zapf<sup>1</sup>, and J.L. Rajot<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup>LISA (Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques), UMR CNRS 7583, Université Paris Est Créteil - Université de Paris, Institut Pierre Simon Laplace, F-94010 Créteil, France.

<sup>2</sup>IES Paris (Institut d'Ecologie et des Sciences de l'Environnement de Paris), UMR IRD 242, Université Paris Est Créteil - Sorbonne Université - CNRS - INRA - Université de Paris, F-93143 Bondy, France.

<sup>3</sup>IRA (Institut des Régions Arides) de Médenine, El Fjé, 4119, Tunisie.

\*Courriel de l'orateur : [Bouthaina.Khalfallah@lisa.u-pec.fr](mailto:Bouthaina.Khalfallah@lisa.u-pec.fr)

**Title: Does atmospheric stability influence the size-distribution of the vertical dust flux? First insight in eroding conditions**

## RESUME

La distribution en taille des aérosols désertiques est un élément-clé pour quantifier leurs impacts tout au long de leur cycle. Cependant, peu de mesures in-situ existent aujourd'hui pour caractériser cette propriété à l'émission. Ce travail présente les flux d'émission résolus en taille mesurés au cours de 8 événements érosifs dans le sud tunisien. La méthode employée est celle dite « du gradient ». Le principal résultat est qu'en condition d'érosion, la distribution en taille du flux vertical d'aérosols désertiques est plus riche en particules submicroniques pendant les périodes thermiquement instables.

## ABSTRACT

The size distribution of desert dust is a key factor to quantify its impacts during its life cycle. However, only a few in-situ measurements are currently available to document this feature at emission. This study presents the measurements of the size-distribution of the dust emission flux made during 8 erosive events using the gradient method over an experimental plot located in southern Tunisia. The main result is that in eroding conditions the number size-distribution of the dust flux is significantly enriched in submicron particles during thermally unstable periods.

**MOTS-CLÉS:** érosion éolienne, méthode du gradient, distribution en taille des aérosols désertiques, stabilité atmosphérique / **KEYWORDS:** wind erosion, gradient method, size-resolved dust flux, atmospheric stability

## 1. INTRODUCTION

Lorsque la force exercée par le vent sur la surface du sol devient suffisante, les particules libres présentes à la surface des sols arides et semi-arides sont mises en mouvement. Dans les premiers mètres au-dessus de la surface, la taille de ces particules érodées varie de quelques fractions de micromètres à quelques millimètres. Les plus fines de ces particules ont un temps de séjour dans la troposphère suffisamment long pour être transportées à des centaines, voire des milliers de kilomètres de leur source (e.g., Schütz, 1980). Selon les estimations actuelles, entre 1000 et 4000 Tg de particules minérales sont ainsi injectées chaque année dans l'atmosphère (Boucher *et al.*, 2013). Compte tenu des quantités émises et de leur temps de vie, les aérosols minéraux sont donc une composante majeure du système climatique. Comme pour tous les aérosols, la connaissance de leur distribution en taille est fondamentale pour la quantification des impacts tout au long de leur cycle. Or, à l'heure actuelle, seules 3 études ont permis de caractériser cette distribution en conditions d'émission (Fratini *et al.*, 2007, Ishizuka *et al.*, 2014, Sow *et al.*, 2009).

La méthode de référence pour mesurer le flux vertical  $F_v$  de particules minérales ayant des diamètres inférieurs à 20  $\mu\text{m}$  est, aujourd'hui encore, la « méthode du gradient » (Gillette *et al.*, 1972), adaptée aux conditions instables grâce à la fonction de stabilité  $\psi_m$  de Businger *et al.* (1971) :

$$F_v = u_* k (C_l - C_h) / (\ln \left( \frac{z_h}{z_l} \right) - \psi_m \left( \frac{z_h}{L} \right) + \psi_m \left( \frac{z_l}{L} \right)) \quad (1)$$

Où  $u_*$  est la vitesse de friction (en  $\text{m s}^{-1}$ ),  $k$  est la constante de von Karman ( $k = 0,4$ ),  $L$  est la longueur de Monin-Obukhov, et  $C_l$  et  $C_h$  sont les concentrations en aérosols désertiques mesurées à deux hauteurs ; une basse ( $z_l$ ) et une haute ( $z_h$ ).

Cette équation repose sur l'hypothèse que le transport vertical des particules et de la quantité de mouvement sont similaires. Cependant, des études relativement anciennes (Businger, 1986, Businger *et al.*, 1971) et plus récentes (Abbasi *et al.*, 2017, Li & Bou-Zeid, 2011, Smedman *et al.*, 2007) indiquent qu'en conditions

légèrement instables, le rapport entre la diffusivité turbulente des scalaires (vapeur d'eau, chaleur) et celle de la quantité de mouvement augmente rapidement, ce qui revient à dire que les scalaires sont transportés plus efficacement que la quantité de mouvement. Pour les particules, les simulations numériques LES (Large Eddy Simulation) de Freire *et al.* (2016) suggèrent également que, même en conditions simplifiées, la stabilité atmosphérique et la taille des particules (comprises entre 1 et 30  $\mu\text{m}$ ) devaient être prises en compte lors de la détermination du flux vertical dans la couche limite de surface.

Dans cette étude, nous émettons donc l'hypothèse que l'instabilité atmosphérique pourrait jouer un rôle important dans les conditions plus variables de la « vie réelle » et avoir un effet sur la distribution granulométrique de ces flux. Afin de valider ou infirmer cette hypothèse, nous utiliserons les résultats des mesures effectuées dans le cadre de la campagne de mesures 2017 du programme WIND-O-V (WIND erOsion in presence of sparse Vegetation) réalisée sur une parcelle expérimentale du sud tunisien.

## 2. MATERIELS ET METHODES

Ces mesures, réalisées au printemps 2017 sur la parcelle expérimentale de l'Institut des Régions Arides (IRA) de Médenine à Dar Dhaoui (33°17'45"N ; 10°46'57"E), avaient pour but de caractériser les flux d'érosion et d'émission d'aérosols désertiques. Cette parcelle de 4 hectares et de rayon de 150 mètres a été labourée et lissée pour être rendue plus sensible à l'érosion éolienne (Dupont *et al.*, 2018).

Les paramètres dynamiques ( $u_*$ ,  $Z_0$ ,  $L$ , ...) nécessaires au calcul de  $F_v$  ont été déterminés en utilisant les mesures réalisées sur un mât équipé de 7 anémomètres à coupelles (positionnés à 0,22, 0,65, 1,33, 1,83, 3,01, 4,00 et 5,24 m) et 4 thermocouples (positionnés à 0,48, 1,66, 3,83 et 5,07 m). En parallèle, les concentrations par classe de taille ont été mesurées à 2,04 et 4,10 m en utilisant des compteurs optiques de type welas® (White Light Spectrometer 2300, PALAS) équipés de tête de prélèvement TSP (Total Suspended Particles - BGI by Mesa Labs, Butler, NJ USA). Ces compteurs permettent de mesurer la concentration dans 15 classes de taille de diamètre compris entre 0,2  $\mu\text{m}$  à 17  $\mu\text{m}$ . Les deux welas® ont été calibrés avant le début de la campagne et inter-comparés.

Les évènements érosifs étudiés satisfont à deux types de critères. Le premier est lié à la géométrie de la parcelle : pour que les mesures ne soient pas perturbées par le dispositif de mesure, seules les directions de vent comprises entre 265° et 95° ont été conservées. L'autre critère est lié à la mesure des welas® : l'humidité relative de l'air devait être inférieure à 80%, la concentration  $C_j \geq 5$  particules  $\text{cm}^{-3}$ , et la différence relative de concentration entre les deux niveaux d'au moins 23% (critère déduit de l'intercomparaison des instruments).

Enfin, la stabilité de l'atmosphère a été caractérisée au moyen du nombre de Richardson ( $Ri$ ) défini suivant l'équation :

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

Avec  $g$  l'accélération de la pesanteur ( $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ ),  $T$  la température (en K),  $\partial\theta/\partial z$  le gradient thermique et  $\partial U/\partial z$  le gradient dynamique. Dans cette étude, l'atmosphère est considérée comme stable quand  $Ri > 0,02$ , comme instable quand  $Ri < -0,02$  et neutre sinon.

## 3. RESULTATS

Au cours de la campagne, 8 évènements érosifs ont rempli nos critères de sélection. Ces évènements, principalement de Nord-Ouest et de Nord Est, ont une durée moyenne de 7 h. Les résultats (Tab. 1) montrent que la rugosité de la surface est toujours très basse. La vitesse de friction varie entre 0,21  $\text{m s}^{-1}$  et 0,51  $\text{m s}^{-1}$ , avec des vents assez forts les 7, 8, 9, 15 mars et 16 et 20 avril, et plus faibles le 14 avril et 2 mai. Les évènements des 7, 8, 9, 15 mars et 16 avril sont proches de la neutralité alors que les évènements des 14, 20 avril et 2 mai sont instables.

De fortes différences de distribution en taille sont observées entre les différents évènements (Fig. 1). Par exemple, le 8 mars est riche en particules de diamètre supérieur à 2  $\mu\text{m}$  alors qu'on observe le contraire pour le 16 avril. Cependant, la distribution semble bimodale pour tous les évènements, avec un point de bascule entre 1 et 2  $\mu\text{m}$ .

**Tableau 1.** Caractéristiques des évènements érosifs : date, début et durée des 8 évènements. Les vitesses de friction  $u_*$  minimale et maximale, la direction du vent (dans le sens des aiguilles d'une montre, avec 0 au nord), les valeurs minimales de  $Z_0$ , ainsi que la plage de variation de  $Ri$  sont également indiquées.

N	Évènement			$u_*$ (m s <sup>-1</sup> )		$Z_0$ (10 <sup>-3</sup> m)	Direction (°)		$Ri$		
	Date	Début (TU)	Durée (h)	Min.	Max.	Min.	Min.	Max.	Min.	Médiane	Max.
1	07/03/2017	10:20	7,2	0,21	0,40	0,03	288	348	-0,114	-0,011	0,013
2	08/03/2017	11:34	5,4	0,23	0,51	0,10	322	10	-0,030	-0,010	0,007
3	09/03/2017	08:16	8,4	0,28	0,47	0,16	318	344	-0,029	-0,016	0,000
4	15/03/2017	06:56	9,3	0,34	0,50	0,10	55	72	-0,011	-0,008	-0,002
5	14/04/2017	10:20	5,6	0,23	0,33	0,03	273	292	-0,076	-0,033	-0,014
6	16/04/2017	09:51	5,9	0,31	0,50	0,13	325	53	-0,030	-0,018	-0,012
7	20/04/2017	07:31	9,1	0,27	0,40	0,05	32	69	-0,039	-0,029	-0,005
8	02/05/2017	06:54	9,8	0,24	0,31	0,02	48	75	-0,099	-0,061	-0,013

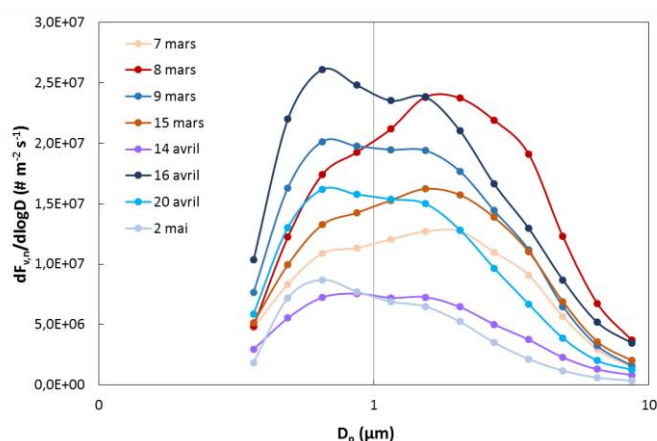


Figure 1 : Distribution granulométrique du flux vertical en nombre pour les 8 évènements.

Pour mieux comprendre cette variabilité de la distribution granulométrique, nous avons étudié la variation des proportions de particules  $< 1,78 \mu\text{m}$  et  $> 1,78 \mu\text{m}$  en fonction de la stabilité  $Ri$  (Fig. 2a). On remarque que plus  $Ri$  est négatif (*i.e.*, plus les conditions sont instables), plus la proportion du mode fin est importante et réciproquement. Pour déterminer si cette tendance est liée à la composante dynamique ou thermique, les proportions de particules  $< 1,78 \mu\text{m}$  et  $> 1,78 \mu\text{m}$  ont été tracées en fonction de  $u_*$  (Fig. 2b) et de  $\partial\theta/\partial z$  (Fig. 2c). Ainsi, on remarque que la distribution en taille du flux ne dépend pas significativement de  $u_*$  ( $R^2=0,15$ ) mais plus significativement de l'instabilité thermique ( $R^2=0,39$ ).

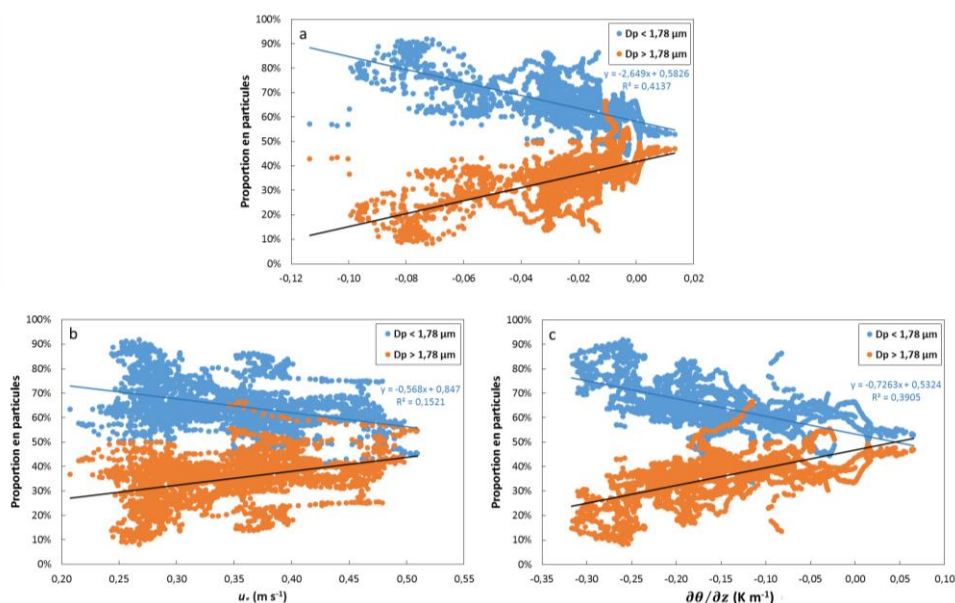


Figure 2 : Evolution des proportions des particules de diamètres inférieurs (points bleus ;  $N=3135$ ) ou supérieurs (points oranges) à  $1,78 \mu\text{m}$  avec : le nombre de Richardson  $Ri$  (a), la vitesse de friction  $u_*$  (b), et le gradient thermique  $\partial\theta/\partial z$  (c).

Après avoir réparti les mesures des 8 événements en différentes classes de  $\partial\theta/\partial z$ , la déconvolution des distributions en taille met en évidence la présence d'un mode fin de diamètre géométrique moyen (gmd) constant ( $D_p = 0,65 \mu\text{m}$ ) dont la proportion augmente avec l'instabilité thermique, et d'un mode plus grossier dont le gmd diminue avec l'instabilité ( $D_p$  passe de  $1,93 \mu\text{m}$  pour  $-0,05 \text{ K m}^{-1} < \partial\theta/\partial z < 0,07 \text{ K m}^{-1}$  à  $1,20 \mu\text{m}$  pour  $-0,25 \text{ K m}^{-1} < \partial\theta/\partial z < 0,20 \text{ K m}^{-1}$ ).

#### 4. CONCLUSION

Les mesures réalisées au cours de 8 événements érosifs d'intensités et de conditions de stabilité variées nous ont permis de mettre pour la première fois en évidence que l'instabilité thermique conditionne la distribution granulométrique du flux en favorisant l'enrichissement de la distribution en fines particules (submicroniques). Cet effet est plus fort lors des événements caractérisés par des vents modérés et une forte instabilité thermique (épisodes des 14 avril et 2 mai). Ces conditions correspondent au régime dit UVCN (Unstable Very Close to Neutral) décrit par Smedman *et al.* (2007). Ces auteurs ont montré que dans de telles situations, la structure de tourbillon dans la couche superficielle était considérablement altérée par la faible flottabilité, ce qui augmentait l'efficacité des transferts de chaleur et de vapeur d'eau. Nos résultats suggèrent que les particules les plus fines seraient plus aptes que les plus grosses à suivre les mouvements de l'air et pourraient donc davantage bénéficier de l'apparition de nouvelles structures turbulentes favorisant leur transport vertical de la surface à des niveaux atmosphériques plus élevés. Cette interprétation est également compatible avec la théorie de Wang & Stock (1993) extrapolée à des diamètres  $< 10 \mu\text{m}$ . Nos résultats expérimentaux sont également en bon accord qualitatif avec la théorie proposée par Freire *et al.* (2016). Enfin, ils suggèrent que, dans des conditions naturelles, l'impact de la stabilité atmosphérique sur le transport vertical des particules émises depuis la surface pourrait être plus important que ce qu'envisagent les théories actuelles.

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet WIND-O-V financé par l'Agence Nationale de la Recherche sous la subvention ANR-15-CE02-0013.

Abbasi, A., Annor, F. O., & van de Giesen, N. (2017). Effects of atmospheric stability conditions on heat fluxes from small water surfaces in (semi-)arid regions. *Hydrological Sciences Journal*, 62(9), 1422–1439.

Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., ... Zhang, X. Y. (2013). Clouds and aerosols. In *Climate Change 2013: The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge University Press). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley.

Businger, J. A. (1986). Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 1100–1124.

Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., & Bradley, E. F. (1971). Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 181–189.

Dupont, S., Rajot, J.-L., Labiadh, M., Bergametti, G., Alfaro, S. C., Bouet, C., ... Zapf, P. (2018). Aerodynamic parameters over an eroding bare surface: Reconciliation of the Law of the Wall and Eddy Covariance determinations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(9), 4490–4508.

Fratini, G., Ciccioli, P., Febo, A., Forgione, A., & Valentini, R. (2007). Size-segregated fluxes of mineral dust from a desert area of northern China by eddy covariance. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(11), 2839–2854.

Freire, L. S., Chamecki, M., & Gillies, J. A. (2016). Flux-profile relationship for dust concentration in the stratified atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 160(2), 249–267.

Gillette, D. A., Blifford Jr., I. H., & Fenster, C. R. (1972). Measurements of aerosol size distributions and vertical fluxes of aerosols on land subject to wind erosion. *Journal of Applied Meteorology*, 11, 977–987.

Ishizuka, M., Mikami, M., Leys, J. F., Shao, Y., Yamada, Y., & Heidenreich, S. (2014). Power law relation between size-resolved vertical dust flux and friction velocity measured in a fallow wheat field. *Aeolian Research*, 12, 87–99.

Li, D., & Bou-Zeid, E. (2011). Coherent structures and the dissimilarity of turbulent transport of momentum and scalars in the unstable atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 140(2), 243–262.

Schütz, L. (1980). Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 338(1), 515–532.

Smedman, A.-S., Högström, U., Hunt, J. C. R., & Sahlée, E. (2007). Heat/mass transfer in the slightly unstable atmospheric surface layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(622), 37–51.

Sow, M., Alfaro, S. C., Rajot, J. L., & Marticorena, B. (2009). Size resolved dust emission fluxes measured in Niger during 3 dust storms of the AMMA experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(12), 3881–3891.

Wang, L.-P., & Stock, D. E. (1993). Dispersion of heavy particles by turbulent motion. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(13), 1897–1913.