



HAL
open science

Les processus éoliens

Jean-Louis Ballais

► **To cite this version:**

Jean-Louis Ballais. Les processus éoliens. Yvette Veyret, Jean-Louis Ballais, Alain Marre, Michel Mietton, Alain Miossec, Serge Morin, Bernard Valadas. L'érosion entre nature et société, 22, SEDES, pp.151-159, 1998. hal-01568005

HAL Id: hal-01568005

<https://amu.hal.science/hal-01568005>

Submitted on 24 Jul 2017

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.

DIEM
DOSSIERS DES IMAGES ÉCONOMIQUES DU MONDE
sous la direction de André Gamblin
Collection co-fondée par Jacqueline Beaujeu-Garnier

DOSSIER 22

L'ÉROSION ENTRE NATURE ET SOCIÉTÉ

Coordination :

Yvette Veyret

Jean-Louis Ballais

Université de Provence (Aix-Marseille)

Alain Marre

Université de Reims

Michel Mietton

Université de Strasbourg

Alain Miossec

Université de Nantes

Serge Morin

Université de Bordeaux III

Bernard Valadas

Université de Limoges

Yvette Veyret

Université de Paris VII Denis-Diderot

SEDES

CHAPITRE 4

LES PROCESSUS ÉOLIENS

par Jean-Louis Ballais

Avec l'eau, le vent constitue le principal facteur de la morphogénèse, capable d'exercer des actions d'ablation, de transport et de dépôt. Ces actions ne concernent que la surface : celle de la lithosphère en contact avec l'atmosphère ou celle de l'hydrosphère en contact avec cette même atmosphère. Il est ainsi théoriquement capable d'agir sur tout point de la surface de la Terre. C'est le plus important agent de transport à la surface de la lithosphère, particulièrement actif là où la couverture végétale est absente ou clairsemée et sur les littoraux (voir chapitre 5).

Le vent résulte d'un déséquilibre entre des zones de relatives hautes pressions et des zones de relative basse pression et le déplacement de molécules gazeuses qu'il représente tend à réduire et à faire disparaître ce déséquilibre. Lors de ce déplacement, sa direction est déterminée par les rapports entre le gradient de pression, la force de Coriolis et la force de friction. Cette dernière n'existe que dans la partie inférieure de l'atmosphère, en dessous de la couche limite localisée vers 1 500 m d'altitude.

Les vents forts exercent une importante action érosive. La vitesse des vents est modifiée à proximité du sol par la rugosité, elle croît avec l'altitude.

L'écoulement de l'air peut être laminaire ou turbulent. Dans le premier cas, il s'agit de flux d'air parallèles à la surface du sol. A partir d'une certaine vitesse le flux devient turbulent, il décrit des tourbillons dont les axes ont des orientations variées.

Le passage de l'écoulement laminaire à l'écoulement turbulent s'effectue dès que la vitesse atteint 1 m/s. En conséquence tous les vents ont une activité tourbillonnaire.

Par ailleurs, la turbulence peut être aggravée par le réchauffement de l'air au contact du sol, responsable de tourbillons thermiques par le biais du gradient de température vertical. Le réchauffement est lui-même fonction de la couleur du sol (albédo), de sa nature. L'écoulement turbulent est aussi fonction de la présence et de la nature d'un couvert végétal et des obstacles topographiques.

En fonction des éléments évoqués, facteurs météorologiques, topographiques, et du couvert végétal, la vitesse du vent peut subir des accélérations ou des décélérations. Quand le vent passe d'une surface lisse à une surface rugueuse sa vitesse ralentit. Par contre le passage d'une surface rugueuse à une surface lisse permet une accélération. Le vent est peu soumis aux contraintes liées à la pente, néanmoins sa vitesse est inégale sur la face au vent et sur la face sous le vent des barkhanes,

dans le premier cas la vitesse augmente jusqu'au sommet de la dune puis elle diminue jusqu'au pied.

Enfin un vent chargé de particules en mouvement voit sa vitesse se modifier, les matériaux provoquent des phénomènes de freinage.

I. LA MOBILISATION DES GRAINS

Le vent est un agent efficace qui agit sur les sables, les poussières et sur la neige.

Le mode de déplacement des particules est fonction de leur taille et de la vitesse du vent laquelle varie avec la densité de l'air. Cette dernière dépend de l'altitude, de la température.

Le vent doit d'abord arracher les particules du sol avant de les déplacer sur des distances variables. Les particules libres reposant à la surface du sol et soumises au vent peuvent subir une force de cisaillement horizontale et une force ascensionnelle verticale susceptibles de les mobiliser. Les phénomènes turbulents qui caractérisent le vent provoquent des vibrations qui affectent les particules du sol et contribuent à rendre les grains plus sensibles à l'entraînement.

Les irrégularités du lit responsables des modifications de la vitesse du vent sont des facteurs favorables à cette mise en mouvement. Quand la vitesse croît, la pression au sol diminuant, un phénomène de succion s'exerce sur les particules et contribue à leur mobilisation. La taille des grains intervient dans cette mobilisation.

Les fines particules (moins de 100 μm) sont plus difficiles à mobiliser, leur forte cohésion résulte de certaines de leurs caractéristiques, il s'agit notamment de leur forme plus plate que celle des particules grossières plus massives. Ces particules fines offrent des surfaces de contact entre les grains marquées par une forte cohésion d'origine chimique. Des charges électrostatiques favorisent aussi la cohésion. Enfin, l'humidité est mieux retenue par capillarité entre les particules fines qu'elle ne l'est entre les grains plus grossiers, ce qui constitue le facteur de résistance le plus important. K. Pye (1987) a montré par des études de terrain que les valeurs-seuils de la vitesse de cisaillement se situent entre 0,2 et 0,6 m/s correspondant à des vitesses de vent de 4 à 12 m/s à 10 m d'altitude. En raison de leur cohésion les particules fines de l'ordre de 100 μm et moins nécessitent pour leur mobilisation une grande force de cisaillement. Si le dépôt est composé de particules fines exclusives, le bombardement n'existe pas, la rugosité de surface est faible.

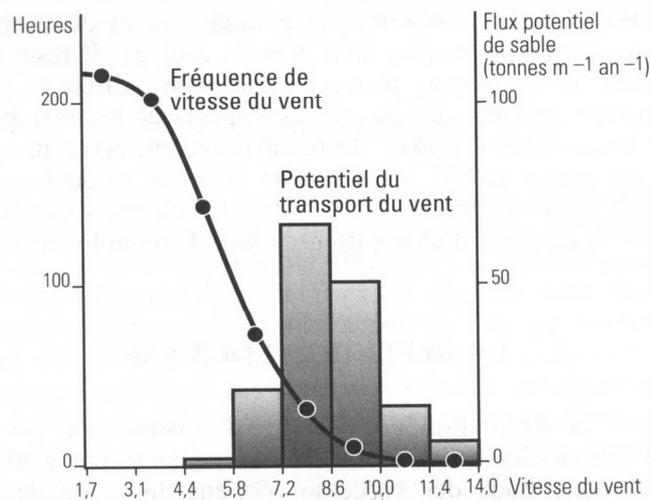
Des éléments argileux s'agglomèrent en agrégats qui s'opposent à la mobilisation.

Dans le cas de sables moyens, une fois la particule arrachée au sol par les mécanismes évoqués, avec une vitesse de vent de l'ordre de 5,5 m/s (à 63 cm de haut dans l'exemple étudié par Lettau et Lettau, 1978), elle va se déplacer par sauts successifs (phénomène de saltation précisé plus loin) et affecter les particules encore en place qu'elle vient frapper. Ce mécanisme nommé **bombardement** est lui-même à l'origine de nouveaux déplacements. Un impact provoque une dizaine de déplacements sur des particules de taille variée ; par ailleurs ces impacts sont responsables de « **secousses** » (phénomène de shaking) affectant la surface du sol jusqu'à une profondeur maximale de 5 fois le diamètre des grains et entraînant la concentration des grains grossiers à la surface.

Quand existe un mélange de sables, de limons et d'argiles, les sables fins sont les premiers mis en mouvement par les mécanismes d'arrachement précisés plus

haut et ils contribuent à bombarder les particules plus fines. Dans les sables de granulométrie hétérogène, la mobilisation des grains les plus grossiers est plus aisée parce que l'angle de pivotement préalable à l'expulsion est plus faible. Il est plus fort dans une formation sableuse de granulométrie homogène ce qui rend l'expulsion plus difficile.

Pour comprendre comment les particules se déplacent, il est indispensable d'introduire la notion de taille-limite nécessaire pour leur mobilisation. Elle fait d'ailleurs l'objet de travaux depuis plus d'un siècle. On appelle vitesse de cisaillement ou de détachement la vitesse à laquelle les particules commencent à se déplacer. Elle est fonction de la densité des grains, de la viscosité de l'air (Bagnold, 1941) et de la taille des particules (document 55).



Document 55. Relation entre transport des sables et vitesse du vent (fréquence et intensité) (d'après Lancaster, 1985).

Aux pressions atmosphériques moyennes, les sables quartzeux de 100 μm sont mobiles ce qui permet de saisir la vulnérabilité des loess aux processus éoliens. Une fois que le bombardement s'amorce, le mouvement continue à une vitesse de vent inférieure à la précédente.

Les seuils de mouvement sont également influencés par la pente et par les modifications de la surface. Les topographies rendues irrégulières par le creusement (rôle du ruissellement et de la circulation des troupeaux et des véhicules...) sont plus vulnérables à l'ablation éolienne par suite de l'augmentation de la rugosité qui stimule la turbulence et l'ascension. Les surfaces alluviales produisent aussi de grandes quantités de poussières immédiatement après une crue dès que le sol est sec et avant qu'une croûte ne se forme.

II. LE DÉPLACEMENT DES GRAINS

L'accord n'est pas total concernant les modes de transport des grains par le vent : la distinction traditionnelle entre **roulage**, **saltation** et **suspension** (Demangeot, 1981) est complétée aujourd'hui par un autre mode de déplacement :

la « reptation éolienne » qui s'ajoute aux autres déplacements précédemment cités. Des limites dimensionnelles couramment admises sont les suivantes : les grains mobilisés par roulage se situent entre 1 000 et 500 μm , entre 500 et 150 se produit la saltation et au-dessous de 250 μm , la suspension. La « reptation éolienne » se placerait autour du seuil de 500 μm .

1. ROULAGE OU TRACTION ET AUTRES PROCESSUS DE SUBSURFACE

Quand les grains commencent à se déplacer sur une surface meuble, ils le font selon des modalités difficiles à observer et à modéliser et donc encore assez mal connues. Les mouvements de surface sont appelés roulage. Il reste difficile de placer des seuils stricts, des continuum peuvent exister entre différents processus de déplacement. Le roulage peut être induit par les impacts de bombardement, et il peut fonctionner dans les cratères d'impact de bombardement. Avec une vitesse de vent égale à 48 cm/s, les grains de 355 à 600 μm de diamètre se déplacent à une vitesse d'environ 0,5 cm/s (Willetts, Rice, 1985, 1986). La charge totale se déplaçant par roulage varie avec la quantité d'éléments grossiers disponibles à la surface.

2. « LA REPTATION ÉOLIENNE »

La définition de la « reptation éolienne » est récente. On ne confondra pas cette notion avec la reptation qui affecte certains versants sous l'effet d'autres processus (gravité). Dans l'étude des processus éoliens, le terme de reptation a par ailleurs été employé précocement par Bourcart (1928) pour désigner ce qu'on nomme aujourd'hui le roulage. On comprendra donc que le terme de reptation éolienne proposé ici définit une dynamique éolienne spécifique. La reptation se distingue du roulage par les petits sauts qu'elle induit. Elle implique un phénomène de type splash lié aux petits bonds de grains délogés par le bombardement d'autres grains (Anderson, Haff, 1988). La reptation affecte une très grande quantité de grains et mobilise d'importants volumes de matériaux.

3. LA SALTATION

La saltation peut se définir comme le mouvement d'un grain éjecté qui, lancé dans l'air, acquiert un moment (au sens physique du terme) avant de redescendre sur la surface.

Les grains éjectés sont emportés par le vent et descendent selon une trajectoire déterminée par la gravité et la traction exercée par le vent. Cette trajectoire n'est pas affectée par les chocs avec d'autres particules. Dans un vent de sable, les fines particules de l'ordre de 100 μm s'élèvent de quelques centimètres seulement, tandis que certaines d'un diamètre de 1 μm atteignent 1,5 à 2 m. La plupart des recherches ont montré une rapide chute de la taille moyenne des particules ainsi qu'une rapide amélioration du tri avec l'altitude. La longueur des bonds est environ 12 à 15 fois égale à la hauteur du rebond, mais avec de grandes variations.

Les grains en saltation se distinguent des grains affectés par le roulage par leur taille, six fois inférieure (Bagnolds, 1941) ; cependant dans certains travaux, la limite entre les deux modes de transport se place à environ 150 μm . Dans une masse de matériaux meubles, le rapport entre roulage et saltation varie, selon les auteurs, de 1 à 8.

Les grains qui sautent provoquent un splash. Les vitesses de saltation sont fonction de la vitesse du vent : une forte tempête dans la San Joaquin Valley, en Californie, a incrusté des grains de 23 μm de diamètre dans un poteau télégraphique en bois à 4,9 m au-dessus du sol, par vent de 190 km/h (mesuré à 10 m d'altitude). Même avec des vents moins violents que celui que l'on vient de citer, la saltation constitue le principal mode de transport des sédiments éoliens. Elle commande le classement des grains, la répartition des aires de corrasion, la formation des ventifacts, les caractéristiques des yardangs.

4. LA SUSPENSION

A la différence de la saltation, les grains en suspension subissent un mouvement turbulent. Entre saltation et suspension peut se manifester un mode de transport de transition que l'on nomme saltation modifiée qui se produit quand la taille des grains est inférieure à environ 100 μm . Il existe une très nette distinction entre les limons et les argiles qui peuvent être maintenus en l'air par des vents de force variée et les sables qui entrent rarement en suspension.

Lorsqu'elles dépassent 70 μm , les particules peuvent échapper en partie à la turbulence : elles descendent parfois près du lit et subissent alors des forces ascensionnelles accrues. Les particules inférieures à 70 μm suivent théoriquement les trajectoires turbulentes de l'air. Celles inférieures à 20 μm peuvent rester en l'air indéfiniment (Pye, 1987) jusqu'à ce que la vitesse du vent s'annule ou qu'elles soient précipitées par la pluie ou la neige. Plusieurs chercheurs, dont Tsoar et Pye (1987), ont calculé la distance maximale que les particules peuvent ainsi parcourir en suspension.

5. LES AUTRES MODES D'ENTRAÎNEMENT OU DE TRANSPORT ET LES EFFETS INDIRECTS

Dans des cas somme toute assez rares, le vent est capable de provoquer le glissement de gros blocs sur des surfaces de playas rendues glissantes par le gel. Le mécanisme en jeu est la force de traction (cf. ci-dessous). Enfin, dans certaines conditions, des cailloux peuvent se déplacer de quelques mm à quelques cm en sens inverse du vent par basculement dans une dépression creusée par l'effet du soutirage du vent à la bordure du bloc, ce que confirme l'expérimentation en tunnel.

6. LE TRI ET LE FAÇONNEMENT DES PARTICULES

Le tri se produit à la fois dans l'entraînement et dans le transport. Dans l'entraînement, le tri est fonction de la catégorie de taille de grains qui sera ou ne sera pas mise en mouvement. En pratique il apparaît que le tri est un processus

complexe. Dans la plupart des cas, le transport éolien, comme toute autre forme de transport sédimentaire, produit un tri.

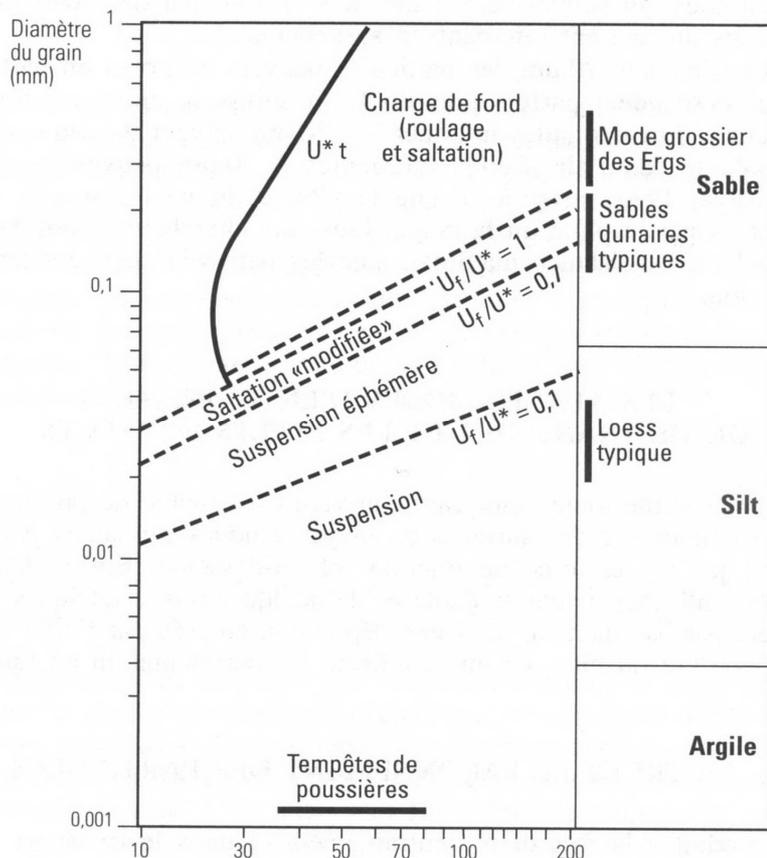
L'existence de sables bi, tri-, multimodaux est fréquente et plusieurs modèles ont été proposés pour les expliquer qui prennent en compte la mobilisation précoce des sables de taille moyenne par saltation, la comparaison du transport éolien avec le mouvement de particules dans une colonne de distillation fractionnée, l'apport d'éléments fins complétant un stock initial (poussières ou météorisation) et le rôle important de la densité des grains.

En mouvement, les particules non sphériques réduisent le débit, en particulier à grande vitesse, et sont donc triées.

Les vents de poussières ou de sables peuvent générer de considérables potentiels électriques près de la surface mais il n'est pas certain que cela ait un effet sur le transport des sables ou la formation des dunes comme on l'a parfois avancé.

7. LES TAUX DE TRANSPORT

Il existe une décroissance exponentielle de la masse du flux de particules avec la hauteur (document 56) ; ce que l'expérimentation et la modélisation confirment : dans un tunnel éolien, le taux de transport est 100 fois plus élevé à 1 cm qu'à 10 cm.



Document 56. La distinction entre poussières et sables (U_f = vitesse de chute).

La relation entre le débit de sédiment et la vitesse du vent constitue l'une des questions majeures des bilans de la dynamique éolienne. En raison de nombreuses difficultés tant théoriques que techniques, il n'est pas possible d'établir de relations précises entre le débit (quantité passant à travers un plan de largeur définie (habituellement 1 m perpendiculairement au vent) et la vitesse du vent).

Un décalage existe entre le début du fonctionnement du vent sur une plaque de sable et le démarrage de la saltation jusqu'à ce que soit établi un équilibre entre saltation et vitesse du vent. Ce décalage se traduit aussi dans l'espace. Le débit de sable en équilibre avec un vent de vitesse donnée ne serait atteint qu'après 2 à 25 m. Sur les sols labourés de granulométrie limono-sableuse, en particulier, la pleine charge n'est atteinte que pour des distances variant de 60 m à 1 500 m.

Les relations entre magnitude et fréquence dans les phénomènes de transport par le vent sont très différentes de celles qui existent dans les phénomènes de transport par l'eau. Ainsi, dans le désert australien ou sur la côte d'Afrique du Sud, les vents de forte magnitude et faible fréquence influencent peu la résultante du mouvement du sable car l'essentiel du transport est assuré par les vents de magnitude et de fréquence modérées. Cependant à l'inverse dans le désert du Namib (Lancaster, 1985), avec un régime unimodal de vents puissants, une forte proportion des sables est déplacée par des vents à basse fréquence (80 % du sable par des vents soufflant pendant seulement 6 % du temps). Le transport par les vents de sables dans les déserts se produit à une plus basse magnitude et une plus grande fréquence que celui des alluvions par les cours d'eau désertiques.

III. LES PROCESSUS D'ABLATION : DÉFLATION ET CORRASION

Les vents exercent une action d'ablation par déflation, c'est-à-dire par prélèvement de particules sur une formation meuble et par corrasion, abrasion d'une surface de roche cohérente.

1. LA DÉFLATION

La déflation est contrôlée par l'humidité de la surface de la lithosphère, la rugosité de cette surface et la taille des grains. En utilisant un tunnel éolien sur le terrain, Gillette *et al.* (1980) ont mis en évidence l'ordre de sensibilité de différents matériaux à la déflation ; ils ont distingué du plus sensible au moins sensible : les sols perturbés, les dunes sableuses, les sables alluvio-éoliens, les playas perturbés, les périphéries de playas, les centres de playas, et les pavages désertiques.

Des observations ponctuelles ont montré à titre d'exemple qu'un vent léger pouvait déplacer du sable sur 32 m en une année. Il reste qu'un tel débit est rarement soutenu, même sur de courtes périodes de temps et sur de petites surfaces, car la déflation est presque toujours limitée par le manque de particules. La déflation peut se prolonger dans des situations où se trouvent des dépôts épais de formations meubles de taille compatible avec les seuils de vitesse du vent (c'est le cas dans les ergs), où existe un apport continu de formations meubles de la taille appropriée (sur les plaines alluviales actives et les plages) ; et où des particules de taille adap-

tée sont produites par la météorisation (cas des sols et des sebkhas). Ainsi, certaines surfaces au Mali comportent de 78 à 659 kg de matériel susceptible à la déflation par m².

Les échelles spatiales et temporelles doivent donc être prises en compte dans le cadre d'estimations et de mesures des taux de déflation. A grande échelle spatiale, l'étude de la surface des parcelles cultivées au Nouveau Mexique entre 1933 et 1980 montre une importante variabilité dans les taux d'ablation sur de courtes distances avec, à la fois, des accumulations et des ablations dont le maximum observé atteint 64,6 cm. A petite échelle, M. Mainguet (1995) montre en pays Haoussa, au Niger, au début des années 1980, un vannage tel que tous les grains inférieurs à 400 µm étaient exportés, la fraction résiduelle du sol n'étant plus que le sable grossier, pratiquement stérile, réduisant la production de mil.

La prise en compte des échelles temporelles plus complexes sera traitée dans l'étude des domaines arides auxquels nous renvoyons...

2. LA CORRASION

La corrasion est une action mécanique exercée par des vents chargés en abrasifs. Elle se produit lorsque le vent projette des grains sur une surface cohérente. En frappant une cible dure, les grains grossièrement sphériques forment des « fractures hertziennes » circulaires dont le diamètre varie de 10 à 30 % par rapport à celui du grain, en fonction de la vitesse d'impact. Des impacts répétés accroissent la fracturation jusqu'à un certain seuil au delà duquel elle ne parvient plus à s'exercer, bien que de petites particules puissent encore être enlevées. Le taux de corrasion atteint donc un maximum puis diminue. Les grains anguleux détachent des éclats et produisent un taux d'ablation plus constant que ne le font les grains arrondis.

La plupart des auteurs admettent que la corrasion est effectuée principalement par le sable mais certains pensent que la poussière et même la neige peuvent corradier. Il est admis de manière assez générale que la poussière ne peut que polir la roche (Bourcart, 1928).

L'énergie cinétique de l'impact dépend du diamètre de la particule, de la quantité de grains disponibles et de la vitesse d'impact, elle-même fonction de la vitesse de cisaillement, ce qui souligne l'importance des vents forts. Dans la Coachella Valley (Californie du Sud), où les vents sont forts, la corrasion est importante après l'apport frais de sable par les cours d'eau (Sharp, 1980). Le taux de corrasion est également contrôlé par d'autres facteurs. Il existe un angle critique de la surface de corrasion pour les grains en mouvement : si la surface est perpendiculaire au vent, les grains corradent plus lentement que si le vent fait un angle faible avec la surface (Sharp, 1980). L'angle optimal varie avec le type de roche, probablement en fonction de la structure cristalline. Quand une facette est corradée, l'angle est modifié ce qui peut contribuer à accélérer ou ralentir la corrasion future, en fonction de l'orientation d'origine. Si la concentration de grains est trop forte, ils s'entrechoquent et la corrasion est enrayée.

Le vent est un puissant agent d'accumulation, cet aspect sera traité dans l'étude des domaines arides notamment (voir *infra*). Le dépôt se produit quand le vent cesse ou que sa vitesse diminue au-dessous de la limite nécessaire au transport. Les particules affectées de roulage sont alors piégées, dans des creux ou à l'abri

d'obstacles, la diminution de la saltation conduit à l'atterrissement des grains. Enfin les poussières donnent un saupoudrage, elles arrivent très lentement au sol, ou sont mélangées avec l'eau de pluie. Dans tous les cas, les grains de sables mobilisés longtemps par les actions éoliennes offrent les caractères de « rond-mats ». Les dépôts éoliens se caractérisent par leur tri, responsable de l'homométrie du dépôt.

Le vent accumule le sable en dunes principalement sur les littoraux sableux et dans les zones arides.

- Anderson R.S., Haff P.K., 1988. Simulation of eolian saltation, *Science*, 241, p. 820-823.
- Bagnold R.A., 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*, London, Methuen.
- Bourcart J., 1928. L'action du vent à la surface de la terre, *Revue de Géographie Physique et de Géomorphologie Dynamique*, 1, p. 26-54.
- Demangeot J., 1981. *Les milieux naturels désertiques*, Paris, SEDES, 2^e éd., 261 p.
- Gillette D.A., Adams J., Endo A., Smith D., Kihl R., 1980. Threshold velocities for input of soil particles into the air desert soils, *Journal of Geophysical Research*, 85 (C10), p. 5621-5630.
- Lancaster N., 1985. Winds and sand movement, in the Namib sand sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, p. 469-478.
- Lettau H., 1969. Note on aerodynamic roughness parameter estimation on the basis of roughness element description, *Journal of Applied Meteorology*, 8, p. 828-832.
- Lettau H.H., Lettau K., 1978. *Exploring the world's driest climate*, Madison, University of Wisconsin.
- Mainguet M., 1995. *L'homme et la sécheresse*, Paris, Masson, 335 p.
- Pye K., 1987. *Aeolian dust and dust deposits*, London, Academic Press.
- Pye K., Tsoar H., 1990. *Aeolian sand and sand dunes*, London, Unwin Hyman, 396 p.
- Sharp R.P., 1980. Wind driven sand in the Caocchella Valley, California: further data, *Geological Society of America Bulletin*, 91, p. 724-730.
- Tsoar H., Pye K., 1987. Dust transport and the question of desert loess formation, *Sedimentology*, 34, p. 139-154.
- Willetts B.B., Rice M.A., 1985. Wind-tunnel tracer experiments using dyed sand, in O.E. Barndorff-Nielsen, J.T. Moeller, K. Rasmussen, B.B. Willetts eds, *International workshop on the physics of blown sands*, Proceedings, Aarhus, University of Aarhus, Memoir 8, p. 225-242.
- Willetts B.B., Rice M.A., 1986. Collision in aeolian transport: the saltation/creep link. in W.G. Nickling ed., *Eolian geomorphology*, Boston, Allen and Unwin.