

## Dynamique saisonnière des paramètres déterminant l'érosion éolienne sur les pâturages dunaires du Niger oriental

### Seasonal dynamics of the parameters determining wind erosion on rangeland in Eastern Niger

TIDJANI, A. D.<sup>1/2</sup>; BIELDERS, C.L.<sup>2</sup> & AMBOUTA, K. J-M.<sup>1</sup>

**Abstract:** Wind erosion constitutes a major threat for the sustainable land use in the Sahel. The long dry season, the weak vegetation cover, the prevalence of sandy soils and the occurrence of strong erosive winds at critical times favour this process. Whereas aeolian processes have been extensively studied in cultivated fields, mostly in Western Niger, little information exists regarding areas covered by natural vegetation such as grazing lands. Hence, a study was carried out in order to assess aeolian fluxes on a dune pasture in Tchago (Eastern Niger, North-West of Gouré) during several months in 2004, 2005 and 2006. In addition, continuous monitoring of wind characteristics and threshold wind velocity for saltation between July 2004 and June 2007 permitted to estimate aeolian fluxes on a daily basis all along the year using the model of LETTAU and LETTAU (1978). Sediment fluxes measured during convective storms ranged between  $1,1 \pm 1,3$  and  $78,9 \pm 45,2$  kg/m. The fluxes estimated by the model of LETTAU and LETTAU were in agreement with the measured fluxes. However, measured fluxes may overestimate the equilibrium fluxes because of the nearby presence of a deflation area. According to the LETTAU and LETTAU model, aeolian fluxes follow seasonal dynamics due in part to variations in wind velocity but mostly due to changes in the aerodynamic roughness length ( $Z_0$ ). The latter reflects the vegetation cover and varies between  $5 \cdot 10^{-2}$  m for  $3,2 \pm 0,8$  T/ha of dry matter when the vegetation is most developed (mid-August - September) up to a minimum of  $10^{-4}$  m for  $0,25 \pm 0,03$  T/ha at the time when the ground is least covered (from April till the start of the rainy season). No seasonal dynamics were observed in a fenced-off area. An exponential relation was found between vegetation dry matter and  $Z_0$ . This relation is specific to the type of vegetation found on the dune, dominated by *Cenchrus biflorus*. The threshold friction velocity was linearly related to  $Z_0$  and varies between 0.26 and 0.49 m/s for  $Z_0$  values of  $1 \cdot 10^{-4}$  and  $1.5 \cdot 10^{-3}$  m, respectively. For the critical periods of wind erosion (end of dry season and first half of the rain season), threshold wind speed at 2 m height is less than 7 m/s, which is frequently exceeded during convective storms. Results show that large aeolian fluxes may occur on Sahelian rangeland during the dry season, grazing and gathering of biomass by the local population most likely being the main causes.

Key words: wind erosion, aerodynamic roughness length, friction velocity, sediment flux, model, fenced-off area, rangeland.

**Résumé:** L'érosion éolienne constitue une menace majeure pour l'utilisation durable des terres au Sahel. La longue saison sèche, la faible couverture végétale, la prédominance des sols sableux et l'occurrence de forts vents érosifs à des périodes critiques de l'année favorisent ce processus. Alors que les flux éoliens en champs cultivés ont été étudiés de façon détaillée, principalement dans l'Ouest nigérien, il n'en est pas de même pour les zones couvertes de végétation naturelle telles que les pâturages. Pour combler ce déficit, les flux de sédiments éoliens ont été mesurés à Tchago (nord-ouest de Gouré, est du Niger) sur un pâturage dunaire en 2004, 2005 et 2006 pendant plusieurs mois chaque année. Par ailleurs, des mesures en continu entre juillet 2004 et juin 2007 de profils de vent et du seuil de déflation ont permis d'estimer les flux éoliens tout au long de l'année sur base du modèle de LETTAU et LETTAU (1978). Les flux éoliens produits suite au passage des tempêtes précédant les lignes de grain varient entre  $1,1 \pm 1,3$  et  $78,9 \pm 45,2$  kg/m. Les flux éoliens estimés par le modèle de LETTAU et

<sup>1</sup>Département de Sciences du sol, Faculté d'agronomie, Université Abdou Moumouni de Niamey BP. 10960, Niamey, Niger. [didierta@yahoo.fr](mailto:didierta@yahoo.fr) ; [ambouta.karimou@yahoo.fr](mailto:ambouta.karimou@yahoo.fr)

<sup>2</sup>Unité de Génie Rural, Département des sciences du milieu et de l'aménagement du territoire, Université catholique de Louvain, Croix du sud 2, boîte 2, B-1348, Louvain la Neuve, Belgique. [charles.biielders@uclouvain.be](mailto:charles.biielders@uclouvain.be)

LETTAU (1978) sont en accord avec les flux éoliens horizontaux mesurés. Cependant, les flux mesurés pourraient surestimer les flux d'équilibre en raison de la présence d'une zone de déflation à proximité du site de mesure. Selon le modèle de LETTAU et LETTAU, les flux éoliens suivent une dynamique saisonnière due en partie à des variations dans la force du vent mais surtout à la dynamique de l'état de surface du sol caractérisé par la hauteur de rugosité ( $Z_0$ ). Cette dernière reflète le taux de couverture végétale du sol et varie entre  $5 \cdot 10^{-2}$  m pour  $3,2 \pm 0,8$  t/ha de matière sèche au maximum de croissance de la végétation herbacée (mi-août à fin septembre) et  $10^{-4}$  m pour  $0,25 \pm 0,03$  t/ha au moment où le sol est le moins couvert (d'avril jusqu'au début de saison des pluies). Une telle dynamique n'est pas observée dans les zones mises en défens. Une relation de type exponentielle a pu être mise en évidence entre la quantité de biomasse végétale herbacée sèche et  $Z_0$ . Cette relation est spécifique au type de végétation trouvé sur le pâturage dunaire, dominée par *Cenchrus biflorus*. De même, la vitesse de friction seuil pour la saltation est linéairement corrélée avec la hauteur de rugosité aérodynamique, et varie de 0.26 à 0.49 m/s pour des  $Z_0$  allant de  $1 \cdot 10^{-4}$  à  $1.5 \cdot 10^{-3}$  m. Pendant les périodes critiques d'érosion éolienne (fin de saison sèche et première moitié de la saison des pluies), la vitesse seuil à 2 m au-dessus du sol est inférieure à 7 m/s, vitesse fréquemment atteinte par les vents associés au passage des fronts convectifs de méso-échelle. Les résultats démontrent que des flux importants peuvent être observés en milieu dunaire sous végétation naturelle en saison sèche, le pâturage et le ramassage des végétaux par les populations en étant vraisemblablement les causes principales.

Mots clés : érosion éolienne, rugosité aérodynamique, vitesse de friction, flux de sédiments, modèle, mise en défens.

## INTRODUCTION

Le Niger, et en particulier la région du Damagaram dans l'est du Niger, se caractérise par la dominance de sols sableux d'origine éolienne (GAVAUD, 1977). Ces sols permettent le développement d'une agriculture de subsistance à base de petit mil (*Pennisetum glaucum* (L) R.Br) et d'un élevage extensif de ruminants. L'accroissement démographique de ces dernières décennies s'est traduit par une extension des terres de culture et une pression croissante sur les aires de pâturage. Conjointement avec une diminution progressive de la pluviométrie entre les années 1970 et 1990, cette évolution de l'occupation du sol et de la pression pastorale a induit un accroissement de l'activité éolienne, mettant ainsi en péril la durabilité des systèmes de production agro-pastoraux en zone sahélienne. Ainsi, OZER (2001) a rapporté une augmentation progressive de la charge en poussière au cours de la période couvrant les années 1970 à 1990, traduisant une fragilisation croissante du milieu naturel. Par ailleurs, pour le Damagaram Est, TOUDJANI et GUERO (2006) rapportent qu'entre 1986 et 2005, 246203 ha se sont dénudés de toute végétation. Cet état permet une facile mobilisation du sable par le vent et son accumulation dans les zones dépressionnaires (cuvettes et bas-fonds). Cet ensablement des cuvettes et bas-fonds est préjudiciable à l'équilibre socio-économique de la zone. En effet, ces zones dépressionnaires sont exploitées intensivement pour des activités de maraîchage et pastorale et sont un pilier de l'économie locale, les productions fruitière et maraîchère des cuvettes représentant de l'ordre de 50% du revenu des exploitants (JAHIEL, 1998). L'activité éolienne dans cette zone a donc un impact majeur sur les activités économiques.

Les travaux de RAJOT (2001), BIELDERS *et al.* (2000) et de CHAPPELL *et al.* (1998) dans le Fakara à l'ouest du Niger (pluviométrie annuelle moyenne de 500 à 550 mm) illustrent bien l'ampleur de l'érosion éolienne à différentes échelles et l'impact de l'occupation du sol sur les flux éoliens. Les bilans de masse mesurés à l'échelle de la parcelle sont ainsi généralement négatifs au niveau des champs cultivés et positifs au niveau des jachères. La différence entre champs et jachères est attribuable au fait que, dans le Fakara, les jachères occupent une relativement faible proportion de l'espace (23% contre 58% pour les champs cultivés ; B. Gérard, communication orale) et présentent un couvert végétal (herbacé et arbustif) relativement dense grâce à une pluviométrie favorable. De ce fait, les jachères, présentes sous forme de parcelles dispersées dans le paysage, favorisent le piégeage de sédiments éoliens produits par érosion de champs cultivés (BIELDERS *et al.*, 2000). Au contraire, dans le Damagaram Est (pluviométrie annuelle moyenne de 300 mm), les steppes herbacées et

arbustives dominant l'occupation des sols dunaires. Elles représentent plus de 56% du territoire au sud du 14<sup>ème</sup> parallèle, contre 36% environ pour les terres de cultures et jachères (TOUDJANI & GUERO, 2006). De plus, la pression pastorale plus importante et la plus faible pluviométrie dans cette zone entraînant un moindre développement de la végétation font que ces zones présentent, *a priori*, un risque d'érosion éolienne plus prononcé que dans le Fakara, mais ceci n'a pas été étudié à ce jour. Ce risque sera par ailleurs nécessairement variable dans le temps en raison de la forte variation temporelle des pluies et l'impact de celles-ci sur la dynamique de la végétation.

Pour estimer les flux de sédiments éoliens en équilibre avec un état de surface donné (situation où le vent a atteint sa capacité de charge maximale en sédiments), différents modèles ont été proposés (BAGNOLD, 1941; LETTAU & LETTAU, 1978; SHAO & RAUPACH, 1993; MARTICORENA & BERGAMETTI, 1995). Parmi ceux-ci, le modèle DE LETTAU & LETTAU (1978) est couramment utilisé (équation 1):

$$Q = C \left( \frac{\rho}{g} \right) U^{*2} (U^* - U_s^*) \quad (\text{Équation 1})$$

avec  $Q$  ( $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ ) le flux de masse de sédiments,  $U^*$  ( $m\ s^{-1}$ ) la vitesse de friction de l'air,  $U_s^*$  ( $m\ s^{-1}$ ) la vitesse de friction seuil de saltation et  $C$  une constante empirique en relation avec le diamètre et la forme des grains (équation 2) :

$$C = C' \left( \frac{\phi}{\phi'} \right)^n \quad (\text{Équation 2})$$

avec  $C'$  et  $n$  des constantes empiriques pour le sable ( $n < 1$ ).  $\phi$  et  $\phi'$  sont respectivement le diamètre moyen des particules du sol qui sert de support à l'étude et une valeur standard conventionnelle ( $\phi' = 250\ \mu m$ ).

La vitesse de friction (équation 1) est proportionnelle à la force de cisaillement exercée par le vent à la surface du sol et peut s'obtenir à partir de l'équation logarithmique du profil de vitesse du vent (équation 3) en condition atmosphérique neutre (absence de gradient vertical de température) :

$$U(Z) = \frac{U^*}{k} \ln \left( \frac{Z-d}{Z_0} \right) \quad (\text{Équation 3})$$

où  $U(Z)$  est la vitesse du vent ( $m.s^{-1}$ ) à une hauteur  $Z$  ( $m$ ),  $Z_0$  ( $m$ ) la hauteur de rugosité aérodynamique,  $d$  ( $m$ ) la hauteur à laquelle le plan de vitesse de vent nulle est relevé suite à la présence d'éléments de rugosité de taille importante, et  $k$  la constante de von Karman pour les flux turbulents (adimensionnel,  $\approx 0,4$ ). La vitesse de friction seuil de saltation ( $U_s^*$ ; équation 1) correspond à la vitesse de friction minimale nécessaire pour induire de la saltation et reflète directement l'état de surface. Elle croît lorsque la cohésion du sol augmente ou lorsque la couverture du sol par la litière ou la biomasse végétale croît.

La vitesse de friction ( $U^*$ ) dépend à la fois de la vitesse du vent et de  $Z_0$ . Cette dernière est la hauteur théorique à laquelle la vitesse du vent s'annule. Ce paramètre, qui renseigne aussi sur la rugosité géométrique du terrain, s'avère être un bon indice de l'érodibilité du sol par le vent (BLUMBERG & GREELEY, 1993). Plus la valeur de  $Z_0$  est grande, plus le sol est protégé de l'érosion. Pour des champs cultivés, RAJOT (2001) a montré que l'évolution de la rugosité aérodynamique suit une dynamique saisonnière marquée, en relation avec la croissance du mil, les interventions culturales (sarclage) et la pression anthropique et pastorale (récolte et broutage des tiges de mil). D'une valeur maximale de l'ordre de  $10^1$  m au moment de la maturité du mil,  $Z_0$  baisse jusqu'à des valeurs de l'ordre de  $10^4$  m en fin de saison sèche. L'objectif principal de ce travail est dès lors d'arriver à estimer les flux éoliens horizontaux et leur dynamique saisonnière sur une steppe pâturée en milieu dunaire du Damagaram Est. Pour cela, on cherchera tout d'abord à caractériser la dynamique saisonnière de la vitesse du vent, de la hauteur de rugosité  $Z_0$  et de la vitesse de friction seuil ( $U_s^*$ ) de saltation, et à

expliquer cette dynamique sur base des caractéristiques de la végétation. La mesure des flux éoliens étant difficilement automatisable contrairement aux mesures de profils de vitesse du vent, on cherchera ensuite à caractériser les flux éoliens au cours de certaines périodes critiques de l'année et à mettre ces flux en relation avec les caractéristiques du vent et de la végétation en faisant appel au modèle de LETTAU & LETTAU (1978). Il devient alors possible d'évaluer les flux éoliens tout au long de l'année ainsi que la part relative des variations saisonnières de vitesse du vent et des variations d'états de surface dans la dynamique éolienne en milieu steppique dans le Damagaram Est.

## MATERIELS ET METHODES

### Site expérimental

Le site de Tchago est situé à 23 km au nord-ouest de Gouré et localisé entre les longitudes 10°03'39" et 10°04'06" Est et les latitudes 14°02'30" et 14°02'52" Nord (figure 1).

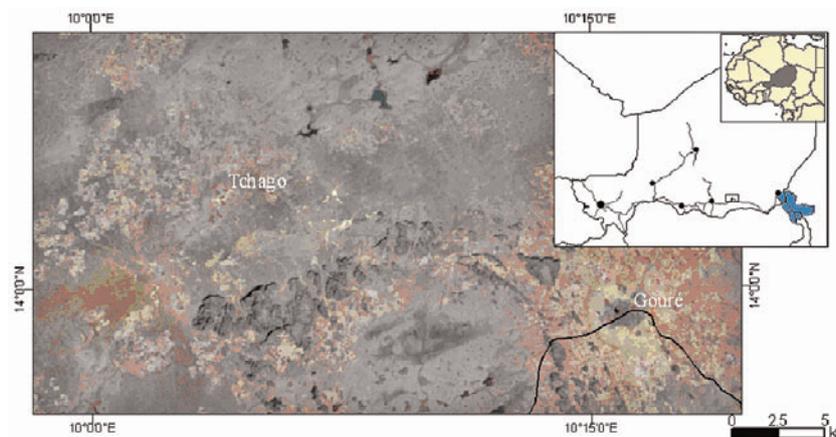


Figure 1: Localisation de la zone d'étude (Source : image Landsat 2001)

Les observations ont été réalisées sur une zone dunaire fixée par la végétation naturelle et pâturée, une dune vive et une zone mise en défens dans le fond d'une cuvette. La dune vive est prise comme référence d'un sol totalement dépourvu de végétation. La zone mise en défens représente quant à elle un niveau de végétation maximum atteignable en l'absence de pâture par les animaux. Dans aucun des trois sites, il n'y a eu d'interventions de notre part pour modifier les états de surface naturels.

### Acquisition des données météorologiques

La station météorologique principale se compose des appareils de mesure proprement dits et d'un système d'acquisition de données de type CR10X (Campbell Scientific). Les capteurs branchés sur la station sont (a) 4 anémomètres placés respectivement à 0,3 - 0,5 - 1 et 2 m au-dessus du sol ; (b) une girouette placée à 2 m au-dessus du sol ; (c) un pluviomètre à auget basculeur avec une résolution de 0,2 mm de pluie et placé à 1 m au-dessus du sol ; et (d) un Saltiphone® placé à 10 cm au-dessus du sol. En plus de la pluviométrie, le pluviomètre sert à déterminer le début des précipitations et donc la fin de la saltation. Le saltiphone est un capteur acoustique toujours orienté contre le vent grâce à un système de girouette et qui enregistre les impacts de particules de sable en saltation (mais aussi le rejaillissement au cours des averses) (BACKUM, 1994, cité par STERK *et al.*, 1998). Il sert à déterminer les périodes de saltation et leur intensité. La résolution temporelle étant limitée à 1 ms (STERK *et al.*, 1998), les données du saltiphone sont à considérer de manière qualitative et non pas quantitative. L'ensemble des capteurs est interrogé toutes les 10 secondes. Afin d'économiser l'espace de

stockage tout en enregistrant des données suffisamment précises au cours des événements éoliens érosifs, le système enregistre les données météorologiques selon deux fréquences. La première enregistre systématiquement une moyenne des données toutes les 15 minutes et la deuxième enregistre les données avec un pas de temps d'une minute. Cette seconde fréquence n'est activée que si l'auget du pluviomètre a basculé et/ou si le saltiphone a enregistré de la saltation et/ou si la vitesse du vent à 2 m au-dessus du sol a dépassé 6 m/s au cours de la minute écoulée.

Les données ont été collectées en continu par la station météorologique principale sur le pâturage dunaire entre juillet 2004 et juillet 2007. Une station météorologique secondaire équipée de quatre anémomètres a été installée de décembre 2005 à mars 2006 dans le bas-fond mis en défens et en juillet 2004 sur la dune vive.

### **Détermination de la hauteur de rugosité aérodynamique**

Les données issues des 4 anémomètres ont permis d'établir des profils de vent dont on a extrait les valeurs de la hauteur de rugosité aérodynamique ( $Z_0$ ) et de la vitesse de friction ( $U^*$ ) avec un pas de temps de 15 minutes. Pour les surfaces dont les éléments de rugosité sont de petite taille, le paramètre  $d$  de l'équation 3 est suffisamment faible pour qu'on puisse le négliger. L'équation 3 avec  $d = 0$  m est dès lors ajustée sur le profil de vitesse du vent après linéarisation pour en dériver les valeurs de  $Z_0$  et  $U^*$  (RAJOT, 2001 ; ZHANG *et al.*, 2004). En l'absence de mesures de profils de température et afin de se rapprocher des conditions atmosphériques neutres qui sous-tendent l'utilisation de l'équation 3, la hauteur de rugosité aérodynamique n'a été déterminée que pour des vitesses suffisamment élevées ( $v > 3$  m/s) mais en l'absence de flux éoliens ( $v < 6$  m/s). Le choix de ces seuils de vitesse assure un brassage suffisant de l'air et garantit l'absence de saltation, même sur un sol très peu couvert (voir ci-dessous). Par ailleurs, les valeurs de  $Z_0$  ne sont utilisées que si la droite  $U = f(\ln(Z))$  a un coefficient de détermination  $R^2$  supérieur ou égal à 0,95.

### **Détermination des vitesses seuil à 2 m**

La mesure de saltation au moyen d'un saltiphone en conjonction avec la vitesse du vent à 2 m sur un pas de temps d'une minute ont permis d'établir la vitesse seuil de soulèvement. Durant les périodes de saltation, la vitesse du vent est supérieure ou égale à la vitesse seuil d'érosion éolienne. La durée des événements éoliens étant parfois très courte, nous avons regroupé les événements érosifs par périodes au cours desquelles l'état de surface du sol est considéré constant afin de pouvoir estimer de façon plus précise la vitesse seuil de saltation. En début de saison des pluies, les périodes sur lesquelles les événements ont été regroupés sont relativement courtes (inférieures à une semaine) du fait du changement rapide des états de surface en lien avec l'installation progressive de la saison des pluies, alors qu'elles sont relativement longues (+/-1 mois) en saison sèche du fait que les états de surface ne changent alors que lentement.

L'objectif étant la détermination de la vitesse seuil d'érosion, seules les données pour lesquelles la saltation ne dépasse pas 1000 coups à la minute sont prises en compte (figure 2a). Cette opération permet de mieux observer la dynamique des particules au moment de l'initiation de l'événement et en condition de non-saturation de l'enregistrement du Saltiphone. L'identification de la vitesse seuil de saltation est celle à partir de laquelle on considère que la saltation est effective et significative. La définition de ce seuil de saltation revêt un caractère arbitraire. L'identification de la vitesse seuil correspondant à ce seuil de saltation est plus aisée après mise en graphique de la vitesse du vent à 2 m en fonction du logarithme népérien de la saltation (figure 2b). Ceci révèle une relation linéaire. On effectue ensuite une translation vers le bas de la droite de régression en réduisant progressivement la valeur de l'ordonnée à l'origine jusqu'à ce que l'essentiel des données se situent au-dessus de

la droite. La droite définit alors la vitesse seuil pour différentes intensités de saltation. Dans la présente étude, la vitesse seuil de saltation a été déterminée pour une intensité de saltation d'un nombre de coups par seconde (60 cps/min).

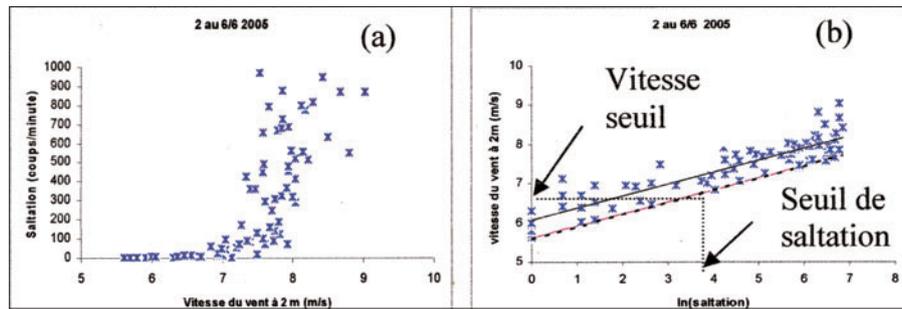


Figure2:

- a) Exemple de relation entre la vitesse du vent mesurée à 2 m et l'intensité de la saltation mesurée au moyen d'un Saltiphone pour des intensités inférieures à 1000 coups par minute.  
 b) Procédure d'identification de la vitesse seuil pour un seuil de saltation de 60 coups/min. La droite tiretée est parallèle à la régression linéaire et définit la vitesse seuil de saltation pour n'importe quel niveau de saltation mesuré.

Connaissant la vitesse seuil de saltation à 2 m et la valeur moyenne de  $Z_0$  calculée pour chaque période au cours de laquelle la vitesse seuil de saltation a été déterminée, on peut calculer la vitesse de friction seuil comme suit, à partir de l'équation 3 avec  $Z = 2$  m :

$$U_s^* = \frac{k U_s(2m)}{\ln\left(\frac{2}{Z_0}\right)} \quad (\text{Équation 4})$$

Avec  $U_s(2m)$  la vitesse seuil d'érosion du vent à 2 m de hauteur (m/s);  $U_s^*$  la vitesse de friction seuil de saltation moyenne par période (m/s);  $Z_0$  la rugosité aérodynamique moyenne durant la période considérée (m).

### Quantification des flux éoliens

Des capteurs de type Modified Wilson and Cooke (MWAC, figure 3) ont été utilisés pour cette étude. Six flacons de 250 ml sont attachés horizontalement au mât de sorte que leurs orifices de 8mm de diamètre se trouvent respectivement à 5, 15, 25, 40, 60 et 100 cm au-dessus du sol. En 2005, le capteur à 100 cm n'a pas été installé. Le tube d'entrée est toujours orienté perpendiculairement au vent par un système de girouette. Le principe de capture du sable est le suivant. Le sable entrant dans la bouteille par un tube coudé, se dépose dans le flacon suite à une diminution de la pression engendrée par la différence de diamètre entre le tube coudé et le flacon. Ensuite, l'air déchargé de particules en suspension quitte le flacon par le tube de sortie d'air. Après chaque événement ayant donné lieu à de la saltation, la masse de sédiments dans chaque flacon est pesée au moyen d'une balance précise au centième de gramme. Les mesures ont été effectuées sur le pâturage dunaire entre le 4 juillet et le 3 août en 2004 (30 capteurs) et entre le 2 mai et le 3 août en 2005 (30 capteurs) et 2006 (59 puis 43 capteurs).

L'équation de type puissance modifié (équation 4) est utilisée pour le calcul de la densité de flux.

$$q(z) = q_0 \left( \frac{Z}{\sigma} + 1 \right)^p \quad (\text{Équation 5})$$

avec  $q$  et  $q_0$  ( $kg\ m^{-2}\ épisode^{-1}$ ), la densité de flux de masse à une hauteur  $Z = Z$  et  $Z = 0$ , respectivement ;  $p$  (adimensionnel,  $p < 0$ ) et  $\sigma$  (m), des coefficients ;  $Z$  (m), la hauteur en m. Sterk et Raats (1996) estiment que  $\sigma = 1$  m. Par la suite, la densité de flux sera exprimée en  $kg\ m^{-2}$ , s'agissant de la densité de flux sur l'ensemble de la durée d'un événement érosif. Pour trouver les coefficients  $p$  et  $q_0$ , on linéarise l'équation 5 en prenant son logarithme :

$$\ln q = \ln q_0 + p \ln(Z + 1) \quad (\text{Équation 6})$$

Cette équation est celle d'une droite de type  $Y = r + pX$ . Le coefficient  $q_0$  correspond à l'exponentielle de l'ordonnée à l'origine de la droite ( $r$ ) et le coefficient  $p$  à la pente.

L'intégration de l'équation 5 sur la hauteur de mesure (0,6 m en 2005 et 1 m en 2004 et 2006) donne la valeur du flux de masse  $Q$  ( $kg/m$ ) sur la durée d'un événement (équation 7). Cette variable correspond à la quantité de sable en saltation et suspension entre la surface et 1 m (ou 0,6 m) de hauteur par unité de largeur perpendiculaire à la direction du vent :

$$Q = \left[ \frac{q_0 (Z + 1)^{p+1}}{p + 1} \right]_0^1 = \frac{q_0}{p + 1} * (2^{p+1} - 1) \quad (\text{Équation 7})$$

La quantité de flux éolien captée est corrigée par l'efficacité ( $E$ ) du capteur pour obtenir la quantité réelle de flux éolien (équation 8). L'efficacité a été estimée en tunnel à vent pour des vitesses comprises entre 13 et 16 m/s. Elle est égale à 0.49 (TIDJANI, 2008).

$$Q_{réel} = \frac{Q_{capté}}{E} \quad (\text{Équation 8})$$

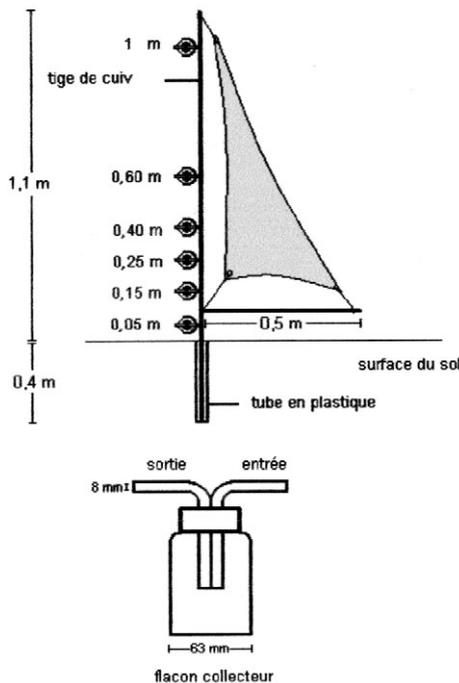


Figure 3: Capteur MWAC (Sterk et Raats, 1996)

### Estimation de la rugosité au sol

L'outil utilisé pour cette estimation est un rugosimètre à aiguille constitué de 73 aiguilles de mêmes dimensions, distantes entre elles de 3 mm et mobiles verticalement. La base des différentes tiges épouse la forme du microrelief du sol. L'écart type de la hauteur relative des aiguilles exprime la rugosité au sol du secteur de mesure. Ceci est déterminé de façon automatisée à partir de photos prises perpendiculairement au plan des aiguilles (STOLTE, 2003). Les mesures, effectuées entre le 12 juin 2005 et le 29 mai 2006, ont été répétées 28 fois à chaque date suivant un maillage régulier sur une zone de 200 m<sup>2</sup> sur le pâturage dunaire.

### Quantification de la matière sèche produite par la végétation naturelle

L'estimation de la biomasse végétale s'est faite sur une superficie de 0,5 m<sup>2</sup> à 8 reprises sur le pâturage dunaire entre février et décembre 2006. Les dates de collecte sont les suivantes : 20 février, 15 mars, 15 avril, 15 mai, 20 juillet, 18 août, 23 septembre et 25 décembre 2006. Sur le pâturage mis en défens, les mesures ont été effectuées aux 5 premières dates. Les mesures sont répétées 5 fois à chaque date et réparties aléatoirement autour de la station météorologique.

## RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

### Dynamique saisonnière de la direction et de la vitesse du vent

La direction du vent (moyenne vectorielle journalière) présente une saisonnalité marquée (figure 4a). De novembre à mars, dominent les vents du Nord-Est (Harmattan) alors que de mai à septembre on observe essentiellement des vents du Sud-Ouest (Mousson). Les mois d'octobre et avril sont typiquement des mois de transition entre ces deux régimes de vent. N'apparaissent pas à la figure 4a, les vents du Sud-Est correspondant au passage des fronts convectifs de méso-échelle, très érosifs mais dont la durée est généralement trop limitée (10 min. à 4h) pour influencer fortement la direction moyenne journalière. Les travaux effectués au Niger, et dans la région de Zinder en particulier, sur la direction des vents montrent la même tendance (MAINGUET & CHEMIN, 1978; KARIMOUNE, 1994; OZER, 2001).

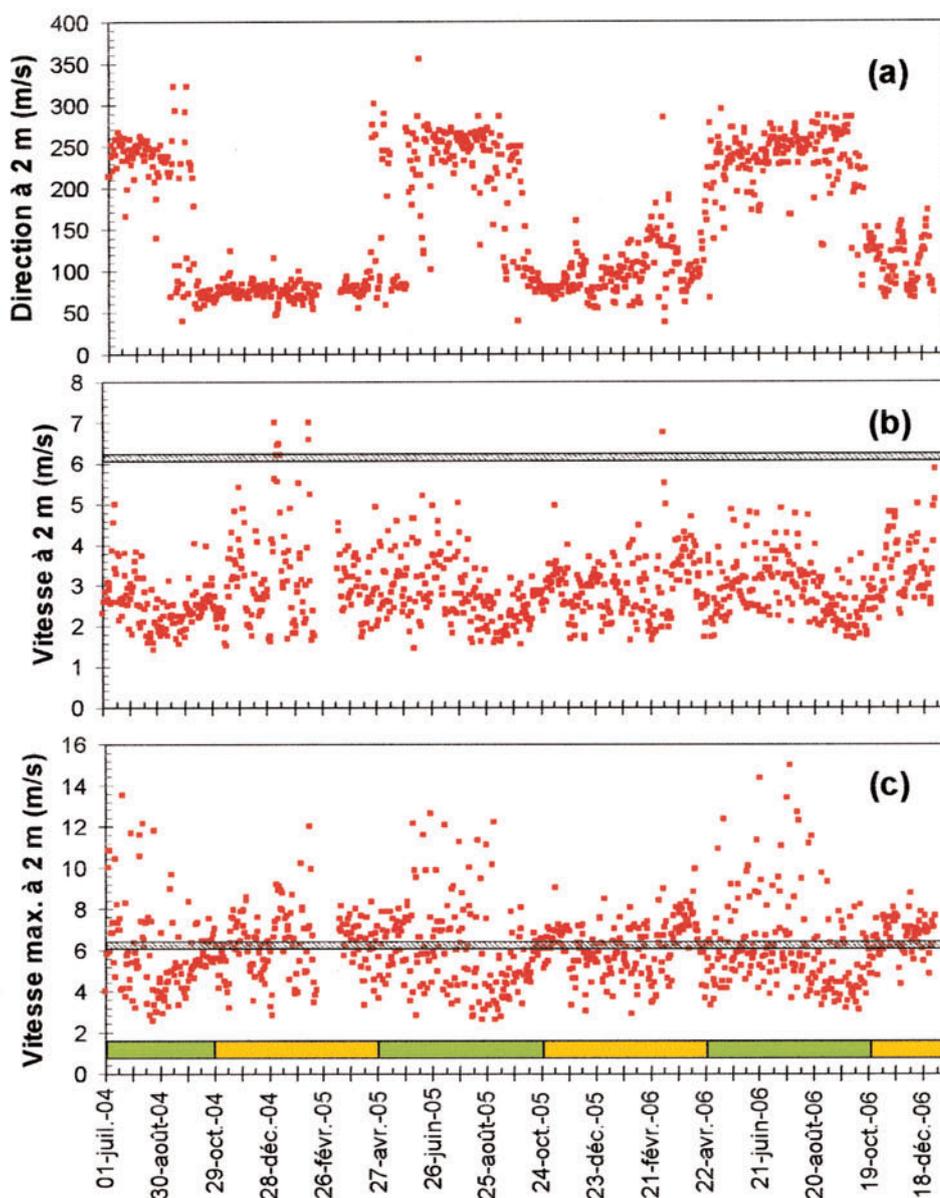


Figure 4: Variations saisonnières de la direction moyenne journalière du vent (a), de la vitesse moyenne journalière (b) et de la vitesse maximale journalière sur 15 min. (c) des vents à Tchago de juin 2004 à décembre 2006. La barre hachurée correspond à la vitesse seuil de saltation d'un sol dunaire faiblement couvert. Les plages vertes indiquent la période de mousson (y compris la saison des pluies et le mois d'octobre) et les plages orangées la période d'Harmattan (y compris avril).

Les vitesses journalières moyennes ne présentent pas un caractère saisonnier marqué (figure 4b). Elles n'atteignent que rarement le seuil de saltation qui est de l'ordre de 6 m/s pour les sols sableux dunaires faiblement couverts. Les pics de vitesse du vent se présentent cependant systématiquement pendant la période d'Harmattan, pendant laquelle le vent souffle de façon soutenue en journée. Pour les mêmes raisons que pour les directions, le passage des fronts convectifs de méso-échelle ne transparaît pas dans les vitesses moyennes journalières. Cependant, si l'on prend en compte la vitesse maximale journalière sur 15 minutes, on observe d'une part des vitesses dépassant régulièrement la vitesse seuil de saltation, et d'autre part que les pics de vitesse se situent principalement en période de mousson (figure 4c). Ces pics correspondent au passage des fronts convectifs. Les vents d'Harmattan quant à eux dépassent très rarement 10 m/s.

### Evolution de la rugosité au sol

Quelle que soit la période de l'année, les rugosités moyennes du sol calculées à partir du rugosimètre à aiguilles pour le pâturage dunaire restent très faible, dépassant rarement 1 cm (figure 5). L'installation progressive de la saison des pluies occasionnant l'apparition des herbacées fait augmenter la rugosité de la parcelle. Entre août et février, la rugosité reste plus élevée à cause de la présence de quantités substantielles d'herbacées et de débris végétaux. A partir de cette période, la rugosité baisse progressivement.

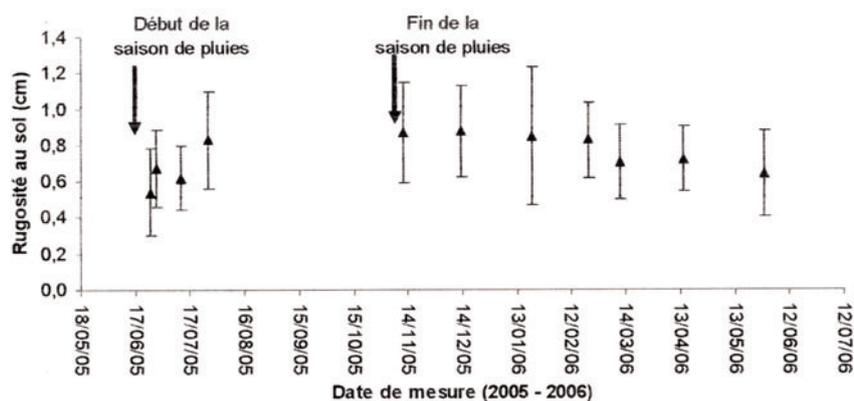


Figure 5: Evolution de la rugosité moyenne du sol mesurée avec le rugosimètre à aiguilles pour la période du 25 juin 2005 au 29 mai 2006 sur le pâturage dunaire. La barre d'erreur représente l'écart type.

### Evolution de la hauteur de rugosité aérodynamique et de la biomasse végétale

Sur un cycle d'une année, la hauteur de rugosité fluctue entre  $5 \cdot 10^{-2}$  et  $10^{-4}$  m. Entre ces deux extrêmes, on observe une dynamique saisonnière marquée. Six phases caractérisent l'évolution annuelle de  $Z_0$  sur un pâturage libre en milieu dunaire (figure 6).

- **La phase 1**, correspond à la période allant de l'apparition de la saison des pluies jusqu'au moment où les herbacées atteignent leur taille maximale.
- **La phase 2**, s'observe de mi-août jusqu'en fin septembre (fin de la saison des pluies). Durant cette période la valeur de  $Z_0$  est à son maximum annuel et tourne autour de  $5 \cdot 10^{-2}$  m. La biomasse végétale est alors également à son maximum, de l'ordre de  $3,2 \pm 0,8$  t/ha en 2006.
- **La phase 3** se caractérise par une baisse rapide de  $Z_0$  d'un ordre de grandeur par rapport à la phase 2. Ceci fait suite à une dégénérescence des herbacées avec l'arrêt des pluies. Durant cette période comprise entre octobre et novembre, la pression pastorale est faible car les herbes sont encore abondantes dans le terroir.

- **La phase 4** se présente sous forme d'un léger palier descendant et n'est facilement observable qu'en 2004. Elle précède une exploitation plus intensive du couvert. La pression pastorale reste limitée du fait de l'abondance spatiale du fourrage. En décembre 2006, la biomasse était de l'ordre de  $0,7 \pm 0,2$  t/ha.
- **La phase 5** s'observe en février et mars et se caractérise par un  $Z_0$  inférieur à  $10^{-3}$  m. La pression pastorale est alors forte. A cette période, les rares herbes sèches présentes sont rabougries voire réduites à l'état limite de racines parfois mises à nu par la déflation. La biomasse atteint alors sa valeur minimale, de l'ordre de  $0,27 \pm 0,06$  t/ha. La baisse du  $Z_0$  est due à la fois à la pâture et au ramassage des herbacées par les populations.
- **La phase 6** s'observe à partir d'avril et dure jusqu'à l'apparition de la saison des pluies. On y observe une forte dispersion dans les valeurs de  $Z_0$ . Bien que dans une moindre mesure, cette forte variabilité de  $Z_0$  en fin de saison sèche est également apparente en milieu cultivé (RAJOT, 2001). Elle pourrait être liée au non respect de la condition de neutralité atmosphérique. La majorité des flux traités dans ce travail ont été observés durant cette phase.

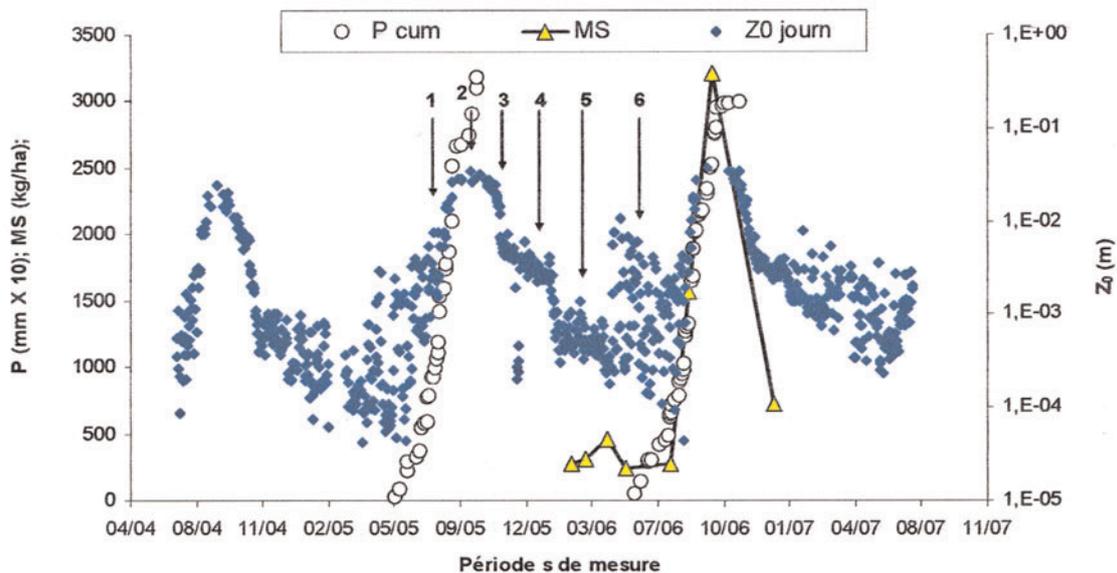


Figure 6: Evolution de la hauteur de rugosité  $Z_0$ , de la pluie cumulée et de la biomasse sèche entre juillet 2004 et juin 2007 sur dune fixée pâturée; les chiffres sur la figure indiquent les différentes phases de la dynamique de  $Z_0$ .

L'évolution de  $Z_0$  enregistrée par RAJOT (2001) pour un champ de mil traditionnel montre une dynamique similaire, conditionnée par la saison des pluies et la croissance du mil mais aussi par des activités anthropiques (sarclages, récolte) et pastorales (brouillage et préparation des champs). Les  $Z_0$  minimum mesurés par RAJOT (2001) sont de l'ordre de  $10^{-4}$  m et du même ordre de grandeur que les nôtres. Ensuite, le  $Z_0$  augmente rapidement, parallèlement au développement de la végétation, pour atteindre un maximum en fin de saison des pluies lorsque la strate herbacée (mil) est la plus développée. Sa valeur en fin de saison des pluies est supérieure à 0,1 m. La valeur maximale de  $Z_0$  est légèrement supérieure à celle trouvée dans la présente étude du fait que les mesures ont été faites en présence de mil (*Pennisetum glaucum* (L.) R.Br.) dont la taille maximale ( $\approx 3$  m) est nettement supérieure à celle de la végétation herbacée de notre site ( $\approx 0,10$  m).

Considérant la loi de BAGNOLD (1941), qui a été confirmée par SHAO (2000) en laboratoire, la hauteur de rugosité aérodynamique équivaut à  $1/30$  de la rugosité réelle en condition de sol nu. Pour des valeurs de rugosité réelle de 5 à 10 mm (figure 6), cela

correspond à une hauteur de rugosité aérodynamique de l'ordre de  $1 \text{ à } 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}$ . Il apparaît donc clairement que l'évolution temporelle de la rugosité réelle du sol intervient de façon négligeable dans la dynamique temporelle du  $Z_0$ . Des valeurs de  $Z_0$  inférieures à  $10^{-4} \text{ m}$  sont régulièrement observées, ce qui ne semble pas compatible avec la loi de Bagnold. Notons cependant que la variabilité des mesures, et donc l'incertitude sur la détermination de  $Z_0$ , est très élevée pendant les périodes où l'on observe des valeurs de  $Z_0$  très faibles. Les  $Z_0$  mesurés au niveau du pâturage mis en défens dans la cuvette sont compris entre  $10^{-2}$  et  $10^{-4} \text{ m}$  sur toute la période de mesure (décembre 2005 à mars 2006) et ne montrent aucune tendance. Ceci correspond aux valeurs maximales enregistrées au niveau du pâturage dunaire au maximum de la croissance des herbacées. L'absence de dynamique de la végétation herbacée entre décembre et mars dans la cuvette mise en défens, à une période où le  $Z_0$  baissait fortement sur le pâturage dunaire, indique clairement que la baisse du  $Z_0$  sur le pâturage dunaire est due principalement aux activités pastorales et humaines.

Les mesures effectuées sur la dune vive en juillet 2004 ont permis d'obtenir des valeurs de  $Z_0$  comprises entre  $10^{-5}$  et  $10^{-6} \text{ m}$ . Sur base de la loi de BAGNOLD, cela correspond à une rugosité du sol de l'ordre de  $30 \text{ à } 300 \mu\text{m}$ , ce qui est du même ordre de grandeur que la taille des grains sur la dune (diamètre médian =  $250 \mu\text{m}$ ). Ces valeurs illustrent l'état de surface nu sans aucune végétation et aucun débris végétal. Ces valeurs restent nettement inférieures aux plus faibles valeurs enregistrées par RAJOT (2001) et au niveau du pâturage dunaire dans la présente étude. Ceci indique que même de faibles quantités de biomasse végétale et les débris végétaux associés ( $< 0.3 \text{ t / ha}$ ) sont en mesure de faire remonter considérablement le  $Z_0$ . Sur base de ces éléments, on peut conclure que la saison des pluies et les activités pastorales et anthropiques (pâturage et collecte des herbacées), au travers de leur impact sur la végétation herbacée, sont les moteurs de la dynamique saisonnière de  $Z_0$ . L'absence de pâturage et de ramassage d'herbacée atténuerait très fortement cette variation cyclique, comme en témoignent les mesures dans la zone mise en défens.

### Relation entre la biomasse végétale et les paramètres déterminant l'érosion éolienne

La relation entre la quantité de biomasse sèche et la valeur de  $Z_0$  journalière au niveau du pâturage dunaire montre une allure exponentielle (figure 7). Cette relation est spécifique au type de végétation rencontré sur le pâturage dunaire. En effet, au maximum de végétation, la biomasse est ainsi de  $3,2 \pm 0,8 \text{ t/ha}$  au niveau du pâturage dunaire et de  $0,88 \pm 0,25 \text{ t/ha}$  au sein de la mise en défens, pour des hauteurs de rugosité aérodynamique similaires. Ceci provient

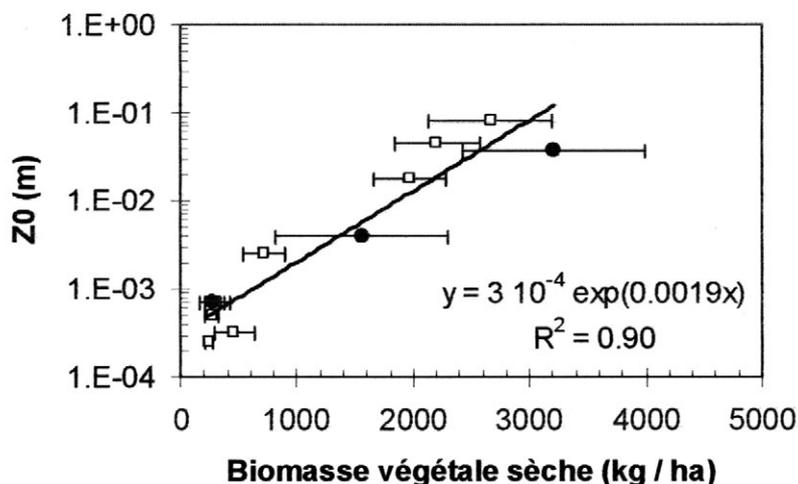


Figure 7: Relation entre biomasse sèche et la hauteur de rugosité aérodynamique moyenne journalière au niveau du pâturage dunaire. Les points noirs correspondent à trois dates de mesure en saison des pluies (phase de croissance du couvert), alors que les carrés blancs correspondent à la saison sèche.

du fait que les herbacées présentes au niveau de la zone mise en défens et au niveau du pâturage dunaire sont de nature différente. *Eragrotis tremula* et *Aristida adscensionis* dominant dans la cuvette alors que *Cenchrus biflorus* est l'espèce la mieux représentée dans la pâture libre. Au maximum de croissance, *Cenchrus biflorus* a une morphologie plus compacte (moins de surface exposée au vent par unité de masse de végétal) que celles des espèces trouvées dans la zone mise en défens.

### Estimation de la vitesse seuil d'érosion du vent à 2 m et de la vitesse de friction seuil

Globalement, on observe une relation linéaire croissante entre  $U_s$  ou  $U^*_s$  et  $Z_0$  (figure 8). Au cours de la période de mesure, aucun flux de sédiments n'a été observée pour des valeurs de  $Z_0$  supérieures à  $1,8 \cdot 10^{-3}$  m. L'allure des deux courbes est similaire à celle obtenues par MARTICORENA *et al.* (1997) pour des sols à granulométrie et à état de surface différents. Une assez bonne correspondance apparaît entre nos résultats et ceux d'autres études effectuées au Niger malgré des différences méthodologiques. OZER *et al.* (2005) ont rapporté des vitesses seuil de l'ordre de 7,5 à 8,5 m/s à 10 m de hauteur alors que BIELDERS *et al.* (2004) rapportent des vitesses de 6 à 7 m/s à 2 m de hauteur. Il faut ici tenir compte du fait que les vitesses à 10 m seront toujours supérieures à celles observées à 2 m de hauteur. Cependant, la vitesse de friction obtenue par MARTICORENA et BERGAMETTI (1995) pour un  $Z_0$  de  $10^{-3}$  m pour un sol sableux est de 0,25 m/s alors que celle obtenue ici pour un  $Z_0$  similaire est de 0,35 m/s.

Le  $Z_0$  mesuré au niveau de la dune vive est de l'ordre de  $10^{-5}$  m. Les  $U_s$  et  $U^*_s$  correspondantes extrapolées à partir des équations des droites de régression des figures 8a et 8b sont respectivement de 6,07 et 0,25 m/s.

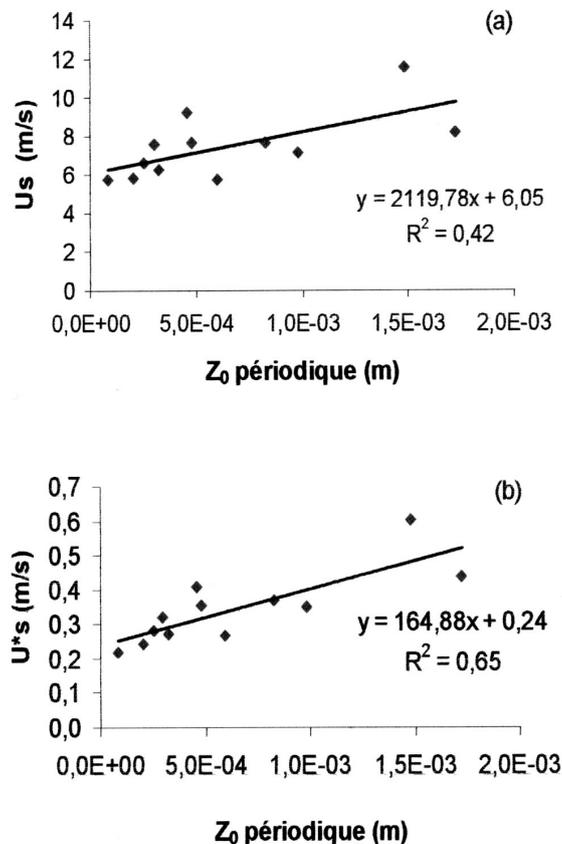


Figure 8: Relation entre la hauteur de rugosité  $Z_0$  et la vitesse seuil périodique de saltation (a) ou vitesse de friction seuil périodique (b) sur le pâturage dunaire.

## Modélisation des flux de sédiments éoliens

Les flux éoliens produits suite au passage des tempêtes précédant les lignes de grain varient entre  $1,1 \pm 1,3$  et  $78,9 \pm 45,2$  kg/m (figure 9). La variabilité des flux est très élevée malgré que les mesures se soient limitées à une zone de 200 m<sup>2</sup> de superficie. Ceci reflète l'hétérogénéité spatiale du vent et de la végétation, mais aussi la présence d'une zone de déflation (« caoudeyre ») située à quelques dizaines de mètres au sud-est de la zone équipée de capteurs MWAC.

Les paramètres d'entrée de l'équation de LETTAU et LETTAU (1978) sont la vitesse de friction et la vitesse de friction seuil. Les flux de sédiments ainsi calculés correspondent à la capacité de charge maximale du vent en équilibre avec un état de surface donné. La figure 9 montre la relation entre les flux éoliens mesurés et calculés au moment des tempêtes convectives sur le pâturage dunaire entre 2004 et 2006. Dans cette étude, on a posé que la valeur de C (équation 2) était égale à 1. D'autres études ont également fait cette hypothèse (MARTICORENA et BERGAMETTI, 1995). Par ailleurs, la granulométrie moyenne du sol sur le pâturage dunaire ( $\varnothing = 250 \mu\text{m}$ ) est pratiquement identique à celle de la granulométrie standard ( $\varnothing'$  dans l'équation 2), ce qui fait que  $(\varnothing/\varnothing')^n$  est proche de 1. Le fait que la pente de la régression linéaire entre les données observées et modélisées soit proche de 1 (figure 9), semble confirmer la validité de l'hypothèse.

Les différences entre les flux mesurés et les flux calculés au niveau de la figure 9 restent généralement compris dans l'intervalle de l'écart-type. La racine carrée de la moyenne des carrés des écarts (RMSE) entre les valeurs mesurées et estimées est de 22,1 kg/m. WILLIAMS (1964) et GILLETTES *et al.* (1982) in COOKE *et al.* (1996) ont également rapporté une bonne corrélation entre les flux mesurés et calculés par l'équation de LETTAU et LETTAU (1978), mais pour des milieux très différents du nôtre. Ils ont montré que cette équation donnait de meilleures estimations des flux horizontaux que celle de BAGNOLD (1941) et de KAWAMURA (1951, *in* COOKE *et al.*, 1996).

Les flux estimés par l'équation de LETTAU et LETTAU (1978) sont des flux en équilibre avec les états de surface. Dans notre étude, les flux mesurés ne sont vraisemblablement pas parfaitement à l'équilibre car le calcul des bilans de masse de la zone instrumentée avec les MWAC indique des bilans systématiquement positifs (TIDJANI, 2008). Bien que ces calculs soient fortement entachés d'incertitude, les bilans positifs sont révélateurs d'une source de sédiments extérieure à la parcelle avec un état de surface plus dégradé que celui de la parcelle. Cette source pourrait être un caoudeyre présent à quelques dizaines de mètres au sud-ouest de la parcelle (TIDJANI, 2008). Les flux mesurés seraient donc vraisemblablement surévalués, mais l'ampleur de cette surévaluation est difficile à établir. La bonne corrélation entre les valeurs observées et simulées (figure 9) tendrait à indiquer que la surévaluation n'est pas trop importante.

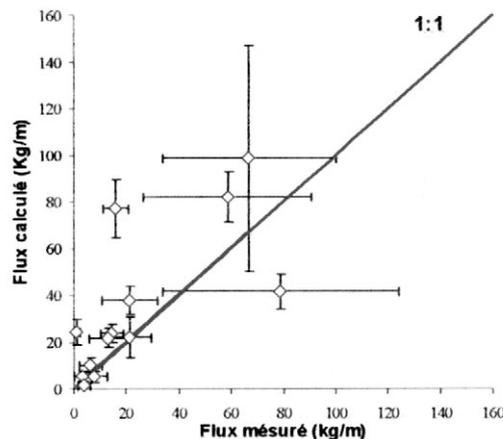


Figure 9: Flux mesurés et flux calculés par l'équation de Lettau et Lettau (1978) sur le pâturage dunaire (C=1). Barre d'erreur horizontale : écart-type sur les flux mesurés (n = 30 à 59 selon l'année et l'événement). Barre d'erreur verticale : écart-type sur les flux estimés.

## Dynamique saisonnière des flux de sédiments

Les mesures de flux de sédiments éoliens n'ont été effectuées que pendant quelques mois chaque année (mai-août), correspondant à la période où se produisent des vents violents associés au passage des fronts convectifs. Il n'est cependant pas exclu que des flux de sédiments puissent avoir lieu à d'autres périodes. Pour évaluer cela, nous allons exploiter d'une part la relation entre  $Z_0$  et la vitesse de friction seuil (figure 8b), et d'autre part les  $Z_0$  mesurés pendant 3 ans (figure 6). Les données de vent utilisées sont celles enregistrées avec un pas de temps d'une minute pour des vitesses supérieures à 6 m/s. Les valeurs de hauteur de rugosité aérodynamique ( $Z_0$ ) et de vitesse de friction seuil ( $U^*_s$ ) sont introduites dans l'équation 1 pour évaluer la dynamique saisonnière des flux éoliens sur le pâturage dunaire. Ces résultats seront comparés avec les flux estimés pour une valeur constante de  $Z_0$ , correspondant à un sol dunaire très faiblement couvert ( $Z_0=5 \cdot 10^{-4}$  m). La comparaison des deux approches permettra de mettre en évidence la contribution respective des fluctuations saisonnières des vents et de la végétation à la dynamique des flux éoliens. Les données manquantes en mars et entre août et octobre 2005 à la figure 10 sont dues à un dysfonctionnement de la station météorologique.

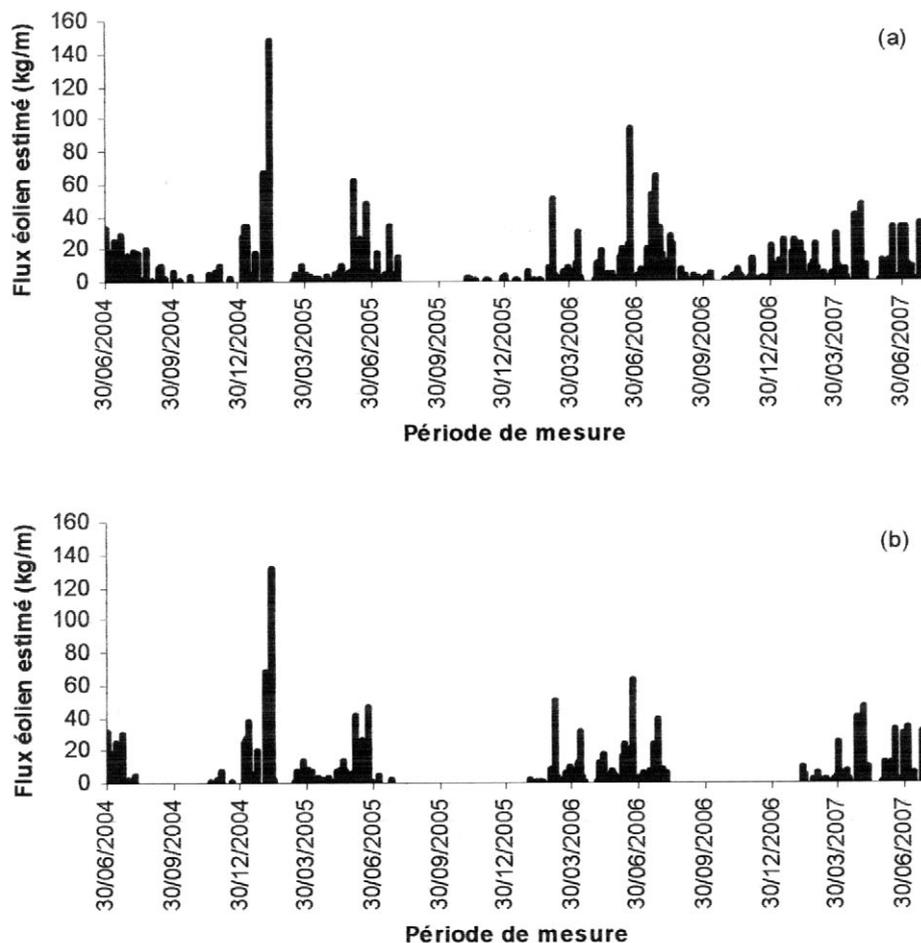


Figure 10: Dynamique saisonnière des flux éoliens modélisés entre le 30 juin 2004 et 30 juin 2007. (a) présente la dynamique pour un  $Z_0$  constant de  $5 \cdot 10^{-4}$  m alors que (b) correspond à la dynamique pour un  $Z_0$  variable dans le temps (valeurs de  $Z_0$  mesurées).

Pour un  $Z_0$  constant de  $5.10^{-4}$  m, on observe que des flux de sédiments éoliens sont susceptibles de se produire quasiment tout au long de l'année sur un sol peu couvert, aussi bien en fin de saison sèche et début de saison des pluies lors du passage des fronts convectifs de méso-échelle, mais également déjà de janvier à mars lors de coups de vent importants (figure 10a). Seule la période d'août à décembre se caractérise par des flux très faibles. En l'absence de végétation, les flux potentiels en période de mousson (mai-octobre) représentent 49% du flux potentiel total annuel estimé en 2006. La comparaison des figures 10a et 10b montre l'impact de la dynamique de la végétation sur la dynamique temporelle des flux de sédiments. En 2006, le rôle global du couvert herbacé en pâture libre se traduit par une réduction de 43% des flux éoliens par rapport aux flux estimés au niveau d'une surface dépourvue de toute végétation herbacée. Par ailleurs, on observe cette fois une saisonnalité bien marquée. Les flux de sédiments sont nuls entre août et février en raison du couvert végétal encore suffisamment dense. Entre février et avril, la pression pastorale (piétinement et broutage importants) et le ramassage ont fait disparaître la quasi-totalité du couvert végétal. Ensuite, le passage de fronts convectifs et les vents de moussons moins violents mais se produisant sur un sol faiblement protégé ( $Z_0$  inférieur à  $7.10^{-4}$  m) génèrent d'importants flux. En tenant compte de la dynamique temporelle de  $Z_0$  et de la vitesse seuil de saltation, les flux potentiels en période de mousson (mai-octobre) représentent 47% du flux potentiel total annuel estimé en 2006. Ces résultats ne sont pas cohérents avec ceux de MICHELS *et al.* (1995) qui rapportent que dans un champ, seul 15 % des flux éoliens annuels mesurés à 10 cm du sol s'observent en saison sèche (décembre à avril). La différence entre les deux résultats provient du fait que des phénomènes de déflation importants sont susceptibles de se produire entre janvier et avril dans le Damagaram Est en raison de vents relativement violents. Il conviendrait cependant de poursuivre les mesures sur plusieurs années complètes pour voir dans quelle mesure les résultats de 2006 sont généralisables.

## CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'activité éolienne suit une dynamique saisonnière contrôlée principalement par la dynamique temporelle de la hauteur de rugosité aérodynamique ( $Z_0$ ) et dans une bien moindre mesure par les alternances saisonnières des vents d'Harmattan, de mousson et des tempêtes d'origine convectives. La dynamique de  $Z_0$  est essentiellement liée à la couverture végétale, elle-même liée à la pluviométrie et aux activités pastorales et anthropiques (piétinement, pâturage et ramassage des herbes). En effet, on observe une bonne corrélation entre  $Z_0$  et la biomasse végétale ainsi qu'entre  $Z_0$  et la vitesse seuil de saltation. Par ailleurs, la comparaison de la dynamique temporelle de la végétation entre une dune pâturée et une cuvette mise en défens montre clairement que ce sont principalement les pressions anthropiques et pastorales qui sont à l'origine de cette dynamique sur le pâturage dunaire. La contribution de la rugosité réelle du sol à la hauteur de rugosité aérodynamique en milieu dunaire est par contre négligeable comparée à la contribution de la végétation.

Les résultats indiquent une bonne corrélation entre les flux de sédiments observés et les flux de sédiments calculés sur base de l'équation de LETTAU et LETTAU (1978) à partir de mesures de profils de vents et du seuil de saltation. Compte tenu de la bonne relation entre  $Z_0$  et la biomasse végétale, il serait en théorie possible d'évaluer la dynamique temporelle des flux à partir de mesures de biomasse végétale et de vitesses du vent à une hauteur unique pour la période indiquée. Cependant, aucune saltation n'a été observée dans notre étude pour des valeurs de  $Z_0$  supérieures à  $1,8 \cdot 10^{-3}$  m. Par ailleurs, pour des faibles valeurs de  $Z_0$ , la relation entre  $Z_0$  et biomasse végétale mérite d'être affinée par des observations complémentaires, en différenciant l'effet d'une végétation dressée verte, dressée morte et d'une litière couchée.

Les calculs basés sur l'utilisation de l'équation de LETTAU et LETTAU (1978) ont montré que les pâturages constituent des zones potentielles de déflation, principalement entre mars et juillet lorsque la couverture du sol est faible et que se produisent les coups de vent violents liés au passage des fronts convectifs. Lorsqu'elles sont intensément pâturées, ces zones sont donc susceptibles de contribuer à la production de sédiments éoliens responsables de l'ensablement des cuvettes dans le Damagaram Est. Cependant, la fiabilité du modèle de LETTAU et LETTAU (1978) n'a pas pu être démontrée de façon conclusive en raison de l'absence probable d'équilibre entre les flux mesurés sur la parcelle et les états de surface. Il conviendrait donc de valider l'équation de LETTAU et LETTAU (1978) à l'avenir par le choix d'un site d'étude plus éloigné de toutes zones de déflation telles que les caoudeyres.

Dans une approche plus globale d'évaluation des pratiques humaines sur la dégradation des terres par érosion éolienne, d'autres unités d'occupation du sol devraient être étudiées dans le Damagaram afin de pouvoir étendre ces premiers résultats à l'ensemble d'un terroir, voire d'une région. On pense en particulier aux parcelles cultivées, mais aussi aux différents faciès de la steppe, en fonction de la densité de la végétation herbacée mais aussi la densité et la composition de la végétation arbustive.

## BIBLIOGRAPHIE

- BAGNOLD, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Chapman and Hall, London , 256 p.
- BIELDERS, C.L., MICHELS, K. & RAJOT, J.L., 2000. On-Farm Evaluation of Ridging and Residue Management Practices to Reduce Wind Erosion in Niger. *Soil Science Society of America Journal* 64 : 1776-1785.
- BIELDERS, C.L., RAJOT, J.-L. & MICHELS, K., 2004. L'érosion éolienne dans le Sahel nigérien: influence des pratiques culturales actuelles et méthodes de lutte. *Sécheresse* 15: 19-32.
- BLUMBERG, D.G. & GREELEY, R., 1993. Field studies of aerodynamic roughness length. *Journal of Arid Environments* 25 : 39-48.
- CHAPPELL, A., WARREN, A., OLIVER, M.A. & CHARLTON, M., 1998. The Utility of Cs-137 for Measuring Soil Redistribution Rates in Southwest Niger. *Geoderma* 81:313-337.
- COOKE, R., WARREN, A. & GOUDIE, A., 1996. Desert Geomorphology. London : UCL Press, 526 p.
- GAVAUD, M., 1977. Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. Travaux et documents de l'ORSTOM N° 78, ORSTOM, Paris, 102 p.
- JAHIEL, M., 1998. Rôle du palmier dattier dans la sécurisation foncière et alimentaire au sud-est du Niger. *Sécheresse* 2 : 167-174.
- KARIMOUNE, S., 1994. Contribution à l'étude géomorphologique de la région de Zinder (Niger) et analyse par télédétection de l'évolution de la désertification. Thèse de doctorat en sciences géographiques, Faculté des sciences, Université de Liège, 350 p.
- LETTAU, K. & LETTAU, H. H., 1978. Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. In: H. H. Lettau & K. Lettau (eds). Exploring the World's Driest Climate. University of Wisconsin-Madison, Institute for Environmental studies, IES report, 101: 110-147.
- MAINGUET, M. & CHEMIN, M.C., 1978. Localisation d'une unité écologique expérimentale dans la région de Maradi (Niger): Précipitations et vents dans le Sahel de la république du Niger et étude des variations dues à une crise climatique (1968-1973). A.C.C. - Lutte contre les effets de l'aridité, Rapport N° 4, Laboratoire de géographie physique zonale , Reims, 99 p.
- MARTICORENA, B. & BERGAMETTI, G., 1995. Modeling the Atmospheric Dust Cycle .1. Design of a Soil-Derived Dust Emission Scheme. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 100, 16415-16430.
- MARTICORENA, B., BERGAMETTI, G., GILLETTE, D. & BELNAP, J., 1997. Factors Controlling Threshold Friction Velocity in Semiarid and Arid Areas of the United States. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102: 23277-23287.
- MICHELS, K., SIVAKUMAR, M.V.K. & ALLISON, B.E., 1995. Wind Erosion Control Using Crop Residue .1. Effects on Soil Flux and Soil Properties. *Field Crops Research* 40: 101-110.
- OZER, P., 2001. Les lithométéores en région sahélienne: un indicateur climatique de la désertification. *Geo-Eco-Trop*, 24, 317 p.

- OZER, P., BODART, C. & TYCHON, B., 2005. Analyse climatique de la région de Gouré, Niger oriental: récentes modifications et impacts environnementaux. *Cybergeo: Revue européenne de géographie* 308 : 1-24.
- RAJOT, J.L., 2001. Wind Blown Sediment Mass Budget of Sahelian Village Land Units in Niger. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172 : 523-531.
- SHAO, Y., 2000. Physics and Modelling of wind erosion. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library. Kluwer academic publisher, 128 p.
- SHAO, Y. & RAUPACH, M.R., 1993. Effect of Saltation Bombardment on the Entrainment of Dust by Wind. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 98 : 12719-12726.
- STERK, G. & RAATS, P.A.C., 1996. Comparison of models describing the vertical distribution of wind-eroded sediment. *Soil Science Society of America Journal*, 60 : 1914-1919.
- STERK, G., JACOBS, A.F.G. & VAN BOXEL, J.H., 1998. Effect of Turbulent Flow Structures on Saltation Sand Transport in the Atmospheric Boundary Layer. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 877-887.
- STOLTE, J., 2003. Effects of land use and infiltration behaviour on soil conservation strategy. PhD Thesis, Wageningen University, Netherlands.
- TIDJANI, A.D., 2008. Erosion éolienne dans le Damagaram Est (Sud-Est du Niger) : paramétrisation, quantification et moyens de lutte. Thèse de doctorat, Faculté d'ingénierie biologique, agronomique et environnementale, Université catholique de Louvain, 193 p.
- TOUDJANI, Z. & GUERO, M., 2006. Analyse diagnostique détaillée de la zone d'intervention du PLECO. Cartographie de la situation d'ensablement. Division des statistiques et de la cartographie forestière, Ministère de l'environnement et de la lutte contre la désertification, PNUD - PLECO, 66.
- WILLIAMS, G., 1964. Some aspects of the eolian saltation load. *Sedimentology* 3:257-287.
- ZHANG, C.L., ZOU, X.Y., GONG, J.R., LUI, L.Y. & LIU, Y.Z., 2004. Aerodynamic roughness of cultivated soil and its influences on soil erosion by wind in a wind tunnel. *Soil and Tillage Research* 75 : 53-59.

