

ISSN 0330 - 7956



# REVUE DES RÉGIONS ARIDES

Éditée par l'Institut des Régions Arides - Médenine - TUNISIE

Numéro Spécial

## Actes du colloque international

« Erosion éolienne dans les régions arides et semi-arides africaines :  
processus physiques, météologie et techniques de lutte »

Djerba (Tunisie),  
12 - 14 novembre 2013

36 (1/2015)

Mars 2015

Actes du colloque international  
**Erosion éolienne dans les régions  
arides et semi-arides africaines :  
processus physiques, métrologie  
et techniques de lutte**

Djerba, 12 - 14 novembre 2013

Actes du colloque international Erosion éolienne dans les régions arides et semi-arides africaines : processus physiques, métrologie et techniques de lutte

Djerba, 12 - 14 novembre 2013

Editeurs scientifiques :

Adamou ABDOURHAMANE TOURE,

Gilles BERGAMETTI,

Charles BIELDERS,

Christel BOUET,

Yann CALLOT,

Sylvain DUPONT,

Houcine KHATTELI,

Mohamed Taieb LABIADH,

Béatrice MARTICORENA,

Jean Louis RAJOT,

Christian VALENTIN

Ce colloque a été soutenu par :

l'Institut des Régions Arides de Médenine, l'Institut de Recherche pour le Développement, l'Université Paris Est Créteil, l'Institut Français de Tunisie et l'Agence Universitaire de la Francophonie



UNIVERSITÉ  
PARIS-EST CRÉTEIL  
VAL DE MARNE



# PREFACE

Le présent numéro de la Revue des Régions Arides présente un recueil de communications données à l'occasion du colloque international sur l'érosion éolienne qui s'est tenu à Djerba du 12 au 14 novembre 2013.

Couvrant des superficies importantes des pays nord-africains et sub-sahariens et marquées par des conditions climatiques très sévères, les zones désertiques, arides ou semi-arides, sont fréquemment soumises à une érosion éolienne particulièrement intense, amplifiée parfois par l'usage inadéquat des ressources naturelles initialement fragiles.

En dépit des efforts déployés pour lutter contre les conséquences souvent néfastes de ce phénomène et des acquis scientifiques réalisés, l'érosion éolienne est encore loin d'être maîtrisée.

S'inscrivant dans une double perspective d'amélioration des compétences scientifiques et techniques et de développement de la coopération entre diverses institutions africaines et européennes opérant dans ce domaine, plus précisément, ce colloque avait pour objectif de faire un état des connaissances sur les processus physiques et météorologiques contrôlant l'érosion éolienne, les techniques de mesures et d'études, les approches de description quantitative des états de surface et les méthodes de lutte contre l'érosion.

En dehors de conférences invitées présentant des synthèses introductives sur chacun des sujets abordés, des présentations orales ont permis aux chercheurs (en particulier d'Afrique du Nord et du Sahel) de présenter leurs travaux scientifiques récents sur le sujet. Les travaux menés couvrent différents aspects, fondamentaux et appliqués, de l'érosion éolienne des sols en régions arides et semi-arides. Plus de 60 chercheurs originaires de 9 pays (Tunisie, Argentine, Chine, Egypte, France, Lybie, Niger, Algérie, Sénégal) étaient présents et le colloque a donc fourni l'occasion d'échanges de vues fructueux entre chercheurs de ces différents pays sur les actions à mettre en œuvre pour gérer au mieux ce phénomène dans les zones arides et semi-arides. Une des retombées pratiques directes de ces échanges est la décision collective de créer un réseau des chercheurs et ingénieurs travaillant sur l'érosion éolienne, en particulier en Afrique et au Moyen-Orient ([h.khatteli@ira.rnrt.tn](mailto:h.khatteli@ira.rnrt.tn)).

Ce colloque a bénéficié des soutiens financiers des organismes suivants : l'Institut des Régions Arides (IRA) de Médenine, l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), l'Université Paris-Est Créteil (UPEC), l'Institut Français de Tunisie (IFT) et l'Agence Universitaire pour la Francophonie

(AUF). Comment aussi ne pas mentionner le travail réalisé par les Comités Scientifiques et d'Organisation de ce colloque, et les efforts déployés par Christel Bouet et Mohamed Labiadh qui ont fait de ce colloque non seulement une réunion scientifique de qualité mais également un moment privilégié de rencontres et de discussions informelles entre participants.

Nous espérons que ce colloque et ce numéro spécial de la Revue des Régions Arides permettront au lecteur de mesurer à la fois la qualité du travail réalisé sur cette question par les équipes participantes et d'encourager celles-ci à redoubler d'efforts pour limiter au mieux les conséquences de l'érosion éolienne sur le développement des sociétés des pays affectés par ce phénomène.

**Pr. Houcine KHATTELI**

Directeur Général de l'Institut des  
Régions Arides de Médenine

**Dr. Gilles BERGAMETTI,**

Directeur de Recherche au  
CNRS, chercheur associé à l'IRA  
Médenine

# SOMMAIRE

**INTRODUCTION.....7**

## **SESSION 1 : Mesure et suivi de l'activité éolienne**

Genèse et dynamique sédimentaire des dépôts désertiques de la région de Nefzaoua (sud-ouest de la Tunisie); *Mohamed OUAJA, Nahed SLIMANE et Amna KHILA.....13*

Quantification de la dynamique éolienne des dépôts de la laverie minière de Hammam Zriba (Zaghouan, Tunisie); *Oula AMROUNI, Thouraya BEN MOUSSA et Sâadi ADBDELJAOUAD.....24*

Érosion éolienne et risques morphogéniques dans le Sahel sénégalais; *Boubou Aldiouma SY.....45*

Apports de la géoarchéologie à l'étude de l'érosion éolienne dans la dépression de Kharga (Egypte); *Maël CRÉPY et Yann CALLOT.....71*

Les vents dans le sud tunisien : analyse fréquentielle et déplacements potentiels du sable; *Afef RADDADI, Noomene FEHRI et Amor Mokhtar GAMMAR.....95*

## **SESSION 2 : Simulations expérimentale et numérique pour la quantification de l'érosion éolienne à l'échelle régionale pour le contexte actuel et des scenarii futurs**

Limitation de l'érosion éolienne dans le cas de mélanges de grains du sol de tailles érodable et non érodable; *Mouldi KARDOUS, Gilles BERGAMETTI et Béatrice MARTICORENA.....109*

Vers une quantification de l'érosion éolienne des sols labourés dans le sud tunisien; *Mohamed Taieb LABIADH, Gilles BERGAMETTI, Christel BOUET, Houcine KHATTELI et Mounir ABICHOU.....129*

Quantification de l'érosion éolienne dans le sud tunisien; *Christel BOUET, Mohamed Taieb LABIADH Gilles BERGAMETTI, Badie ATTOUI, Benoit LAURENT, Béatrice MARTICORENA, Jean Louis RAJOT et Houcine KHATTELI.....151*

Modélisation pluriannuelle des émissions éoliennes de particules terrigènes en région semi-aride sahélienne, *Caroline PIERRE, Gilles BERGAMETTI, Béatrice MARTICORENA, Christel BOUET, Catherine SCHMECHTIG et Eric MOUGIN*.....173

### **SESSION 3 : Techniques de lutte contre l'érosion éolienne**

Impacts des extensions oléicoles sur l'amplification de l'érosion éolienne dans le sud tunisien et certaines mesures de lutte préventive; *Mounir ABICHOU et Mohamed LABIADH*.....193

Lutte biologique contre les accumulations sableuses dans la Tunisie Aride; *Taher ABDELKEBIR et Ali FERCHICHI*.....209

Évaluation d'un projet de fixation de dunes dans une steppe sud-algéroise : Moyen de lutte contre l'ensablement et amélioration de la productivité pastorale; *Ala-Eddine ADAMOUC, Mohamed KOUIDRI, Ahmed BOUTMEDJET, Zohra HOUYOU et Mohamed Laid OUAQID*.....221

Étude des effets de l'application de boues d'épuration urbaines sur un sol érodé cultivé dans la région de Laghouat; *Ahmed BOUTMEDJET, Nacira BOUKAYA, Zohra HOUYOU, Mohamed Laid OUAQID et Charles BIELDERS*.....235

Techniques to Control Wind Erosion in Libya; *Bashir NWER*.....247

Colloque international  
**Erosion éolienne dans les régions arides et semi-arides  
africaines : processus physiques, métrologie  
et techniques de lutte**

## INTRODUCTION

Les régions arides et semi-arides africaines représentent plus de la moitié de la superficie du continent africain. Ce sont des zones où les précipitations sont faibles, sporadiques ou présentent une forte saisonnalité, ce qui induit une faible couverture végétale à certaines périodes de l'année. Les sols sont couramment de texture sableuse, pauvres en matière organique et en nutriments concentrés dans l'horizon superficiel. Peu protégés par la végétation clairsemée, ils sont donc facilement érodables par le vent.

Ces régions subissent, depuis plusieurs décennies, une pression anthropique croissante. Les changements dans les modes d'occupation des sols et de gestion des terres agricoles ont souvent conduit à un renforcement de l'érosion éolienne, malgré la mise en place de moyens de lutte et de contrôle parfois importants. L'érosion éolienne dans les régions circum-sahariennes pose ainsi un problème majeur pour la préservation de la capacité de production des sols (plantes cultivées et fourrage). Ce problème est d'autant plus grave que ce sont des régions très peuplées, souvent économiquement pauvres et où l'agriculture traditionnelle vivrière joue toujours un rôle clef.

Les changements attendus du climat (modification de la pluviométrie, augmentation des températures) et la pression anthropique toujours croissante dans ces régions laissent présager de profonds changements dans leur situation vis-à-vis de l'érosion éolienne au cours des prochaines années.

C'est pourquoi il apparaît aujourd'hui primordial d'être capable de :

- 1) quantifier l'ampleur de l'érosion éolienne dans les régions arides et semi-arides africaines et son évolution dans un contexte de changements globaux,
- 2) évaluer les moyens de lutte et de contrôle existants et leur adéquation dans un contexte de changement climatique et d'occupation des sols,
- 3) sensibiliser les communautés et les acteurs concernés par la prévention de l'érosion éolienne.



## **Objectifs du colloque**

Les objectifs de ce colloque *étaient* donc de :

- faire un état des lieux des connaissances sur l'érosion éolienne : description des processus physiques, techniques de mesure, méthodes de cartographie, simulations expérimentale et numérique,
- faire un état des lieux des moyens de lutte et de contrôle de l'érosion éolienne,
- *évaluer l'impact potentiel des changements globaux tant sur les processus éoliens que sur l'efficacité des méthodes de contrôle de l'érosion éolienne utilisées à ce jour,*
- mettre en relation les différentes institutions africaines et européennes opérant dans le domaine de la lutte contre la désertification.

## **SESSION 1 : Mesure et suivi de l'activité éolienne**

La mesure de l'érosion éolienne est un pré-requis indispensable à la compréhension et à la quantification du phénomène. L'objectif de cette session sera donc de recenser les techniques permettant la mesure et le suivi de l'érosion éolienne et des paramètres la contrôlant, de l'échelle locale à l'échelle régionale. Une attention particulière sera portée à la description des limites et des incertitudes qui leur sont associées.

## **SESSION 2 : Simulations expérimentale et numérique pour la quantification de l'érosion éolienne à l'échelle régionale pour le contexte actuel et des scénarii futurs**

La quantification de l'érosion éolienne à l'échelle régionale nécessite d'intégrer des informations obtenues à des échelles plus détaillées. L'unique outil permettant d'atteindre un tel objectif est la modélisation numérique. L'objectif de cette session est donc de décrire les méthodes permettant de développer les modèles numériques d'érosion éolienne. Dans un premier sous-thème, les méthodes permettant de développer les paramétrisations physiques de l'érosion éolienne seront décrites. Une fois validées par des mesures de terrain, l'application de ces paramétrisations à l'échelle régionale nécessite de spatialiser les données d'entrée, donc de disposer de

cartographie des propriétés de surface. Un deuxième sous-thème sera donc dédié à la description des méthodes de cartographie des propriétés de surface nécessaires à la quantification de l'érosion éolienne. Enfin, dans un dernier sous-thème, des exemples de quantification de l'érosion éolienne à l'échelle régionale seront présentés pour des situations actuelles et des scénarii futurs.

### **SESSION 3 : Techniques de lutte contre l'érosion éolienne**

L'érosion éolienne pose de nombreux problèmes dans les régions semi-arides. Un problème majeur est la préservation de la fertilité des sols. En effet, l'érosion éolienne arrache facilement les particules les plus fines de la surface des sols qui sont également les plus fertiles. Par ailleurs, on peut citer comme conséquences de l'érosion éolienne l'ensablement des infrastructures et des zones cultivées, le déchaussement des arbres... Afin de limiter les effets de l'érosion éolienne à l'échelle locale, plusieurs méthodes de contrôle et de lutte ont été mises en place. L'objectif de cette session est de recenser les techniques existantes en examinant autant que faire se peut leur efficacité. Ainsi, un premier sous-thème sera consacré à l'influence des pratiques culturelles sur l'érosion éolienne. Un second sous-thème s'intéressera aux techniques de lutte existantes.



**SESSION 1 :**  
**Mesure et suivi de l'activité éolienne**

- Genèse et dynamique sédimentaire des dépôts désertiques de la région de Nefzaoua (sud-ouest de la Tunisie) (*M. Ouaja et al.*)
- Quantification de la dynamique éolienne des dépôts de la laverie minière de Hammam Zriba (Zaghouan, Tunisie) (*O. Amrouni et al.*)
- Erosion éolienne et risques morphogéniques dans le Sahel Sénégalais (*B. A. Sy*)
- Apports de la géoarchéologie à l'étude de l'érosion éolienne dans la dépression de Kharga (Egypte) (*M. Crépy & Y. Callot*)
- Les vents dans le sud Tunisien : analyse fréquentielle et déplacements potentiels du sable (*A. Raddadi et al.*)



## **Genèse et dynamique sédimentaire des dépôts désertiques de la région de Nefzaoua (sud-ouest de la Tunisie)**

**Mohamed OUAJA, Nahed SLIMANE et Amna KHILA**

Faculté des Sciences de Gabès, Tunisie

[mohamedouaja@yahoo.fr](mailto:mohamedouaja@yahoo.fr); [slimanenahed@gmail.com](mailto:slimanenahed@gmail.com); [amnakhila@yahoo.fr](mailto:amnakhila@yahoo.fr)

### **RÉSUMÉ**

Les dépôts désertiques de la région de Nefzaoua dans le sud-ouest de la Tunisie sont superposés à ceux lagunaires et/ou lacustres des grandes dépressions des Chotts. Leur genèse et leur évolution semblent être intimement liées à l'histoire de ces dépressions qui ont connu, depuis le Pléistocène une alternance, relativement rapide, de climats humides et arides. Ce sont ces conditions climatiques particulières qui ont conduit à la régression des Chotts ainsi qu'à leur comblement rapide par les alluvions quaternaires issues du démantèlement des massifs de l'Atlas tunisien et du Plateau du Dahar. Ainsi sont apparus la morphologie et les matériaux nécessaires pour qu'une dynamique sédimentaire à caractère désertique puisse se déclencher. Les dépôts de sables et limons éoliens ont, alors, commencé à se développer et à se mettre en place aux alentours des dépressions et jusqu'en bordure du Golfe de Gabès. Deux générations de dunes éoliennes ont été identifiées et attribuées au Pléistocène et à l'Holocène indiquant deux périodes d'aridité extrême.

Mots-clefs : Nefzaoua, dépôts désertiques, dynamique éolienne, séquence sédimentaire climatique, Pléistocène

## **1- INTRODUCTION :**

L'étude des dépôts quaternaires de la région de Nefzaoua sont d'un grand intérêt dans la reconstitution de la dynamique sédimentaire qui a contrôlé la nature et la répartition des dépôts désertiques sur la bordure septentrionale du Grand Erg Oriental. La proximité des grandes dépressions des Chotts est à l'origine d'un enregistrement sédimentaire particulièrement riche, diversifié et bien préservé quant aux indices des variations climatiques et des processus de sédimentation. Il se dégage de ce contexte une relation étroite et complexe entre les dépôts désertiques et l'alternance de périodes climatiques humides et arides.

### **SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CADRE GEOLOGIQUE :**

La région de Nefzaoua se situe au sud-ouest de la Tunisie et matérialise la bordure nord orientale du Grand Erg. Elle est limitée au nord par la grande dépres-

sion des chotts et la Chaîne de Tebaga de Kébili, à l'est par le plateau du Dahar, à l'ouest par la frontière tuniso- algérienne et elle se prolonge au sud par les dunes de sable qui couvrent les massifs carbonatés du plateau du Dahar et qui constituent la limite du Grand Erg Oriental (fig. 1). Du point de vue géomorphologique, la région de Nefzaoua semble prolonger, vers le sud, les grandes dépressions qui divisent la Tunisie en deux domaines géographiques distincts à climat semi-aride à humide au nord et à climat plutôt désertique saharien au sud ; elle assure ainsi la transition de ces dépressions avec les plateaux rocheux du Dahar. Par cette position géographique, la Nefzaoua constitue donc un endroit idéal pour l'étude des processus et de la dynamique sédimentaire des dépôts désertiques et des relations génétiques qui peuvent avoir avec les vastes dépressions humides et les variations climatiques.



**Figure1** : Localisation de la zone d'étude

## 2- LES CHOTTS ET LE MYTHE DE LA MER SAHARIENNE :

Un ensemble de dépressions fermées, disposées d'est en ouest sur toute la largeur du pays (fig.2), divise la Tunisie en deux : au nord l'Atlas tunisien dont les plis les plus méridionaux forment la chaîne de Cherb qui constitue la limite nord de ces chotts et au sud la plateforme saharienne largement couverte à l'ouest par les dunes du Grand Erg Oriental. Il s'agit des plus importantes dépressions endoréiques de l'Afrique du nord étendues sur une superficie de 5 à 6000 km<sup>2</sup> (Coque, 1962). Le Jérid est considéré comme étant l'élément majeur de ces dépressions enfoncé vers le Sud jusqu'à la bordure de l'erg (Coque, 1962). Un plateau carbonaté large d'environ une dizaine de kilomètres, Draa Ouedref, sépare Chott El Fejij du littoral du Golfe de Gabès. Chott El Fejij avec une superficie de 800 km<sup>2</sup> est en communication avec Chott Jérid qui couvre 4600 km<sup>2</sup>. Chott El Rharsa, situé à l'extrême ouest, sur la frontière algérienne, présente une superficie de 600 km<sup>2</sup> et est séparé de ces deux derniers par le Draa Jérid. Il se distingue par sa situation à des altitudes négatives pouvant atteindre par endroits 20 m au-dessous du niveau de la mer (Ben Ouezdou, 1986). Les premières mesures d'altitudes sont dues au commandant Roudaire au cours des missions de nivellements qui situait le Fejij et le Djerid à des altitudes positives tout en éloignant la probabilité d'une mer intérieure. Seuls le Rharsa, le Melrhir et le Merouane se sont situés à des altitudes négatives (Coque, 1989).

C'est sans doute en raison de l'immense

superficie et de l'extrême platitude de ces dépressions salées, de leur situation aux confins du désert et de leur proximité de la mer à leur extrémité orientale que le mythe d'une mer intérieure du Sahara avait été cité dans de nombreux textes depuis l'antiquité. Séduit par cette hypothèse E. Roudaire (1878), capitaine de l'armée française en mission en Algérie, a réussi à convaincre, l'ingénieur Ferdinand de Lesseps, concepteur des deux ouvrages hydrauliques les plus célèbres: le canal de Suez et le canal de Panama, de reconstituer cette mer intérieure en creusant un canal reliant le Golfe de Gabès à la dépression de Chott El Melghir à l'ouest dans le territoire algérien (Coque, 1989).

Cette idée n'a pas laissé indifférents les scientifiques de diverses disciplines qui ont, chacun avec ses arguments, démenti cette hypothèse. En revanche, les conditions paléoclimatiques, au cours du Quaternaire, étaient favorables à l'existence d'importantes étendues d'eau permanente sur le continent sans communication avec la mer. On note ainsi au moins deux épisodes lacustres : le premier, il y a 200 000 ans et le second, il y a 100 000 ans (Coque, 1962 ; Coque et Gachelin, 1975 ; Ballais et al., 1985). Au maximum de leur extension, les lacs ont dépassé les limites actuelles des chotts et la tranche d'eau et sa permanence ont permis le développement d'une vie aquatique comme l'indiquent les nombreuses plages à *Cardium* fossilisées en bordures des Chotts (fig.2 et 3).

Les changements climatiques vers des conditions chaudes et arides, ont par la suite non seulement empêché l'alimen-



tation en eau de ces lacs mais aussi leur assèchement par évaporation. Les lacs se transforment alors en immenses dépressions salées: les Chotts.



**Figure 2** : Répartition des gisements à Cardium et Mollusques associés à des plages quaternaires en bordure de la dépression des Chotts et situation des faunes équivalentes actuelles en bordure des lagunes de Golfe de Gabès (Inspirée de R. Coque, 1962 et J. Zaouali, 1989)



↑ Banc à Cardium à stratification planaire en bordure sud-ouest de Chott el Fejj.

← Détail des accumulations à Cardium (*Cerastoderma glaucum*)

**Figure 3** : Photos illustrant la concentration des Cardiums aux alentours des dépressions

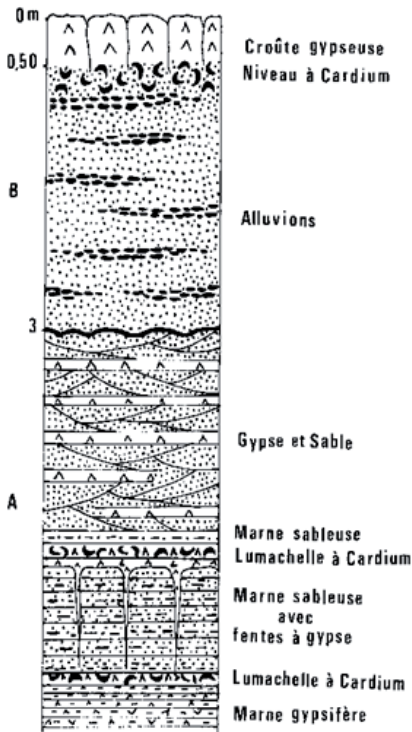
La grande polémique engendrée par la présence d'une faune fossile riche en Cardium (*Cerastoderma glaucum*) dans le sud-ouest tunisien, évoque au moins deux opinions différentes : la première met en évidence deux phases lacustres identifiées en fonction d'une étude stratigraphique et géomorphologique précise des sites à Cardium (fig.4), l'une se situant au Villafranchien inférieur et l'autre au Pléistocène supérieur (Coque, 1962) et la deuxième redonne une nouvelle vie à une hypothèse plus ancienne confirmant l'origine marine de cette

faune fossile riche en Cardium. Cette dernière a été confirmée par J. Zaouali (1989).

En effet, R. Coque a essayé de faire le bilan des problèmes posés par l'envoyage des dépressions fermées tout en traitant l'hypothèse d'une « Mer saharienne » quaternaire proposée par J.R. Bourignat (1864) et Ed. Desor (1879) et fondée sur l'existence de faunes fossiles à caractère marin sur les bordures des Chotts et sur la proximité du golfe de Syrtes séparé de la dépression d'El Fejj par l'isthme de Ouedref avec l'opi-

nion qui situait à l'époque l'ensemble des Chotts au-dessous du niveau de la mer. Cette hypothèse a été fortement combattue et a fini par être rejetée par la suite. Toutefois, cette idée a fait l'objet de nombreuses études qui essayaient

soit de l'étayer soit de la rejeter. Par ailleurs, R. Coque se fondait sur une explication paléoclimatique de l'envoyage des Chotts aboutissant à la confirmation de l'origine lacustre de ces faunes.



Ultérieurement, une étude écologique des milieux à *Cerathoderma glaucum* du sud tunisien commençant du Quaternaire jusqu'à la période actuelle, menée par J. Zaouali (1989) montre que les peuplements paraliques actuels et les peuplements fossiles des grands chotts du Sud tunisien possèdent le même type de réactions. Cette constatation amène à remettre en valeur l'idée de l'origine paralique et donc d'écotone mer-continent de ces peuplements.

**Figure 4** : Formations à Cardium de l'Oued Bou Guetf (Rharsa) d'après R. Coque (1962). A : Villafranchien (inférieur ?), B : Pléistocène supérieur

### 3- ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

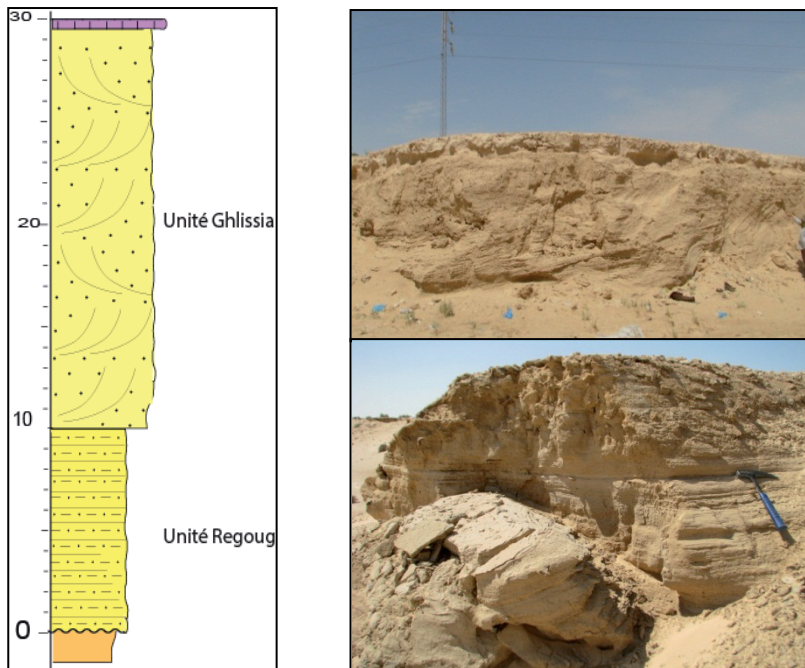
Une révision des dépôts désertiques quaternaires a été menée à l'occasion de la cartographie géologique de la feuille de Douz à 1/100 000. C'est ainsi que des dépôts désertiques anciens ont pu être distingués sous ceux actuels dans la région de Nefzaoua. En effet, des dunes sableuses et des lunettes limoneuses éoliennes, immobilisées par une croûte gypseuse d'épaisseur variable (0.5 à 2m), affleurent largement sur la bordure sud-est de la région de Chott Jerid. L'encroûtement gypseux constitue par sa rigidité et sa compacité un facteur de stabilité et de conservation de topographie (Khatteli, 1981). Ces dunes et lunettes fossiles sont à l'origine des principales collines en bordure des chotts et en particulier aux environs de la ville de Douz. Sur ces collines, appelées Draa par les autochtones, se sont implantées les habitations de la majorité des vieux villages. Un exemple typique de ces Draa est celui du vieux village de Ghlissia. De même des dépôts silto-argileux équivalents anciens de ceux des dépressions humides actuelles, ont pu être distingués pour compléter les paysages désertiques anciens. Ces dépôts silto-argileux occupent actuellement des zones basses mais ne sont plus en relation avec des dépressions humides (indépendants de la nappe phréatique actuelle). Ces dépôts ont été dégagés par la déflation éolienne et de bonnes coupes affleurent en bordure orientale de l'actuel Chott Regoug.

Vu l'extension de ces dépôts désertiques anciens et leur importance dans la com-

préhension des paysages des alentours des grands chotts, nous avons jugé utile de distinguer à part ces dépôts et d'en expliquer les conditions de mise en place.

Une nouvelle Formation lithostratigraphique a été définie pour ces dépôts désertiques anciens: la Formation Nefzaoua en bordure de Chott Regoug où ces deux types de dépôts désertiques sont bien exposés à l'affleurement. Dans cette nouvelle Formation nous distinguons deux Membres : Le Membre inférieur ou Membre Regoug représenté par les dépôts argilo-silteux à cristaux de gypse qui affleurent en bordure orientale de Chott Regoug et qui montre, à l'affleurement, une épaisseur de l'ordre de 15m. Le Membre supérieur ou Membre Ghlissia représenté par des sables quartzeux montrant des stratifications obliques caractéristiques des dunes éoliennes. Ces sables sont coiffés par une croûte gypseuse de 0.5 à 2m d'épaisseur ; ils sont bien dégagés à l'affleurement dans le vieux village de Ghlissia où ils montrent une puissance variable pouvant dépasser la vingtaine de mètre (fig.5).

Les dépôts désertiques anciens de la Formation Nefzaoua pouvaient être un équivalent occidental des limons de la Formation Matmata qui matérialise les dépôts d'une période aride où le vent était le facteur principal de contrôle de la sédimentation. En se fondant sur ces corrélations nous attribuons un âge Pléistocène aux dépôts désertiques de la Formation Nefzaoua.



**Figure 5** : A : Colonne synthétique de la formation Nefzaoua du Pléistocène supérieur ; B : Dune fossile coiffée par une croûte gypseuse dominant le Village de Ghliissia ; C : Sables et limons de sebkha à lamination horizontale et à cristaux de gypse à Chott Regoug

Entre les collines formées par les dunes et les lunettes fossiles il nous a été possible d'identifier, dans de nombreux endroits de la Nefzaoua, les dépôts des cours d'eaux torrentiels et des Sebkhass associés à ces dépôts éoliens fossiles.

#### **Lunettes fossiles de Beni M'hamed**

Il s'agit de collines de nature limoneuse d'origine éolienne correspondant à des lunettes fossiles en bordure des Chotts. Ces collines sont le plus souvent entourées des dunes sableuses actuelles et des dépôts de type Nebkha. Comme les dunes fossiles, les lunettes sont coiffées

par une croûte gypseuse plus ou moins importante sur lesquelles ont été édifiées la plus part des agglomérations de la région de Nefzaoua.

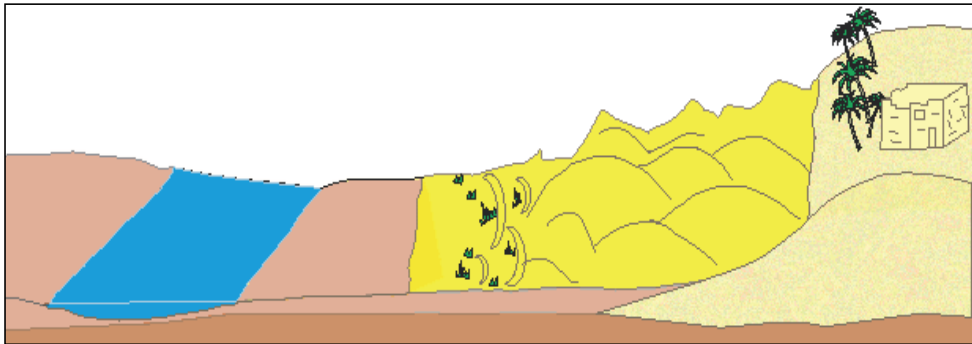
#### **Dunes de l'erg de Chott Regoug**

D'importantes accumulations sableuses forment, en bordure nord-ouest de Chott Regoug, un erg dont la forme et la taille des dunes varient en fonction de la vitesse et la direction du vent au cours de l'année et en fonction de la position des dunes au sein de l'erg. La direction de la propagation des dunes changent également en fonction du changement de la

direction du vent dominant.

L'aménagement agricole et l'occupation urbaine dans la Nefzaoua sont intime-

ment liés au modèle géomorphologique de cette région. Ce dernier est dessiné par la dynamique sédimentaire de ces milieux désertiques (fig.6).



Etendue d'eau au cœur de la sebkha ;

Dépôts désertiques actuels:  Accumulation actuelle de sables éoliens;

Dépôt de sebkha actuelle.

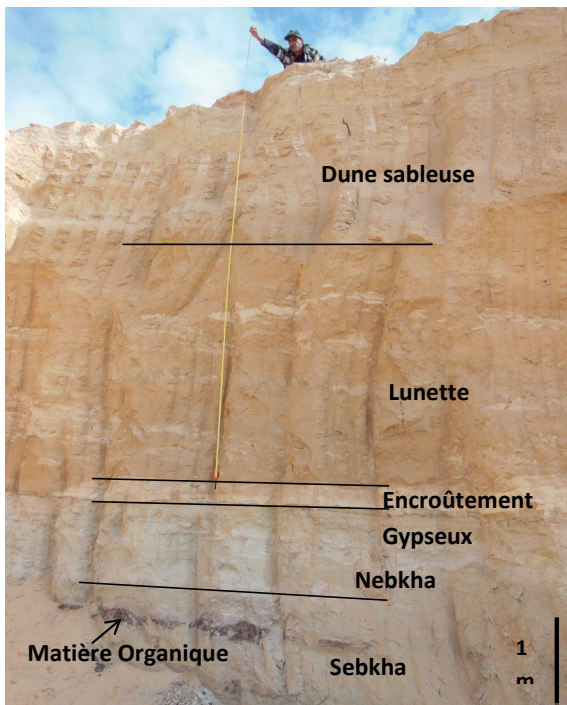
Dépôts désertiques récents: Accumulation pléistocène de sables éoliens ;

Dépôt de sebkha pléistocène

**Figure 6** : Modèle des paysages de la Nefzaoua en bordure méridionale de Chott Jerid

La succession sédimentaire de dépôts aquatiques, de dépôts alluvionnaires et de dépôts désertiques décrivant des cycles sédimentaires climatiques a pu être confirmée par l'exposition d'une coupe type, épaisse d'environ 7 mètres, dans une carrière de sable aux environs du village de Blidette montrant un enregistrement vertical de ces dépôts (fig.7). Cet enregistrement sédimentaire se conforme, d'une manière spectaculaire, avec la loi de Walther et évoque l'alternance des phases climatiques arides et humides. Dans ce même contexte, une étude relativement récente réalisée à Chott Rharsa par Swezey et Stephen en 1997, confirme que c'est le climat qui l'emporte sur la subsidence dans la création d'un enregistrement sédimen-

taire éolien ainsi dans sa préservation. En outre, une détermination d'âges absolus par thermoluminescence sur les sédiments éoliens dans le bassin de Chott Rharsa a permis de distinguer des périodes d'activité éolienne et des périodes de stabilisation : quatre phases différentes d'accumulation éolienne ont lieu vers 12,2 ka B.P ; 10,0 ka B.P ; 7,5 ka B.P ; et 6,2- 5,6 ka B.P. avec les dépôts lacustres intercalés entre les dépôts éoliens de 10,0 et 7,5 ka B.P. puis des dépôts de sebkha intercalés entre les dépôts éoliens de 7,5 et 6,2 ka B.P. Un épisode d'encroûtement gypseux a été mis en évidence après l'accumulation éolienne entre 6,2 et 5,- ka B.P (Swezey et Stephen, 1997).



**Figure 7** : Photo illustrant la coupe type de la séquence sédimentaire climatique contrôlant les dépôts désertiques aux alentours du village de Blidette (sud-ouest de la Tunisie)

#### 4-CONCLUSION :

Les dépôts quaternaires de la région de Nefzaoua sont d'un grand intérêt scientifique dans la compréhension de la genèse et la dynamique des dépôts désertiques en général et ceux du Grand Erg Oriental en particulier.

Ces dépôts se présentent sous la forme d'une séquence sédimentaire montrant trois principaux termes : le premier, à la base, est constitué par des dépôts aquatiques (marins, lacustres ou paraliques) ; le second, au milieu, est constitué par des dépôts alluvionnaires de comblement d'une zone déprimée lors d'une

phase humide à semi-aride et le troisième, au sommet, est constitué par des dépôts désertiques traduisant un important changement climatique à l'origine du changement des processus de sédimentation.

En ce qui concerne les risques de désertification à long terme, les études préliminaires menées sur les dépôts désertiques de la région de Nefzaoua montrent que la surface occupée par les dépressions de Chotts est en cours de régression et que les dépôts éoliens qui leurs sont adjacents sont en cours d'immobilisation par fossilisation.

#### REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES :

- BALLAIS J. L. et al. (1985).- Recherches préliminaires sur l'évolution quaternaire du bas-sahara algérien.-C.N.R.S., C.E.R.C.G., pp. 29-39.
- BEN OUEZDOU H. (1986).- Essai de corrélation des formations quaternaires continentales et marines dans les alentours du golfe de Gabès. –Géodynamique 1 (2), pp 81-95
- BOURGIGNAT J.R. (1864). - Malacologie de l'Algérie ou histoire naturelle des animaux mollusques terrestres et fluviatiles recueillis à nos jours dans nos pensions du Nord de l'Afrique.- Paris.
- COQUE R. (1962).- La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. – A. COLIN (Paris) 476 p.
- COQUE R. (1989).- Les phases lacustres quaternaires des « Grands Chotts » algéro-tunisiens : acquis des problèmes actuels. – Annales des mines et de la géologie, n° 34, pp 23-31.
- COQUE R., GACHELIN Ch. (1975).- Problèmes géomorphologiques du bas- Sahara algéro-tunisien.- Mélanges G. Viers, Univ. Toulouse Le Mirap., pp ; 161-169 .
- DESOR Ed. (1879).- La mer saharienne. Réponse à M. Pomel. Neufchâtel.
- KHATTELI H. (1981).- Recherches stationnelles sur la désertification dans la Djef-fara (Tunisie) Dynamique de l'érosion éolienne. Université de Paris I (Panthéon-Sorbonne).
- ROUDAIRE E. (1878).- Rapport sur la Mission des Chotts ; complément des études



relatives au projet de mer intérieure. Paris, Impr. Nat., pl. et cartes.

- SWEZEY, STEPHEN Ch. (1997).- Climatic and tectonic controls on Quaternary eolian sedimentary sequences of the Chott Rharsa basin, southern Tunisia. UMI Dissertation Services.

- ZAOUALIJ.,(1989).- Ecologie des milieux à *Cerathoderma glaucum* du Sud tunisien, période actuelle et Quaternaire.- Annales de Mines et de la Géologie, n° 34, pp 51-58.

## Quantification de la dynamique éolienne des dépôts de la laverie minière de Hammam Zriba (Zaghuan, Tunisie)

Oula AMROUNI<sup>1</sup>, Thouraya BEN MOUSSA<sup>2</sup> et Sâadi ADBDELJAOUAD<sup>2</sup>

<sup>(1)</sup> Laboratoire du Milieu Marin, Institut National des Sciences et Technologies de la Mer, Salammbô 2025, Tunisie

<sup>(2)</sup> Laboratoire des Ressources Minérales et Environnement, Université de Tunis- El Manar, Département de Géologie, Tunis 2092, Tunisie

<sup>(1)</sup> [oula.amrouni@nrnt.instm.tn](mailto:oula.amrouni@nrnt.instm.tn) ; <sup>(2)</sup> [benmoussa\\_thouraya@yahoo.fr](mailto:benmoussa_thouraya@yahoo.fr)

### ملخص

تمثل الفضلات المنجمية المترسبة في محيط منطقة حمام الزريبة (زغوان ، تونس) مصدرا للتلوث البيئي. وتكون الظواهر الطبيعية (عواصف الرياح و/أو الأمطار) عاملا لانتشار الجزيئات المعدنية في الاراضي الفلاحية المجاورة ومناطق العمران. تتركز هذه الدراسة على منهج تجريبي لقياس تدفق الرياح وتقييم أثر التلوث المعدني في المناطق الحضرية. واعتمدنا في تقدير كمية الانجراف الريحي على استعمال حصالات رملية من نوع (1978, Rosen) اثناء عاصفة رملية جارفة (22 ماي 2013). وتم احتساب كمية الانجراف الرملي التي قدرت ب 1,8 و 6,4 كغ/دق/م. وحسب التوافق مع النماذج الفيزيائية فان معادلتني (1953) Zingg و Williams (1964) تقتربان الاكثر الي الطبيعة الميدانية.

كلمات مفاتيح: حمام الزريبة ، عاصفة رملية، نمذجة، انجراف ريحي، حصالات رملية.

### RÉSUMÉ

Des rejets de la laverie minière de Hammam Zriba (Zaghuan, Tunisie) sont mis en place au cours de l'édification de la digue à fond plat par décantation. Cette zone est soumise souvent à des phénomènes météorologiques (tempêtes de vent et/ou pluie) qui aggravent ces impacts soit par ruissellement des particules minérales via le réseau hydraulique soit par la déflation éolienne via l'air. Cette étude consiste à adopter une approche expérimentale pour quantifier le flux d'érosion éolienne, et évaluer l'impact de la pollution minière sur les zones urbaines. La méthodologie adoptée consiste en la mise en place de pièges à sable verticaux (type Rosen 1978) pendant un événement érosif exceptionnel (tempête de vent du 22 mai 2013). Les flux d'érosion éolienne mesurés varient entre 1,8 et 6,4 kg/mn/m. La validation des flux d'érosion éolienne montre que les modèles semi-empirique de Zingg (1953) et empirique de Bagnold (1941) s'accordent le mieux aux conditions in-situ.

Mots-clefs : Hammam Zriba, tempête de vent, modélisation, érosion éolienne, pièges à sable

## **1. INTRODUCTION**

Les rejets miniers sont le sujet d'un transport atmosphérique sous l'action du vent présentant ainsi une source de poussières terrigènes et un risque d'inhalation pour les habitants (Boussen, 2010). L'établissement d'installations de stockage ou d'empilement de résidus miniers ou de stériles a un impact environnemental direct sur le milieu biologique en raison de la perte de communautés végétales établies dans la zone infectée, ce qui constitue à la fois un impact esthétique et écologique (Mezned, 2010). Cependant, plusieurs mines ont été exploitées pour diverses substances métalliques pour être ensuite abandonnées sans aucune étude d'impact sur l'environnement. Ces rejets pourraient avoir des impacts négatifs sur l'environnement : pollution des sols, de l'eau, destruction ou perturbation d'habitats naturels, impact visuel sur le paysage, etc. De précédentes études ont déjà montré que l'accumulation des métaux dans les sols a pour conséquence des effets préoccupants sur l'équilibre des écosystèmes et sur leurs populations (Bernard, 1997 ; Bermond, 1999 et Ghorbel, 2012).

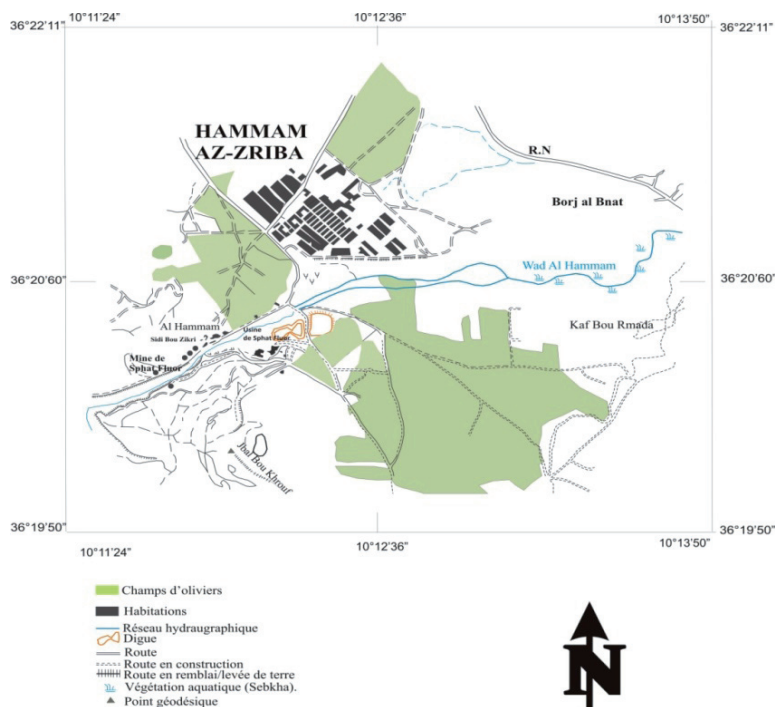
Malgré les difficultés de l'enregistrement des facteurs qui interviennent dans les processus du flux d'érosion éolienne, de nombreuses études ont été entreprises dans les milieux désertiques Tunisiens (Khatteli, 1996, Kardous, 2005, Labiadh, 2011) afin

de comprendre le fonctionnement des zones de turbulence et de limiter l'érosion éolienne. Ces études visent en particulier à quantifier les masses de sédiments issus de l'érosion éolienne qui balayent ces milieux. D'autres auteurs ont tenté cette quantification dans les environnements côtiers pour contribuer à la compréhension de la dynamique sédimentaire du prisme littoral (Pedreros, 2000 ; Amrouni, 2008).

La présente étude a pour objectif la quantification de la pollution des terres agricoles par les rejets de la laverie minière via la déflation éolienne. La méthodologie modélisatrice du flux éolien sera appliquée dans un site pollué pour appréhender le degré de contamination environnementale.

## **2. SITE D'ÉTUDE**

Le secteur d'étude (Hammam Zriba) est situé au Sud-ouest de Bouficha, à une soixantaine de kilomètres au Sud de Tunis, à huit kilomètres au Sud-est de la ville de Zaghouan et à douze kilomètres à l'Ouest du district minier de Hammam Jéjidi. Ses coordonnées géographiques sont 36°23'44,11"N -10°12'21,36"E à son extrémité nord-ouest, 36°23'44,55"N-10°10'34,55"E dans sa partie nord-est, 36°19'18,22"N 10°10'21,60"E en sud-ouest et 36°18'18,23"N-10°14'34,59"E dans sa partie sud-est (Fig. 1).



**Figure 1** : Carte de localisation du secteur d'étude dans la localité de Hammam Zriba, Zaghouan, Tunisie d'après la carte topographique, coupure Bouficha (SO) à 1/25 000.

Le secteur d'étude est caractérisé par un relief moyen (163 m, *Niveau Général Tunisien*). A quelques kilomètres à l'Ouest, Nord-Ouest, surplombent les falaises des massifs jurassiques de Zaghouan marquant le passage de la grande « faille de Zaghouan » (Bouhlel, 1982).

La zone d'étude se caractérise par la présence de deux digues constituées par les déchets de la laverie minière au

Sud de l'Oued el Hammam (Photos 1 et 2). Les champs d'oliviers s'étendent vers l'arrière pays de direction Sud-est. A proximité de ces digues, le terrain se caractérise par des dépôts dunaires (Photo 3) qui s'étendent dans la direction Nord-ouest/Sud-est avec des microreliefs relativement importants et des couloirs de déflation (Photo 4). Le couvert végétal est plus où moins dense et composé essentiellement d'oliviers et d'amandiers.



**Photo 1 :** La flèche rouge montre la grande digue de H. Zriba.

**Photo 2 :** La flèche rose montre la petite digue de H. Zriba.



**Photo 3 :** Dépôt dunaire de H. Zriba.

**Photo 4 :** Couloir de déflation de H.Zriba.

### **3. MATÉRIELS ET MÉTHODES**

#### **3.1 Pièges à sable verticaux**

Les mesures de flux d'érosion éolienne ont été entreprises à l'aide de pièges à sédiment du type Rosen 1978. La position des pièges a été choisie en fonction de la topographie du secteur. Les ouvertures des pièges (diamètre égal à 6,5 cm) ont été placées face aux vents terrestres NW qui sont les plus actifs (INM, 2012). Les pièges à sables ont été placés à des hauteurs comprises entre le 0,1 à 0,5 m par rapport au sol pour mesurer le flux horizontal des grains. Ils ont été positionnés le long de trois profils de la grande digue vers le cordon

dunaire mobile (Fig. 2). Les mesures ont duré 15 à 30 minutes en fonction de la vitesse du vent balayant le sable.

Le flux vertical des grains ne concerne que les matériaux très fins de type poussière. Dans le site d'étude, ces grains ne sont rencontrés qu'à partir de dizaines de mètres dans l'atmosphère, ainsi le flux vertical est négligeable. La maille du géotextile est comprise entre 63 et 100  $\mu\text{m}$  afin de permettre un écoulement laminaire des filets d'air.

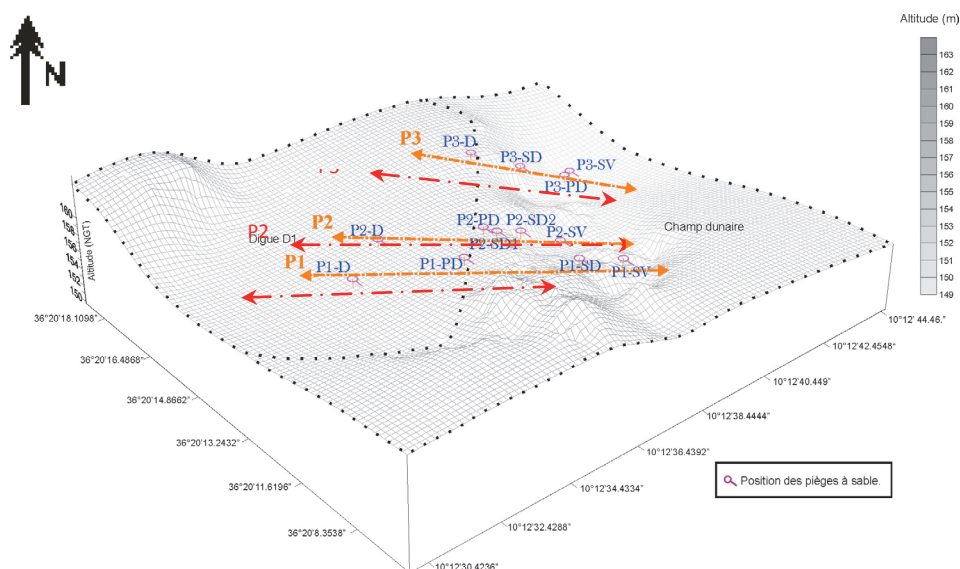
La campagne de mesure du flux d'érosion

éolienne a été effectuée pendant la tempête du 22 mai 2013 (Tab. 1). Un total de 39 échantillons a été récolté par piégeage au niveau du site atelier de H. Zriba.

**Tableau 1:** Date des mesures des flux d'érosion éolienne au niveau de la digue D1 du site atelier de Hammam Zriba (Zaghouan) (2013). D = Digue ; PD = Pied de la Dune ; SD = Sommet de la Dune ; SV = Siffle Vent ;

Date de la campagne		22-mai-2013												
Direction du vent		Ouest/Nord Ouest												
Température		22°C à 24°C												
Vitesse du vent		5 m s <sup>-1</sup> – 17 m s <sup>-1</sup> (BMS : du 22-05-2013, 10h00 au 23-05-2013, 16h00, (Heure locale : GMT+1))												
Position des pièges		D1	PD1	SD1	SV1	D2	PD2	SD2	SD2'	SV2	D3	PD3	SV 3	SD3
Site atelier H. Zriba	Durée mesure (mn)	Prise 1 : 10	12h12-12h22				12 h18 - 12h28				12h10-12h20			
		Prise 2 : 15	12h42-12h57				12h48- 13h03				12h46-13h02			
		Prise 3 : 5	13h11-13h16				13h25-13h30				13h45-13h55			

**BMS = Bulletin Météorologique Spécial de tempête.**



**Figure 2 :** Carte de positionnement des pièges à sable au niveau du secteur d'étude de H. Zriba (Zaghouan, mai 2013). Les flèches P1, P2 et P3 correspondent respectivement aux trois profils de positionnement des pièges à sable dans le secteur d'étude.

### **3.2 Mesures météorologiques**

L'acquisition des données météorologiques a été réalisée à l'aide d'une station météo *Vantage Pro2 Plus* sans fil.

### **3.3 Quantifications empiriques et semi-empiriques des flux d'érosion éolienne**

De nombreux travaux de recherches ont établi des expressions de calcul du flux horizontal, soit théoriquement (souffleries), soit à partir des mesures in-situ. Les principales expressions choisies dans les travaux de recherches récents et qui sont couramment utilisées sont : Bagnold (1941), Kawamura (1951), Zingg (1953), Williams (1964), Lettau & Lettau (1978), White (1979) et Pedreros (2000). Plusieurs travaux récents concernant le transport des sables ont été présentés par Sherman & Bauer (1996), Chaibi (2003), Pedreros (2000), Sabatier (2001), Amrouni (2008), Kardous (2005). Ces travaux montrent l'accord entre les valeurs théoriques du flux et celles mesurées, et confirment bien la capacité des modèles utilisés à simuler l'érosion éolienne.

## **4. RÉSULTATS ET DISCUSSION**

### **4.1 Evolution des paramètres contrôlant les flux d'érosion éolienne**

Les paramètres qui interviennent dans la quantification des flux d'érosion éolienne tels que la vitesse et la direction du vent, la taille moyenne des particules de sable ainsi que les caractéristiques morpho-sédimentaires du site atelier ont été mesurés au cours de la tempête du 22 mai 2013 et sont présentés dans ce

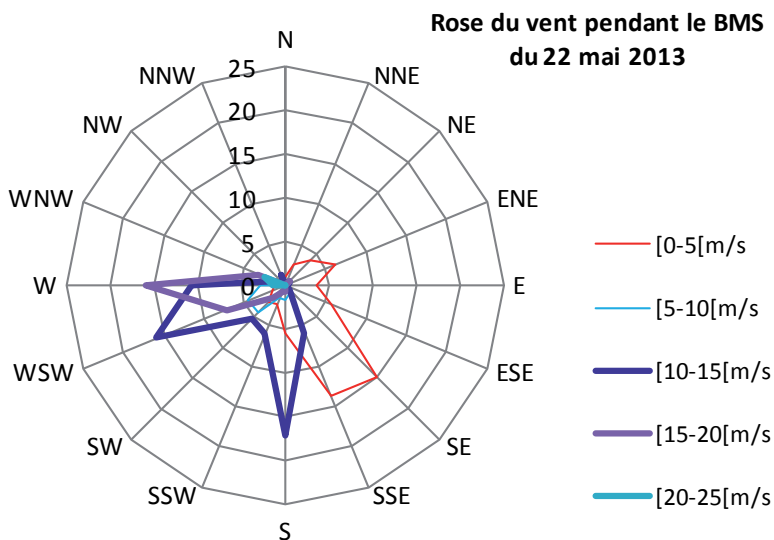
paragraphe.

#### **4.1.1 Etude statistique de la direction et de la vitesse du vent**

Les vents violents provenant du quadrant ouest à nord ouest, ont soufflé entre 12h et 14h, avec une vitesse dépassant les 15 m s<sup>-1</sup>. Les caractéristiques du vent, qui a balayé le secteur, sont présentées dans le tableau 2 et la figure 3. Les mesures des paramètres climatiques ont été effectuées instantanément chaque minute durant toute la journée du BMS. Les différents paramètres météorologiques enregistrés pendant la campagne de mesures sont représentés dans la figure 4 (a, b et c). Nous constatons que ces paramètres sont très irréguliers au cours du BMS. Les coups de vent sont successifs. La pression atmosphérique de l'air varie proportionnellement avec la vitesse du vent, alors que l'humidité atmosphérique est d'autant plus faible que la vitesse du vent augmente. La densité de l'air varie de façon inversement proportionnelle avec la température.

**Tableau 2:** Pourcentages d'observations de chaque direction selon les cinq intervalles de vitesse.

	[ 0 - 5 [ m/s	[ 5 - 10 [ m/s	[10-15[ m/s	[15-20[ m/s	[20-25[ m/s
N	0,94	0,209	0	0	0
NNE	2,508	0	0	0	0
NE	4,075	0,104	0,104	0,104	0
ENE	6,27	0	0,104	0	0
E	3,657	0	0	0	0
ESE	5,643	0	0	0	0
SE	14,84	0,104	0,104	0	0
SSE	13,69	1,045	0,94	0	0
S	5,434	1,567	2,717	0,104	0
SSW	2,403	1,567	0,94	0,104	0
SW	2,612	4,389	0,836	0,313	0
WSW	1,567	4,598	2,508	1,149	0
W	1,149	2,717	1,672	2,508	0,209
WNW	1,776	0,104	0,209	0,522	0,418
NW	0,313	0	0	0	0
NNW	0,836	0,104	0,209	0	0



**Figure 3 :** Rose du vent représentative des vents et de leurs directions pendant le BMS du 22 mai 2013 à H. Zriba (Zaghouan, Tunisie).



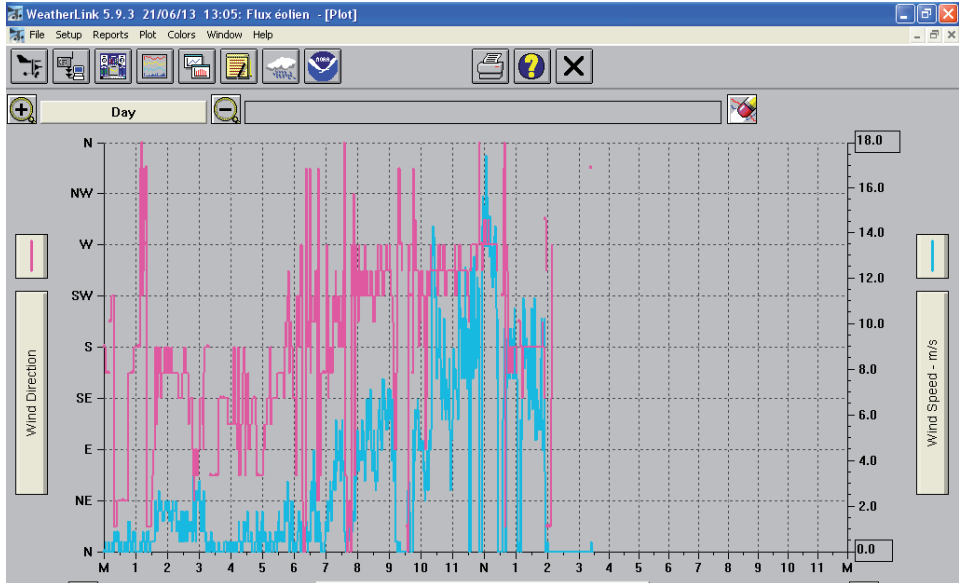


Figure 4. a/ : direction (en  $^{\circ}$  ; courbe rose) et vitesse (en  $m\ s^{-1}$  ; courbe bleue) du vent.

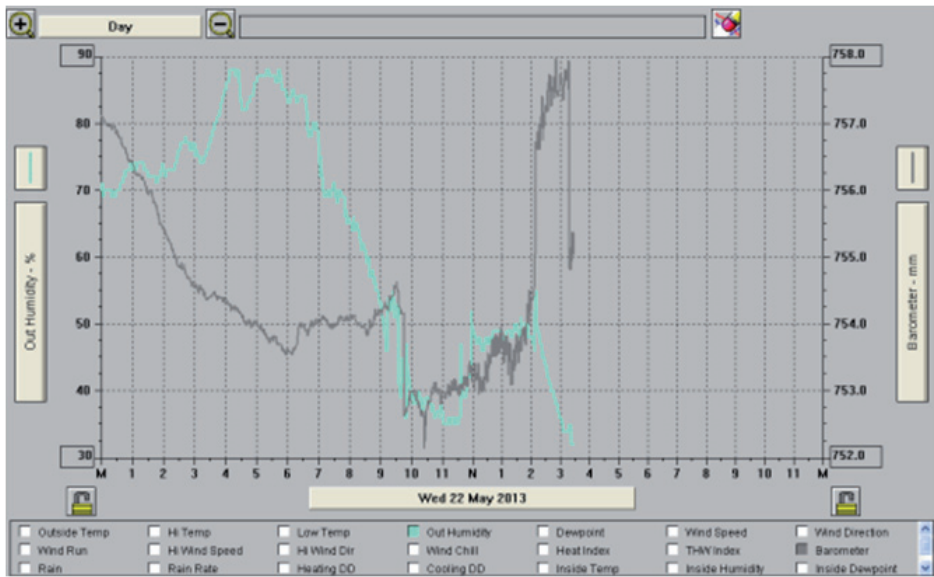


Figure 4. b/ : humidité relative de l'air (en % ; courbe bleue) et la pression atmosphérique (en hPa ; courbe grise)

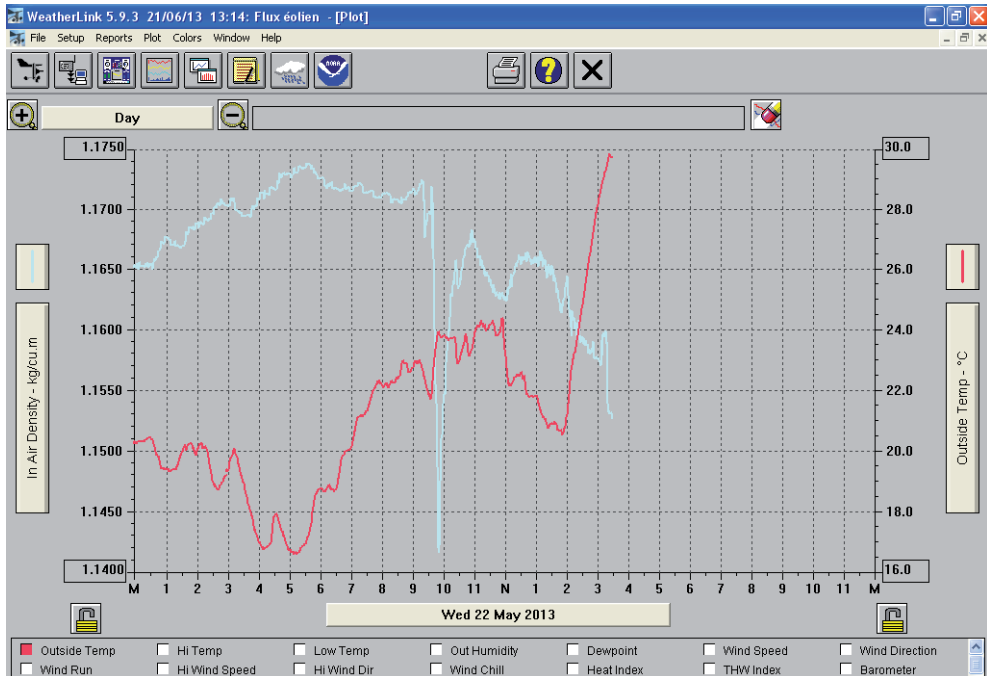


Figure4. c/ : densité atmosphérique (en  $\text{kg m}^{-3}$  ; courbe bleue) et température (en  $^{\circ}\text{C}$  ; courbe rouge).

### 4.1.2 Taille moyenne des grains de sable

Dans des conditions climatiques qui varient instantanément lors du BMS, la taille moyenne des grains récoltés lors des trois prises varie en fonction de la vitesse du vent, le temps de prise et la position du piège. En effet, la taille moyenne la plus importante des grains est observée lors de la première prise (temps = 10 mn), dans le piège installé sur le sommet de la dune du deuxième profil. Au cours de cette prise, le vent

fort soufflait de l'ouest avec une vitesse de  $13 \text{ m s}^{-1}$ . Les grains sont arrachés de la surface de la digue (D1) et piégés dans les pièges installés dans le champ (PD (Av), SD et le SV). Ce sont les grains les plus grossiers qui sautent dans l'air à une hauteur inférieure à 1 m sur le sommet dunaire (hauteurs de piège). La variation de la taille moyenne des grains (Md) lors de trois prises est illustrée dans la figure 5.

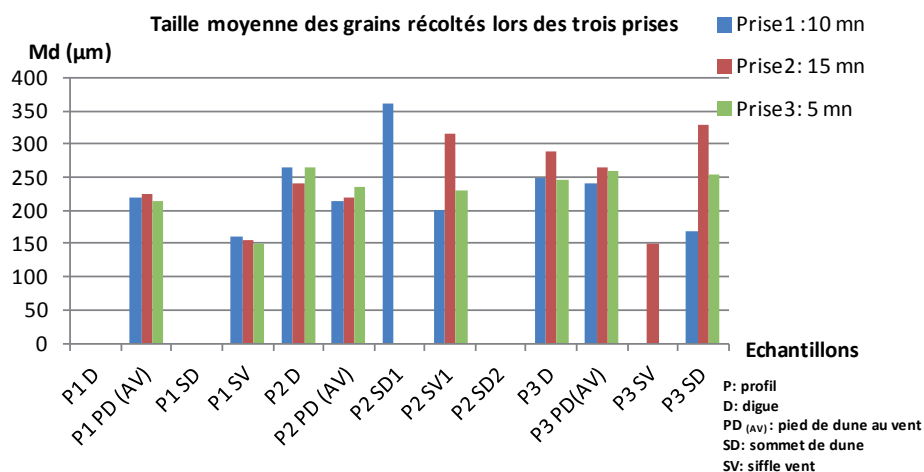


Figure 5 : Histogramme représentant la taille moyenne (Md en µm) des grains récoltés pendant la les trois prises.

#### 4.1.3 Détermination de la vitesse de friction $u^*$

Etant donné que lors du transport sédimentaire, la sous couche visqueuse est fortement concentrée en fluide et en particules et qu'il est très difficile de mesurer en continu et in situ cette concentration, le calcul de la vitesse de friction  $u^*$  est très complexe dans cette sous-couche. On considère un profil logarithmique de la vitesse du vent suivant la loi de Von-Karman.

Nous avons donc opté de la mesurer dans la sous-couche logarithmique là où le profil de la vitesse du vent est logarithmique ; ceci est exprimé par l'expression suivante :

$$u(z) = u_* / k \cdot \ln(z-d/z_0)$$

Ce qui donne l'équation suivante :

$$u^* = u(z) \cdot k / \ln(z/z_0)$$

Pour une hauteur  $z > z_0$ ,

$u_{(z)}$  : vitesse moyenne du vent (en  $m \cdot s^{-1}$ ) mesurée à la hauteur  $z$  (en m).

$z_0$  : hauteur de rugosité aérodynamique

(en m) de la surface du sol égale à 0,001m de référence (Arens, 1997).

$D$  : hauteur de la couche aérodynamique. Nous considérons dans nos calculs que  $d$  est égale à zéro (conditions de neutralité thermique d'après Priestley, 1959).

$k$  : constante de Von Karman, = 0,41.

$u^*$  : vitesse de friction en  $m \cdot s^{-1}$ .

Selon les travaux d'Arens (1997), la valeur de la hauteur de rugosité aérodynamique de la surface du sol ( $Z_0$ ) à l'état initial, est de l'ordre de 0,001m. Cette valeur est cohérente avec la relation indiquant que la rugosité d'une surface plane est voisine d'environ 1/30 de la taille moyenne des grains (Bagnold, 1941).

Les valeurs de la vitesse de friction de différents essais sont résumées dans le tableau 3. La valeur de la vitesse de friction ( $u_*$ ) varie de façon inversement

proportionnelle avec la valeur de  $m\ s^{-1}$  et  $0,910\ m\ s^{-1}$ .  
l'altitude z. Elle est comprise entre 0,473

**Tableau 3 :** Vitesse de friction  $u^*$  (en  $m\ s^{-1}$ ) calculée à partir de l'altitude z (en m) par rapport au sol et la hauteur de rugosité  $Z_0$  (0,001m, Arens, 1997), au niveau du site atelier H. Zriba pendant la tempête de 22 mai 2013. D : Digue ; PD : Pied de Dune ; SD : Sommet de Dune ; SV : Siffles Vent.

		u* H,Zriba (m s <sup>-1</sup> )												
Direction	Vitesse (m s <sup>-1</sup> )	P <sub>1</sub> -D	P <sub>1</sub> -PD	P <sub>1</sub> -SD1	P <sub>1</sub> -SV	P <sub>2</sub> -D	P <sub>2</sub> -PD	P <sub>2</sub> -SD1	P <sub>2</sub> -SV	P <sub>2</sub> -SD2	P <sub>3</sub> -D	P <sub>3</sub> -PD	P <sub>3</sub> -SV	P <sub>3</sub> -SD
W	13	0,766	0,732	0,644	0,790	0,910	0,695	0,628	0,777	0,680	0,756	0,845	0,670	0,739
WSW	10,3	0,607	0,580	0,510	0,626	0,721	0,550	0,498	0,616	0,538	0,599	0,669	0,531	0,605
SSE	9,8	0,578	0,552	0,485	0,596	0,686	0,524	0,473	0,586	0,512	0,570	0,637	0,505	0,579

#### 4.2 Présentation des résultats des mesures instantanées du flux d'érosion éolienne

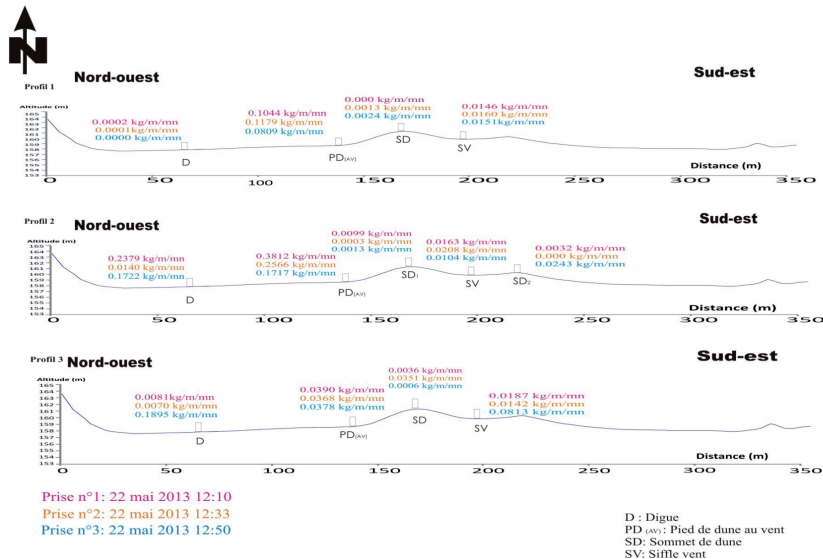
Les résultats du calcul des flux d'érosion éolienne mesurés sont présentés dans le tableau 4 et la figure 6. Pendant la première prise, qui a duré dix minutes, avec une vitesse du vent ouest de l'ordre de 13 m/s, les trois profils de pièges (P1, P2 et P3, Fig. 2) présentent différentes valeurs du flux mesuré. Ainsi, le profil 2 qui est installé dans le centre du terrain (axe NW/SE), montre des valeurs du flux relativement plus importantes que celles des deux autres profils dans tous les pièges. Cette différence est due à la position de cette radiale (P2) qui s'étend dans la même direction que les vents actifs. Ces résultats montrent également l'effet de la végétation dans le piégeage des particules en vol sachant que le profil 2 passe en pleine végétation (terrain végétalisé). Cependant, le profil

localisé à l'extrémité est du terrain (P3) présente un flux supérieur de celui du profil P1. Cette différence est bien illustrée dans la digue, les siffles vent ou les sommets dunaires. Avec les résultats du flux sédimentaire mesuré, nous avons remarqué que tous les pièges, qui sont installés aux niveaux de pieds dunaires, sont exposés aux vents actifs au cours des trois prises, et présentent des valeurs de flux supérieures aux autres pièges (Fig. 6). Cette différence est expliquée par la décélération de l'écoulement de l'air chargé des sédiments au pied de la pente exposée au vent (pente de la dune) en favorisant le dépôt de ces sédiments. Ce sont des zones d'accumulation. Réciproquement, les pièges qui sont installés sur les sommets dunaires présentent les valeurs du flux

sédimentaire les moins importantes. L'action érosive est d'autant plus importante que la dune est haute et la pente est plus forte. C'est à ces endroits où le vent subit une accélération (sommets dunaires).

**Tableau 4:** Résultats de la quantification du flux d'érosion éolienne mesuré au niveau du site atelier H. Zriba pendant la tempête de 22 mai 2013. D : Digue ; PD: Pied de Dune; SD : Sommet de Dune ; SV : Siffle Vent.

		Flux mesuré (Kg/m/mn)												
		Profil 1				Profil 2					Profil 3			
	Durée (mn)	P1-D	P1-PD	P1-SD1	P1-SV	P2-D	P2-PD	P2-SD1	P2-SV	P2-SD2	P3-D	P3-PD	P3-SV	P3-SD
12 :13	10	0,0002	0,1044	0,0000	0,0146	0,2379	0,3812	0,0099	0,0163	0,0032	0,0081	0,0390	0,0036	0,0187
12:33	15	0,0001	0,1179	0,0013	0,0160	0,0140	0,2566	0,0003	0,0208	0,0000	0,0070	0,0368	0,0351	0,0142
12 :50	5	0,0000	0,0807	0,0024	0,0151	0,1722	0,1717	0,0013	0,0104	0,0243	0,1895	0,0378	0,0006	0,0813



**Figure 6 :** Flux d'érosion éolienne mesurés au cours de la tempête du 22 mai 2013 en fonction de la topographie du site atelier H. Zriba, Zaghouan (Tunisie).

### 4.3 Comparaison des flux mesuré et théorique

Parmi les formules empiriques et semi-empiriques qui ont été utilisées dans la modélisation du flux d'érosion éolienne, soit en soufflerie, soit sur le terrain, nous avons adopté celles qui

incluent la granulométrie du sédiment, la hauteur (z) par rapport au sol, la rugosité aérodynamique ( $Z_0$ ) et/ou la vitesse de friction seuil  $u_{*t}$  (vitesse de mise en mouvement des particules). Les différentes formules utilisées sont les suivantes (Tab. 5).

**Tableau 5 :** Principales formules du calcul de flux potentiels optimaux. q : flux horizontal ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ); D : diamètre de référence (250  $\mu\text{m}$ ) ; d : diamètre moyen du sédiment ;  $\rho_a$  : masse volumique de l'air ( $\text{kg gm}^{-3}$ ) ;  $r_t$  :  $u_{*t}/u_{*}$  (Pedreros, 2000) ; g : accélération de la pesanteur ( $\text{m s}^{-2}$ ).

Auteurs	Expression	Constantes
Bagnold (1941)	$q = B \frac{\rho_a}{g} \sqrt{\frac{d}{D}} u_{*}^3$	$B1=1,5, B2=1,8, B3=2,8$ En fonction de classement du sédiment
Kawamura (1951)	$q = K \frac{\rho_a}{g} (u_{*} - u_{*t})^2 (u_{*} + u_{*t})$	$K=2,78$
Zingg (1953)	$q = K \left(\frac{D50}{d}\right) 0.75 \frac{\rho_a}{g} u_{*}^3$	$K=0,83$
Williams (1964)	$q = a' \frac{\rho_a}{g} u_{*}^{b'}$	$a'=1,89 ; b'= 3,422$
Lettau & Lettau (1978)	$q = L \frac{\rho_a}{g} (1 - r_t) \sqrt{\frac{d}{D}} u_{*}^3$	$L=4,2$
White (1979)	$q = W \frac{\rho_a}{g} (1 - r_t)(1 + r_t)^2 u_{*}^3$	$W=2,61$
Pedreros (2000)	$q = 1.25 \rho_a (u_{*}^* - u_{*t}^*)^2 \frac{3.6 - 33.4 \sqrt{dg}}{g}$	$K=0,039$

D'après le tableau 6, toutes les formules surestiment les flux réels surtout celles établies par White (1979), Kawamura (1951) et Lettau & Lettau (1978). Les valeurs de corrélation  $R^2$  obtenus

Montrent que la formule de Zingg (1953) présente une bonne corrélation entre les valeurs mesurées et celles prédites par rapport aux restes des valeurs prédites.

**Tableau 6 :** Corrélation linéaire établie entre les flux d'érosion éolienne mesurés et des flux calculés selon les différentes formules retenues dans cette étude.

Formules Utilisées	R <sup>2</sup>
Bagnold (1941)	0,3822
Kawamura (1951)	0,3161
Zingg (1953)	0,3996
Williams (1964)	0,0267
Lettau and Lettau (1978)	0,3196
White (1979)	0,3161
Pedreros (2000)	0,1634

Le calcul du rapport  $D_r$  entre le flux calculé et le flux mesuré  $Q_{cal}/Q_{mes}$  est présenté dans le tableau 7. Le rapport  $D_r$  confirme l'amplification des valeurs estimées du flux, sauf dans le cas des formules établies par Zingg (1953), Bagnold (1941). Le calcul du flux éolien

n'a pas été possible par endroits. La quantité très réduite des sables récoltés n'a pas permis pas de faire l'analyse granulométrique pour avoir la taille moyenne des grains utile dans les formules utilisées.

**Tableau 7:** Le rapport  $D_r$  établi entre les valeurs de flux d'érosion éolienne mesurés et les flux d'érosion éolienne théoriques calculés selon les différents modèles empiriques et semi-empiriques. Les flux sédimentaires (kg/m/mn) mesurés in situ  $Q_{mes}$  et calculés selon les différents modèles théoriques  $Q_{th}$ .

Flux sédimentaires (kg/m/mn) mesurés <i>in situ</i> $Q_{mes}$ et calculés selon les différents modèles théoriques $Q_{th}$ .								
Position	$Q_{mes}$ mesuré	$Q_{th}$ (Bagnold)	$Q_{th}$ (Zingg)	$Q_{th}$ (Kawamura)	$Q_{th}$ (Lettau)	$Q_{th}$ (White)	$Q_{th}$ (Williams)	$Q_{th}$ (Pedreros)
P1-D	0,002	-	-	-	-	-	-	-
P1-PD	1,0437	4,3280	2,3948	8,1102	11,9824	7,6143	2,9851	8,0118
P1-SD1	0	-	-	-	-	-	-	-
P1-SV	0,1462	4,6389	2,370	10,1700	12,8738	9,5481	3,8744	10,3894
P2-D	2,3792	9,1146	5,284	15,5425	25,2680	14,5921	6,2778	11,4423
P2-PD	3,8118	3,6529	2,010	6,9274	10,1084	6,5038	2,4925	7,2737
P2-SD1	0,0988	3,4936	2,1864	5,1449	9,6185	4,8303	1,7655	4,6256
P2-SV	0,1628	4,9381	2,6681	9,6945	13,6875	9,1017	3,6635	9,3545
P2-SD2	0,0322	-	-	-	-	-	-	-
P3-D	0,0808	4,0933	2,3385	7,2040	11,3185	6,7634	2,6042	7,0210
P3-PD	0,3898	4,9813	2,8170	8,9382	13,7895	8,3916	3,3346	8,2546
P3-SV	0,0357	-	-	-	-	-	-	-
P3-SD	0,1867	2,9150	1,5123	6,2114	8,0740	5,8315	2,2031	7,3336
<b>Dr moyenne</b>		20,598	11,558	32,560	56,984	35,741	13,955	37,449

Les écarts de validation des modèles empiriques sont dus à plusieurs variables :

1- D'une part, nous avons considéré une valeur constante de la rugosité aérodynamique  $Z_0$  (0,001 m) alors que la zone présente des microreliefs et des figures sédimentaires, qui peuvent rendre la surface un peu plus rugueuse.

2- D'autre part, nous n'avons impliqué ni la valeur du taux d'humidité de l'air (Belly, 1964), ni celle du sédiment (Hotta et al, 1984). or une surface de sable humide peut résister à un vent de 50 km/h d'après Logie (1982).

3- La densité variable des minéraux peut aussi contribuer à l'erreur du calcul. Certains auteurs ont essayé de corriger cet écart  $Q_{cal} / Q_{mes}$  et de s'approcher

au mieux des conditions in situ. Le paragraphe suivant s'attache à rapporter certains réajustements aux calculs du flux d'après ces auteurs (Belly, 1964 ; Hotta et al., 1984 ; Pedreros, 2000).

#### 4.4 Influence des paramètres expérimentaux et environnementaux dans le calcul du flux d'érosion éolienne

Nous avons utilisé des pièges à sables verticaux dont la capacité à capter les sédiments ne dépasse pas les 70 % Marston, 1986. Dans ce contexte, Pedreros (2000) a corrigé les flux mesurés en multipliant par 1,67. En se basant sur ces travaux nous avons corrigé les flux mesurés (Tab. 8).

**Tableau 8 :** Correction des flux d'érosion éolienne mesurés dans la localité de H. Zriba, 2013.

	Flux mesuré (Kg/m/mn) corrigé selon Pedreros (2000)												
temps (mn)	P1-D	P1-PD	P1-SD1	P1-SV	P2-D	P2-PD	P2-SD1	P2-SV	P2-SD2	P3-D	P3-PD	P3-SV	P3-SD
10	0,0033	1,7398	0,0000	0,2437	3,9661	6,3543	0,1648	0,2714	0,0536	0,1347	0,6499	0,0595	0,3112
15	0,0019	1,9654	0,0213	0,2671	0,2332	4,2779	0,0052	0,3469	0,0006	0,1172	0,6133	0,5859	0,2367
5	0,0000	1,3458	0,0406	0,2517	2,8706	2,8628	0,0222	0,1734	0,4045	3,1584	0,6307	0,0100	1,3558



Par ailleurs, l'humidité des sédiments intervient dans la correction des vitesses de friction seuil en augmentant la cohésion interparticulaire (Belly, 1964 ; Kawata et Tsuchiya, 1976 ; Hotta et al. 1984).

Elle contribue à augmenter les vitesses de friction seuil. Le pourcentage de la teneur en eau du sédiment (% H) est exprimé dans l'équation suivante :

Avec :

**Ms** : Masse sèche.

**Mh** : Masse humide.

Les valeurs des pourcentages d'humidité varient entre 2,5 et 3,5 pour l'ensemble de nos échantillons. Les vitesses de friction seuil ( $u_{*t}$ ) sont comprises entre 0,22 et

0,311  $m s^{-1}$  (Tab. 9). Cependant lorsque nous tenons compte de l'humidité des sédiments,  $u_{*t}$  atteint 0,606  $m s^{-1}$  (Belly, 1964). Le nouveau rapport  $Dr$  calculé est illustré dans le tableau 10.

En apportant des corrections aux valeurs du flux mesuré et à l'humidité, le rapport  $Dr$  devient beaucoup plus faible. Ceci confirme la relation étroite entre la vitesse de friction seuil et le flux d'érosion éolienne. La correction du flux mesuré réduit ainsi légèrement l'écart avec les valeurs du flux théoriques établies par Bagnold (1941) et Zingg (1953), Tout compte fait, l'expression établie par Zingg (1953) est celle qui se rapproche le plus des flux mesurés.

**Tableau. 9** : La correction de la vitesse de friction seuil en fonction de l'humidité de sédiments.

	Prise n°1												
	P <sub>1</sub> D	P <sub>1</sub> PD	P <sub>1</sub> SM	P <sub>1</sub> SV	P <sub>2</sub> D	P <sub>2</sub> PD	P <sub>2</sub> SD1	P <sub>2</sub> SV	P <sub>2</sub> SD2	P <sub>3</sub> D	P <sub>3</sub> PD	P <sub>3</sub> SD	P <sub>3</sub> SV
Humidité (%)	-	3,3	-	3,33	3,5	2,2	1,5	1	-	2,5	2,22	-	2,2
$u^*t$ (m s <sup>-1</sup> )	-	0,25984	-	0,2216	0,2852	0,2569	0,2477	0,248	-	0,277	0,271	-	0,2284
$u^*t_{humide}$ (m s <sup>-1</sup> )	-	0,549	-	0,468	0,606	0,515	0,472	0,446	-	0,565	0,545	-	0,458
	Prise n°2												
	P <sub>1</sub> D	P <sub>1</sub> PD	P <sub>1</sub> SM	P <sub>1</sub> SV	P <sub>2</sub> D	P <sub>2</sub> PD	P <sub>2</sub> SD1	P <sub>2</sub> SV	P <sub>2</sub> SD2	P <sub>3</sub> D	P <sub>3</sub> PD	P <sub>3</sub> SD	P <sub>3</sub> SV
Humidité (%)	-	2,2	-	2,2	1,5	3,33	-	1	-	3,33	1,1	1,1	1,2
$u^*t$ (m s <sup>-1</sup> )	-	0,26278	-	0,2181	0,2714	0,2598	-	0,311	-	0,2477	0,26	0,21	0,2657
$u^*t_{humide}$ (m s <sup>-1</sup> )	-	0,527	-	0,437	0,517	0,549	-	0,560	-	0,524	0,474	0,392	0,491
	Prise n°3												
	P <sub>1</sub> D	P <sub>1</sub> PD	P <sub>1</sub> SM	P <sub>1</sub> SV	P <sub>2</sub> D	P <sub>2</sub> PD	P <sub>2</sub> SD1	P <sub>2</sub> SV	P <sub>2</sub> SD2	P <sub>3</sub> D	P <sub>3</sub> PD	P <sub>3</sub> SD	P <sub>3</sub> SV
Humidité (%)	-	2,2	-	2,2	3,33	1,5	-	2,22	-	2,22	2	-	3,3
$u^*t$ (m s <sup>-1</sup> )	-	0,25687	-	0,2146	0,2852	0,2686	-	0,266	-	0,2742	0,282	-	0,2797
$u^*t_{humide}$ (m s <sup>-1</sup> )	-	-	-	0,430	-	0,512	-	0,533	-	0,551	0,559	-	0,591

**Tableau 10** : Le rapport Dr établi entre les valeurs de flux d'érosion éolienne mesurés et les flux d'érosion éolienne théoriques après les corrections apportées aux flux mesurés et à la vitesse de friction seuil  $u^*t$  humide.

Flux sédimentaires (kg/m/mn) mesurés et corrigés $Q_{mes}$ et flux sédimentaires calculés selon les différents modèles théoriques $Q_{th}$ , adoptés par quelques corrections.								
Positions	$Q_{mes}$ mesuré	$Q_{th}$ (Bagnold)	$Q_{th}$ (Zingg)	$Q_{th}$ (Kawamura)	$Q_{th}$ (Lettau)	$Q_{th}$ (White)	$Q_{th}$ (Williams)	$Q_{th}$ (Pedreros)
P1-D	0,003	-	-	-	-	-	-	-
P1-PD	1,740	4,328	2,395	6,156	3,040	5,779	2,985	3,516
P1-SD1	0,000	-	-	-	-	-	1,920	-
P1-SV	0,244	4,639	2,370	10,416	5,291	9,779	3,874	6,740
P2-D	3,966	9,115	5,284	14,256	8,512	13,384	6,278	6,360
P2-PD	6,354	3,653	2,010	5,367	2,643	5,039	2,493	3,274
P2-SD1	0,165	2,604	1,407	3,856	1,810	3,620	1,766	2,656
P2-SV	0,271	4,938	2,668	10,134	5,895	9,515	3,663	6,277
P2-SD2	0,054	3,687	2,107	-	-	-	2,312	-
P3-D	0,135	4,093	2,338	4,564	2,262	4,285	2,604	2,498
P3-PD	0,650	4,981	2,817	7,313	3,898	6,866	3,335	3,970
P3-SV	0,059	-	-	-	-	-	4,868	-
P3-SD	0,311	2,915	1,512	5,511	2,582	5,174	2,203	3,906
<b>Dr moyenne (<math>Q_{th}/Q_{mes}</math>)</b>		<b>11,76</b>	<b>6,41</b>	<b>19,37</b>	<b>9,98</b>	<b>20,03</b>	<b>8,37</b>	<b>12,03</b>

## 5. CONCLUSION

Au niveau du site atelier de Hammam Zriba, le rapport établi entre les flux calculés et mesurés montre un écart important. Les corrections appliquées aux flux mesurés pour tenir compte de l'efficacité du capteur et de l'humidité du sol ne suffisent pas à diminuer cet écart. Seuls les flux calculés par Zingg (1953) et Bagnold (1941) donnent des résultats plus proches des flux mesurés. Les différents modèles testés pour la quantification des flux d'érosion éolienne ont été établis au niveau des zones désertiques dépourvues du couvert végétal et ayant une topographie plus au moins homogène ou dans des

zones côtières alors que le site choisi (H. Zriba) présente plusieurs contraintes environnementales qui peuvent impacter le calcul. En effet, le terrain est végétalisé, appartenant à l'étage semi-aride. L'humidité des sols est beaucoup plus grande que celle des milieux désertiques.

La topographie de la zone ainsi que la nature des sédiments, l'occupation du sol et les conditions climatiques (vitesse du vent, humidité du sol, etc.) sont des facteurs limitants dans le transport et le dépôt des sédiments. En tenant compte de ces paramètres, les flux d'érosion éolienne mesurés (et corrigés) peuvent

atteindre 6,4 kg/m/mn au niveau des pieds dunaires (PD). Cependant au niveau des sommets dunaires (SD) les flux mesurés (et corrigés) ne dépassent pas 1,4 kg/m/mn. La forte pente des flancs dunaires provoque une accélération de l'écoulement. Le processus éolien sera

plutôt érosif qu'accumulatif. Les flux d'érosion éolienne mesurés au niveau des siffles vent sont compris entre 0,2 et 0,6 Kg/m/mn. Ce sont des zones de turbulence où la déflation éolienne devient beaucoup plus agressive.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- **Amrouni, O.** 2008. Morphodynamique d'une plage sableuse microtidale à barres : côte nord de Mahdia (Tunisie orientale). *Thèse de doctorat*, Université Tunis El Manar. 297 p.
- **Arens, S.M.** 1997. Patterns of sand transport on vegetated foredunes. *Geomorphology* 17: 339-350.
- **Bagnold, R. A.** 1941. The physics of blown sand and desert dunes. *Methuen Co Ltd.* London. 266 p.
- **Belly, P. Y.** 1964. Sand movement of wind, TM N°1, US Army Coastal Engineering Resear Center, Washington D.C. 80 p.
- **Bermond, A.** 1999. Caractérisation chimique de la spéciation des métaux traces dans le sol. In : pp Club CRIN Environnement et Ministère de l'Environnement (Ed.), Spéciation des métaux dans les sols. Paris, France. *ECRIN*: 73-95.
- **Bernard, A. M.** 1997. Effects of heavy metals in the environment on human health. *In: International conference on the biogeochemistry of trace elements*, Paris. 85: 21-34.
- **Bouhlel, S.** 1982. Distribution du baryum et du strontium dans les gisements de la province fluorée tunisienne; application aux gîtes de Hammam Jedidi et Hammam Zriba-Jebel Guebli. Thèse Doct. 3ème Cycle. Université Paul Sabatier Toulouse. 171 p.
- **Boussen, S.** 2010. Evolution de haldes plombo-zincifères dans le nord de la Tunisie : l'exemple d'un contexte carbonaté. *Thèse de doctorat*. Géologie, Fac. Sci. Univ. El Manar. 279 p.
- **Boussen, S.** 2010. Evolution de haldes plombo-zincifères dans le nord de la Tunisie : l'exemple d'un contexte carbonaté. Thèse doctorat Géologie, Fac. Sci. Univ. El Manar : 279 p.
- **Chaibi, M.** 2003. Dynamique sédimentaire et morphogenèse actuelle du littoral d'El Jadida (Maroc). *Thèse de doctorat* en Espace, cultures et sociétés option géographie physique. Aix- Marseille I. 236 p.
- **Ghorbel, M.** 2012. Contamination métallique issue des déchets de l'ancien site minier de Jbel Ressas. Moélisation des mécanismes de transfert et conception des cartes d'aléa post-mine dans un contexte carbonaté sous un climat semi-aride, évaluation du risque pour la santé humaine. *Thèse de doctorat*. 196 p.

- **Hotta, S., Kubota, S., Katori, S. & Horika, K.** 1984. Sand transport by wind on awet sand beach. Proceedings of the 19<sup>th</sup> Coastal Engineering Conference. *American Society of Civil Engineers*, New York: 1265-1281.
- **Institut National Météorologique (I.N.M).** 2012. Données journalières des vents, district de Zaghouan, Tunisie.
- **Kardous, M.** 2005. Quantification de l'érosion éolienne dans les zones arides tunisiennes : approche expérimentale et modélisation. *Thèse de doctorat*, Univ. Paris XII –Val- De-Marne. 298 p.
- **Kawamura, R.** 1951. Study of sand movement by wind. Technical report hydraulic Engineering Laboratory. University of California, Berkeley. 57p.
- **Kawata, Y and Tsuchiya, Y.** 1976. Influence of water content on the threshold of sand movement and the rate of sand transport in blown sand (in Japanese). Proceedings of the Japanese Society of Civil Engineers, 249: 95-100.
- **Khatteli, H.** 1996. Erosion éolienne en Tunisie aride et désertique. Analyse des processus et recherche de moyens de lutte. *Thèse de doctorat*, Université de Gand, Belgique. 180 p.
- **Labiadh, M.T.** 2011. Quantification de l'érosion éolienne sur des surfaces anthropisées : **simulations des flux en masse à l'échelle des zones arides Tunisiennes**, *Thèse de doctorat*, l'Université Paris Diderot. 202p.
- **Lettau, K. and H. H., Lettau.** 1978. Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. In *Exploring the World's Driest Climate*, University of Wisconsin-Madison, Institute for Environmental Studies, *IES Report 101*:110-147.
- **Logie, M.** (1982). Influence of roughness elements and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion. *Catena Supplement 1*: 161-173.
- **Marston, R.A.** 1986. Maneuver-caused wind erosion impacts, south-central New Mexico. In: *Aeolian Geomorphology*. Ed. W. Nickling. Boston, Mass, Allen and Unwin : 273-290.
- **Mezned, N.** 2010. Modélisation spectrale pour la cartographie des rejets miniers dans le nord de la Tunisie à partir des données de télédétection. *Thèse de doctorat*, Université de Tunis El Manar. 197 p.
- **Pedreras, R.** 2000. Quantification et modélisation du transport éolien au niveau des zones côtières-application du littoral Girodin. *Thèse de doctorat*, Université Bordeaux I. 185 p.
- Priestly, C. H. B.** (1959), *Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere*, Univ. of Chicago Press, Chicago, Ill.
- **Rosen, P. S.** 1978. An efficient, low coast, aeolian sampling system. Current research Part A. *Geol. Surv. Canada*, 78-1A: 531-532.

- **Sabatier, F.**, 2001. Fonctionnement et dynamiques Morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. *Thèse de doctorat* en géosciences de l'environnement, option géographie physique. Université d'Aix- Marseille III. 272 p..
- **Sherman, D. J. & Bauer, B.O.** 1996. Dynamics of beach-dune systems, *Progress in physical geography*. 174: 413-447.
- **White, B. R.** 1979. Soil transport by winds on Mars, *Journal of Geophysical Research* 84 (B8): 4643-4651.
- **Williams, G.** 1964. Some aspects of the aeolian saltation load, *Sedimentology*, 3: 257-287.
- **Zingg, A.W.** 1953. Wind-tunnel studies of the movement of sedimentary material. *Proceedings Firth Hydraulic Conf. Stud. In Engineering*, University of Iowa 34: 111-135.

## **Érosion éolienne et risques morphogéniques dans le Sahel sénégalais**

**Boubou Aldiouma Sy**

Géographe, Professeur Titulaire : Laboratoire Leïdi « dynamiques des territoires et développement », Université Gaston Berger (UGB) de Saint-Louis, Sénégal

[bouboualdiouma@yahoo.fr](mailto:bouboualdiouma@yahoo.fr)

### **RÉSUMÉ**

Le Sahel sénégalais s'étend de la latitude de Barkéji (15°16'N), au sud, à celle de Podor (16°38'N), au nord. En longitude, ce territoire va de l'axe Saint-Louis-Potou (16°27'W) à Matam (14°56'W). Du point de vue géomorphologique, cet espace est bien étudié : chronologie et contexte de mise en place des unités, facteurs de la dynamique actuelle, etc. Actuellement, ce secteur est soumis à la double pression physique et anthropique, expliquant la recrudescence des vents. Mais, l'érosion éolienne, dans ses aspects quantitatifs et évaluation des risques, n'est pas suffisamment étudiée, ce qui constitue une lacune. La méthodologie adoptée pour quantifier ce phénomène découle de cet objectif :

Traitement des données anémométriques, des paramètres climatiques et conduite de campagnes de trappes à sédiments. Cette perspective méthodologique a été complétée, à partir du taux du couvert végétal, par la spatialisation des aires de déflation où des stations de mires ont permis de quantifier les taux d'érosion. Ce qui révèle, au plan résultats, une crise morphogénique ou érosion accélérée dans un contexte de dégradation des conditions biophysiques.

L'objet de cette contribution est partager l'appropriation de cette tendance dynamique et les risques sociaux qu'elle est susceptible d'entraîner dans un contexte de dégradation des ressources en milieu rural sénégalais où quelque 80 % des acteurs vivent de l'exploitation des ressources primaires, l'agriculture et l'élevage notamment. La dynamique actuelle a fini d'ériger le vent comme agent morphodynamique prédominant dans le Sahel sénégalais.

Mots-clefs : sécheresse, pression anthropique, érosion éolienne, risques morphogéniques, stratégies de gestion

### **SUMMARY**

The Senegalese Sahel extends from the Barkéji latitude (15° 16'N) in the south to Podor (16° 38'N) in the north. At longitude, the area extends from the axis St. Louis-Potou (16° 27'W) to Matam (14° 56'W). From a geomorphologic point of view, this area is well studied: chronology and context of implementation units, the current dynamic factors, etc. currently, this area is subjected to the physical and anthropogenic dual pressure, which accounts for the increase of winds. However, wind erosion, in its quantitative aspects and risk assessment, is not sufficiently

investigated, which is considered as a shortcoming.

The methodology used to quantify this phenomenon builds upon this objective of the paper: treatment of wind data, climatic parameters and conduct of sediment trap campaigns. This methodological perspective is achieved from the rate of vegetative cover through the spatialization of deflation areas where stations patterns were used to quantify erosion rates, which reveals, in terms of findings, a morphogenic crisis or accelerated erosion in a context of deteriorating biophysical conditions.

The objective of this contribution is to share the ownership of this dynamic trend and the social risks that it is likely to cause in a context of resource degradation in rural Senegal where 80% of the stakeholders live on the exploitation of primary resources, agriculture and livestock in particular. The current dynamics has completely erected the wind as a morphodynamic agent that dominates in the Senegalese Sahel.

**Keywords:** drought, human pressure, wind erosion, morphogenic risk, management strategies

## 1. INTRODUCTION

Le Sahel couvre quelque 60 % du territoire du Sénégal, soit 78800 km<sup>2</sup>. Depuis les années 1970, cet espace subit une sécheresse climatique persistante doublée de pressions anthropiques. Cela explique l'intensification des actions éoliennes avec la disparition progressive des forces de frottement. Cette tendance

qui prend le profil d'une crise morphogénique/**érosion accélérée** est un des axes de recherche du laboratoire Leïdi «dynamiques des territoires et développement» de l'Université Gaston Berger (UGB) de Saint-Louis et de l'équipe de recherche : Dynamique des environnements arides à semi-arides, risques morphogéniques et stratégies de gestion.



**Figure 1.** Croquis de localisation du Sahel sénégalais

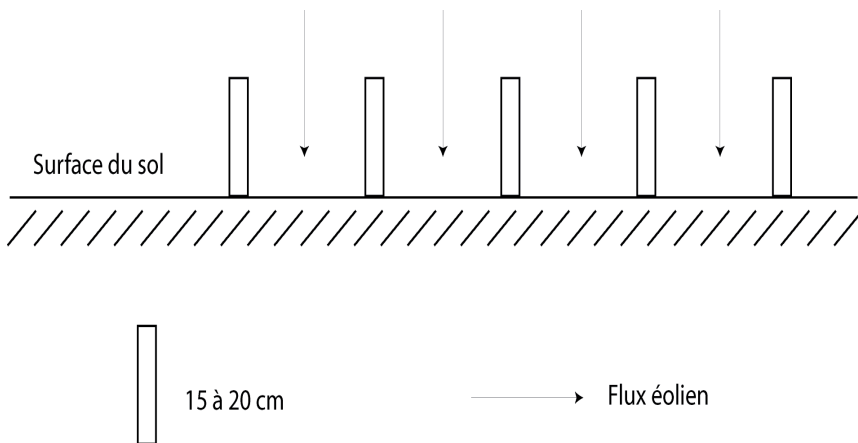
La figure 1 représente le Sahel sénégalais où l'aridité est plutôt prononcée ; il est limité au nord par Podor, à l'est par Saint-Louis et Louga, au sud par Linguère et Ranérou et à l'est par Matam. Les totaux pluviométriques annuels, en dégradation dans cet espace, oscillent de 200 à 400 mm. Ce qui compromet l'agriculture sous-pluies mais permet d'entretenir un élevage transhumant, qui est lui-même fortement éprouvé par l'assèchement de plus en plus précoce des mares d'hivernage (SY, 2009).

## 2. OUTILS ET MÉTHODE

La méthodologie a ciblé la collecte et le traitement des données anémométriques en vue de déterminer la typologie des limites de classes de vitesses, l'évolution de l'orientation des flux éoliens. Ce

volet est couplé à la mise en place et le contrôle de stations de mires dans les secteurs sensibles à la déflation : domaine alluvial et deltaïque du fleuve Sénégal.

Les mires sont des tiges à béton implantées sur des unités morphopédologiques reconnues, fonctionnant comme aires de déflation. Elles sont distantes de 20 m. Chaque mire porte un numéro et sa partie aérienne (de 15 à 20 cm) est soigneusement repérée et régulièrement contrôlée durant la saison de déflation. Au terme de la période de suivi, les transects ont permis d'apprécier les effets de la déflation, révélant des tendances dynamiques des épisodes successifs d'accumulation ou d'ablation de débits solides éoliens (figure 2).



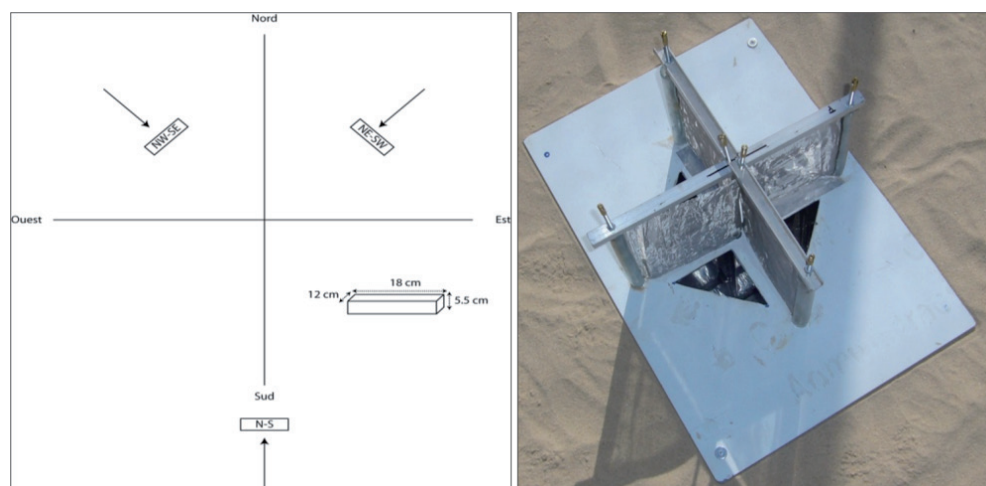
**Figure 2.** Transect de mires



Les mires sont implantées dans les formations fluviodeltaïques au sein des aires de déflation complètement dénudées ou plus ou moins recouvertes par un semis dispersé d'espèces halophytes. Malgré le caractère artisanal de la méthode, des résultats pertinents ont été obtenus au bout de 19 mois d'observation et de suivi. Cette méthode est associée aux campagnes de trappes à sédiments et à la spatialisiation des aires de déflation à partir de la typologie du couvert végétal.

La méthode de trappes à sédiments a consisté à prendre 3 boîtes en forme de parallélépipède rectangle dont la

grande base mesure 18 cm et la petite base mesure 12 cm ; la hauteur mesure 5,5 cm. Chaque boîte est disposée perpendiculairement à une direction principale du flux éolien : NW-SE, N-S et NE-SW. Le choix de ces directions a été guidé par les résultats du traitement des paramètres anémométriques de la station de Saint-Louis (1964-2000) et de la station de Richard Toll (1977-1990). L'étude des fréquences directionnelles a indiqué une récurrence prédominante de ces composantes. Les pièges sont ainsi dissimulés dans des cavités creusées à cet effet ; leurs contenus sont vidés dans des sachets à échantillons toutes les 2 heures, de 8 heures à 18 heures (figure3).



**Figure 3.** Dispositif de trappes à sables

Durant la campagne de 1990, l'expérience s'est déroulée pendant qu'un anémomètre enregistrait les vitesses et les directions des vents ; le dépouillement des vitesses durant la période de piégeage puis leur comparaison avec les débits mesurés ont permis de fixer le seuil critique de déflation à 4,4 m/s. Les résultats indiquent un vent globalement fort par rapport au seuil critique (4,4 m) dans un contexte d'effacement progressif des forces de frottement, exposant le milieu

aux risques morphogéniques.

### 3. PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Le traitement des vents indique des intensités élevées : une faible récurrence des classes < [00 - 4,4 m/s] mais une forte concentration entre les limites de classes [4,5 - 6,4 ms.<sup>-1</sup>] et [6,5 - 8,4 ms.<sup>-1</sup>]. Ces vents efficaces soufflent sur des unités morphopédologiques héritées où le seuil critique de déflation est de 4,4 ms.<sup>-1</sup>.

**Tableau 1. Régimes des vents isolés selon les moments de la journée**

Régimes des vents	08h-12h	12h-16h	16h-18h	Sites d'observation
<b>R1</b> : < 4,4 ms. <sup>-1</sup> = Calme	calme	calme	calme	Delta, Moyenne vallée
<b>R2</b> : 4,4 et 5 ms. <sup>-1</sup> = Moyen	calme	fort	calme	Delta, Moy. vallée et Jeeri
<b>R3</b> : 5,4 et 7 ms. <sup>-1</sup> = Fort	calme	fort	fort	Delta, Moyenne vallée
<b>R4</b> : > 7 ms. <sup>-1</sup> = Très fort	fort	fort	fort	Delta

(Sources SY, 2008)

Ce découpage, obtenu de façon empirique, résulte du traitement des vitesses réelles enregistrées *in situ* ainsi que les résultats des différentes expériences de piégeage des débits solides éoliens : un régime est *calme* (**R1**) quand des traces seulement sont mesurées par les pièges. Il est *moyen* quand l'intensité dépasse légèrement le seuil critique (100 à 200 grammes peuvent être récoltés) en 2 heures de mesure (**R2**) ; un régime est *fort* (**R3**) quand l'intensité se situe nettement au-dessus du seuil critique (des milliers de grammes peuvent être piégés) ; un régime est classé *très fort* (**R4**) quand les intensités sont <sup>3</sup> 7 ms.<sup>-1</sup>. La vitesse 7 ms.<sup>-1</sup> correspond à la médiane des vitesses

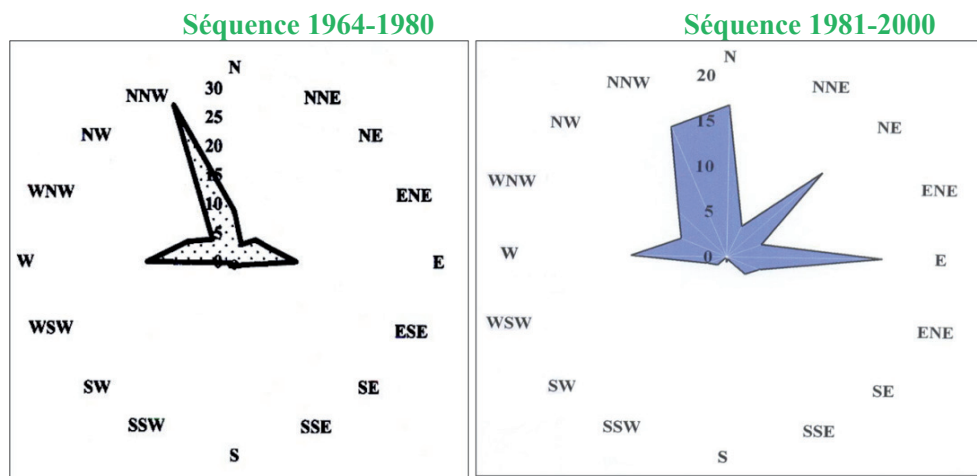
maximales instantanées journalières traitées à Saint-Louis (1964-2000) et à Richard Toll (1977-1990). Le tableau 1 indique une plus grande fréquence des vents compétents sur le site du delta : la topographie, les caractéristiques granulométriques et chimiques du substrat expliquent en partie cette situation.

Au total, les différentes expériences de trappes à sédiments montrent des périodes de forts vents et de calme. Les débits solides éoliens sont surtout mobilisés entre 14h et 16h et la période de déflation débute à 10h.

À vitesse égale, les vents de 14h à 16h déplacent plus de sédiments

que les vents de 8h à 10h. En effet, aux premières heures de la journée (8h-10h), les vents sont généralement peu intenses. À cela s'ajoute l'effet des précipitations occultes qui mettent en place une pellicule humectée susceptible d'inhiber le mécanisme de la déflation. Cette pellicule, mesurée à Foondé Booki sur un stock sableux, donne 8 mm contre 15 mm sur une nebka fonctionnelle. À partir de 11h 30 mn, cette pellicule de protection avait disparu, facilitant la remobilisation éolienne. Il convient de noter aussi que les vents du domaine deltaïque mobilisent davantage de

sédiments que ceux du domaine alluvial. À l'échelle de la saison de déflation, les débits mobilisés sont conséquents. En surface, ces mouvements sédimentaires se traduisent par des phénomènes de décapage énormes. Cette tendance est attestée par l'exploitation des transects de mires et l'interprétation des paramètres texturaux. L'augmentation de la saison de déflation et le changement d'orientation des flux d'harmattan du cadran W à N vers le cadran N à E de la rose expose les secteurs humides aux zones sources de débits solides éoliens (figure 4).



**Figure 4.** Rotation des flux éoliens de 1964 à 2000

Il apparaît des roses, la rotation des vents compétents du cadran NNW vers le cadran N, NE à E. La période 1964-1980 est marquée par une série de sécheresses au Sahel. Le déficit est prononcé en 1972, traduisant la migration de l'isohyète 500 mm jusqu'en Gambie ; celle des 100 mm se situait dans le Ferlo. Le déficit de 1977 est ressenti dans toute la zone côtière jusqu'en Casamance : 55 % de déficit à Banjul, 49 % à Ziguinchor et 48 % à Kolda (LE BORGNE J., 1988).

Durant la période, l'orientation préférentielle des vents efficaces est celle de NNW, soit 29 % des fréquences. Le cadran N à E cumule 34 % des orientations contre 11 % à E. Théoriquement, cette séquence a constitué plus une source de menaces d'ensevelissement des espaces maraîchers du littoral Nord : les *Niayes* et les *Ndioukis*<sup>1</sup>, que la période 1981-

<sup>1</sup> Niayes et Ndioukis constituent des bas-fonds aux sols plutôt organiques, supportant les périmètres maraîchers du littoral Nord du Sénégal (de Dakar à Saint-Louis).

2000 car il y a un potentiel d'apports importants de quartz à partir du revers du cordon vif.

Le profil de la rose 1981-2000 serait calqué sur le caractère cumulatif des déficits et la recrudescence des alizés continentaux à fort potentiel de déflation. L'W (flux de mousson) chute de 6 % et les vents du NNW diminuent de 14 %, par rapport à la séquence 1964-1980.

De 34 % entre 1964 et 1980, le cadran N à E cumule 65 % de 1981 à 2000. Pour les périodes respectives, les vents d'E passent de 11 à 16 %. Les roses indiquent une rotation significative de l'orientation des vents efficaces du cadran W à N (1964-1980) au cadran N à E (1981-2000). À Saint-Louis, le flux maritime NW souffle de moins en moins ; il est progressivement supplanté par l'alizé continental direct : N, NE, E. C'est l'Harmattan en tant flux chaud, sec, compétent et régulier.

Des statistiques plus fines ont permis d'observer le phénomène sur 10 ans (1991-2000). Puis le traitement est fait sur 1 an (2000). Pour la séquence 1991-2000, l'W s'établit à 9 % et tout le cadran N à E à 51 %. La rose des vents de l'année 2000 confirme la tendance

: l'W enregistre 6 % contre 62 % des fréquences au cadran N à E, fréquence plus soutenue de la saison déflation. D'autres traitements de 2000 à 2010 confirment cette tendance à la station de Saint-Louis

Des études plus récentes (SY et al., 2011), portant sur *Résultats des mesures et des observations in situ du mouvement des débits solides éoliens à la station de Gadga dans le Gandiol* indiquent que la rose des mouvements sédimentaires varie de façon significative selon les saisons. Les quantités de sédiments transportés sont tributaires des directions préférentielles des vents compétents<sup>2</sup>. Les observations effectuées au mois de mars 2011 sur les trappes installées sur le site du littoral Nord, sur la dune (G 1) et la Niaye (G 2) montrent que la Niaye (G 2) mobilise 10,89 % du sable transporté dans le cadran NW suivi du cadran SE, qui totalise 2,52 % et celui du SW qui mobilise 0,25 %. Le cadran NE enregistre très peu de débits solides, soit 0,8 % du poids total : en moyenne sur chaque poids de 100 grammes de sable mis en mouvement à partir du revers du cordon blanc, quelque 5 % atterrissent dans la Niaye ; la tendance se confirme au mois d'avril 2011.

**Tableau 2.** Fréquences directionnelles des débits massiques à G 1 et à G 2

mois	mars	mars	avril	avril	août	août	sept.	sept.
	G 1	G 2	G 1	G 2	G 1	G 2	G 1	G 2
NW	89,1	10,89	98,18	1,81	99,63	0,36	99,89	0,1
NE	99,19	0,8	99,58	0,41	99,17	0,82	99,56	0,43
SW	99,75	0,25	99,63	0,36	99,78	0,21	99,66	0,33
SE	97,45	2,52	99,81	0,18	96,75	3,24	98,97	1,02

(Source : SY et al., (2011))

<sup>2</sup> Individus anémométriques capables de déloger et d'entraîner des débits solides éoliens

Le tableau 2 condense les résultats obtenus à G 1 et à G 2. Il indique les cadrans où sont enregistrés les sédiments dans le dispositif de piégeage : NW-NE-SE-SW. Il traduit en % les proportions de sédiments déplacés sur la dune et celles transitant dans la *Niaye* sur chaque poids de 100 grammes de sable. Les observations du mois d'avril complètent les contrôles de la saison sèche et confirment la prédominance des vents du cadran N à NW. La quantité de sédiments récoltés dans la *Niaye* reste importante ; elle s'approche sensiblement des poids récoltés au mois de mars. Cependant, les tendances semblent s'inverser pendant la saison des pluies. Au mois d'août, les vents du SE ont mobilisé 3,24 % du poids global vers la *Niaye* ; ils sont suivis des cadrans NE (0,82 %), NW (0,36 %) et NE (0,82 %) : les vents du S à SE sont plus efficaces dans le transport sableux ; la tendance se confirme au mois de septembre.

L'efficacité des vents du cadran SE se maintient en septembre, soit 1,02 % du volume sédimentaire transporté dans la *Niaye* contre NE (0,43 %), SW (0,33 %) et NW (0,10 %). Il apparaît que les vents du Nord sont plus efficaces pendant la saison sèche ; les vents du Sud l'emportent pendant la saison des pluies. Les observations faites à partir des poids récoltés dans la *Niaye* individualisent les cadrans NW et SW dans le transport du sable en saison sèche et en saison des pluies. Cette inversion de la rose des mouvements sédimentaires de la saison sèche à la saison des pluies ne signifie pas un changement global de la direction des vents sur le littoral mais un changement saisonnier qui s'explique par le comportement des masses d'air

pendant les différents moments de l'année : phase de la rentrée des flux de mousson.

La comparaison des vitesses moyennes minimales instantanées journalières de G1 et de G2 confirme la tendance. G 1 affiche une vitesse de 5,52 m/s au mois de mars 2011 contre 3,76 ms.<sup>-1</sup> au mois de septembre 2011. G 2 a enregistré 3,13 m/s au mois de mars 2011 contre 1,14 ms.<sup>-1</sup> au mois de septembre : le seuil critique de mobilisation du sable sur le site étudié est de l'ordre de 5,63 ms.<sup>-1</sup>. Cette vitesse est obtenue à partir du calcul des vitesses moyennes maximales et minimales journalières collectées à temps réel à G 1 et à G 2.

La station de G 1 est installée sur une dune exposée aux flux éoliens de toutes directions ; la station de G 2 est légèrement abritée par la végétation et la topographie. La combinaison des individus anémométriques avec ces 2 stations a permis d'isoler un ordre de grandeur seuil significatif à partir duquel les sédiments sont susceptibles d'être déplacés dans le littoral Nord sénégalais. Les vitesses observées sur la dune sont plus élevées que celles observées dans la *Niaye*. Les faibles vitesses enregistrées à G 2 s'expliquent par la topographie et les pieds de l'espèce *Casuarina equisetifolia*. La dépression (*Niaye*) fonctionne comme un bassin de collecte, une zone de dépôt où les conditions anémométriques subissent l'effet des forces de frottement (topographie et végétation) ; les situations calmes sont plutôt récurrentes. L'exploitation des individus anémométriques supérieurs aux moyennes maximales et minimales mensuelles dénote un fort pouvoir érosif du vent (tableau 3)

---

**Tableau 3.** Potentialité érosive des vents à la station de Gadga Lahrar 1 (G 1)

Mois	mars	avril	août	septembre
Nombre jours > à la moyenne minimale	11	14	9	12
Nombre de jours > à la moyenne maximale	12	13	12	10
Nombre de jours potentiellement érosifs	23	27	21	22

Sur la séquence d'observation, le mois d'avril apparaît comme le plus érosif, totalisant 27 jours sur 30 contre 23 sur 31 au mois de mars, 22 sur 30 au mois de septembre et 21 sur 31 au mois d'août.

Les masses de sédiments récoltées par mètre de largeur du courant éolien durant ces séquences chronologiques d'enregistrement *in situ* à G 1 et à G 2 confirment cette disparité (tableau 4).

**Tableau 4.** Masses en grammes piégées sur la dune suivant les moments d'observation

Mois	mars	avril	août	septembre
NW	1947,73	1878,95	1789,47	1955,26
NE	1889,47	1792,10	1218,42	660,53
SW	1857,89	1739,47	2000	1286,84
SE	1000	1413,16	626,31	902,63
<b>Poids total</b>	<b>6689,50</b>	<b>6821,00</b>	<b>5637,00</b>	<b>4803,00</b>

Le mois d'avril totalise 6821 grammes contre 6689,5 grammes au mois de mars, 5637 grammes au mois d'août et 4803 grammes au mois de septembre durant lequel la formation de la rosée inhibe le pouvoir de déflation durant les 1<sup>ères</sup> heures de la matinée, d'une part, l'apparition du tapis herbacé et son rôle temporaire de protection du sol, d'autre part.

Au total, au cours des observations, quelque 23948,5 grammes sont piégés sur la dune, soit un débit massique journalier de 798,5 grammes correspondant à 4203 grammes par mètre de largeur du courant éolien. L'importance des mouvements sédimentaires journaliers est approchée par le calcul des volumes atterrissant

selon la direction préférentielle en saison sèche (NW, mars-avril) et en saison des pluies (SW, août-septembre). La quantité de sédiment récoltée dans la *Niaye* pendant la même période est de 218,5 grammes, atterrissant sur une unité de surface<sup>3</sup> de 1026 cm<sup>2</sup> (1026 cm<sup>2</sup> = 0,1026 m<sup>2</sup>). Sachant qu'un hectare fait 10000 m<sup>2</sup>, le débit potentiel atterrissant dans cet espace échantillon est de l'ordre de 21296 297 grammes/mois<sup>-1</sup>, soit une vitesse de transit et/ou de colmatage estimée à 709876,5 gr/ha<sup>-1</sup>jour<sup>-1</sup> dans la *Niaye*.

Pour estimer le taux de sédimentation dans la *Niaye*, l'approche a consisté à

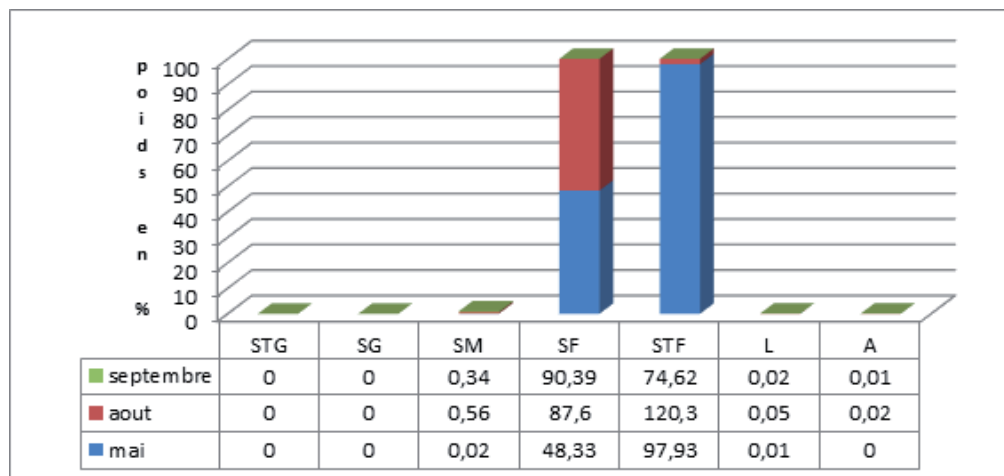
<sup>3</sup> Dimensions du piège: L = 38 cm et l = 27 cm, soit 1026 cm<sup>2</sup>

prendre un parallélépipède rectangle dont la longueur (L) mesure 20,5 cm, la largeur (l) mesure 12,5 cm et la hauteur (H) mesure 7 cm, soit un volume de :  $L \times l \times H = 1793,75 \text{ cm}^3$ . Ce volume rempli de sédiments a pesé 2250 grammes. Le poids en grammes du stock en transit sur 1 ha/mois étant de 21296297 grammes, ce poids représente en volume ( $\text{cm}^3$ ) :  $21296297 \times 1793,75 / 2250 = 16977881,21 \text{ cm}^3$ . Si un hectare fait 100000000  $\text{cm}^2$ , on pose :  $E_p^d = V(\text{cm}^3) / S(\text{cm}^2) = 16977881,21 / 100000000 = 0,17 \text{ cm. mois}^{-1}$ , soit  $2,04 \text{ cm/an}^{-1}$ . Sans aucune réexportation des débits solides éoliens sur le site d'observation, la vitesse de sédimentation est de  $2,04 \text{ cm/}$

$\text{an}^{-1}$  ; un autre paramètre de mesure du type mire ferait une meilleure estimation de ce taux, qui est déjà très indicatif de la vitesse de dégradation de la composition granulométrique dans la Niaye ; les débits enregistrés sont des quartz stériles hérités du revers du cordon blanc assimilé au sol minéral brut non climatique.

Les distributions granulométriques de la colonne de tamis indique une absence de la fraction grossière et un pourcentage élevé de particules fines : Sable Fin (74,72 %), Sable Très Fin (24,58 %) ; les particules, naturellement triées par le vent, atterrissent dans la Niaye, présentent une parenté génétique (figure5).

4 Épaisseur

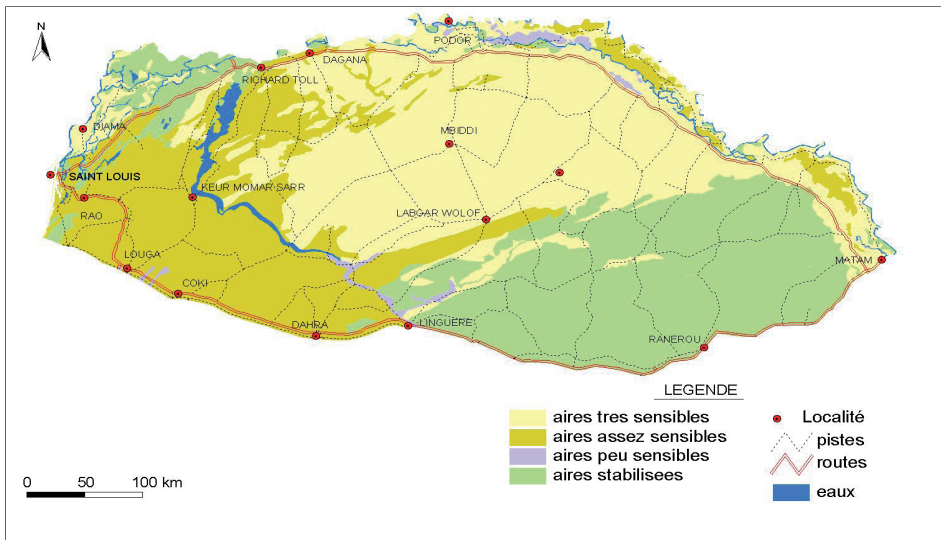


Source : (SY et al. 2011)  
Figure 5. Triage sélectif par le vent

Sur toute la séquence d'observations (mai, août, septembre), les sédiments récoltés dans les trappes sont des particules de diamètre 0,25 mm à 0,05 mm (Sable Fin à Très Fin), correspondant au mode de transport par saltation : la saltation soulève les grains obliquement et les transportent (0,1 à 0,5 mm). Les particules se déplacent par bonds, l'énergie d'impact des quartz

retombant éjecte d'autres par échange de quantité de mouvement (MAINGUET, 1995), créant progressivement une réaction en chaîne (SAADI, 1991).

Le taux d'érosion est estimé à 10 mm par saison de déflation, qui s'étend du mois d'octobre à mi-juillet, dans un espace classé, à 41 %, *très sensible* à la déflation (figure 6).



Source : (SY, 2008)

Figure 6. Typologie des aires de déflation dans le Sahel sénégalais



Cet espace est soumis au Système Global d'Action Éolienne (SGAE), qui s'organise autour d'une aire source, une aire de transit et une aire d'accumulation (MAINGUET, 1995).

L'espace qui correspond au Sahel sénégalais se décompose en aires de déflation, de transit et d'accumulation. En effet, en dehors des périmètres irrigués maintenus en exploitation (certaines poches du delta du Sénégal, de la vallée alluviale, des *Niayes*), le

Sahel sénégalais forme une mosaïque d'aires de déflation et d'accumulation (figure 5). Les statistiques calculées sont les suivantes : aires stabilisées = 31,5 % ; aires peu sensibles = 1,2 % ; aires assez sensibles = 26 % ; aires très sensibles = 41,5 %, soit 67,5 % de assez sensibles à très sensibles.

La cartographie du profil des isohyètes et de la fréquence des Lignes de grain confirme cette tendance dynamique (figure 7).

### Fréquence des LG au Sénégal

### Isohyètes et Perturbations mobiles

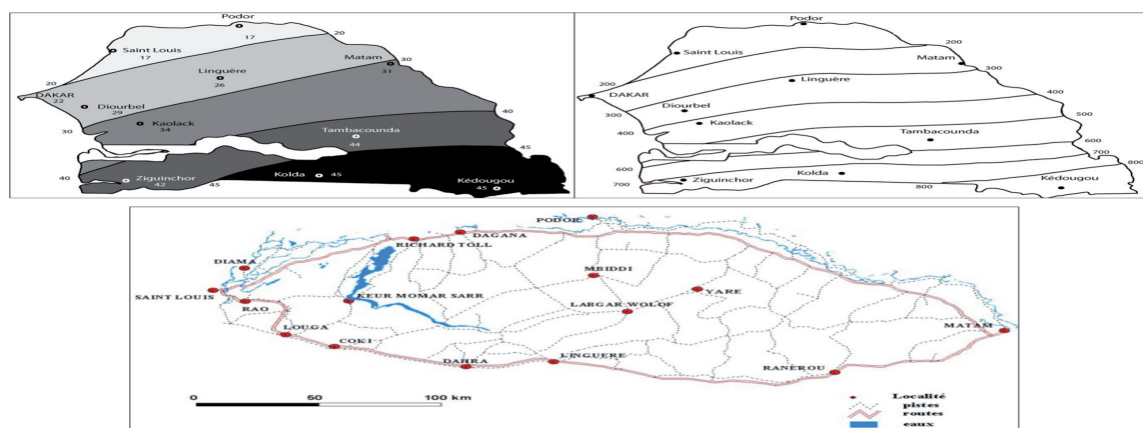


Figure 7. Fréquence de Lignes de grain et profils des totaux pluviométriques annuels

La fréquence des Lignes de grains (LG) épouse le profil des totaux pluviométriques annuels. Du point de vue latitudinal, le nombre de LG décroît du sud vers le nord ; le Front intertropical (FIT) effectue un séjour plus prolongé au sud, ce qui a pour effet d'entraîner un isolement plus prononcé du Nord du Sénégal de la zone couverte par les flux de mousson, porteurs de pluies; le déficit pluviométrique y est donc structurel car il est régit

par la circulation atmosphérique générale. Ces perturbations mobiles viennent de l'est font des milliers de km avant d'atteindre le Nord du Sénégal. Elles auront alors déposé l'essentiel de leur potentiel précipitable avant la traversée du Nord du pays, ce qui entretient l'aridité. L'apparition des efflorescences salines et des nebkas est un indicateur visible de la persistance de ces conditions climatiques plutôt sévères (photos 1).



**Photos 1.** Nebka et efflorescences salines dans le delta du fleuve Sénégal

L'image de droite laisse apparaître une croûte de battance, protégeant un sol cendré salé très sensible à la déflation. L'image de gauche montre une nebkka fonctionnelle, indiquant des changements directionnels à l'échelle de la journée. Cette dynamique relève aussi de l'érosion accélérée, qui s'étend dans le domaine pastoral sénégalais.

Selon le National Research Council américain, le Sahel aurait traversé une série de sécheresse de 12 à 15 ans, vers 1680, 1750, 1820, et 1830. Au XX<sup>e</sup> siècle, les longues phases de sécheresse se sont étendues entre 1910 et 1914, vers 1930, de 1940 à 1944, de 1968 à 1973, et de 1980 à 1984 (SY, 2008).

Les cycles de sécheresse se précisent à partir des années 1900, et depuis 1968 la persistance des déficits interannuels est plus marquée dans l'espace agropastoral sahélien du Sénégal. Consécutivement à ces séries de sécheresses, les rôles économiques des unités morphopédologiques sont intervertis et/ou se chevauchent. En effet, l'agriculture se limitait aux zones humides et sur leurs bordures et ces mêmes espaces offraient des sous-produits de récoltes destinés au

bétail. Pendant ce temps, les éleveurs effectuaient la transhumance entre les hautes terres du *Jeeri* et les zones humides du delta et de la vallée alluviale. La sécheresse a fondamentalement perturbé ces rapports de complémentarité *Jeeri - Waalo*<sup>5</sup> (figure 6).

Actuellement, l'agriculture occupe presque en permanence les deltas et les vallées, voire certains espaces anciennement réservés aux parcours pastoraux. Cette reconversion dans l'exploitation des ressources naturelles entraîne 2 situations similaires et négatives : dans le *Jeeri*, la suppression s'exerce sur les paysages végétaux, dans le *Waalo*, le remplacement de la végétation naturelle par la végétation cultivée se traduit nécessairement par le défrichage et le planage systématique des unités morphopédologiques.

Dans un cas comme dans l'autre, la protection assurée par la végétation est

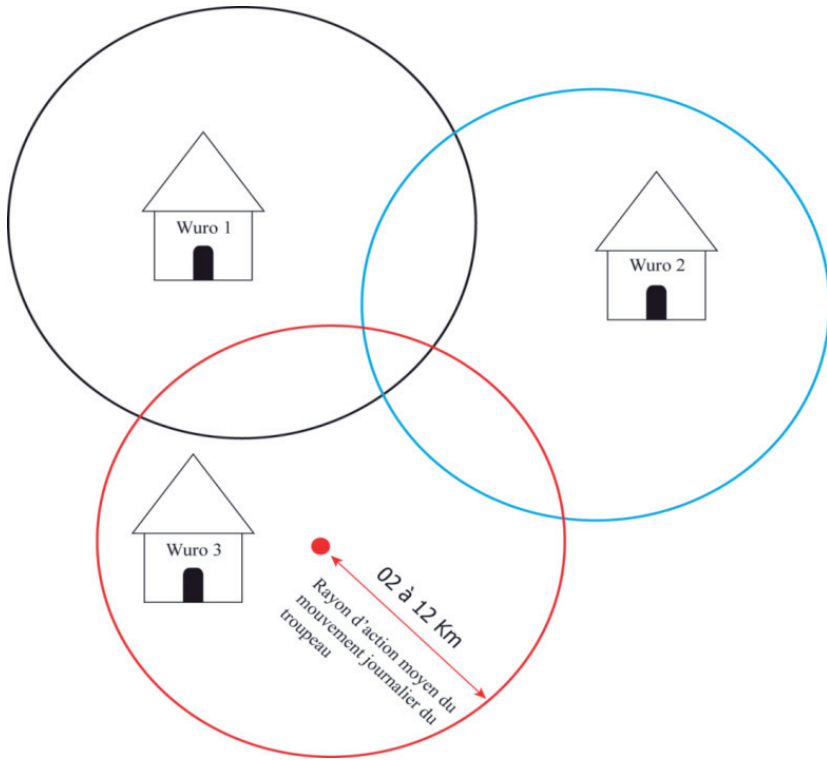
<sup>5</sup> Le *Waalo* correspond au domaine alluvial du fleuve Sénégal soumis aux flux de crue et de décrue. Cet espace supporte les cultures de décrue, l'agriculture irriguée et des poches de parcours pastoraux. Inversement, le *Jeeri* est hors de portée des crues : domaine traditionnel exclusif de l'élevage transhumant (cf. cours du Sénégal de Matam à Saint-Louis, figure 6).

progressivement supprimée ou rendue fragile. Ce qui offre des conditions favorables à la réactivation éolienne. Le *Jeeri* se caractérise par l'activité pastorale où la culture du mil, du niébé et autres spéculations ne constituent que des pratiques d'appoint de case. Cette localité sahélienne a subi les effets des fronts pionniers agricoles après les années 1970 avec l'avancée des colons mourides dans leurs conquêtes de terres neuves jusque dans le bassin pastoral du Ferlo (figure 6).

Les secteurs Sud et Ouest de Barkéji étaient ciblés par les agriculteurs wolofs et sérères venus de la zone écogéographique du bassin arachidier : Touba Linguère, Touba Ndar Fall, Touba Fall et Touba Samaly occupent actuellement d'anciennes espaces pastoraux (LOUM, 2012). Le rétrécissement de l'aire pastorale peule a entraîné la multiplication des campements, c'est-à-dire l'augmentation de la densité animale et humaine. Cela a pour 1<sup>er</sup> effet la suppression sur les herbacées et les ligneux avec l'accroissement des mouvements pendulaires des bêtes. Cette conquête concurrentielle d'un espace fonctionnel laisse peu de place à la stratégie de conservation des ressources. La situation actuelle est plutôt celle d'une crise morphogénique se traduisant par la déflation intense

sur les aires non protégées, d'une part, le colmatage des zones humides (vallées fossiles, fonctionnelles et mares d'hivernage), d'autre part. Cette crise est amplifiée par la reconversion des unités morphopédologiques. Les secteurs relativement épargnés se réduisent à l'état de poches dans le ¼ Sud-est du Sahel sénégalais.

Actuellement, l'agriculture repousse l'élevage même à l'intérieur de son terroir d'attache. Cette tendance détruit progressivement l'espace pastoral en tant que cadre de «réalisation de techniques de production (mobilité), de maîtrise et de gestion technique, sociale et économique des moyens de production (le troupeau) et d'exploitation des ressources naturelles (l'eau et le fourrage) » (DIAGANA, 1998). Les Peuls en général, ceux de la zone pastorale en particulier s'organisent en *Wuro* (villages, campements). L'occupation de l'espace est très stratégique car le *Wuro* est près d'un cours d'eau, d'une mare et en périphérie des agglomérations, facilitant la vente de produits de l'élevage. Les *Wuro* sont distants de l'ordre de 4 à 5 km, voire plus. Cette distance correspond au rayon moyen, le *Wuro* en est le centre, d'action des troupeaux du village, sorte de parcours « réservés » (figure 8).



**Figure 8.** L'occupation spatiale du système d'exploitation des ressources

Le rétrécissement de ces espaces réduit le potentiel de charge (augmentation des bêtes et élargissement des familles) des Unités Pastorales (UP) contiguës et conduit à une surpression d'ensemble sur les ressources. La perturbation du schéma traditionnel de l'occupation de l'espace vital engendre des risques entre les principaux acteurs : conflits autour des ressources fondant leur mode de vie (points d'eau et aires de parcours) et problématique de reconversion des populations pastorales. Dans le Sahel sénégalais, beaucoup de jeunes chauffeurs, d'ouvriers dans le bâtiment, de personnel subalterne dans les agglomérations urbaines et institutions publiques sont des populations peules qui tentent

la reconversion sociale, ce qui les place au bas d'une échelle où les valeurs cardinales de leurs anciens modes de production tiennent peu de place. Ce qui se traduit par une déconstruction progressive de leurs territoires, de leurs représentations en tant que cadre de vie et de référence sociologique et spatiale.

#### 4. ÉLÉMENTS DE DISCUSSION

Le processus d'extension des aires de déflation est au fond contrôlé par la persistance de la sécheresse climatique et la progression des fronts pionniers agricoles. Il apparaît en définitive que le système morphogénique actuel associe pression physique et anthropique.

L'espace sahélien sénégalais est donc le domaine des agriculteurs dans le sens large. La dégradation naturelle des ressources et l'augmentation significative des populations humaines et animales constituent une source de conflits entre les principaux acteurs. Dans les domaines alluvial et deltaïque de l'espace sahélien sénégalais, la terre, l'eau et les pâturages sont les principaux facteurs de production. Or, avec la maîtrise de la submersion dans le cadre de l'Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal (OMVS)<sup>6</sup>, la politique des cultures irriguées et les aires de parcours ne sont pas suffisamment intégrées dans le système de production. Ce schéma doit être reconsidéré car l'agriculture est un tout comprenant l'élevage des plantes et du bétail, activités qui sont d'ailleurs complémentaires car il faut s'inscrire dans la perspective de l'exploitation intégrée des ressources naturelles en tant que patrimoine vital commun. Une telle option, plutôt rationnelle et équitable est un facteur de stabilité sociale et un signe évident de gestion durable.

La caractéristique principale de la zone sahélienne est qu'elle traverse des phases de sécheresses longues et fréquentes depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle ; le volume des précipitations varie de 200 à 700 mm/an<sup>-1</sup>. Des régimes de vents forts et fréquents, des températures élevées prélèvent l'essentiel de cette eau avant qu'elle ne puisse être utilisée par les plantes. La séquence humide nécessaire à la production végétale peut être réduite

---

6 OMVS est une organisation sous-régionale, regroupant le Sénégal, le Mali, la Mauritanie et le Guinée Conakry. La maîtrise de la submersion permet l'irrigation et la production de l'électricité.

à 2 mois, le reste de l'année est marqué par la sécheresse. Cela entraîne un potentiel ou risques morphogéniques.

BONN, (2000) appelle potentiel ou risque morphogénique l'ensemble des conditions réunies pour le déclenchement des processus morphogéniques accélérés. Il l'assimile à une énergie potentielle qui augmente avec le temps jusqu'à atteindre un point de rupture (seuil). La rupture d'équilibre correspond au passage d'une évolution lente observée dans les milieux stabilisés vers une évolution accélérée en milieux instables, suite à des événements extérieurs. Dans le cas du Sahel sénégalais, il s'agit d'une sécheresse climatique persistante étroitement amplifiée par les pressions anthropiques, elles-mêmes contrôlées par une augmentation démographique sensible sous l'emprise d'une recomposition des espaces ruraux. On assiste ainsi à la mise en place d'un potentiel morphogénique élevé, qui est souvent associé au concept de géorisque.

Le terme risque « fait référence aux pertes attendues que subira *un élément en état de risque*, en conséquence d'une certaine menace, dans une période de temps spécifiée ». Le risque est donc susceptible d'être mesuré « en quantité de dommages physiques subis par des biens » (COBURN et al. 1991). Dans le cadre de cette contribution, les biens économiques sont les Surfaces Agricoles Utiles (SAU) et les terrains de parcours notamment.

La gestion durable et équitable de ces biens est un facteur essentiel de stabilité sociale. C'est pourquoi, l'évaluation des risques doit articuler la croissance démographique (accroissement des

besoins), d'une part, la nature de la pression sur les ressources et leur capacité à régénérer naturellement, d'autre part. Dans le cas du Sahel sénégalais, nos résultats montrent que la vitesse de prélèvement et/ou de dégradation des ressources l'emporte sur leur régénération. Ce qui implique un processus de dégradation au moment où les besoins augmentent : ces 2 tendances convergent vers un risque de conflit autour des ressources génératrices de biens économiques vitaux. L'Aménagement Du Territoire (ADT) doit intégrer cette notion car la prise en compte du risque dans le cas du Sahel sénégalais est une source d'intégration sociale (intégration de l'usage des ressources, des biens économiques communs). Le risque se décompose alors en 3 éléments :

- la probabilité de réalisation d'une situation, dans ce cas de figure la forte pression physique et anthropique sur le milieu a fini d'installer le Nord du Sénégal en régime d'instabilité car la vitesse de dégradation des ressources l'emporte sur leur capacité de régénération ;
- les éléments menacés sont les ressources naturelles fondant le cadre de vie des populations rurales, cherchant à s'adapter dans un contexte de crise socio-économique plutôt généralisé ;
- la vulnérabilité, qui est une conjonction de risques dans un système incapable de faire face (adaptation) aux effets de la dégradation des conditions climatiques. Le dommage que le sahélien subit, se traduit par une perte progressive de ses sources vitales ; les bases de l'écologie humaine sont directement exposées aux risques par la menace sur les revenus

et les ressources primaires en tant que moyens de subsistance.

En effet, les mesures quantitatives dans divers sites cibles révèlent la dégradation des sols. Cette tendance introduit l'un des thèmes nouveaux de la géographie que sont *l'Environnement, les risques naturels et les risques de sociétés*. La notion de risques sociaux traduit la relation homme-milieu, géographie physique-géographie humaine (BAILLY A. et BEGUIN H., 1992). Le concept de risque vient préciser les dangers encourus par les populations sahéliennes intégrées dans des espaces fonctionnels en dégradation, donc susceptibles de générer des conflits. Le caractère conflictuel du contexte actuel s'explique par la menace qui pèse sur la double logique des sociétés rurales.

La 1<sup>ère</sup>, essentielle, vise le fait de produire, acquérir, accumuler pour consommer ; la 2<sup>nd</sup> est la reproduction et l'expansion sociale (SAUTTER, 1978). Un essai de projection des principaux résultats par rapport aux niveaux de dégradation de l'environnement au Sahel fonde les inquiétudes car les objectifs essentiels des sociétés rurales sahéliennes sont en passe de s'effondrer. Dans cette perspective, une étude de Board on Science and Technology (BOSTID, 1984) du Conseil Fédéral de Recherche des États-Unis, révèle une modification significative du climat sahélien ces dernières 250 années. Les sécheresses climatiques prolongées sont donc une caractéristique climatique normale du domaine sahélien, qui s'intègre dans l'évolution normale des climats (SY et al. 2012). Les totaux pluviométriques recueillis proviennent de 50 à 80 % des

perturbations mobiles, naissant au centre Est du Mali et autour du Lac Tchad. Or, moins de 10 % de ces perturbations, qui ne sont pas toujours pluvieuses, atteignent le milieu aride à semi-aride sénégalais : le déficit pluviométrique est persistant et structurel, faut-il le rappeler ; les rares pluies sont relictuelles, ce qui inscrit le milieu sahélien dans un processus de péjoration climatique qui remonte selon les échelles considérées à 7000, 4000 ans BP ou au moins à partir des années 1900. Cette échelle historique à géologique nous place dans un épisode morphoclimatique aride comme ceux connus dans le passé.

En effet, la zone du Sahel est située entre les plus importants systèmes de courant des hémisphères Nord et Sud. Les modifications climatiques de cette zone seraient liées à l'évolution météorologique des 2 hémisphères. Il est donc plutôt difficile de déterminer, même approximativement, les processus de modification ou même de les pronostiquer. Pour des prévisions du temps plus précises dans la zone du Sahel, il faudra approfondir les connaissances relatives à la climatologie analytique à l'échelle locale.

De plus, des températures élevées, l'artificialisation du régime du Sénégal conjuguent leurs effets pour accélérer la remontée des sels et la baisse des nappes phréatiques, accentuant la mortalité du couvert végétal. Le déséquilibre entre les effectifs des animaux, les aires de parcours et les ressources hydroagricoles du delta est venu aggraver la surcharge pastorale.

Ces facteurs physiques et anthropiques font de la morphodynamique éolienne,

dans le delta et dans la vallée du Sénégal, un phénomène essentiellement zonal attesté par le colmatage progressif des cours d'eau comme ceux de l'axe Gorom-Lampasar, qui laissent apparaître des bancs sableux colonisés par des prairies aquatiques, prenant pied sur des sédiments récents hérités des unités géomorphologiques bordières. Dans la région de Saint-Louis, s'étendent des tannes recouvertes de sables, de nombreuses nebkas apparaissent. Dans les dépressions interdunaires, les argiles sont ameublées par le sel et il y a une sédimentation uniquement éolienne. Le sol devient pulvérulent, il se forme des moquettes éoliennes dans le modelé proprement deltaïque et dans la dépression du Diahel. Le colmatage des unités géomorphologiques est observé dans les *bardié* de l'axe Guiers-Trois Marigots et dans les secteurs humides du bassin du Ferlo.

En revisitant l'histoire de la pensée géographique, on redécouvre que la discipline privilégiée de plus en plus l'interaction homme-milieu rendu par le concept **écogéographie** où 2 types de représentation se dégagent : l'Extériorité est le cas où l'homme évolue dans un milieu hostile et en sort soit vivant, soit mort ; la Territorialité se confond aux relations intra-espèces, autrement dit la manière dont l'homme marque son territoire, construit l'espace géographique, son cadre de vie.

Après l'Antiquité, le XVII<sup>e</sup> siècle est marqué par l'engouement pour la nature avec la découverte des cycles végétaux : la géographie et l'écologie, de 1760 à 1860, prennent corps. Le XIX<sup>e</sup> siècle marque le retour de la biologie

avec DARWIN C. La Géographie et l'écologie se situent au centre des préoccupations du XIX<sup>e</sup> siècle avant leur séparation au XX<sup>e</sup>. L'écologie naît au XX<sup>e</sup>. Elle se sépare alors de la géographie en prenant en charge les interactions entre l'atmosphère, la lithosphère et l'hydrosphère à l'intérieur de la biosphère. Cette nouvelle science dénonce l'homme en tant que destructeur de l'harmonie des écosystèmes. La géographie, elle, se concentre jusqu'en 1950 sur des aspects visibles de l'aménagement du territoire et fait fi de l'impact de l'homme sur son milieu, considérant les ressources comme illimitées. Par rapport à ces 2 disciplines, l'homme est désorienté dans le milieu qu'il a contribué à mettre en place, il est dans une impasse. Il se pose alors la question relative aux conditions de la conquête et de la gestion de l'environnement, ce qui amène la géographie, vers la moitié du XX<sup>e</sup> siècle, à l'approche quantitative et à la modélisation des phénomènes pour apprécier et surveiller les risques. L'évolution de la géographie depuis 4 décennies cible des problèmes concrets dans 2 domaines essentiellement : l'aménagement du territoire et la gestion de l'environnement.

La géomorphologie a beaucoup contribué à la phase initiale de l'aménagement du territoire par l'inventaire des ressources et l'établissement de tableaux d'atouts et de contraintes avec les cartes géomorphologiques au sein desquelles la place des héritages et des systèmes morphodynamiques est soigneusement mise en évidence. La géomorphologie définit ses objectifs à partir d'une

démarche rétrospective (reconstitution de l'évolution des héritages) et la démarche prospective, ciblant la protection de l'environnement et la conservation des ressources. Bien économique commun, le sol est une ressource renouvelable qui se met en place à l'échelle géologique. Au regard de ses fonctions vitales, la dégradation des horizons pédologiques menace directement l'écologie humaine. Actuellement, la morphodynamique éolienne, en tant que signe évident d'un milieu fortement instable, représente bien un danger pour les populations du Sahel et les manifestations négatives des aspects socio-économiques de l'érosion éolienne sont de plus en plus perceptibles : dégradation des Surfaces Agricoles Utiles, recomposition des paysages ruraux et risques de conflits entre divers usagers.

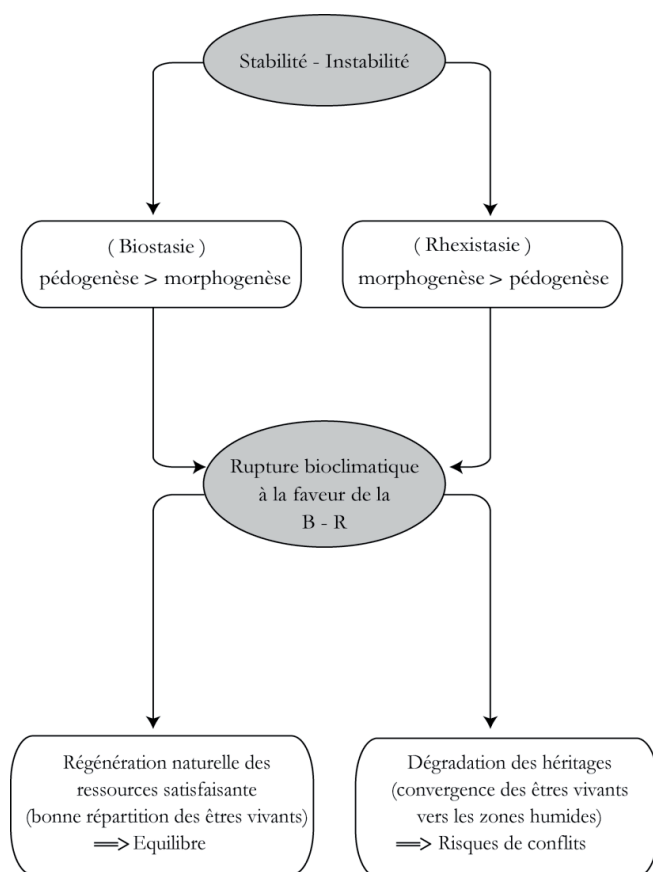
Dans cette perspective, les conséquences socio-économiques des crises d'érosion ne sont pas suffisamment élucidées. Dans le Sahel sénégalais, les mutations des activités agricoles et pastorales sont à l'origine des surpressions sur les ressources naturelles. Cette situation doit être articulée avec le déséquilibre population-ressources. L'augmentation de la population se traduit par une pression accrue sur les ressources naturelles d'un espace, ce qui à son tour, conduit à leur surexploitation et à leur dégradation. L'empiètement de l'agriculture dans le bassin pastoral du Ferlo et l'occupation presque systématique du domaine alluvial et deltaïque par les activités agricoles illustrent cette problématique.

Les effets du déséquilibre entre la population et les ressources sont aggravés dans beaucoup de cas par une



différenciation sociale importante dans les sociétés rurales sahéniennes. Ces fractions sociales déjà défavorisées et marginalisées voient leur accès à la ressource foncière se dégrader, ce qui se traduit par leur rejet vers les terres marginales, c'est-à-dire les plus exposées à l'érosion éolienne, dans un contexte de déficit pluviométrique de plus en

plus marqué. Or, l'insécurité foncière est défavorable à l'investissement pour la conservation. Les effets mécaniques de l'augmentation de la population sont aggravés par des processus sociaux qui créent une spirale de la dégradation, ce qui fait de l'érosion un des aspects du sous-développement susceptibles de déboucher sur des conflits (figure 9).



**Figure 9 :** Équilibre bioclimatique et risques sociaux

La figure 9 indique que l'homme est un élément de la biosphère ; la rupture de ses bases écologiques entraîne divers conflits : entre l'homme et les autres ressources naturelles, d'une part, entre les individus humains autour des zones productives de biens économiques vitaux, d'autre part. Les milieux sahéliens, qui sont des espaces instables sont exposés à ces risques, ce qui justifie de nouvelles orientations dans l'intelligence de la notion de l'environnement et des stratégies de sa gestion.

Ce phénomène nouveau, engendré par la dégradation de l'environnement, débouche depuis la fin des années 1960, sur le concept de « droits de l'homme de la 3<sup>e</sup> dimension » pris en considération dans les discussions écologiques et sociopolitiques. Ce concept désigne une catégorie de droits qui doivent être prioritaires par rapport aux droits pour la protection contre la mainmise de l'État (droits de 1<sup>ère</sup> dimension) et aux droits économiques et sociaux individuels (de 2<sup>nd</sup> dimension). Ainsi les droits à la *paix, au développement de l'homme, à la protection de l'environnement et à la préservation du patrimoine commun de l'humanité*, etc. constituent les principaux droits de l'homme de la 3<sup>e</sup> dimension. Ils transcendent les droits de l'individu et constituent des droits de populations, de nations. La FAO recommande le *renforcement des connaissances de base et le développement des systèmes d'information et d'observation systématique pour les zones sujettes à la sécheresse, y compris les aspects économiques et sociaux de ces écosystèmes*.

Cette perspective n'a de chances de

réussir que par la mise en place de *programmes de développement intégré pour l'éradication de la pauvreté et l'adaptation de systèmes de subsistance différents dans les zones sujettes à la dégradation généralisée des ressources, par l'encouragement et la promotion de la participation populaire, l'éducation écologique, privilégiant la lutte contre la désertification et la gestion des conséquences de la sécheresse*.

Or, les systèmes actuels de subsistance et d'utilisation des ressources dans le Sahel en général ne sont pas capables de maintenir des niveaux de vie acceptables. La pauvreté devient alors un des principaux facteurs d'accélération du processus de dégradation des ressources : un facteur de l'érosion éolienne dont les effets commencent à être mieux connus dans le Sahel sénégalais. En effet, les résultats issus des expériences de trappes à sable, des stations de mires et des calculs théoriques confirment le caractère très actif de l'érosion éolienne.

POSTEL (1989), on estime de par le monde, à 6000000 d'hectares par année la superficie des terres agricoles perdues, imputables en partie à l'érosion éolienne. Chaque année, quelque 20000000 d'hectares de terre deviennent marginales au point qu'il n'est plus rentable de les cultiver. Dans le Sahel sénégalais, plus de 40 % des espaces sont classés *très sensibles à l'érosion éolienne* (SY, 2008).

Les sols exposés connaissent une diminution presque toujours irréversible de leurs activités biologiques, donc du taux de leurs matières organiques. Lorsque ces phénomènes sont sensiblement perturbés, le sol cesse de

fonctionner en tant que milieu vivant support des productions animales et végétales. L'importance de la fraction organique du sol est indispensable car elle contrôle la porosité, permet une bonne circulation de l'eau, des gaz, la pénétration des racines, en somme l'activité biologique de la ressource. Or, la vitesse de perte du profil pédologique par l'érosion éolienne est de l'ordre du centimètre par saison de déflation dans le delta du Sénégal. La matière organique est aussi source et réservoir de nombreux éléments nutritifs, les bases échangeables : l'azote, le phosphore, le potassium, le calcium.

En conséquence, la texture du sol est désorganisée ainsi que ses propriétés physico-chimiques. Ceci se traduit par une diminution considérable du potentiel de fertilité du fait d'un vannage sélectif de ses éléments et de la disparition progressive des horizons superficiels, habituellement les plus propices pour supporter la végétation naturelle et les cultures. À terme, le phénomène fait apparaître des surfaces stériles : aires de déflation jonchées d'éléments grossiers et pôles d'accumulation de quartz stériles, fossilisant les héritages morphopédologiques dans le cas des *Niayes* du littoral Nord du Sénégal.

Mais l'érosion éolienne est un phénomène complexe et préoccupant car elle affecte les écosystèmes fragiles exposés à la sécheresse climatique. Les facteurs explicatifs sont essentiellement des phénomènes physiques sur lesquels les stratégies de l'homme sont limitées. Ces facteurs sont globaux et relèvent du changement du climat à l'échelle planétaire. L'érosion éolienne est

un phénomène préoccupant car les écosystèmes arides à semi-arides couvrent jusqu'à 32 % des terres émergées et sont centrés sur des espaces géographiques occupés par des populations humaines aux ressources plutôt faibles et en croissance rapide et régulière, soit de 2 à plus de 3 % par an, ce qui amplifie les effets anthropiques rendant les perspectives de lutte contre l'érosion éolienne plus compliquées.

La perspective de lutte contre l'érosion éolienne doit être globale car dans la mentalité collective transmise, les espaces boisés ou nus, les territoires de pêche, les SAU environnant les agglomérations villageoises sont considérés, en milieu rural, comme des propriétés. Chaque village, a pour ainsi dire, un cadre de vie et les agglomérations voisines le lui reconnaissent. Une telle mentalité appelle un travail de fond d'information, d'éducation et de sensibilisation. D'ailleurs, l'arbre est perçu ici comme un produit naturel, sa reconstitution est également naturelle. C'est pourquoi, la formation des populations est un facteur essentiel de gestion des ressources. Si la perception de l'environnement est réelle, les mécanismes de son évolution et les responsabilités des populations elles-mêmes sur cette évolution ne sont pas suffisamment compris partout.

En conséquence, la formation, la sensibilisation et la lutte contre la pauvreté doivent être en amont de tout programme de développement afin de rendre intelligibles les interrelations entre activités de production et pratiques susceptibles de déclencher des tendances nuisibles au sein des paysages fortement anthropisés. Cette mentalité collective

transmise doit justifier la concertation et la coordination à la base, à l'échelle du terroir villageois tout en impliquant les acteurs : le grand public, les mouvements associatifs, les collectivités locales, les Organisations Non Gouvernementales et les Projets, les acteurs privés, etc.

Cette approche est facilitée grâce au transfert de la gestion des ressources de l'État aux collectivités locales par le vote et la promulgation des textes sur la décentralisation. *En sus* des textes spécifiques à l'utilisation et à la préservation des ressources forestières, la loi N°93-06 du 04 février portant code de l'environnement et l'adoption d'instruments de planification stratégique : le PNAE, le PAN/LCD, le PAFS et le programme d'action sur la diversité biologique ; la loi 81-13 du 04 mars 1981 portant code de l'eau et la loi 88-06 du 26 août 1986 portant code minier, complété par son décret d'application N°89-957 du 05 août 1989 permettent l'usage contrôlé des ressources. La loi N° 93-06 du 04 février 1993, portant code forestier, suivi en mars 1995 de son décret d'application, redéfinit un cadre juridique de protection et encourage une gestion rationnelle des ressources forestières par l'affirmation de la propriété des différentes personnes privées, physiques ou morales, sur leurs réalisations et le réajustement des modalités d'appropriation des produits de celles-ci *pour un développement durable*. Il apparaît ici une volonté du législateur d'inclure et de responsabiliser les populations. La mise en œuvre d'un front de lutte contre les pressions anthropiques incontrôlées est clairement annoncée dans les textes. Dans le cadre

de la décentralisation, les collectivités peuvent élaborer des codes régionaux dans le but de corriger des imperfections du nouveau code (CONSERE, 1997).

Conduire des **études** poussées des espaces ruraux en vue de leur découpage en zones à vocations économiques susceptibles de s'intégrer dans le cadre de l'aménagement du territoire et de la décentralisation. Cette perspective permet de mieux maîtriser la vitesse de recul du tapis herbacé temporaire et la surexploitation des ligneux par divers usagers. Certaines recommandations s'orientent vers la mise en place de brises vents. L'intégration de l'agriculture à l'élevage même semi-moderne (poches de cultures fourragères) permet d'inhiber la déflation. La technique des brise-vent dans les secteurs aménagés (disponibilité en eau) peut renforcer leur protection. Les espèces adaptées pour la constitution de ces bandes boisées doivent présenter certaines caractéristiques : hauteur suffisante, croissance rapide, bonne longévité, feuilles persistantes, bonne résistance aux maladies, concurrence racinaire limitée, bois non cassant (souple), base assez bien garnie. L'expérience a montré qu'un rideau d'arbres perpendiculaire au vent protège « sous le vent » une superficie égale de 10 à 12 fois sa hauteur. À l'intérieur de la zone protégée, la vitesse du vent est réduite de 20 %. Dans les *Niayes*, l'expérience a plutôt réussi. Mais, l'entretien et le suivi demeurent actuels.

Pour combattre plus ou moins efficacement l'érosion éolienne, il faut insister sur l'intégration des modes de mise en valeur, d'aménagement des terres. Il

s'agit alors de contrôler le couvert végétal en réduisant les espaces pour inhiber l'intensité du vent, d'une part, augmenter la cohésion du sol et agir sur les directions préférentielles (les causes de l'érosion éolienne relèvent tout d'abord de la vitesse du vent qu'il faut associer à 2 facteurs au moins qui interagissent : la nature physico-chimique des sols et le taux du couvert végétal), d'autre part. Les pratiques agricoles appropriées privilégient des labours de façon à créer un sol rugueux (micro-brise-vents) et construire des billons et des sillons qui soient perpendiculaires aux vents dominants, ce qui est difficile à réaliser si le sol sableux.

## 5. CONCLUSION

La dynamique actuelle dans le Sahel sénégalais est une crise morphogénique, associant fortement les phénomènes physiques et anthropiques. La faible maîtrise de la gestion des milieux explique une tendance à la généralisation des contraintes. Le caractère fondamentalement rural d'un milieu en mutations où les schémas peu clairs de l'aménagement du territoire fondent des inquiétudes relatives à d'éventuels conflits autour des ressources.

Le vent est défini par des vecteurs représentant la direction et la vitesse mesurée en  $m/s^{-1}$ . En tant que fluide en écoulement à la surface du sol, il est doté de l'énergie lui permettant d'arracher et de déplacer des débits solides, qui intègrent divers modes de transport selon la taille des sédiments et la compétence du vent. Cette dynamique est prédominante dans le Sahel sénégalais, vaste domaine à potentialités agropastorales.

La typologie des limites de classes de vitesses des vents maxima instantanés journaliers des stations de Saint-Louis et de Richard Toll ainsi que leurs fréquences directionnelles a révélé l'intensité des vents dont la vitesse est souvent supérieure au seuil critique de déflation ( $4,4m/s^{-1}$ ). Les individus anémométriques sont bien distribués dans l'espace et dans le temps et épousent des orientations préférentielles se décalant du cadran W à N (1964-1980) de la rose au quadrant N à E (1981-2000). Le changement global des fréquences directionnelles indique le décalage des flux d'harmattan, donc des mouvements sédimentaires.

Sur le plan pratique, les quantités déplacées, selon l'estimation par l'expérience de trappes à sable, peuvent être importantes et connaissent leur pointe entre 14h et 16h ; le transport éolien est plus actif dans le domaine deltaïque. Des stations de mires implantées sur le fluviodeltaïque ont révélé un taux d'érosion compris entre 0,85 cm et 1,1 cm à l'échelle de la saison de déflation, soit de mi-octobre à mi-juillet. Le taux d'érosion indique l'importance des menaces qui pèsent sur les formations pédologiques ; la carte de sensibilité à la déflation révèle que les aires *classées très sensibles* représentent 41 % de la superficie du Sahel sénégalais (SY, 2008).

Ces résultats traduisent une morphogénèse assimilable à une crise morphogénique fortement amplifiée par les pressions anthropiques. Les débits solides mobilisés colmatent les vallées fonctionnelles, réduisent la capacité et le temps de stockage d'eau des mares d'hivernage, menacent les *Niayes*

et les *Ndioukis* d'ensevelissement. Ce processus est accéléré par le caractère meuble des sédiments ainsi que leur composition granulométrique et chimique. En conséquence, il faut une meilleure maîtrise des mutations en cours en milieu rural pour contenir les risques de conflits entre les usagers.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOSTID (1984). *Agroforestry in West African Sahel*
- BAILLY A. et BEGUIN H. (1992). Introduction à la géographie humaine. Paris : A. Colin 8<sup>e</sup> édition, 216 p.
- BONN F. (2000). Précis de télédétection (principes et méthodes). Vol. 1 AUPELF-UREF, 485 p.
- COBURN A.W., SPENCE R.J.S. et POMONIS A. (1991). Evaluation de la vulnérabilité et des risques (Programme de formation à la gestion des catastrophes), PNUD/DHA, 71 p.
- DIAGANA, M. (1998). « Différentes approches de gestion des ressources pastorales. Etude de cas : la notion de terroir d'attache comme outil de gestion des ressources pastorales en zone lacustre de Tonka dans la région de Tombouctou », 13 p.
- FAO (1960). La défense des terres agricoles contre l'érosion éolienne. Cah. N°71, 99 p.
- LE BORGNE J. (1988). La pluviométrie au Sénégal et en Gambie. Département de géographie, UCAD, 95 p.
- LE BORGNE J. (1990). « La dégradation actuelle du climat en Afrique, entre le Sahara et l'équateur ». La *dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest*. Séminaire Dakar 21-26 novembre 1988. pp.17-35.
- MAINGUET M. (1985). Conséquences géomorphologiques de l'action du vent dans les régions de dunes en zones arides et semi-arides. WCP, N° 97, 118 p.
- MAINGUET M. (1995). L'homme et la sécheresse. Paris : Masson, 310 p.
- MAINGUET M. (1996). « Aridité, sécheresse et dégradation dans les aires sèches de la Chine ». *Sécheresse*, N° 1, vol. 7. pp.41-50.
- LOUM M. (2012). Contribution à l'étude de la durabilité d'un système de production en milieu sahélien, cas de l'agro-système de Khelcom dans le bassin arachidier du Sénégal. UGB-AgroCampus Rennes, 183 p.
- POSTEL S. (1989). Arrêter la dégradation des terres. In *État de la planète*, pp. 33-64
- SY B. A. (1990). Intensité des vents et formation de nebkas dans la région de Ross Béthio (moyen delta du fleuve Sénégal). Mém. de maîtr. UCAD. Département.

Géogr., 113 p.

- SY B. A. (1991). Initiation aux techniques d'analyses des sols: Les bases échangeables (Potassium, calcium, sodium, magnésium) et leur place dans la vie des sols et des plantes. Labo-chimie IRD Dakar, 24 p.
- SY B. A. (1991). L'évolution de la direction et de l'intensité des vents de 1964 à 1990 dans le delta du fleuve Sénégal. Mémoire de D.E.A. UCAD. Département. Géogr. 42 p.
- SY B. A. (1995). Dynamique éolienne actuelle dans le delta du fleuve Sénégal (contribution à l'étude géomorphologique du Sénégal septentrional). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Dépt. Géogr. UCAD, Dakar, 251 p.
- SY B. A. (2000). « Le Lac Retba: mise en place et rôle économique actuel d'un milieu lacustre qui déparait sous la double contrainte physique et anthropique ». Revue de Géogr. de Saint-Louis (RGSL), N° inaugural, pp.46-65.
- SY, B. A. (2000). « Sécheresse et **érosivité** des vents dans la vallée et le delta du fleuve Sénégal ». Revue AFRISOR, N°1, pp.107-128.
- SY B. A. (2005). « Mesures et observations *in situ*, exemple d'une aire de déflation à Boundoum dans le moyen delta du fleuve Sénégal ». Revue Université, Recherche et Développement (URED), U.G.B, N°11, pp. 59-74
- SY B. A. (2008). Milieux, sécheresse climatique et érosion éolienne, Étude géomorphologique du Sahel sénégalais. Thèse de doctorat d'Etat, Université Gaston Berger, 429 p.
- SY B. A. ; IGNACIO A. B. et SY A. A. (2011). Résultats des mesures et des observations *in situ* du mouvement des débits solides éoliens à la station de Gadga dans le Gandiolais au Sénégal. RGLL, N°09
- SY B. A. ; KAKAI F. H. ; KONATÉ F. O. et *al.* (2012). Changements climatiques, dynamiques des milieux et crises de sociétés en Afrique de l'Ouest Benin, Mali, Sénégal, Togo. Édit. Harmattan, 258 p.
- SY B. A. ; IGNACIO A. B. ; SY A. A. ISORA S. P. et SILVIA R. V. (2013). Résultats du suivi 2010-2012 de l'évolution de la brèche ouverte sur la Langue de Barbarie au Sénégal et de ses conséquences. Revue Physico-Géo, Vol 7, 21 p.
- SY O. (2009). Que deviendra la zone sylvopastorale du Sénégal sans ses mares? In Revue de géographie du laboratoire Leidi (RGLL), 12 p.
- SAADI, E. 1991. Traité de sédimentologie. Casablanca : Édition Afrique Orient, 399p.
- SAUTTER, G. (1978). Dirigisme opérationnel et stratégie paysanne, ou l'aménageur aménagé. *L'Espace géographique*, N° 7, pp. 233-243.

## **Apports de la géoarchéologie à l'étude de l'érosion éolienne dans la dépression de Kharga (Egypte)**

**Maël CRÉPY et Yann CALLOT**

Université Lumière Lyon 2, UMR5133 Archéorient, M.O.M Maison de l'Orient et de la Méditerranée, 7 rue Raulin, 69365 LYON cedex 7, France

[m.crepy@univ-lyon2.fr](mailto:m.crepy@univ-lyon2.fr) ; [yann.callot@univ-lyon2.fr](mailto:yann.callot@univ-lyon2.fr)

### **RÉSUMÉ**

La dépression de Kharga, dans le désert libyque (Egypte), constitue un remarquable cas d'étude de l'activité éolienne et de ses effets : avec moins d'un millimètre de précipitations annuelles moyennes, le vent de secteur nord, très efficace, est le facteur de morphogenèse majeur à l'échelle de la dépression. La région est délimitée à l'ouest par un erg (prolongement sud de Ghard Abu Moharriq) et à l'est par un plateau calcaire marqué par la corrasion éolienne avec de nombreux systèmes crêtes couloirs. Au cœur de la dépression, là où se situent les oasis actuelles, tributaires de forages profonds, les espaces non cultivés comportent de très nombreux yardangs et des dépôts éoliens très épais (plus de 5 mètres de hauteur par endroit). Dans la partie sud de la région, les yardangs, particulièrement nombreux, sont originaux par leurs liens avec les vestiges archéologiques très étendus dans la région. Les travaux menés par l'IFAO depuis 1976 ont mis en évidence plusieurs périodes d'occupation depuis 2500BP durant lesquelles la densité d'installations agricoles fut remarquable ; pourtant la région est hyperaride depuis 4500BP environ. Les hommes ont donc été confrontés dans le passé aux processus éoliens sur des périodes longues (jusqu'à 1000 ans sans interruption, de 2500BP à 1500BP environ) et une partie des vestiges est directement liée aux dépôts éoliens.

Cette particularité fait de la partie sud de la dépression de Kharga un espace dont l'étude géoarchéologique permet de mieux cerner les évolutions environnementales liées aux processus de dépôt et d'érosion éolienne durant les 5000 dernières années. Les enseignements sont multiples :

- Datation et détermination des vitesses minimales de dépôt et d'érosion grâce aux vestiges archéologiques
- Exemples anciens de gestion de l'érosion des sols et de l'ensablement)
- Effets de l'anthropisation rapide d'un environnement contrôlé par les processus éoliens
- Mise en perspective de la durabilité des méthodes actuelles de gestion des oasis par comparaison avec les oasis antiques et historiques.



## **SUMMARY**

Kharga basin (Western Desert of Egypt), is a good place to study aeolian activity and its effects: a powerful northwind is the most important morphogenetic factor in the basin, while in addition, the mean annual rainfall is smaller than 1mm.

The area is located between a sand sea - the South end of Ghard Abu Mohariq - in the West and a limestone plateau in the East which is heavily wind-eroded, as evidenced by aeolian spits and mega-yardangs.

Apart from the oasis located in the basin, which use deep drill in the Nubian Sandstone Aquifer System, the place is desertic. There is a lot of yardangs and thick aeolian deposits (sometimes thicker than 5m).

In the South part of the basin the yardangs are often linked with some of the numerous archaeological remains.

Archaeological research led by the I.F.A.O. (Institut Français d'Archéologie Orientale) since 1976 brought out that there were several periods of intensive farming settlements between 2500BP and the 20th century. Yet the regional climate is hyperarid since 4500BP (at least).

Therefore, men and aeolian activities have interacted together in this basin on very significant timescale (around 1000 years without interruption between 2500BP and 1500BP).

Geoarchaeological study of the South of Kharga basin allow us to improve our understanding of the environmental evolutions linked with depositional and erosional aeolian processes for the last 5000 years.

The main contributions of the study are :

- The determination and the datation of minimal deposition and erosion rates thanks to the archaeological remains found in the yardangs
- The report of some ancient methods used to prevent desertification and its effects (soil erosion, sanding up)
- The report of the fast anthropisation of an environnement initially controlled by aeolian processes
- A reflection on the durability of the current techniques used against wind erosion and wind deposition in oasis management, by a comparison with the historic and ancient oasis.

## 1. INTRODUCTION

Les grandes sécheresses du Sahel dans les années 1970 et suivantes ont montré l'importance de l'érosion éolienne et de l'ensablement. Cela a généré de nombreux travaux sur le sujet, mais surtout sur le temps court. Pourtant, les dynamiques d'érosion éolienne et d'ensablement dans les milieux arides et sur leurs marges sont anciennes et l'alternance de phases climatiques plus ou moins arides à l'Holocène a participé à la modification des limites du désert (Rognon 1994).

L'Égypte, pays désertique en dehors de la vallée du Nil et des oasis, est particulièrement touchée par les dynamiques d'érosion, de transport et de dépôts éoliens. Au 5<sup>ème</sup> siècle avant J.C., Hérodote rapporte que l'armée de Cambyse II (roi de l'Empire Achéménide de 529 à 522BC.) a été prise dans un vent de sable et ensevelie durant son expédition vers les oasis du désert Libyque.<sup>1</sup> Si l'ensablement d'une armée paraît peu réaliste, et qu'il est plus probable que l'armée se soit perdue dans la tempête, ce texte montre bien que les dynamiques éoliennes ont frappé les consciences dès l'antiquité.

Dans ce contexte, le recours à la géoarchéologie peut permettre d'obtenir sur le temps long des données sur l'érosion éolienne, l'ensablement,

et sur l'ensemble des processus de désertification. Dans le sud de la dépression de Kharga, dans le désert Libyque (Égypte), occupé par des oasis

depuis le 5<sup>ème</sup> siècle avant J.C., quelques sites archéologiques permettent ainsi de quantifier l'érosion et les dépôts éoliens à l'échelle séculaire

## 2. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE DE L'ÉTUDE

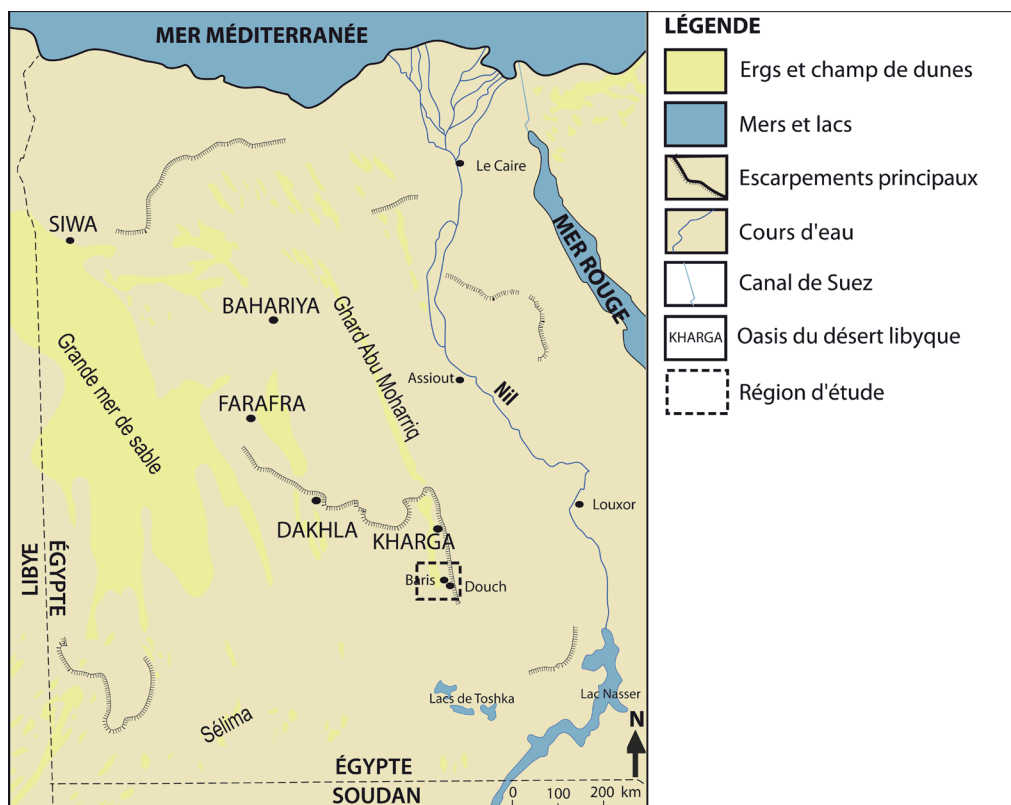
Situé dans la partie Est du Sahara, le territoire Égyptien comprend trois grands déserts : le Sinaï, le désert oriental et le désert occidental ou désert Libyque. Les espaces cultivés et peuplés sont concentrés dans le delta et la vallée du Nil, dans quelques villes côtières et dans les oasis du désert libyque.

### 2.1 Le désert libyque

Ce désert qui s'étend à l'ouest de la vallée du Nil se caractérise par une aridité marquée suivant un gradient nord/sud avec des précipitations annuelles moyennes comprises entre 200mm sur la côte méditerranéenne et moins d'1mm dans sa partie sud. Les rares épisodes de précipitations sont liés à des tempêtes hivernales (Brookes 2003). Plusieurs grandes oasis (Figure 1) exploitent aujourd'hui les différents aquifères de ce désert (Farafra, Siwa, Bahariya, Dakhla et Kharga) et constituent des espaces d'extension des zones de cultures, en marge de la vallée du Nil.

---

1 *Histoires*, Livre 3, XXV-XXVI



**Figure 1.** Carte de l'Égypte présentant les principaux ergs et les grands oasis du désert Libyque

## 2.2 La dépression de Kharga

Située dans le sud du désert Libyque (Figures 1 et 2), cette dépression occupe 200km du nord au sud et entre 40 et 85km de l'est à l'ouest (Embabi 2004). Elle abrite aujourd'hui l'oasis la plus méridionale d'Égypte, et s'intègre

au projet de « Nouvelle Vallée » visant à employer les eaux des lacs de Toshka (Boëdec 2003) et des forages profonds pour augmenter les surfaces cultivables (Gummuchian 1975 ; Faggi 1983 ; Faggi et al. 1987).



**Figure 2.** Image satellite localisant la dépression de Kharga par rapport à la vallée du Nil (août 2013, Landsat, Google Earth)

### 2.2.1 Une région à l'aridité prononcée

La dépression de Kharga constitue l'une des zones les plus arides du Sahara, avec des précipitations annuelles moyennes inférieures à 1mm (Traboulsi 1997) et un taux d'évaporation annuelle de 6000mm (Ezzat 1974). Il peut s'écouler plus de 5 ans sans la moindre pluie supérieure à 0,1mm en 24 heures (Griffiths 1972). Cette hyperaridité est en place depuis 5000-4500BP (Sanlaville 1997) au moins, et d'après Bubbenzer *et al.* (2007), les précipitations annuelles moyennes n'auraient jamais dépassé 100mm à l'Holocène. La végétation n'a donc pu se développer que temporairement, dans de rares secteurs peu étendus dont l'approvisionnement en eau ne dépendait pas directement des précipitations.

### 2.2.2 La prépondérance des dynamiques éoliennes

Dans ce contexte d'hyperaridité, l'impact morphogénique des phénomènes éoliens a été prépondérant durant la seconde moitié de l'Holocène. D'après G. Coudé-Gaussen (*in* Coudé-Gaussen *et al.* 1995), les dynamiques éoliennes d'érosion, de transport et de dépôt sont conditionnées par des critères d'érosivité (paramètres aérologiques : vent et turbulences) et d'érodibilité (paramètres de surface : propriétés mécaniques des sols, propriétés hydriques, propriété chimiques et minéralogiques). La capacité d'érosion et de transport du vent dépend donc à la fois de ses caractéristiques propres (vitesses, directions, fréquence des turbulences), des caracté-

ristiques du matériel à éroder et du couvert végétal. L'augmentation de la rugosité peut limiter ou stopper la déflation éolienne lorsque la surface est plus ou moins recouverte par des obstacles non érodables tels que des éléments grossiers (Labiadh et *al.* 2011) au-delà d'un seuil lié à la taille de ces particules (Coudé-Gaussen *in* Coudé-Gaussen et *al.* 1995), de la végétation (Marticorena et *al.* 1997 ; Callot et *al.* 2000, Bergametti et *al.* 2010) ou des résidus de cultures (Abdourhamane Touré et *al.* 2011).

Dans la dépression de Kharga, les paramètres aérologiques ont probablement peu changé (en dehors de variations locales) durant la seconde partie de l'Holocène : stables à l'échelle de l'Holocène (Donner et *al.* 2000), les vents soufflent selon un régime unimodal de secteur Nord (Nofal 2002 ; Hereher 2010). Au contraire, l'érodibilité a connu des modifications importantes dans certains secteurs :

- la présence localisée de végétation a temporairement induit une augmentation de la rugosité éolienne, modifié les courants éoliens, protégé les sols de l'érosion, et permis le dépôt de sédiments fins.

- au fur et à mesure de la déflation de certaines surfaces, le vannage éolien a formé des pavages de déflation constitués d'éléments trop lourds pour être emportés par le vent. Ces pavages ont neutralisé les processus d'érosion éolienne, sans pour autant entraîner de dépôts importants.

En dehors de ces secteurs, l'ablation et la

corrasion éolienne ont été très marquées, entraînant la formation de dépressions, de yardangs et de systèmes crêtes-couloirs, y compris dans des roches cohérentes tendres (grès et schistes argileux) et parfois même dures (calcaires).

### **2.2.3 Le système aquifère des grès de Nubie, une ressource souterraine capitale**

Malgré des conditions climatiques extrêmes, la région n'est pas dépourvue de ressources en eau : le creusement hydro-éolien de la dépression aux dépens du plateau éocène (Hermina *in* Saïd 1990) et un système de failles (Thorweihe *in* Saïd 1990 ; Bousquet 1996) ont permis l'affleurement de l'eau du système aquifère des grès de Nubie. Cet aquifère dont la dernière période de recharge remonte à 7000BP (Gasse 2000) est aujourd'hui exploité par forage profond. Des vestiges de sources artésiennes ayant fonctionné à différentes périodes de l'Holocène et des restes de puits en fonction durant l'antiquité ou la période médiévale indiquent que le niveau de la nappe a été plus haut dans le passé et que son exploitation a été la clé des activités humaines dans la région.

### **2.2.4 L'installation des oasis antiques et la lutte contre les processus d'érosion et d'ensablement**

L'affleurement des ressources en eau souterraine a facilité l'installation des hommes et la mise en culture des terres dès l'antiquité : des oasis pérennes ont existé durant différentes périodes de l'Holocène, reposant sur l'aménagement

de sources naturelles par des puits et sur des qanâts (type de foggaras<sup>2</sup>) (Reddé 1987 ; Bousquet 1996 ; Wuttman *in* Pantalacci et al. 2006). La création et l'irrigation de palmeraies et de champs portant du blé, des plantes fourragères, du ricin et du lin (Newton 2013) et leur irrigation sur de grandes étendues ont accru les surfaces végétalisées. L'extension liée aux activités humaines de l'influence et de l'emprise spatiale de sources préexistantes a largement contribué à élargir les zones de rugosité éolienne et donc de dépôt éolien, y compris de sédiment fin (argiles et limons).

### 2.2.5 Un espace laboratoire pour l'étude de l'érosion éolienne sur le temps long

Ce contexte climatique, édaphique et archéologique fait de la partie sud de la dépression de Kharga une sorte de laboratoire et de modèle à taille réelle. L'aridité est restée extrême pour la seconde moitié de l'Holocène. En l'absence de rugosité, d'importantes surfaces ont été soumises à l'ablation éolienne, en dehors des secteurs irrigués par les sources ou les activités humaines. De plus l'érosion hydrique est quasi inexistante du fait de la rareté des précipitations et ses manifestations sont particulièrement reconnaissables. La sélection rigoureuse des sites d'étude permet de s'affranchir des rares périodes d'érosion hydrique : l'érosion mesurée est donc strictement liée aux dynamiques

éoliennes.

L'extension par l'homme des espaces végétalisés a permis un dépôt éolien rapide sur les secteurs concernés. De ce fait, la succession et la variabilité spatiale des périodes d'occupations, (augmentation de la rugosité du sol) et d'abandons (baisse de la rugosité), entraîne au niveau local une alternance de périodes permettant un dépôt éolien et de périodes où l'érosion éolienne prédomine.

Enfin, la présence de vestiges archéologique permet de dater certaines de ces phases pour différents sites et donc d'estimer des temps d'érosion et/ou des temps de dépôt.

## 3. MÉTHODES ET SITES RETENUS

### 3.1 La région de Douch et de Baris

Située dans le sud de la dépression de Kharga (**Figures 2 et 3**), la région de Douch et de Baris s'étend sur un maximum de 28km d'est en ouest, de la bordure du plateau éocène jusqu'à l'erg qui prolonge Ghard Abu Moharriq. La zone étudiée mesure 20 km du nord (oasis d'Aïn Birqis) au sud (oasis de Meks El-Qibli).

#### 3.1.1 Contexte géographique et hydrogéologique

Le rebord du plateau est formé d'un double front de cuesta lié à l'érosion différentielle des couches dures et des couches tendres des formations Gara (calcaires et schistes argileux), Kurkur (calcaire et bancs argileux), Dakhla (schistes argileux) et Douwi (phospho-

---

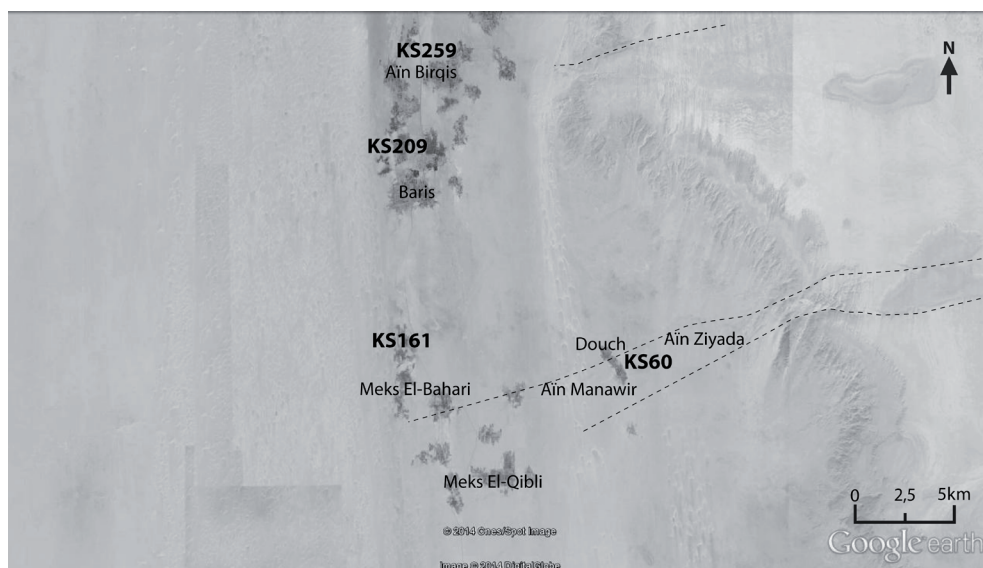
2 Galeries drainantes souterraines exploitant les eaux d'une nappe et permettant l'irrigation par gravité des terrains situés à l'aval.

rites) (Hermina *in* Saïd 1990). Au pied du plateau et des niveaux de glacis, le plancher de la dépression s'est formé aux dépens de la formation Quseir (schistes argileux, lits de grès et de silice). La formation de Quseir constitue une source de sédiments fins que la déflation éolienne peut aisément mobiliser (Bousquet 1996). Un linéament tectonique est/ouest (Hermina *in* Saïd 1990 ; Bousquet 1996) a entraîné l'affleurement de la formation sous-jacente de Taref (grès et argiles), sous la forme d'un alignement de collines (Tell-Douch, Aïn Manawir, Aïn Ziyada et Aïn Boreq). Le réseau de

failles et de diaclases a permis des remontées artésiennes depuis les aquifères plus profonds des grès de Nubie jusqu'à la surface, et dans les collines de grès de Taref.

De nombreux dépôts quaternaires recouvrent ces formations géologiques. La plupart peuvent être regroupés en deux grandes catégories :

- les formations éoliennes sableuses (voiles sableux, mégarides, nebkas, rebdous, siouf, et barkhanes)
- les formations de sédiments fins entaillées en yardangs.



**Figure 3.** Image satellite de la zone d'étude (16/08/2013, Digital Globe, Google Earth). Les traits discontinus indiquent les failles principales. On repère aisément les oasis, reconnaissables à leur couleur sombre, le plateau calcaire à l'est, et l'erg à l'ouest.

### 3.1.2 Étude préliminaire des faciès des yardangs

Les prospections de terrain ont permis d'identifier quatre types de dépôts ayant été entaillés en yardangs durant l'Holocène :

- les dépôts de playas déjà abondamment cités par la bibliographie (Embabi 1972, 1999, 2004 ; Donner *et al.* 2000 ; Nofal 2002 ; Goudie 2007), reconnaissables par leur structure à alternance de lits fins dont la granulométrie varie selon l'alternance des périodes d'apports éoliens et des périodes d'apport par ruissellement.
- les dépôts de sources artésiennes décrits par Bousquet (1996) dans la région, ou par Adelsberger *et al.* (2010) dans la dépression de Dakhla. Ces dépôts sont composés d'éjectas artésiens (matériel arraché aux formations géologiques sous-jacentes), et de sédiment fin fixé par l'humidité et la végétation entretenues par les sources.
- les dépôts d'origine anthropique, tels que des tas de déblai de qanâts ou de puits, remaniés ou non par les dynamiques éoliennes et le ruissellement.
- les dépôts éoliens observés tantôt dans des yardangs, tantôt sous la forme de plaquages au sommet des collines. Ils sont liés à une augmentation locale de la rugosité éolienne, souvent induite par d'anciennes installations humaines (champs et constructions). La présence de matériel archéologique datable en place dans certaines coupes permet d'estimer la durée des périodes de dépôts et d'érosion.

### 3.1.3 Un patrimoine archéologique riche

Étudiée par les chercheurs de l'Institut Français d'Archéologie Orientale (IFAO) du Caire depuis 1976, la région recèle de nombreux vestiges d'implantations humaines à l'Holocène. Après une occupation nomade de l'épipaléolithique (Brioso *et al.* 2008) et au néolithique jusqu'à un hiatus dans l'occupation de la région commençant vers 2500 BC. (Bousquet 1996 ; Wuttmann *et al.* 1998), les activités humaines ont repris, de manière sédentaire de la seconde domination perse, au Vème siècle avant J.C. (Bresciani 1995, Newton *et al.* 2013) jusqu'à la fin de la période romaine, au Vème siècle après J.C. où la région connut une période de quasi abandon (Reddé 1987 ; Bousquet 1996). L'occupation de certains sites s'est pourtant poursuivie, plus dispersée et moins pérenne, de la fin de la période romaine jusqu'au milieu du vingtième siècle (Wuttmann *in* Pantalacci *et al.* 2006). Ce patrimoine archéologique conditionne les possibilités de datation des vitesses de dépôt et d'érosion éoliennes dans la région. Il est aujourd'hui menacé par l'extension des oasis menant à la destruction de certains sites.

### 3.2 Sélection des coupes à étudier

Des prospections de terrain ont permis d'identifier des coupes permettant de quantifier l'érosion et/ou le dépôt éolien par la disposition des vestiges archéologiques en place. Les observations de terrain ont ensuite été croisées avec les rapports de prospection



réalisés par les archéologues de l'I.F.A.O. afin d'identifier les périodes auxquelles remontaient les vestiges.

Une fois ce travail effectué, les coupes les plus favorables aux mesures du dépôt et de l'érosion éolienne ont été sélectionnées selon les critères suivants :

- présence d'éléments datables en place dans le dépôt
- début de la formation du dépôt et/ou de l'érosion comprise entre 5000BP et nos jours (période durant laquelle l'hyperaridité est confirmée par la bibliographie dans la dépression de Kharga) absence de perturbations des sites liées aux rares précipitations holocènes, éloignement des puits et des principaux écoulements d'irrigation, afin d'obtenir la certitude que seul le vent a pu déposer et éroder les sédiments étudiés
- possibilité pratique d'effectuer une mesure précise de la hauteur de la coupe.

### **3.3 Méthodes d'estimation de l'épaisseur des dépôts**

Sur le site KS161, les mesures d'épaisseurs des coupes et d'altitudes ont été effectuées au GPS différentiel<sup>3</sup> (figure 4) au pied et au sommet de chaque couche distincte. Sur les sites KS60, KS209 et KS259, la hauteur maximale des coupes a été mesurée à l'aide d'un mètre ruban et d'un fil à plomb.

Cette méthode présente une limite menant à la sous-estimation des vitesses

minimales de dépôt et d'érosion : le temps de dépôt ou d'érosion est surestimé car il est impossible d'identifier et de dater les éventuelles phases de stabilité (sans érosion ni dépôt) précédant ou entrecoupant les périodes d'activité éolienne. De même, une période de dépôt s'intercalant entre deux périodes d'érosion, ou au contraire, une période d'érosion entrecoupant deux périodes de dépôt pourraient passer inaperçues.

### **3.4 Sites et coupes retenus :**

Au cours des prospections, quatre sites répondant aux critères énoncés plus haut ont été retenus (figure 3). Ils réunissent à la fois des yardangs et des vestiges archéologiques datables nombreux appartenant à des époques différentes.

#### **3.4.1 Site KS161, coupe AJ**

Situé à proximité immédiate d'un puits artésien (Aïn Zabiba) tari en bordure de l'erg, le site KS161 regroupe des vestiges d'occupation à des époques variées, de l'antiquité jusqu'au vingtième siècle, et l'oasis actuelle de Meks-el-Bahari le recolonise progressivement. La partie sud est occupée par un méga-yardang (figure 5) (environ 700m de longueur maximale pour 400m de largeur maximale et 11m de hauteur maximale) formé à partir du tertre de la source artésienne et du puits tari d'Aïn Zabiba et du dépôt éolien sablo-limoneux associé.

---

<sup>3</sup> Mesures effectuées par Mohammed Gaber, assistant topographe à l'I.F.A.O.



**Figure 4.** Coupe AJ lors de la mesure de l'épaisseur des couches à l'aide du GPS différentiel. Les 3 points noirs indiquent les points de mesure d'altitude.

La partie nord, à une altitude inférieure de plusieurs mètres, recèle des vestiges de parcellaires romains (daté par les archéologues de l'IFAO en fonction du matériel archéologique en place). Ils sont reconnaissables au tracé encore bien visible des canaux d'irrigation et de drainage des parcelles. Les espèces cultivées sur ces champs ne sont pas connues pour l'heure, en l'absence d'étude paléobotanique sur ce site. Quelques yardangs mesurant plusieurs mètres de hauteur dont la composition est extrêmement similaire à celle du méga-yardang parsèment ce secteur. Certaines de ces buttes témoins, reposant directement sur le parcellaire romain indiquent des processus de dépôt éolien postérieurs à l'époque romaine.

La coupe AJ (Figure 4 et 6a) correspond à l'un de ces yardangs postérieurs à l'époque romaine qui surmonte le parcellaire. Il est constitué de 40cm de dépôt rubéfié correspondant au sol agricole exploité par les champs romains, et de 380cm d'apports éoliens recouvrant le dépôt rubéfié. Malheureusement, aucun élément datant la fin de la période de dépôt ou le début de la période d'érosion n'a pu être découvert. La date d'observation et de mesure de la coupe a été choisie comme borne finale de la période de dépôt dans les calculs. Cette coupe permet donc uniquement d'estimer une vitesse minimale de dépôt, largement sous-estimée.



**Figure 5.** Extrémité nord est du mégayardang constituant la partie sud du site d'Aïn Zabiba. La hauteur maximale est ici de 8m environ.

### **3.4.2 Site KS259, coupe AE**

Le site KS259 (Figure 7) recèle de très nombreux yardangs coiffés de vestiges de palmiers et de parcelles datés de l'époque romaine (mobilier céramique associé datant la phase d'activité principale au 4<sup>ème</sup> siècle

après J.C). La disposition des vestiges et la géomorphologie indiquent que la corrosion éolienne a formé ce paysage disséqué postérieurement à l'occupation romaine.

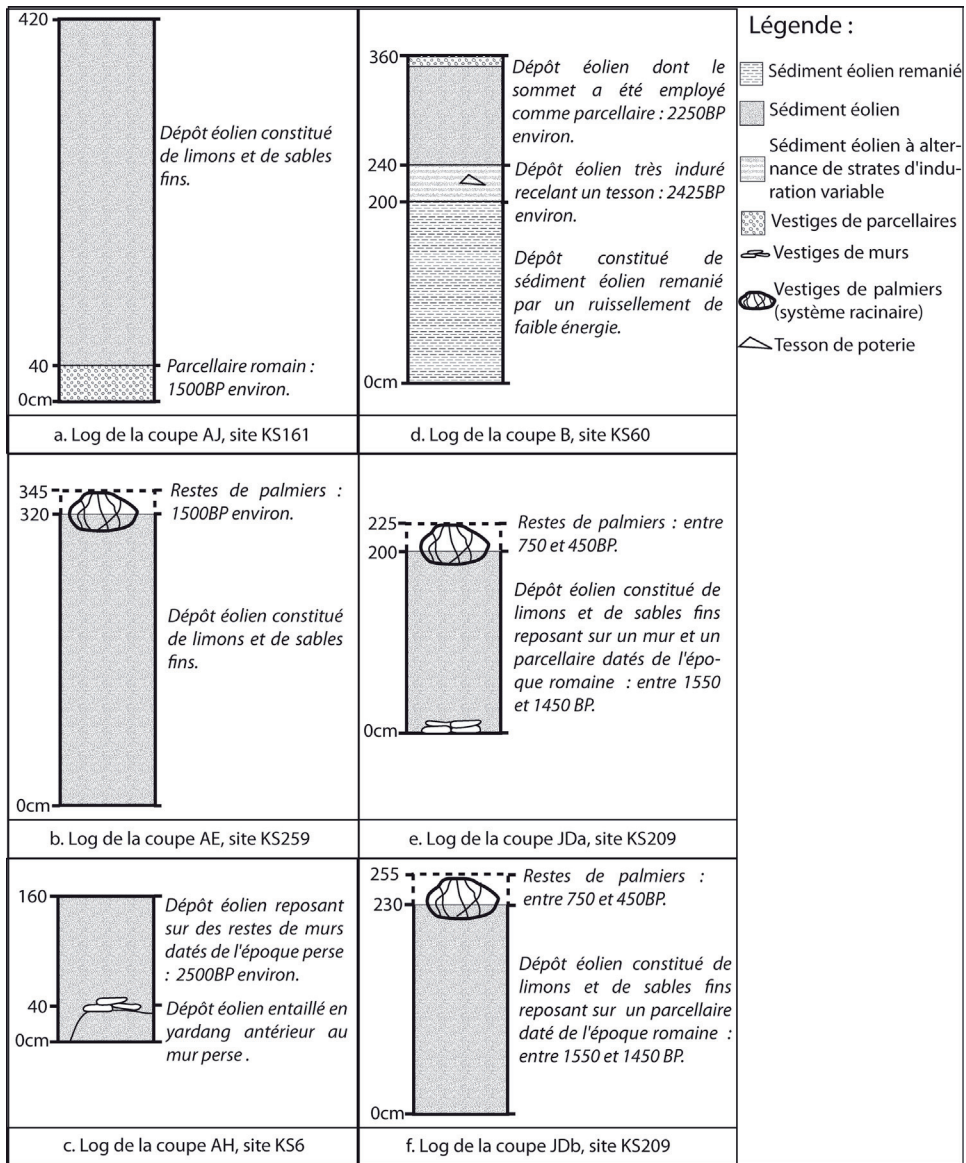
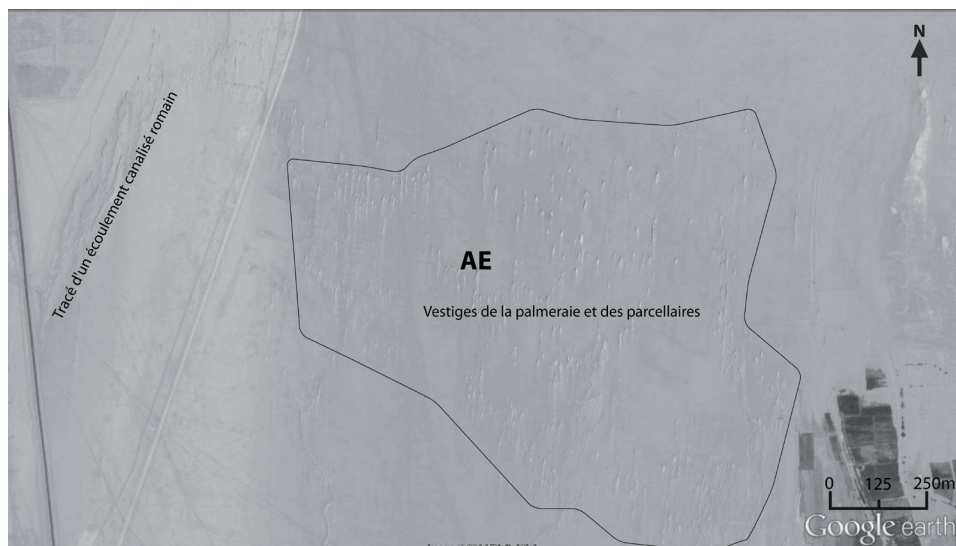


Figure 6. Logs de l'ensemble des coupes étudiées



**Figure 7.** Image satellite du site KS259 (16/08/2013, Digital Globe, Google Earth) et localisation de la coupe AE. La ligne noire délimite le secteur dans lequel les vestiges sont bien visible et datés.



**Figure 8.** Vue au sol de la coupe AE. Les restes de palmiers sont bien visibles à l'avant et à l'arrière de la coupe où ils ont armé le yardang et limité son érosion.

L'un des yardangs (Figure 6b et 8) haut de 320cm (coupe AE) a été sélectionné pour étude. Aucun élément ne permet de dater le début du dépôt, et le début de la période d'érosion, assurément postérieur à l'occupation romaine n'a pas pu être daté avec précision. Il est très probable qu'une période de stabilité des dépôts due à la présence de restes végétaux ait précédé le début de la phase érosive. Ici, il est donc impossible de mesurer les temps et vitesse de dépôt, mais une vitesse minimale d'érosion peut être déterminée. Aucun pavage de déflation ne s'est formé et les dynamiques érosives sont encore à l'œuvre aujourd'hui : la borne supérieure de la période d'érosion a donc été fixée à l'année d'observation.

### 3.4.3 Site KS60, coupes B et AH

La colline de Tell-Douch (KS60) (Figure 9) et ses abords présentent un patrimoine archéologique varié. Les travaux de l'IFAO ont démontré l'occupation de cet espace durant la période prédynastique (4500BP environ) sous la forme de campements temporaires à proximité des sources artésiennes (Wuttmann et al, 1998), puis beaucoup plus densément avec l'installation d'oasis pérennes de l'époque Perse (5<sup>ème</sup> siècle avant J.C.) à la fin de l'époque romaine (5<sup>ème</sup> siècle après J.C.). Très dissymétrique, la colline présente une pente douce vers le sud et beaucoup plus abrupte sur son versant Nord contre lequel des placages éoliens limoneux se sont formés. Parmi les nombreux yardangs de sédiment fin du site, certains contiennent du matériel archéologique en place et correspondent à des dépôts d'origine éolienne

contemporains de l'occupation antique des sites. Deux coupes (AH et B) ont été étudiées sur ce site.

La coupe AH (Figure 6c) mesure 160cm. Son faciès indique clairement deux phases successives de dépôt. La partie supérieure correspond à un dépôt sur un yardang préexistant. A l'interface entre les deux unités, 120cm sous le sommet de la coupe, se trouvent les restes d'un mur en brique crue d'époque perse datés de 2500BP environ (âge maximal) et construit sur le premier yardang. Cet élément permet de dater approximativement la fin de la période de stabilité, qui est antérieure ou synchronique de l'époque perse, et le début d'une période de dépôt synchronique ou postérieure à l'époque perse. Malheureusement, aucun élément, sur le terrain, ne permet de dater la fin de la période de dépôt ou le début de la période d'érosion. Les vitesses de dépôt sont donc largement sous-estimées pour cette coupe.

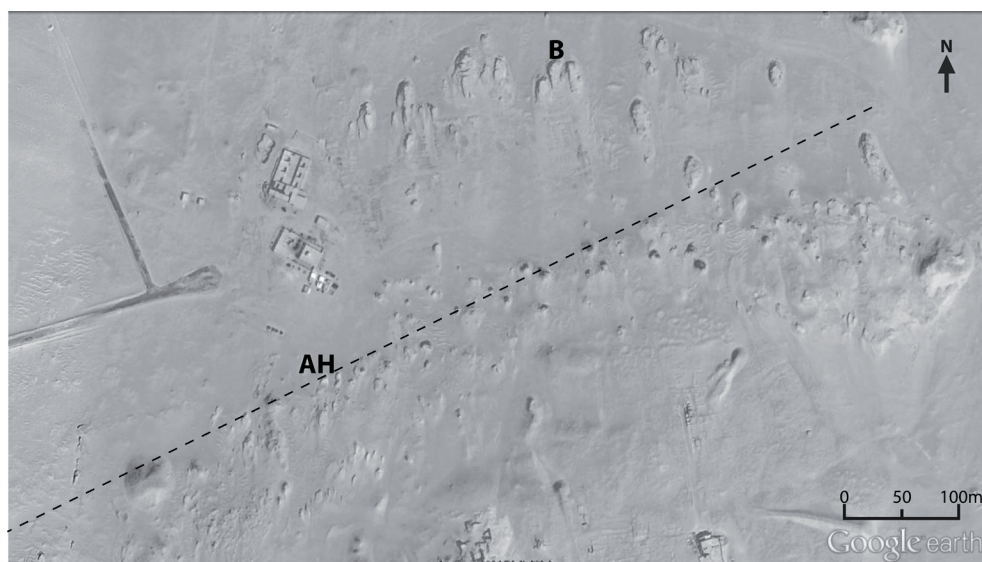
Située à 320m au nord-est de la précédente, la coupe B (Figure 6d), est constituée d'un épais dépôt (360cm) dont le faciès et la granulométrie indiquent deux dynamiques de dépôt successives :

- la partie inférieure est constituée d'un dépôt éolien remanié par un ruissellement de faible énergie
- la partie supérieure correspond à un dépôt strictement éolien.

Le sommet de ce dépôt entaillé en yardang est occupé par un parcellaire d'époque ptolémaïque (2250BP

environ), et un tesson d'époque perse ou postérieure (daté au plus tôt de 2425BP environ par l'arrivée des perses dans la région) a été identifié en place dans la coupe 140cm plus bas. Ce yardang permet donc de mesurer une vitesse de dépôt minimal avec une relative précision. La vitesse minimale d'érosion est sous-estimée : si la borne supérieure

de la période d'érosion correspond à la date d'observation, il est impossible de savoir précisément quand le processus a commencé. La date retenue comme borne pour le début de l'érosion correspond à l'occupation ptolémaïque car l'érosion n'a pas pu reprendre massivement dans ce secteur avant la fin des cultures.

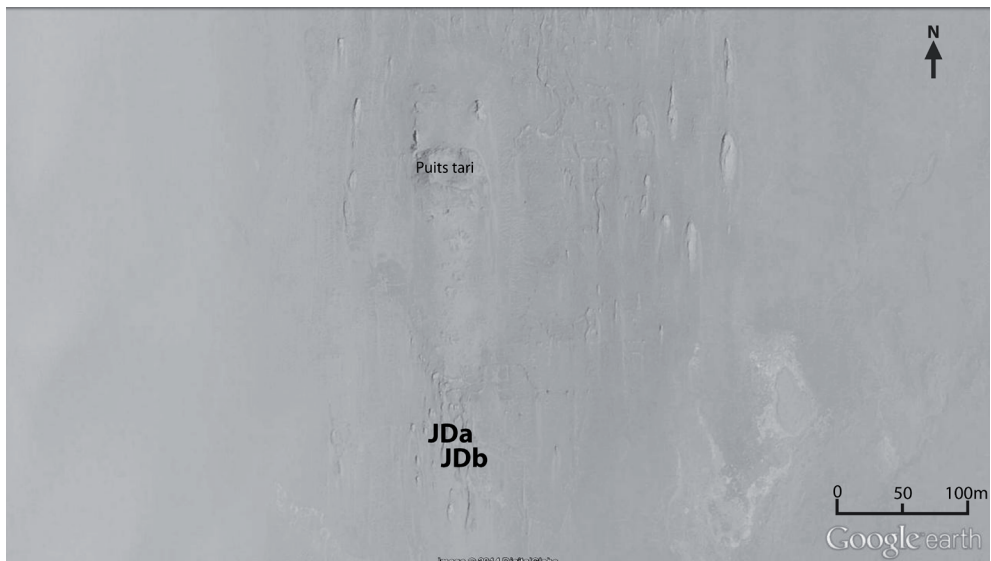


**Figure 9.** Image satellite du site KS60 (20/03/2004, Digital Globe, Google Earth) et localisation des coupes B et AH. Le trait pointillé correspond à la faille principale à l'origine de la colline de Tell-Douch et de la formation de nappes superficielles rechargées par artésianisme.

### 3.4.4 Site KS209, coupes JDa et JDb

Ce site (Figure 10) jouxtant l'erg est organisé autour d'un puits élevé (Ain-El-Mansouriya) qui a connu plusieurs phases d'activité. Il comporte des traces d'occupation humaine à l'époque romaine (4<sup>ème</sup> siècle après J.C.) et durant la période médiévale (13<sup>ème</sup>-15<sup>ème</sup> siècle). Au sud du puits, des yardangs recouvrent les installations romaines tout en étant coiffés de vestiges d'époque médiévale en place. Ce site se prête donc tout particulièrement à des mesures de dépôt et d'érosion.

Deux coupes éloignées d'une dizaine de mètres ont été mesurées, les coupes JDa (200cm) (Figure 6e) et JDb (230cm) (Figure 6f) Les deux coupes constituent un dépôt plutôt uniforme qui repose sur un jardin daté du 5<sup>ème</sup> siècle après J.C matérialisé par un enclos et des vestiges de conduits d'irrigation. A leur sommet se trouvent des restes de palmiers dont les datations s'échelonnent entre le 13<sup>ème</sup> et le 15<sup>ème</sup> siècle. Les dynamiques érosives sont encore actives aujourd'hui. Ces coupes permettent donc d'estimer à la fois des vitesses minimales de dépôt et d'érosion.



**Figure 10.** Image satellite du site KS209 (25/03/2010, Digital Globe, Google Earth) et localisation des coupes JDa et JDb



## **4. RÉSULTATS**

Les résultats se présentent sous la forme de temps de dépôts et d'érosion maximaux et donc de vitesses moyennes minimales d'érosion et de dépôt en centimètres par siècle. Aucun élément sur le terrain ne permet de repérer d'éventuelles variations des vitesses de dépôt et d'érosion au cours du processus.

### **4.1 Processus et vitesses de dépôt**

La coupe AH témoigne d'un dépôt de 120cm d'épaisseur en un maximum de 2560 ans soit une vitesse minimale de 5cm/siècle. La coupe AJ, avec un dépôt de 380cm en moins de 1560 ans donne une vitesse minimale de 24cm/siècle (Figure 9).

Les coupes B, JDa et JDb permettent d'obtenir des résultats plus fiables et plus précis, le sommet de la coupe est daté par des vestiges, et du matériel en place dans les coupes permet de dater plus précisément le début de la période de dépôt. La vitesse minimale de dépôt calculée pour la coupe B est de 70cm/siècle (140cm en un maximum de deux siècles). Les résultats obtenues sur le site KS209 sont plus modestes, avec une vitesse de dépôt comprise entre 18 et 29cm/siècle pour la coupe JDa, et entre

21 et 33cm/siècle (200cm déposés dans un temps compris entre 700 et 1100 ans) pour la coupe JDb (230cm de dépôt) dans un temps compris entre 700 et 1100 ans) (Figure 9).

Les vitesses de dépôt oscillent donc entre 5cm/siècle et 70cm/siècle.

### **4.2 Processus et vitesses d'érosion**

Le principal facteur d'incertitude de ces résultats tient dans la difficulté de déterminer précisément quand le processus d'érosion a démarré. Le temps d'érosion est donc surestimé, et la vitesse correspondante est sous-estimée. Pour la coupe B, le temps d'érosion maximal est de 2362 ans pour une hauteur de 360cm, la vitesse calculée est donc de 15cm/siècle. La coupe AH, avec 320cm érodés en un maximum de 1562 ans, témoigne d'une vitesse d'érosion minimale de 21cm/siècle. Les coupes JDa et JDb, ont permis de calculer des vitesses comprises entre 25 et 39cm/siècle (200cm en 812 à 512 ans) pour la coupe JDa et comprises entre 28 et 45cm/siècle (230cm en 812 à 512 ans) pour la coupe JDb (Tableau 1).

Les vitesses d'érosion varient donc de 15cm/siècle à 45cm/siècle.

**Tableau 1** : Récapitulatif des vitesses de dépôt et d'érosion éolienne pour l'ensemble des coupes retenues.

Coupes et sites	Processus	Borne inférieure (âge BP)	Borne supérieure	Temps maximal de dépôt (années)	Hauteur concernée (cm)	Vitesse minimale (cm/siècle)
AJ, KS 161	Dépôt	Environ 1500	< ou = 2012EC	< ou = 1560	380	24
AH, KS60	Dépôt	Environ 2500	< ou = 2012EC	< ou = 2560	120	4
B, KS60	Dépôt	Environ 2500	Environ 2300BP	< ou = 200	140	70
JDa, KS209	Dépôt	Entre 1550 et 1450	Entre 750 et 450BP	Entre 100 et 700	200	Entre 18 et 28
JDb, KS209	Dépôt	Entre 1550 et 1450	Entre 750 et 450BP	Entre 1100 et 700	230	Entre 20 et 32
AE, KS259	Érosion	Postérieure à 1500	< ou = 2012EC	1562	320	20
B, KS60	Érosion	Postérieure à 2300	< ou = 2012EC	2362	360	15
Jda, KS209	Érosion	Entre 750 et 450	< ou = 2012EC	Entre 812 et 512	200	Entre 24 et 39
JDb, KS209	Érosion	Entre 750 et 450	< ou = 2012EC	Entre 812 et 512	230	Entre 28 et 44

## 5. DISCUSSION ET LIMITES

### 5.1 Une mesure imprécise :

Ce type d'étude constitue un indicateur utile pour connaître les vitesses moyennes de dépôt et d'érosion dans la région de Kharga à une échelle pluriséculaire, mais aucune coupe ne permet d'observer d'éventuelles variations temporelles et les vitesses obtenues sont des vitesses minimales, sous-estimées dans la plupart des cas. De plus, comme cela a été indiqué précédemment, les résultats obtenus sont approximatifs.

### 5.2 L'efficacité des dynamiques éoliennes

Malgré tout, l'étude indique des vitesses

parfois très importantes. La présence d'éléments plus grossiers en surface, au-delà d'un seuil variant en fonction de la vitesse des vents, protègent les dépôts de la déflation par la formation d'un pavage (Coudé-Gausson *in* Coudé-Gausson et al. 1995). Dans la région de Douch, le caractère éolien des dépôts implique leur homogénéité et l'absence d'éléments grossiers à même de former un pavage de déflation qui mettrait un coup d'arrêt à l'érosion ; cela explique que les dynamiques érosives soient encore actives sur tous les sites étudiés. Seuls de rares secteurs sont protégés de

l'érosion éolienne par la forte densité de tessons accumulés à la surface du sol.

### **5.3 Variabilité spatiale des vitesses calculées**

Les résultats obtenus varient beaucoup selon les espaces concernés. Ces variations pourraient être expliquées par l'imprécision de la méthode mais il peut également s'agir de variations locales et hyper-locales de la rugosité et des dynamiques éoliennes, en lien avec les activités humaines et l'abandon des sites. Pour s'affranchir de ces particularités locales, la multiplication des sites d'étude est essentielle.

### **5.4 Prégnance des « perturbations » anthropiques**

Les moyens de datation employés pour cette étude impliquent par leur origine humaine une perturbation anthropique des milieux. La présence de murs, de champs ou de palmiers a eu une influence sur l'érosion en canalisant les courants éoliens ou en armant les dépôts. Les vitesses mesurées correspondent toujours au résultat de l'interaction entre les activités humaines et les dynamiques éoliennes, et non aux effets du vent seul. Cela n'est pas un obstacle à l'étude des processus de dépôt : dans la seconde moitié de l'Holocène, aucun dépôt éolien n'aurait pu se produire sans activités humaines en raison de l'hyperaridité et du nombre réduit de sources.

Au contraire, les observations de terrain montrent que les dynamiques érosives ont également touché des dépôts géologiques plus anciens ou distants des sites. Les mesures d'érosion

obtenues dans cette publication peuvent donc permettre d'estimer les vitesses obtenues à distance des sites occupés. Néanmoins, il est probable que dans les premiers temps après l'abandon des sites, l'érosion ait été ralentie (dépôts armés par les vestiges de cultures et de bâtiments en brique crue) ou accélérée (frange supérieure des dépôts fragilisée par les pratiques agricoles).

### **5.5 Une problématique de désertification ?**

La coexistence des dynamiques éoliennes étudiées et des sites archéologiques implique de prendre en compte des problématiques de désertification déjà prégnantes durant l'antiquité. Rendue possible par la présence d'eaux souterraines, les progrès techniques (creusement de qanâts ou foggaras), des volontés politiques (Chauveau 1998) et économiques fortes (Newton et *al.* 2013), la création ex nihilo d'oasis à l'époque perse a généré des problèmes d'ensablement et de corrosion éolienne des bâtiments dont les conséquences sont visibles sur les vestiges (Wuttmann et *al.* 1998). Des processus similaires à ceux de la désertification se sont donc mis en place en raison, non pas de surpâturage, de changement climatique ou d'une « avancée du désert », mais en conséquence de l'élargissement de l'œkoumène à une zone auparavant désertique. Dans ce contexte, la création d'oasis entraîne, de facto, le problème de la désertification : au système bioclimatique régional hyperaride, les activités humaines ont opposé un

système local contrôlé par les eaux du sous-sol et leur exploitation. Ceci explique la rapidité des processus érosifs après l'abandon des sites et rend comparable la situation antique aux problèmes actuels de désertification pouvant toucher les oasis.

## 6. CONCLUSION

Le contexte spécifique de la dépression de Kharga en fait une région qui se prête particulièrement bien à l'étude des processus de dépôt et d'érosion éoliens : en effet, la stabilité des conditions climatiques, les apports en eau du sous-sol et les vestiges d'activité humaine permettent de calculer des vitesses moyennes minimales de dépôt et d'érosion. Cependant, la méthode employée, parce qu'elle implique des activités humaines, limite l'étude aux secteurs anthropisés. Les vitesses calculées ne correspondent donc pas à des phénomènes strictement liés au vent, mais à l'interaction entre les actions éoliennes et les implantations humaines. L'étude met donc en lumière des phénomènes de désertification apparus dès la création des oasis, et une relation homme/milieu complexe à l'Holocène : les dynamiques éoliennes ont à la fois une fonction de ressources (dépôts cultivables, maintien de l'humidité) et une fonction de contraintes (ensablement, érosion).

Ainsi, dès l'époque perse, les hommes ont pris en compte ces phénomènes dans l'aménagement du territoire : les murs du temple d'Aïn Manawir ont été renforcés et aménagés pour résister à la corrasion et une dune a été fixée par une pellicule d'argile mise en place par les hommes (Wuttmann et *al.* 1998). Aujourd'hui, les implantations de la « nouvelle vallée » sont encore confrontées aux mêmes problèmes : le passage de barkhanes sur les zones cultivées et les phénomènes d'ensablement et d'érosion sont prégnants dans ces oasis en extension. Les hommes luttent contre ces phénomènes par différents moyens, employant le sédiment des yardangs pour compenser les pertes sur les champs, et bétonnant certaines barkhanes pour les arrêter avant les cultures. Malgré des changements techniques, il apparaît donc que la lutte contre la désertification est ancienne et que les méthodes employées ne produisent pas d'effet à long terme. Dans ce milieu hyperaride en marge de l'œkoumène, ce qui vient par le vent repart, à terme, par le vent. Seules des politiques volontaristes et des pratiques d'aménagement s'inscrivant dans la durée peuvent donc permettre de freiner les phénomènes d'érosion et d'ensablement, mais dès lors que ces efforts ne seront pas reconduits, les dynamiques éoliennes reprendront leur action.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdourhamane Touré A., Rajot J.L., Garba Z., Marticorena B. Petit C. et Sebag D. 2011, « Impact of very low crop residues cover on wind erosion in the Sahel », *Catena* 85, pp. 205–214

- Adelsberger K.A. et Smith J.R. 2010, « Paleolandscape and paleoenvironmental interpretation of spring-deposited sediments in Dakhleh Oasis, Western Desert of Egypt », *Catena*, volume 83, pp.7-22.
- Bergametti G. et Gillette D.A. 2010, « Aeolian sediment fluxes measured over various plant/soil complexes in the Chihuahuan desert », *Journal of Geophysical research*, Vol. 115
- Brookes I.A. 2003, « Geomorphic indicators of Holocene winds in Egypt's Western Desert », *Geomorphology*, 56, 1-2, p.p. 155–166
- Boëdec F. 2003 « Une approche politique du contrôle de l'eau au Moyen-Orient », *Afrique contemporaine* 1/ 2003 (n° 205), p. 77-98
- Bousquet B. 1996, *Tell-Douch et sa région. Géographie d'une limite de milieu à une frontière d'Empire*, DFIFAO 31, Le Caire, 368 p.
- Bresciani E. 1995 « L'Égypte des satrapes d'après la documentation araméenne et égyptienne », *Comptes rendus des séances de l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres*, 139e année, N. 1, pp. 97-108.
- Briois F., Midant-Reynes B., Wuttmann M. 2008, *Le site épipaléolithique de Ayn Manaweïr (oasis de Kharga, Égypte)*, IFAO, Le Caire, 154 p.
- Bubenzer O. et Riemer H. 2007, « Holocene Climatic Change and Human Settlement between the Central Sahara and the Nile Valley - Archaeological and Geomorphological Results », *Geoarchaeology*, 22(6), pp. 607-620.
- Callot Y., Marticorena B. et Bergametti G. 2000, Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: application to the Sahara desert », *Geodinamica Acta*, 13, 245-270
- Chauveau M. 1998, « Une oasis égyptienne au temps des Perses. », *Égypte, Afrique et Orient*, 9, pp. 21-26.
- Coudé-Gaussen G. « L'érosion éolienne : aspects théoriques » in Coudé-Gaussen G. et Rognon P. (dir.) 1995, *Désertification et aménagement au Maghreb*, L'Harmattan, Paris, 313p.
- Donner J. et Embabi N.S. 2000, « The Significance of yardangs and ventifacted rock outcrops in the reconstruction of changes in the late Quaternary wind regime in the western desert of Egypt », *Quaternaire*, Volume 11, numéro 3-4, 2000, pp. 179-185
- Embabi N.S. 1972, « The semi-playa deposits of Kharga depression, Western Desert, Egypt », *Bulletin de la Société de Géographie d'Égypte*, volume 5, numéro 41-42, pp. 73 - 87

- Embabi N.S. 1999, « Playas of the Western Desert, Egypt », *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Geologica-Geographica*, volume 160, pp. 5-47
- Embabi N.S. 2004, *The geomorphology of Egypt. Landforms and Evolution Vol.1: The Nile Valley and the Western Desert*, The Egyptian Geographical Society Special Publication, Cairo, 447p.
- Ezzat M.A. 1974, « *Groundwater Series in the Arab Republic of Egypt; Exploitation of Groundwater in El Wadi El Gedid Project Area. Part II* », General Desert Development, Ministry of Water Resources and Irrigation (Egypt)
- Faggi P. 1983 « Stato e progetti di sviluppo nel Terzo Mondo : il caso di Al-Sheykh Wali (New Valley - Repubblica Araba d'Egitto) », Padova, Istituto di Geografia, *Materiali* , 2.
- Faggi P., Maury R.G. 1987, « Étatisation de l'eau dans le projet «nouvelle vallée» en Égypte. », *L'homme et l'eau en Méditerranée et au Proche-Orient*, IV, L'eau dans l'agriculture, Séminaire de recherche 1982-1983 et journées des 22 et 23 octobre 1983, Lyon, Maison de l'Orient et de la Méditerranée Jean Pouilloux, pp. 103-110
- Gasse F. 2000, « Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum », *Quaternary Science Reviews*, 19, 1-5, pp. 189-211
- Goudie A.S. 2007, « Mega-Yardangs : A Global Analysis », *Geography Compass*, 1/1, 2007, pp. 65-81
- Griffiths J.F. 1972, « The Climate of the United Arab Republic », *World Survey of Climatology*, vol.10 (Climates of Africa, Ed. by Griffiths, J.F). Amsterdam, London, New York, pp. 79-92
- Gummuchian H. 1975, « La République Arabe d'Égypte à la conquête de ses déserts », *Revue de géographie alpine*, Tome 63, numéro 2, pp 225-252
- Hereher M.E. 2010, « Sand movement patterns in the Western Desert of Egypt: an environmental concern », *Environment Earth Science*, 59, pp 1119-1127
- Hermina M. 1990, « The surroundings of Kharga, Dakhla and Farafra oasis », in Saïd R. (Dir.), *The Geology of Egypt*, Balkema, Rotterdam, 734 p.
- Labiadh M., Bergametti G., Attoui B. et Sekrafi S. 2011, « Particle size distributions of South Tunisian soils erodible by wind », *Geodinamica Acta*, 24:1, 37-47
- Marticorena B., Bergametti G., Gillette D.A. et Belnap J. (1997), « Factors controlling threshold friction velocities in semi-arid areas of the United States », *Journal of Geophysical research.*, 102
- Newton C., Whitbread T., Agut-Labordère D. et Wuttmann M. 2013, « **L'agriculture oasisienne à l'époque perse dans le sud de l'oasis de Kharga (Égypte, Ve-IVe s.**

AEC) », *Revue d'ethnoécologie* [En ligne], 4, consulté le 07 janvier 2014. URL : <http://ethnoecologie.revues.org/1294>

- Nofal R.A. 2002, *Les yardangs des dépôts des anciennes playas des dépressions du Western Desert d'Égypte : Etude Géomorphologique*, Thèse de doctorat, Université de Provence (Aix-Marseille I), Octobre 2002, 248 p.

- Reddé M. 1987, « Une ville romaine dans le désert oriental d'Égypte : Douch », *Bulletin de la Société Française d'Archéologie Classique*, pp.215-220

- Rognon P. 1994 *Biographie d'un désert - Le Sahara*, L'harmattan, 347p.

- Sanlaville P. 1997, « Les changements dans l'environnement au Moyen-Orient de 20000 à 6000 BP », *Paléorient*, Vol. 23, 2, pp. 249-262

- Thorweihe, U. 1990, « Nubian Aquifer system » in Saïd R., *The Geology of Egypt*, Balkema, Rotterdam, 734 p.

- Traboulsi M., Sanlaville P. et BLANCHET G. 1997, « Le Moyen-Orient de 20000 ans BP à 6000 ans BP. Essai de reconstitution paléoclimatique », *Paléorient*, Vol.23, 2, pp.187-196

- Wuttman M., Barakat H., Bousquet B., Chauveau M., Gonon T., Marchand S., Robin M., Schweitzer A. 1998, « Ayn Manawir (oasis de Kharga). Deuxième rapport préliminaire », *Bulletin de l'Institut Français d'archéologie Orientale*, Le Caire, pp. 367-462.

- Wuttmann M. in Pantalacci L. et Denoix S. 2006, « Travaux de l'Institut français d'archéologie orientale en 2005-2006 », in BIFAO, Tome 106, Le Caire, 2006, pp. 334-453.

## **Les vents dans le sud tunisien : analyse fréquentielle et déplacements potentiels du sable**

**Afef RADDADI, Noomene FEHRI et Amor Mokhtar GAMMAR**

Unité de Recherche « Biogéographie-Climatologie Appliquée et Dynamique Érosive », Université de la Manouba, Tunisie

[afef\\_raddadi@yahoo.fr](mailto:afef_raddadi@yahoo.fr) ; [Fehri\\_n@yahoo.fr](mailto:Fehri_n@yahoo.fr) ; [amorgammar@yahoo.fr](mailto:amorgammar@yahoo.fr)

### **RÉSUMÉ :**

Dans cette recherche, nous procédons à l'analyse fréquentielle des vents et au calcul du déplacement potentiel du sable dans le sud tunisien, ceci en suivant les démarches retenues par les travaux précédents sur le sud tunisien (Coque, 1962 ; Khatteli, 1981 ; Bellachhab, 1991). Nous avons disposé des données de sept stations de l'Institut National Météorologique de Tunisie (Gabès, Jerba, Médenine, Tataouine, Remada, El Borma et Kébili) pour une période d'observation de 10 ans (2001-2010). La série de la station de Djerba, dépourvue de lacunes, nous a servi d'étalon pour évaluer l'importance des lacunes et leur impact sur la fiabilité des données des autres stations.

Les indicateurs de la puissance des vents, la présence d'une ou deux directions dominantes et leurs variations selon les saisons conduisent à une intéressante typologie des stations. Le déplacement potentiel annuel conduit à une deuxième typologie remodelée. Ces résultats démontrent l'hétérogénéité des stations. Elles doivent représenter plusieurs régimes éoliens et des climats régionaux différents, qui restent à caractériser et à étudier. Ceci incite à la prudence lors de l'utilisation des données sur les vents des stations pour expliquer des faits géographiques régionaux.



## 1. INTRODUCTION

L'importance de la dynamique éolienne dans le façonnement des paysages arides tunisiens et l'importance du facteur vent en tant qu'agent primordial dans la rupture des équilibres des écosystèmes de la région ont été sujets de recherche pour plusieurs auteurs.

Certains ont adopté une approche environnementale et/ou socio économique (Floret *et al.*, 1976, 1978 ; Floret et Pontanier, 1982 ; Khatteli, 1981, 1993, 1996 ; Kardous, 2005...), d'autres une approche morpho-climatique (Bagnold, 1941 ; Coque, 1962 ; Bellachheb, 1991 ; Mainguet, 1985 ; Pons *et al.*, 2002, Heresen, 2004...).

La Tunisie du sud présente des exemples caractéristiques du phénomène d'érosion par le vent. Dans ce travail, nous tentons de répondre à la question suivante : comment les caractéristiques des vents dans le sud tunisien pourraient influencer le modelé éolien et les déplacements des sables ?

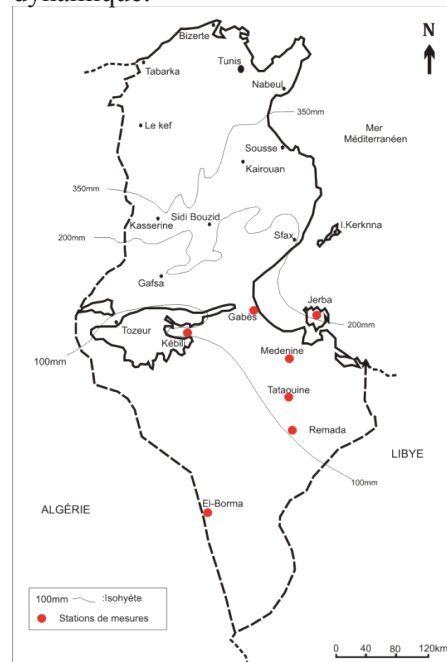
Pour répondre à cette question, nous avons procédé à une mise en valeur des caractéristiques des vents actifs mesurés dans 7 stations météorologiques dans le sud tunisien (Gabès, Jerba, Médenine, Tataouine, Remada, El Borma et Kébili) qui nous ont servi pour calculer les fréquences des vents, les composantes dynamiques et le déplacement potentiel du sable par le vent.

## 2. CADRE DE L'ÉTUDE ET MÉTHODES

Les zones arides tunisiennes s'étendent sur une superficie 62900 km<sup>2</sup> (Ministère de l'Agriculture, 1985). Les stations

météorologiques étudiées sont donc assez éloignées les unes des autres et représentent des milieux différents.

Les données de vitesse et direction du vent à 10 mètres ont été prises sur une base tri horaire, ce qui permet de calculer le déplacement potentiel du sable par le vent et la direction de sa composante dynamique.



**Figure 1.** Localisation géographique des stations de mesure du vent

Avant de procéder aux calculs des fréquences et du déplacement potentiel du sable, il convient de vérifier la fiabilité des données disponibles et l'influence des lacunes parfois nombreuses sur les indicateurs à calculer.

Il n'y a pas de méthode satisfaisante pour combler les lacunes. On ne doit pas se servir des stations entre elles, vu leur éloignement les unes des autres et les différences des régimes qui les

distinguent. Le fait que les données de la station de Jerba ne présentent pas de lacunes permet d'utiliser cette série de données pour tester l'impact des lacunes dans chacune des autres stations.

Il s'agit de recalculer les indicateurs les plus caractéristiques de l'année à partir des données de Jerba, mais en éliminant les valeurs équivalentes aux lacunes de chaque station. Pour chaque station, la différence entre les deux valeurs des indicateurs (sans lacunes et avec lacunes) donne une idée de l'impact des lacunes sur la fiabilité des indicateurs.

Le calcul de l'évolution du risque d'erreurs lié aux lacunes nous a permis de montrer que les lacunes affectent surtout les fréquences des vents non actifs. Ces erreurs touchant les calmes et les vents moyens n'ont aucun impact sur les données des vents actifs. Pour les vents actifs, on note une légère sur-représentation, qui n'atteint des proportions importantes qu'à Médenine et El Borma. En arrondissant et en retenant les résultats les plus élevés, on peut dire que les données sur les vents forts sont fiables avec une marge d'erreur de 0,1% à Gabès, 1% à Tataouine, 2% à Kébili et 4% à Remada. Elles sont assez fiables avec une marge d'erreur de 7% à Médenine et de 9% à El Borma. En conclusion, les données des stations de Jerba, Gabès, Kébili, Tataouine et Remada sont fiables, et les données des stations de Médenine et El Borma, moins fiables, sont à exploiter avec prudence (Raddadi, 2013).

Le déplacement potentiel des sables est calculé à partir de ces mesures, en convertissant la vitesse des vents

actifs en puissance de transport selon une échelle croissante adaptée aux régions arides et vérifiée pour le centre et le sud tunisien par (Bellachheb, 1991). Selon cette méthode, ce déplacement potentiel des sables lié aux vents actifs est exprimé en équivalent jours de vent de vitesse égale à 7m/s (e.j.v.7m/s) pour une hauteur de 10m.

### **3. ANALYSE FRÉQUENTIELLE DES VENTS**

Selon leur efficacité géomorphologique, Khatteli (1996) a distingué deux classes de vent : (i) les vents inactifs qui ont une vitesse inférieure ou égale à 3m/s et (ii) les vents actifs définis par une vitesse supérieure à 3m/s et sont ceux qui permettent la mise en mouvement des particules sableuses. Cependant, bien que les données sur le vent que nous avons analysées dans le cadre de ce travail ont été mesurées à une hauteur de 10 m (données de l'INM<sup>1</sup>), l'information sur les hauteurs des vitesses de vent dans les travaux de Khatteli (1996) est suffisamment rare pour être mise à disposition. Par conséquent, si jamais ces mesures n'étaient pas faites au même niveau, cela pourrait affecter les résultats obtenus dans les paragraphes §2 et 3.

Par ailleurs, l'analyse des données a montré que la fréquence moyenne des vents inactifs varie sur l'année de 37,48% à Jerba à 70,81% à Médenine. Quant aux vents actifs la fréquence moyenne varie de 29,19% à Médenine à 62,52 % à Jerba sur l'année.

---

1 Institut National de Météorologie

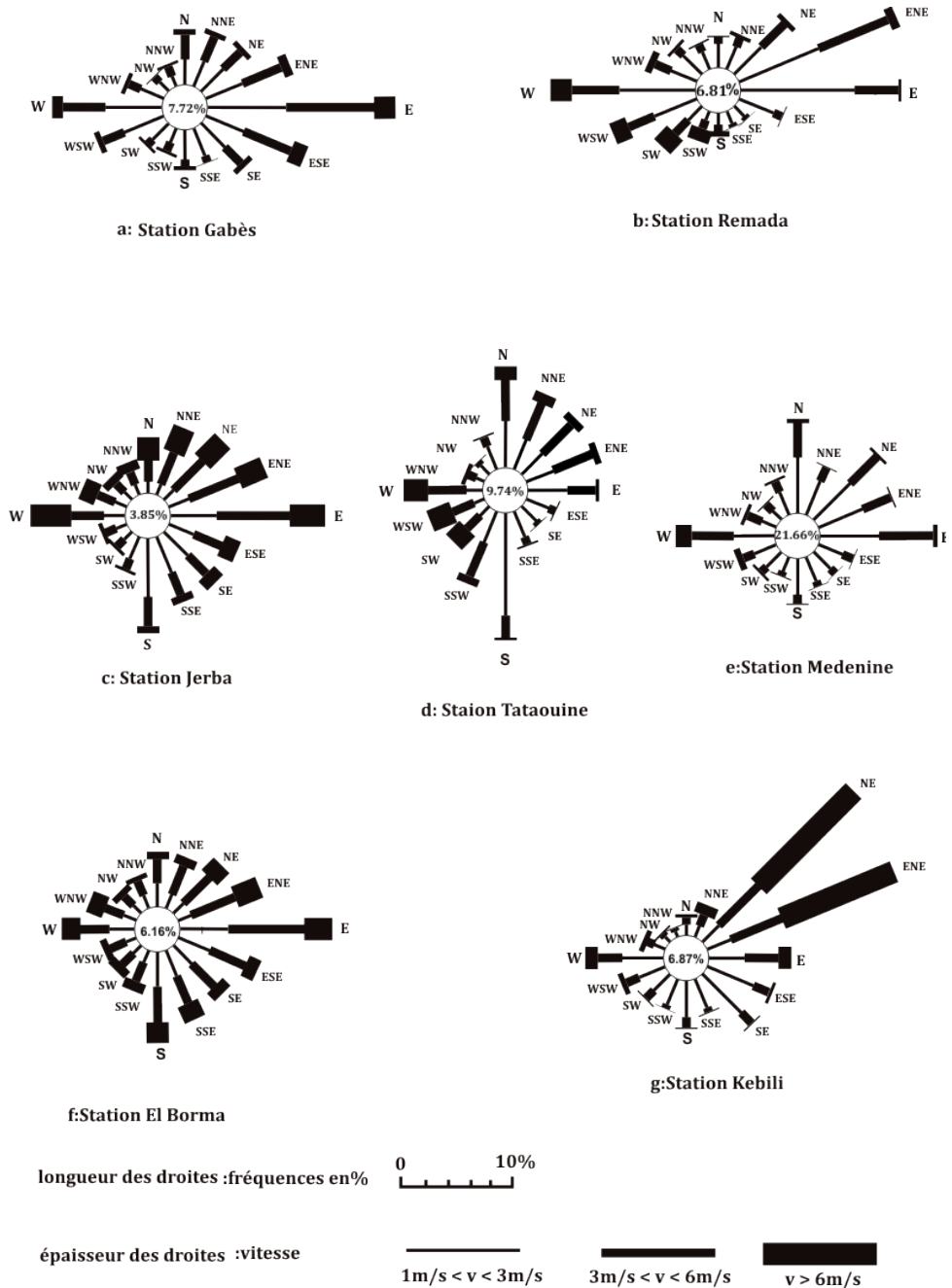
**Tableau 1** : Fréquence (en %) des vents (calmes, moyens, forts et très forts) pour toutes les directions sur la période 2001/2010

Stations / Fréquence (%)	Kébili	Gabès	Djerba	Médenine	Tataouine	Remada	El Borma
<b>Les calmes</b>	6,87	7,72	3,85	21,66	9,74	6,81	6,16
<b>vents moyens (1m&lt;v&lt;3m/s)</b>	40,62	47,83	33,63	49,15	43,97	54,83	32,74
<b>vents forts (3m&lt;v&lt;6m/s)</b>	<b>24,91</b>	<b>36,36</b>	<b>39,83</b>	<b>25,64</b>	<b>33,69</b>	<b>29,11</b>	<b>42,04</b>
<b>vents très forts &gt;6m/s</b>	<b>27,6</b>	<b>8,09</b>	<b>22,69</b>	<b>3,55</b>	<b>12,60</b>	<b>9,25</b>	<b>19,06</b>
<b>Total</b>	100	100	100	100	100	100	100

Les résultats obtenus sur les fréquences annuelles des vents ont permis de déterminer l'importance de l'activité éolienne pour chacune des 16 directions d'une rose des vents ainsi que l'importance des vents actifs (Figure 2).

**Tableau 2** : Fréquence (%) des vents actifs ( $V > 3\text{m/s}$ ) selon les secteurs aux différentes stations étudiées dans le Sud tunisien

Stations D/S	Kébili	Gabès	Djerba	Médenine	Tataouine	Remada	El Borma
<b>ESE à S</b>	4,14	<b>10,11</b>	<b>13,25</b>	2,52	4,23	2,25	<b>17,2</b>
<b>SSW à W</b>	<b>6,46</b>	8,9	10,04	<b>7,55</b>	<b>17,32</b>	<b>15,95</b>	11,09
<b>WNW à N</b>	2,51	5,45	10,85	6,22	8,07	4,23	9,53
<b>NNE à E</b>	<b>39,41</b>	<b>20</b>	<b>28,36</b>	<b>12,88</b>	<b>16,65</b>	<b>15,91</b>	<b>23,26</b>
<b>Total de toutes les directions</b>	52,52	44,46	62,5	29,17	46,27	38,34	61,08



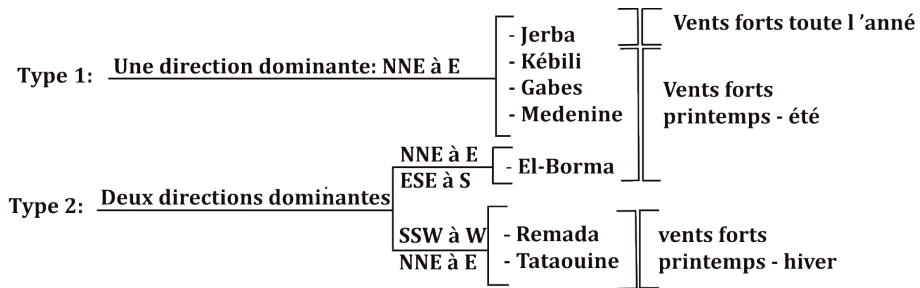
**Figure 2** : Rose des vents pour chacune des 7 stations étudiées dans le sud tunisien sur la période 2001-2010

Le sud tunisien est soumis à des vents de différentes directions. Dans toutes ces stations, on observe une domination des vents actifs de l'un des deux secteurs opposés (ESE à S et WNW à N) ou bien (SSW à W et NNE à E).

Avec une répartition des vents par classe d'intensité variable d'une saison à une autre et d'une station à une autre, les

données de ces calculs ont été exprimées sous forme de roses des vents (Figure 2).

L'ensemble de ces données sur les fréquences conduisent à une proposition de typologie des stations d'après la présence d'une ou deux directions dominantes, l'orientation de ces directions et la saison des vents forts (Figure 3).



**Figure 3:** Typologie provisoire des stations du sud tunisien selon les caractéristiques des vents

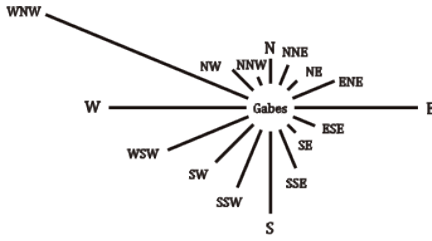
#### 4. LE DÉPLACEMENT POTENTIEL DE SABLES LIÉ AUX VENTS ACTIFS > 3 M/S

Pour la conversion de la vitesse des vents actifs en déplacement de sable, il a été démontré que si la vitesse du vent passait de 24km/h à 34km/h, le déplacement potentiel d'une même quantité de sable augmenterait d'un facteur 10. Cette augmentation est de 100 fois si la vitesse passait de 24km/h à 56km/h (Khatteli, 1983).

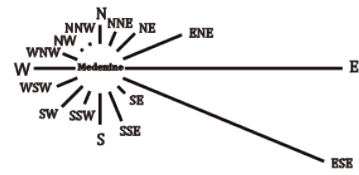
En tenant compte de cette évolution et en prenant comme hypothèse que le déplacement potentiel est de 1 pour une vitesse de 7m/s (24km/h), nous avons calculé le déplacement potentiel annuel pour les différentes vitesses des

seize directions de chaque station en **équivalent** jour avec un vent de 7m/s (e.j.v.7m/s).

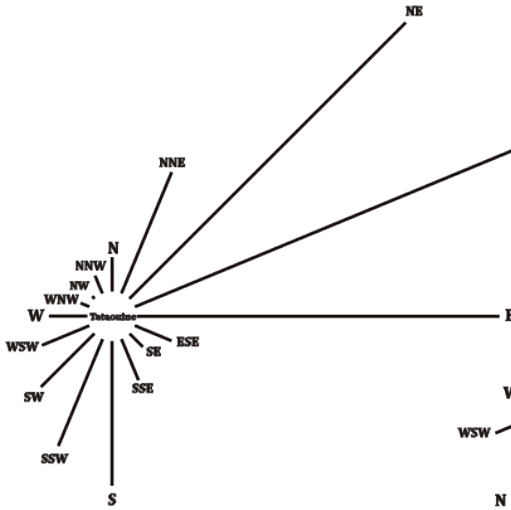
Globalement, les vents du secteur SSW à W générateurs des déplacements de sable NNE à E s'affirment ici par leur puissance. Ils sont responsables des déplacements les plus importants à **Tataouine**, Remada et Medenine.



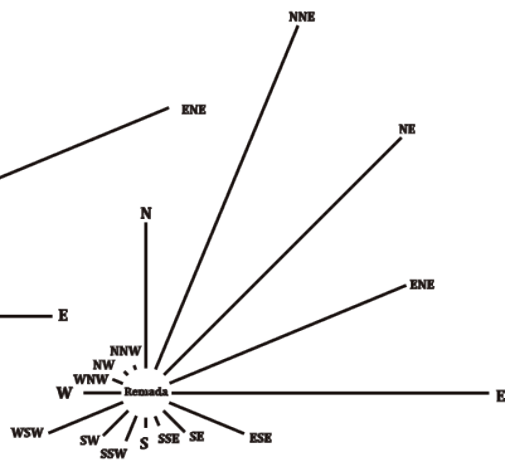
a: Station Gabes



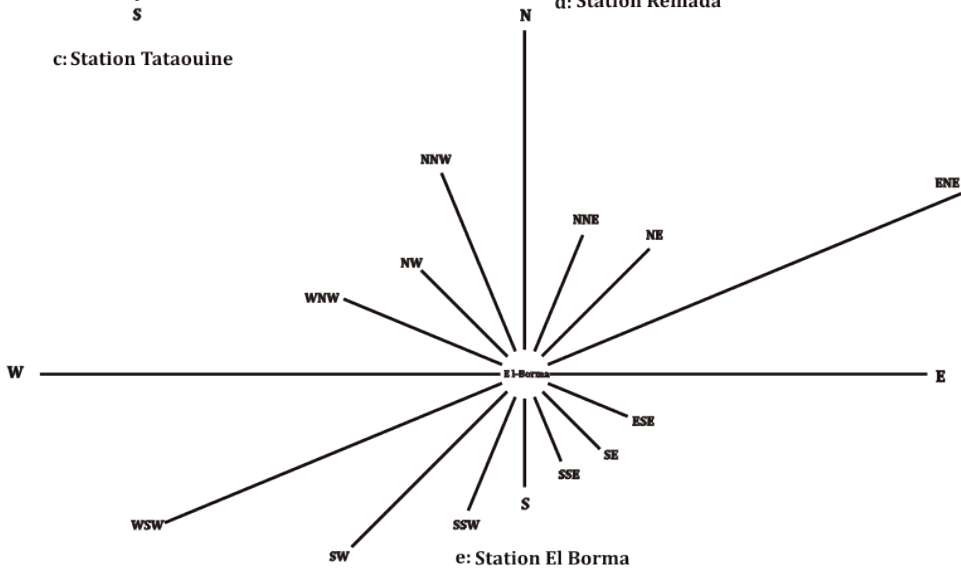
b: Station Medenine



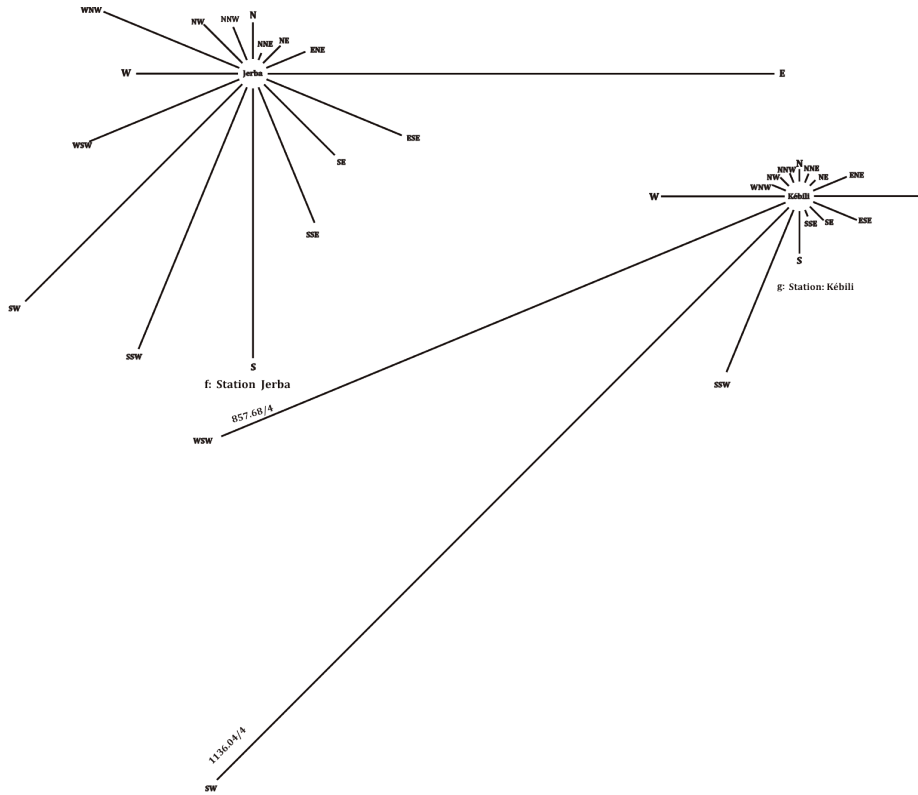
c: Station Tataouine



d: Station Remada



e: Station El Borma



**Figure 4 :** Rose du déplacement potentiel annuel de sable (e.j.v. 7m/s) pour chacune des 7 stations étudiées dans le sud tunisien sur la période 2001-2010

Dans les stations de Médenine, Tataouine et Remada, le déplacement potentiel annuel des vents du secteur SSW à W est le plus important, il occupe aussi la plus forte valeur par direction. A Médenine, la plus forte valeur par direction est enregistrée par un vent W avec 45,8. A Tataouine, la valeur la plus importante est enregistrée par un vent SWW avec 109,5. A Remada, elle est enregistrée par un vent SSW avec 78,4.

Dans les stations de Gabès, Djerba, El Borma et Kébili, c'est le déplacement potentiel annuel vers le secteur SSW à W qui est le plus important. A Gabès

et à Kébili, la plus forte valeur du déplacement potentiel par direction est enregistrée parmi les directions du secteur NNE à E. A Gabès et à El Borma, la plus forte valeur par direction est enregistrée par un vent E avec 29 et 96,8, à Kébili par un vent NE avec 1136. À Jerba en deuxième rang, on enregistre un déplacement potentiel annuel du secteur ESE à S et la plus forte valeur du déplacement potentiel par direction est enregistrée parmi les directions WNW à N par un vent N avec 94,7.

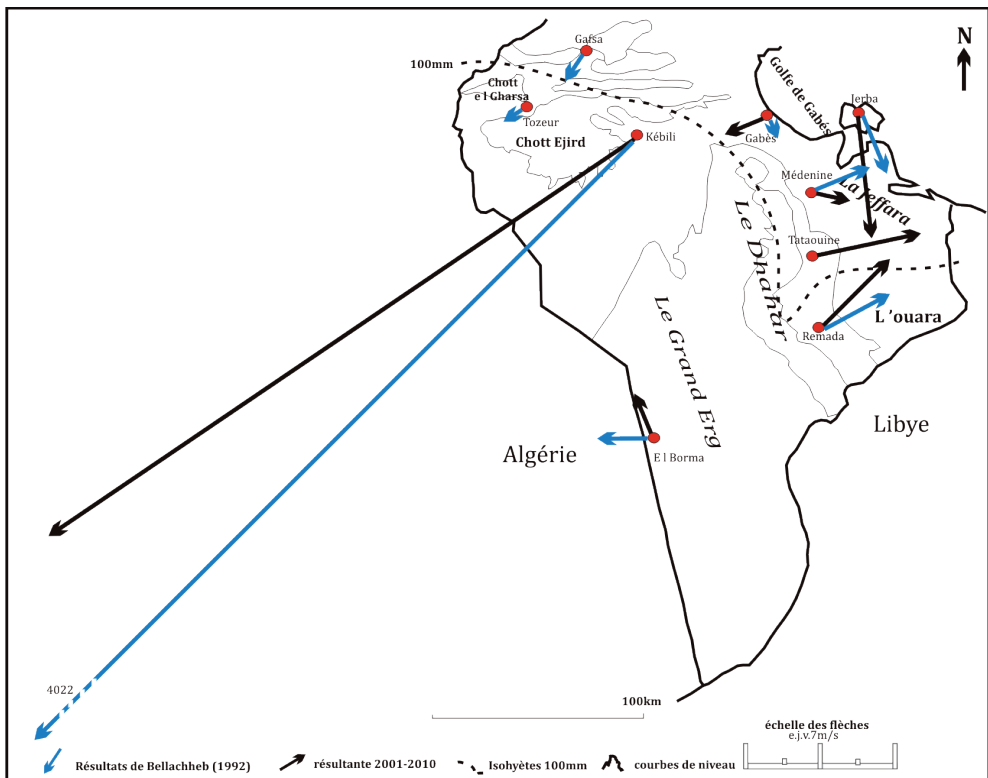
La plus importante valeur du déplacement potentiel annuel global des vents quelle

que soit la direction est enregistrée par la station de Kébili avec 2213,6, et la valeur la plus faible est enregistrée par la station de Médenine avec 8,9.

## 5. LA RÉSULTANTE ANNUELLE DU DÉPLACEMENT POTENTIEL DE SABLE

L'analyse des données sur le déplacement potentiel annuel résultant (Figure 5) nous a permis de procéder à une comparaison de travaux précédents. Il a été un peu difficile de comparer ces résultats avec ceux de Bellachheb (1991) pour les

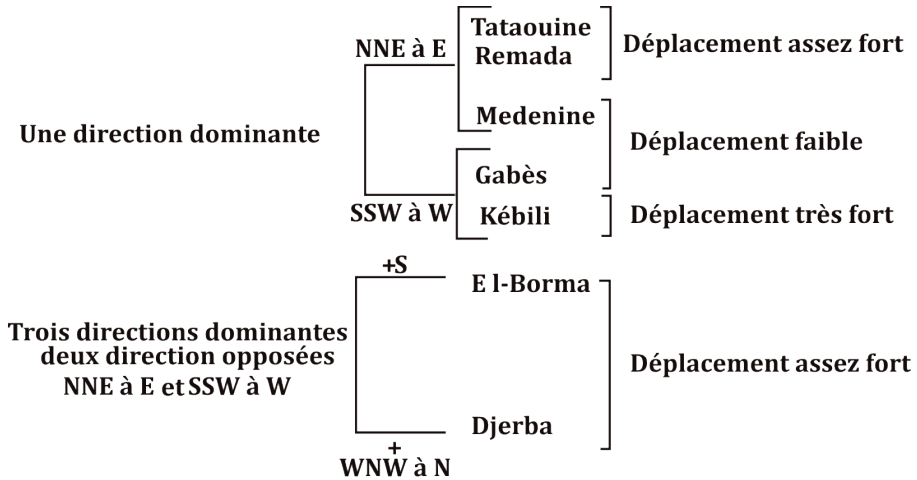
stations de Médenine, El Borma et Kébili pour lesquelles cet auteur n'avait disposé que de 3 années de mesure au plus. Pour les autres stations, nous ne disposons pas d'informations sur la question des lacunes et de la fiabilité des données utilisées par Bellachheb (1991). La différence importante de la composante de Gabès peut s'expliquer par la faiblesse de sa valeur qui la rend sensible aux variations interannuelles du régime des vents. À Djerba, la résultante paraît moins forte. La concordance des résultats se retrouve surtout à Remada.



**Figure 5 :** Résultante du déplacement potentiel de sable des sept stations étudiées dans le sud tunisien en équivalent jour avec un vent de 7m/s (e.j.v.7m/s)



En tenant compte des directions de sable conduit à une typologie dominantes et des particularités de remodelée des stations (Figure 6).  
chaque station, le déplacement potentiel



**Figure 6 :** Typologie des stations selon les caractéristiques du déplacement potentiel de sable par secteur

## 6. CONCLUSION

Les résultats démontrent l'hétérogénéité des stations qui représentent différents régimes éoliens et climats régionaux qui restent à caractériser et à étudier.

Seules les deux stations de Tataouine et Remada se distinguent par des

caractéristiques voisines nombreuses qui les rapprochent et les rattachent au même type de régime éolien, avec deux vents dominants opposés et une composante assez importante vers l'ENE qui s'explique par la puissance des vents d'ouest soufflant en hiver.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- **Bellachheb Ch. (1991).** Dynamique des vents et désertification dans le centre et le sud Tunisiens, *Revue des régions aride*, numéro spécial (1991) : pp 31-49
- **Bagnold R.A. (1941).** *The physics of blown sand and desert dunes*, Methuen, London, 265 pp
- **Bagnold RA. (1953).** Forme des dunes de sable et régime des vents. Colloque Internat. 35 Du C.N.R.S Paris : pp 23-32.
- **Coque R. (1962).** *La Tunisie présaharienne étude géomorphologique*. Thèse, Paris A. Colin, 476p

- **Floret C. ; Le Floc'h E. et Pontanier R. 1976.** Sols de Tunisie. I. Carte de la sensibilité à la désertisation. Tunisie Centrale et Méridionale (Processus de dégradation en cours des sols et de la végétation). Bulletin de la Division des Sols N°8. D.R.E.S.- Division des sols – Tunis. 90 p.
- **Floret C. ; Le Floc'h E. ; Pontanier R. et Romane F. 1978.** Modèle écologique régional en vue de la planification et de l'aménagement agro-pastoral des régions arides. Application à la région de Zograta. Institut des Régions Arides- Médenine, Dir. Ress. Eau et Sols Tunis, CEPE/CNRS Montpellier et ORSTOM - Paris, 74 p.
- **Floret C. et Pontanier R. (1982).** L'aridité en Tunisie présaharienne : climat, sol, végétation et aménagement. *Travaux et Documents de l'ORSTOM* ; n° 150 Paris : 543p.
- **Hersen P. (2004).** *Morphogenèse et Dynamique des Barkhanes*. Thèse de doctorat université Paris VII ; 244P
- **Kardous M. (2005).** *Quantification de l'érosion éolienne dans les zones arides tunisiennes : approche expérimentale et modélisation*. Thèse de Doctorat. En Sciences, Université. Paris 12, p298.
- **Khatteli H. (1981).** *Recherches stationnelles sur la désertification, Dynamique de l'érosion éolienne dans la Djeffara Tunisienne*, Thèse de 3ème cycle, Université Paris I, 218 p.
- **Khatteli H. (1983).** Recherche sur la désertification dans La Jeffara (Sud-Tunisien). *Revue tunisienne de géographie* n°12, pp 49-102
- **Khatteli H. (1996).** Erosion éolienne en Tunisie aride et désertique : analyse des processus et recherches des moyens de lutte. Thèse de doctorat. Université Gent-Belgique, 170 p.
- **Mainguet M. (1985).** Conséquences géomorphologiques de l'action du vent dans les régions de dunes en zones arides et semi-arides. *World Meteorological Organisation*. Université de Reims, France, mai 1985 ; 125p
- **Pons F., Sabatier F., Tanguy J-M. et Lambert A. (2002).** Morpho dynamiques des dunes sous l'effet du vent. Approches expérimentales et numériques. *VIIème Journées Nationales Génie Civil- Génie Côtier*, Anglet, France, pp : 187-194.
- **Raddadi A., 2013 :** *Etude des vents en rapport avec la morphologie dunaire dans le Sud tunisien*. Mémoire de Master, Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba, 100p.

---

**SESSION 2 :**  
**Simulations expérimentale et numérique pour la  
quantification de l'érosion éolienne à l'échelle régionale pour  
le contexte actuel et des scenarii futurs**

- Limitation de l'érosion éolienne dans le cas de mélanges de grains du sol de tailles érodable et non érodable (*M. Kardous et al.*)
- Vers une quantification de l'érosion éolienne des sols labourés dans le sud tunisien (*M. T. Labiadh et al.*)
- Quantification de l'érosion éolienne dans le sud tunisien (*C. Bouet et al.*)
- Modélisation pluriannuelle des émissions éoliennes de particules terrigènes en région semi-aride sahélienne (*C. Pierre et al.*)

---

## **Limitation de l'érosion éolienne dans le cas de mélanges de grains du sol de tailles érodable et non érodable**

**Mouldi KARDOUS<sup>1,2</sup>, Gilles BERGAMETTI<sup>2</sup> et Béatrice MARTICORENA<sup>2</sup>**

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

<sup>(2)</sup> Institut des Régions Arides (IRA), Médenine, Tunisie

[gilles.bergametti@lisa.u-pec.fr](mailto:gilles.bergametti@lisa.u-pec.fr)

### **RÉSUMÉ**

Certains auteurs ont constaté lors d'expériences menées sur des surfaces érodables une réduction des flux de saltation mesurés après qu'un certain nombre d'événements d'érosion se sont produits. Selon ces auteurs, ceci pourrait résulter d'un stock en éléments érodables dans le sol limité, phénomène connu sous la dénomination de « supply limitation ». Pour essayer de comprendre ce que recouvre cette hypothèse, une série d'expérimentations ont été réalisées en soufflerie, expériences qui ont consisté à suivre l'évolution du flux d'érosion induit par un sol constitué d'un mélange de deux populations de grains de tailles différentes et soumis à une vitesse de friction seuil dont la valeur est intercalée entre les vitesses de friction seuil des deux populations de grains. En pratique, cela consiste à suivre l'évolution, au cours du temps, du flux d'érosion et de la couverture de surface pour chaque type de grains. Les résultats montrent que dans le cas où la fraction érodable de la surface du sol est composée par un mélange de particules érodables de différentes tailles (ce qui est le plus souvent le cas dans la nature), l'action érosive du vent provoque une dynamique très importante au niveau de la surface du sol. Cette dynamique qui est conditionnée par le mode d'agencement des particules n'affecte pas les caractéristiques générales de la surface du sol (rugosité aérodynamique et rugosité géométrique) par contre elle semble être très efficace pour affecter la susceptibilité du sol à l'érosion.

Mots-clefs : érosion éolienne, soufflerie, limitation de l'érosion

## **1. INTRODUCTION**

La couche superficielle du sol est composée d'un mélange d'éléments érodables et non érodables. L'effet de la fraction non érodable (graviers, cailloux, végétation...) sur la partition de l'énergie du vent à la surface et donc sur l'érosion éolienne a fait l'objet de plusieurs études, dont celles de Marshall, [1971], Iversen et al., [1990] et Leys and Raupach [1991]. Plusieurs modèles de partition de l'énergie permettent de prendre en compte l'effet de la fraction non érodable présente à la surface du sol, sur les seuils et les flux d'érosion [Raupach, 1992 ; Raupach et al., 1993 ; Marticorena and Bergametti, 1995 ; Okin, 2008 ; Walter et al., 2012]. La fraction érodable est, quant à elle, le plus souvent composée d'un mélange hétérogène de particules de tailles inférieures à 840  $\mu\text{m}$  [Chepil, 1951].

En fonction de leur taille, les particules vont présenter des valeurs de vitesse de friction seuil ( $u_{*c}$ ) différentes [Bagnold, 1941, Iversen et al., 1976]. Aussi, pour une surface de sol donnée, soumise à une vitesse de vent donnée, il en résulte un flux d'érosion a priori composé uniquement des particules érodables pour lesquelles la vitesse de friction seuil est dépassée. Ce flux traduit donc l'effet cumulé et simultané des deux processus mentionnés ci-dessus (la partition de l'énergie, la distribution granulométrique du sol).

Cependant, un suivi de l'érosion éolienne réalisé sur deux parcelles sableuses soumises à deux techniques

différentes de labourage dans le sud tunisien [Kardous, 2005], montre que les flux d'érosion mesurés ont subi un changement très important sur une courte période, ils sont très forts immédiatement après le labourage pour décroître rapidement par la suite (figure 1). Ce phénomène, constaté sur les deux parcelles, s'est produit à peu près pour les mêmes conditions de vitesses de vent et alors qu'aucune pluie significative susceptible de modifier l'état de surface n'a été observée. López [1998] et Gomes et al. [2003] rapportent avoir observé le même phénomène sur des parcelles labourées en Aragon central (Espagne). Ils ont mesuré à la fois des émissions d'aérosols minéraux (flux vertical) et des flux de saltation plus faibles que mesurées dans d'autres situations bien que les vitesses de vent aient été plus fortes. Selon ces auteurs, ceci pourrait être dû à une limitation du stock en éléments érodables phénomène connu sous la dénomination de « supply limitation ». Cependant, aucun argument n'a été fourni pour appuyer cette hypothèse.

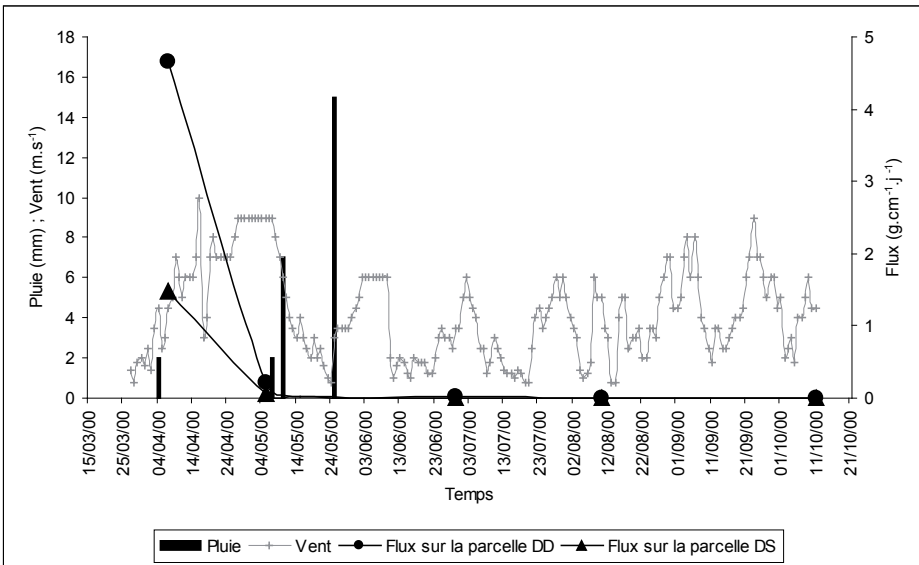
D'une façon plus générale, deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer la valeur d'un flux induit par un état de surface donné soumis à une vitesse de vent donnée :

- Hypothèse 1 : Le vent serait capable de mobiliser toutes les particules libres du sol dont la vitesse de friction seuil est dépassée, et la couche de surface est réalimentée en particules érodables par les couches inférieures au fur et à mesure de l'érosion. Dans ce cas, le flux serait

presque constant : c'est l'hypothèse de stock en éléments érodables non limité.

- Hypothèse 2 : Le tri exercé par le vent favorise uniquement le départ des particules libres érodables qui se trouvent à la surface du sol dont la vitesse de friction seuil est dépassée. Cet entraînement des particules

érodables va permettre de dévoiler des éléments non mobilisables qui se trouvaient dans les couches inférieures. Une accumulation relative de ceux-ci se produirait à la surface du sol et pourraient progressivement modifier les conditions de surface dans le sens d'une réduction, voire d'une inhibition totale de l'érosion.



**Figure 1 :** Variation au cours du temps du flux d'érosion et des conditions météorologiques qui lui sont associées dans le cas de deux parcelles sableuses du sud tunisien labourées respectivement à la déchaumuse à disques (parcelle DD) et à la déchaumuse à socs (parcelle DS) [d'après Kardous, 2005].



L'objet de cet article est d'examiner ces deux hypothèses et pour cela, une série d'expérimentations a été réalisée en soufflerie dont les caractéristiques techniques ont été décrites dans Kardous et al. (2005a et 2005b). L'expérience consiste à suivre l'évolution du flux d'érosion induit par un sol constitué d'un mélange de deux populations de grains de tailles différentes et soumis à une vitesse de friction seuil dont la valeur est intercalée entre les vitesses de friction seuil des deux populations de grains. En pratique, cela consiste à suivre l'évolution, au cours du temps, du flux d'érosion et de la couverture de surface pour chaque type de grains.

## 2. MÉTHODE

### 2.1. Description du sol testé

Le sol testé est composé d'un mélange de deux populations de grains de diamètre compris entre 63 et 100  $\mu\text{m}$  pour la première population et entre 425 et 850  $\mu\text{m}$  pour la seconde population. Ces deux populations ont été obtenues par tamisage à sec, respectivement à partir d'un sol prélevé sur une formation dunaire et d'un sol sableux à texture grossière.

La densité des particules ( $\rho_p$ ) des deux populations testées, a été déterminée expérimentalement selon la méthode du pycnomètre [ASTM, 1958]. Les deux populations présentaient des densités voisines de valeur moyenne proche de 2.6  $\text{g.cm}^{-3}$  (tableau 1).

**Tableau 1** : Densité mesurée des grains constituant le mélange testé.

Essai N°	Densité des grains grossiers ( $\text{g.cm}^{-3}$ )	Densité des grains fins ( $\text{g.cm}^{-3}$ )
1	2.66	2.70
2	2.64	2.57
3	2.57	2.70
4	2.56	2.69
5	2.54	2.57
6	2.63	2.42
7	2.54	2.68
<b>Moyenne</b>	<b>2.59</b>	<b>2.62</b>
<b>Ecart Type</b>	<b>0.05</b>	<b>0.11</b>

Les vitesses de friction seuil suivantes dépendant du nombre de de mise en mouvement des particules Reynold seuil (Marticorena and ont été calculées selon les expressions Bergametti, 1995):

pour  $0.03 < R_e < 10$  :

$$u_{*t}(D_p) = 0.129 \cdot \frac{\left(\frac{\rho_p \cdot g \cdot D_p}{\rho_a}\right)^{0.5} \cdot \left(1 + \frac{0.006}{\rho_p \cdot g \cdot D_p^{2.5}}\right)^{0.5}}{\left(1.928 \cdot (a \cdot D_p^x + b) - 1\right)^{0.5}} \quad (1)$$

pour  $R_e > 10$  :

$$u_{*t}(D_p) = 0.12 \cdot \left(\frac{\rho_p \cdot g \cdot D_p}{\rho_a}\right)^{0.5} \cdot \left(1 + \frac{0.006}{\rho_p \cdot g \cdot D_p^{2.5}}\right)^{0.5} \cdot [1 - 0.0858 \cdot \exp(-0.0617((a \cdot D_p^x + b) - 10))] \quad (2)$$

Remarque : Dans ces deux expressions, le facteur 0.006 est exprimé en  $\text{g} \cdot \text{cm}^{0.5} \cdot \text{s}^2$ .

Les vitesses de friction seuil ainsi calculées sont comprises entre 20.4 et 20.9  $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$  pour la première population et entre 31.9 et 49  $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$  pour la deuxième population (tableau 2).

Puisqu'il s'agit de suivre l'évolution au cours du temps, du flux d'érosion et de la couverture de surface par classe de taille, il est nécessaire de pouvoir distinguer aisément les gros grains des petits grains. Pour cela, les grains

grossiers (425 - 850  $\mu\text{m}$ ) ont été teints en noir avec de l'encre de Chine (ils seront donc désormais désignés par « grains noirs ») ce qui permet de les différencier des grains fins (63 - 100  $\mu\text{m}$ ) naturellement de couleur rougeâtre (désormais désignés par « grains rouges »). L'avantage de l'encre de Chine est d'être indélébile, bien couvrante et d'un noir absolu. De plus, aucun effet sur la cohésion des grains n'a été observé.

**Tableau 2** : Vitesses de friction seuil de mise en mouvement des grains testés, calculées à partir des expressions 1 et 2.

Grains fins		Grains grossiers	
Diamètre ( $\mu\text{m}$ )	$u_{*t}$ ( $\text{cm.s}^{-1}$ )	Diamètre ( $\mu\text{m}$ )	$u_{*t}$ ( $\text{cm.s}^{-1}$ )
60	20.7	425	32.6
63	20.6	500	35.9
70	20.4	630	41.1
80	20.4	700	43.8
90	20.6	800	47.3
100	20.9	850	49.0

## 2.2. Dosage du mélange

Un premier essai test a été effectué pour établir les proportions relatives en masse des grains rouges et des grains noirs dans l'échantillon de sol à expérimenter (le mélange). Deux proportions ont été testées. La première est 20% de grains noirs et 80% de grains rouges, la seconde est 8% de grains noirs et 92% de grains rouges. Cette dernière proportion a été retenue, car elle induit un recouvrement plus lent du sol par les grains noirs et permet en conséquence un meilleur suivi de l'évolution du flux et de l'état de surface au cours du temps. En tenant compte de la distribution en taille des deux populations de grains, ce dosage correspond à une contribution en surface de 98.9% en grain rouge et 1.1% en grains noirs.

## 2.3. Caractérisation des états de surface

### 2.3.1. Taux de couverture

#### 2.3.1.1. Conditions de prise de vue

Le suivi en fonction du temps de la fraction de couverture de la surface par chacune des deux classes de taille, a été effectué par un traitement de photographies des états de surface réalisées à différentes étapes de l'expérience à l'aide d'un appareil numérique (Sony®, Digital Still Camera MVC-FD73). Les photographies couleurs obtenues à l'aide de cet appareil sont de format JPEG et de résolution 640x480 pixels.

Pour déterminer les conditions optimales de prise de vue pour un traitement numérique des photographies, des tests préalables ont été effectués sur les deux principaux facteurs qui contrôlent la qualité de la photographie à savoir la hauteur de prise de vue et le degré

d'éclairage de la cible (i.e. la surface du sol).

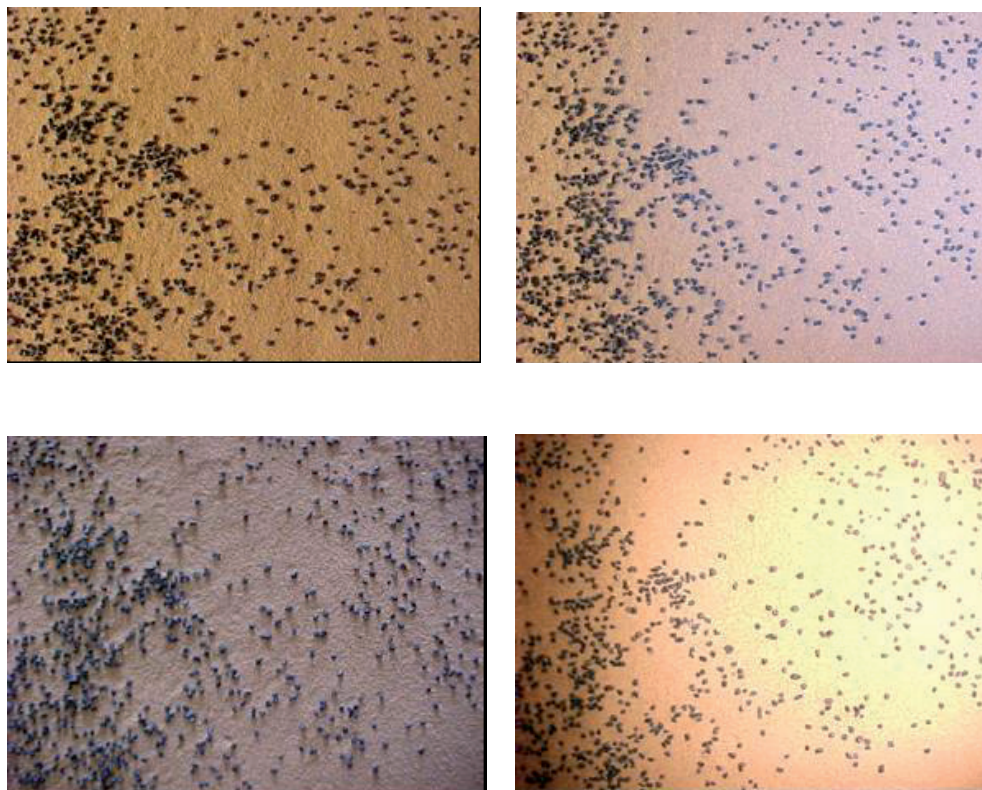
Le test sur la hauteur de prise de vues a été effectué pour définir les réglages permettant à la fois 1- de couvrir une surface du sol suffisamment grande pour être représentative de l'état de surface et 2- de faire facilement la distinction entre grains noirs et rouges. Evidemment, la surface couverte par la photographie croît rapidement avec la hauteur selon un polynôme de deuxième degré.

Par ailleurs, les photographies doivent nécessairement être prises à l'intérieur de la soufflerie qui n'est pas suffisamment éclairée. De ce fait, des tests avec différentes techniques d'éclairage ont été effectués (figure 2). Les tests ont concerné l'éclairage par le flash de l'appareil numérique et l'éclairage produit par un projecteur (R7S- 250 volts - 50 Hz - 500 watts). Au vu des résultats des tests, la procédure retenue pour les prises de vue consiste à réaliser pour chaque état de surface trois photographies prises à une hauteur d'environ 6 cm à des emplacements distants d'une trentaine de cm, au centre de la soufflerie, sur l'axe de symétrie longitudinal de la soufflerie ( de longueur 7m) en utilisant l'éclairage du projecteur. Dans ces conditions, la surface totale couverte par chaque photographie est de 88 cm<sup>2</sup> et un grain grossier (noir) dont le diamètre est compris entre 425 et 800 µm est représenté par une surface couvrant entre 15 et 53 pixels (0.14 mm<sup>2</sup> et 0.5 mm<sup>2</sup>). Par contre, un grain fin (rouge) de diamètre compris entre 63

et 100 µm est représenté par moins d'un pixel. Pour cette raison, l'évaluation des surfaces couvertes s'est fait à partir d'un comptage de la surface couverte par les grains noirs. Cette méthodologie est contrainte par les conditions expérimentales et par la nécessité d'un traitement automatique des images, notamment afin de bien évaluer les surfaces couvertes par chaque type de grains. L'échantillonnage étant de ce fait limité, il est évident qu'une hypothèse sous-tendant ces mesures est que trois photographies sont suffisantes pour assurer, au moins en partie, la bonne représentativité de l'échantillonnage.

### **2.3.1.2. Traitement des photographies des états de surface**

L'objectif principal du traitement des photographies des états de surface est de suivre au cours du temps, avec la meilleure précision possible, l'évolution des surfaces couvertes respectivement par les grains noirs et les grains rouges. A cet effet, les photographies ont subi un premier traitement préliminaire moyennant le logiciel « PhotoSuite<sup>®</sup> » pour régler leur contraste et leur luminosité en vue d'améliorer la netteté des grains noirs par rapport aux grains rouges. Les photographies ont été ensuite transférées sous Matlab<sup>®</sup> 5.3 pour être analysées automatiquement à l'aide d'un programme destiné à séparer les pixels correspondant aux grains noirs de ceux correspondant aux grains rouges sur la base de leurs valeurs dans les composantes RVB (rouge, vert, bleu).



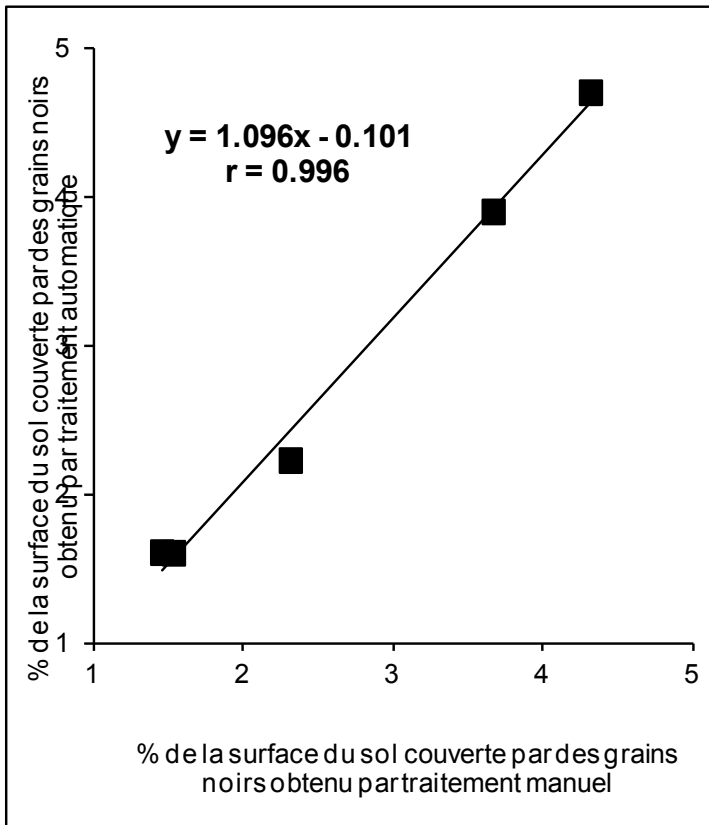
**Figure 2** : Photographies représentant une surface d'environ 88 cm<sup>2</sup> prises à une hauteur de 6 cm avec différentes techniques d'éclairage. En haut à gauche (projecteur), en haut à droite (projecteur et flash), en bas à gauche (éclairage naturel), en bas à droite (flash).

Pour s'assurer de la qualité du traitement automatique, un traitement manuel, visant à servir de référence, a été effectué. Ce traitement consiste à séparer « manuellement », i.e. à encercler chaque grain noir et à calculer la surface qu'ils recouvrent. Ce traitement, qui a concerné 30 photographies d'état de surface prises au hasard parmi les séries de photographies disponibles, est plus exact que tout traitement semi-automatique dans la mesure où la surface exacte couverte par chaque grain est

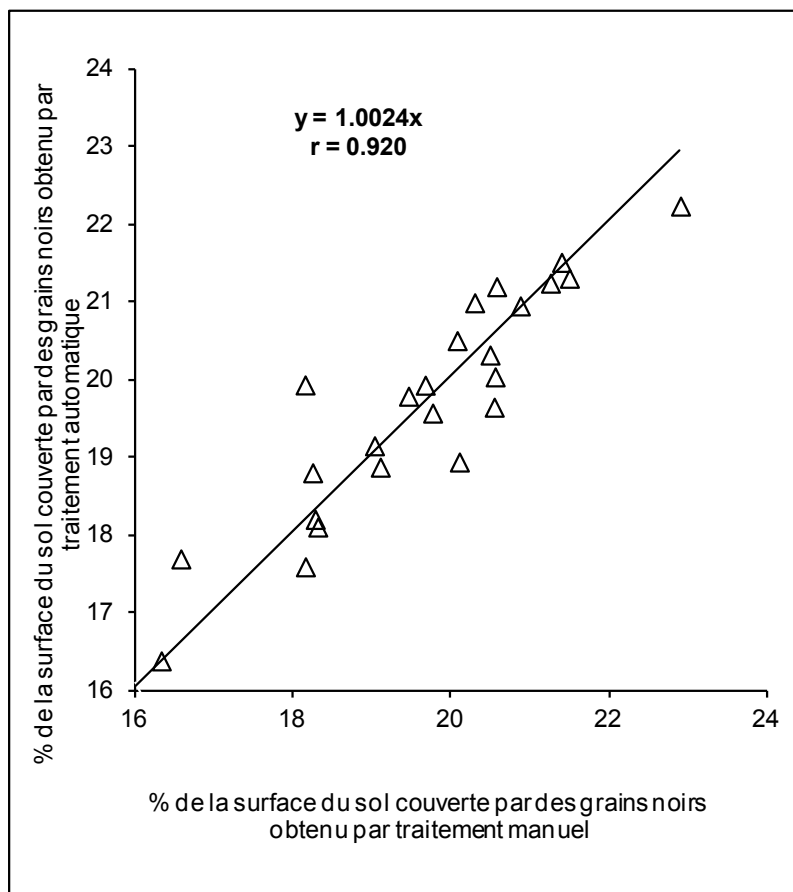
ainsi déterminée. Les valeurs obtenues ont été comparées à celles obtenues par le traitement automatique. Le résultat de cette comparaison fait ressortir la nécessité d'adopter deux procédures de traitement différentes selon l'abondance des grains noirs en surface. Lorsque la surface couverte par les grains noirs est relativement faible (inférieure à environ 5%), une erreur relative moyenne et systématique est commise par le traitement automatique (figure 3). Dans ce cas, une correction doit être

apportée au traitement automatique en utilisant l'expression de la figure 3. Par contre, lorsque la fraction de couverture du sol en grains noirs dépasse 15%, le traitement automatique ne fait apparaître aucune erreur systématique (l'écart moyen entre valeurs manuelles et automatiques étant très faible, de l'ordre de 0.24%). Aucune correction n'a été faite dans ce cas (figure 4). Les taux de

couverture supérieurs à 5% et inférieurs à environ 15% étant très peu nombreux (2), il n'a pas été possible de déterminer précisément la relation entre comptage manuel et comptage automatique pour cette gamme de valeur. Ces valeurs ne seront donc pas corrigées et nous considérerons que ces points sont sujets à une erreur maximale de +/- 10% (erreur observée pour la gamme 0-5%).



**Figure 3:** Fraction de la surface du sol couverte par les grains noirs obtenue par traitement manuel des photographies des états de surface en fonction de celle obtenue par un traitement automatique, lorsque la fraction de la surface du sol couverte par les grains noirs est inférieure à 5%.



**Figure 4** : Fraction de la surface du sol couverte par les grains noirs, obtenue par traitement automatique et manuel des photos, lorsque la fraction de la surface du sol couverte par les grains noirs est supérieure à 15%.

### 2.3.2. Longueur de rugosité initiale

En pratique, pour déterminer la vitesse du vent et en conséquence la vitesse de friction à appliquer aux échantillons de sol, il est nécessaire de connaître la longueur de rugosité de la surface du sol initiale (avant essais). Pour cela, des profils de la vitesse du vent ont été réalisés moyennant une batterie de six tubes de Pitot, installée à la section de

sortie, sur l'axe de symétrie longitudinal de la soufflerie. Ces profils ont été établis à une vitesse du vent inférieure à celle de la vitesse seuil des grains fins pour les empêcher de se mouvoir et d'induire une rugosité additionnelle due aux grains en saltation (voir par exemple Gillette et al., [1998]).

La valeur de la longueur de rugosité aérodynamique ( $z_0$ ) de la surface du sol

à l'état initial obtenue, est de l'ordre de  $2 \cdot 10^{-3}$  cm pour les deux échantillons de sol testés ( $2.24 \cdot 10^{-3}$  cm pour la première expérience et  $2.04 \cdot 10^{-3}$  cm pour la seconde expérience). Cette valeur est cohérente avec la relation indiquant que la rugosité d'une surface plane est voisine d'environ  $1/30$  de la taille des grains les plus grossiers ( $800 \mu\text{m}$  dans notre cas soit un  $z_0$  de  $2.6 \cdot 10^{-3}$  cm) [Greeley and Iversen, 1985]. Elle est également du même ordre de grandeur que celles obtenues par McKenna-Neuman and Nickling [1994] qui ont mesuré des valeurs de  $z_0$  comprises entre  $10^{-3}$  et  $2.3 \cdot 10^{-2}$  cm pour deux lits de sable composés de grains de diamètres moyens de  $190$  et de  $270 \mu\text{m}$ , et de celle Zhang et al., [2004] qui ont déduit une valeur de  $z_0$  égale à  $4.5 \cdot 10^{-3}$  cm pour une surface plane composée de sable tamisé de diamètre inférieur à  $1.5 \text{ mm}$ .

### 2.3.3. Déroutement des essais

Le mélange (grains rouges et grains

noirs) a été étalé et nivelé dans la section travaillante de la soufflerie pour former une couche plane d'épaisseur  $2 \text{ cm}$  environ, de largeur  $62 \text{ cm}$  et de longueur  $700 \text{ cm}$  (figure5).

Pour s'assurer de la valeur de la vitesse de friction à appliquer à l'échantillon du sol qui doit être à la fois supérieure à la vitesse de friction seuil de mise en mouvement des grains fins rouges (pour les mobiliser) et inférieure à celle des grains grossiers noirs (pour les empêcher de partir), nous avons procédé au début de l'essai à une mesure directe de la vitesse seuil des grains rouges. La valeur obtenue est de  $21.35 \text{ cm.s}^{-1}$  en bon accord avec les valeurs théoriques calculées (comprises entre  $20.4$  et  $20.9 \text{ cm.s}^{-1}$ ). A titre indicatif, on mentionnera que McKenna Neuman and Nickling [1994] ont mesuré des vitesses de friction seuil égales à  $25$  et  $27 \text{ cm.s}^{-1}$  pour deux lits de sables composés par des grains de diamètres moyens  $190$  et  $270 \mu\text{m}$ .



**Figure 5:** A gauche : Vue générale du sol à expérimenter, étalé dans le tunnel sous forme d'une couche plane. A droite : Zoom sur une partie de la surface du sol avant essai.



Par la suite, le sol a été soumis à un vent dont la valeur de la vitesse de friction ( $22.7 \text{ cm.s}^{-1}$ ) est légèrement supérieure à la vitesse de friction seuil mesurée des grains rouges, mais nettement inférieure à celle théorique calculée pour les grains noirs ( $> 32.6 \text{ cm.s}^{-1}$ ).

Le flux d'érosion est mesuré à différents temps de l'expérience à l'aide d'un piège à sable de Bagnold [1941] de hauteur 76 cm, présentant une fente de largeur 1 cm et connecté à une trémie pour le piégeage des particules.

Deux expériences ont été effectuées :

La première expérience a consisté à soumettre le sol expérimental à des conditions constantes de vent pendant 2h40mn (vitesse de rotation du ventilateur de la soufflerie constante et correspondant à la vitesse de friction retenue pour l'expérimentation ( $22.7 \text{ cm.s}^{-1}$ )). Au cours de cette expérience, le contenu du piège à sable est collecté et pesé à différents temps (soufflerie débrayée), des photographies de l'état de surface sont prises à chaque relevé du piège. Les temps auxquels ces collectes, pesées et photographies sont réalisées ont été fixés au fur et à mesure de l'avancement de l'expérience en fonction de l'importance de la valeur du flux mesuré. Au début de l'essai, ceux-ci sont fréquents et interviennent environ toutes les 1 à 2 minutes alors qu'en fin d'expérience, le temps séparant deux collectes peut atteindre 90 minutes.

La seconde expérience s'est déroulée en trois phases successives. La première phase est analogue à la première expérience en ce qui concerne l'état

initial de la surface du sol. Elle a été réalisée à une vitesse de rotation du moteur égale à 650 tours par minute (tr/mn) durant 7h23mn. Ceci correspond à une vitesse de friction égale à  $22.7 \text{ cm.s}^{-1}$ . Les deux autres phases sont une continuation de l'expérience. Elles ont été effectuées à des vitesses de friction plus fortes mais toujours inférieures à la vitesse de friction seuil des grains noirs. L'état de surface résiduel de la première phase a constitué l'état de surface initial de la seconde phase, etc. La seconde phase a duré 4h47mn et la dernière 4h24mn soit une durée totale de 16h34mn pour toute l'expérience. Durant cette deuxième expérience, la vitesse du vent a été mesurée en continue à une hauteur de 9 à 10 cm par rapport au niveau du sol (le niveau du sol diminue au cours de l'expérience). Pour les trois phases, en plus de la collecte du contenu du piège à sable et des prises de vue de l'état de surface, la détermination de la hauteur de rugosité de la surface testée a été tentée à partir de mesures du profil de la vitesse du vent. Ces profils ont été effectués par intermittence au début de l'expérience et systématiquement durant la deuxième et troisième phase. Ils ont été réalisés, juste avant la collecte du piège à sable moyennant une batterie de six tubes Pitot, installée à la section de sortie, sur l'axe de symétrie longitudinal de la soufflerie à des hauteurs comprises entre 8 et 25 cm.

Les flux d'érosion ont été obtenus à des vitesses comprises entre 473 et  $753 \text{ cm.s}^{-1}$  mesurées à une hauteur ( $z$ ) comprise entre 9 et 10 cm, soit entre 557 et  $862 \text{ cm.s}^{-1}$  à  $z = 40 \text{ cm}$  qui correspond à la zone du flux libre. Dans ces conditions

et compte tenu de la hauteur de la soufflerie ( $H = 80 \text{ cm}$ ), le nombre de Froude ( $F = u_f^2/g.H$ ) est au maximum égal à 9.46 (avec  $u_f =$  vitesse moyenne du vent dans la zone du flux libre). Cette valeur est inférieure aux seuils de 10 et de 20 préconisés respectivement par White and Mounla [1991] et Owen and Gillette [1985], pour que le flux ne soit pas soumis aux effets des contraintes induites par les forces de viscosité.

Par ailleurs, selon Gillette and Stockton [1989], le flux d'air devient théoriquement stable dès que le rapport  $x/H$  (longueur du fetch ( $x$ ) divisé par la hauteur du tunnel ( $H$ )) est supérieur à 3 lorsque la condition de Froude est satisfaite. Dans notre cas  $x/H$  est égale à 8.75 ce qui signifie que le flux est stable sur 65%  $((8.75-3)/8.75)$  de la longueur du lit de sable testé.

Pour chaque mesure du flux, la quantité de sable piégée a été divisée par la durée du piégeage de façon à obtenir un flux d'érosion exprimé en  $\text{g.cm}^{-1}.\text{s}^{-1}$ .

### 3. RÉSULTATS

#### 3.1. Variation du flux en fonction du temps : expérience 1 et expérience 2 (phase 1)

Pour les deux expériences, le flux d'érosion a fortement diminué au cours du temps : cette diminution, non linéaire, a une allure similaire pour les deux expériences (figure 6) et a atteint environ 95% une heure après le démarrage de l'expérience. Ce comportement suggère une réelle limitation du flux par la quantité de matériel érodable disponible. Ceci est supporté par l'augmentation du taux de couverture de la surface par les

grains noirs. En effet, avant d'entamer l'expérience, la surface couverte par les grains grossiers (noirs), calculée à partir des photos des états de surface est de l'ordre de 1.5% pour les deux expériences (la valeur théorique est de 1.1%). Elle est passée à 6.2% après une minute d'exposition du sol au vent dans le cas de la première expérience et à 13% après deux minutes dans le cas de la deuxième expérience. Pour les deux expériences, la fraction de couverture du sol s'est stabilisée autour de 20% à la fin de l'expérience (figure 7). On observe donc une diminution progressive du flux d'érosion au cours du temps jusqu'à son extinction parallèlement à une augmentation de la couverture en grains non érodables.

Ce qui est surprenant dans ces résultats est que l'arrêt de l'érosion se produit pour un taux de couverture par les grains non érodables relativement faible : en effet, 20% de la surface couverte par les grains noirs signifie évidemment qu'il reste 80% de la surface encore couverte de grains potentiellement érodables à cette vitesse de friction.

C'est pour vérifier que l'arrêt de l'érosion résultait bien d'une non disponibilité de matériel érodable que nous avons répété, lors de la deuxième expérience, deux fois l'opération en augmentant à chaque fois légèrement la vitesse du vent tout en la maintenant inférieure à la vitesse seuil d'érosion des grains grossiers (grains noirs). Bien évidemment, l'état de départ est celui obtenu à la fin de la phase 1 de l'expérience 2.

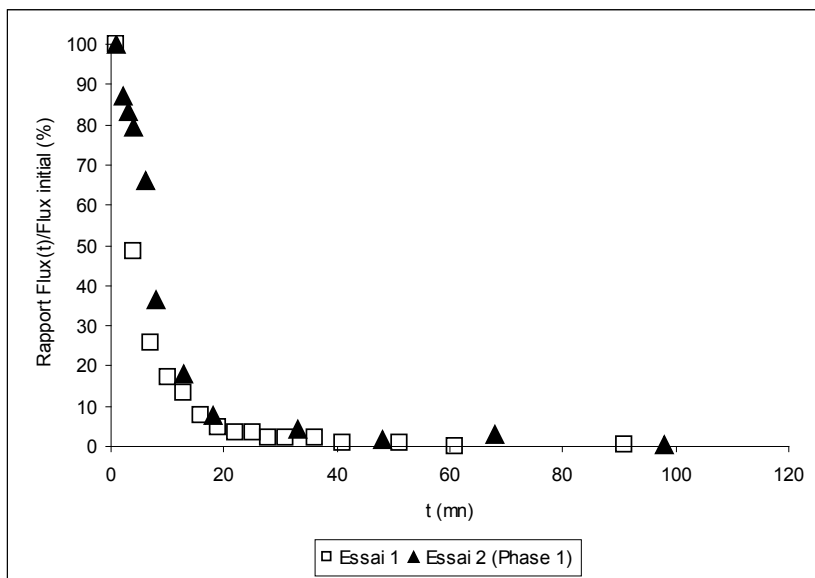


Figure 6 : Variation au cours du temps du flux d'érosion lors de la première expérience et lors de la première phase de la seconde expérience.

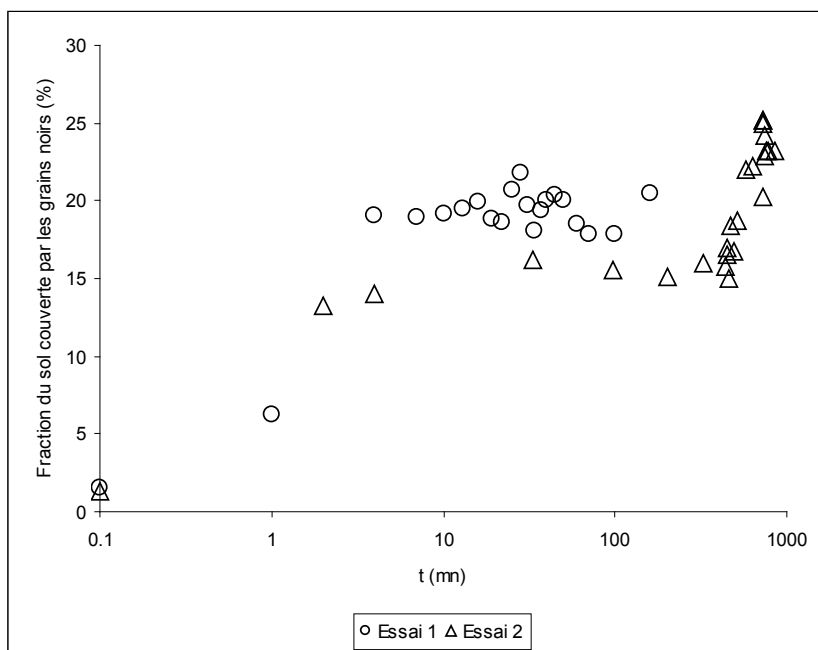


Figure 7 : Variation au cours du temps de la fraction de la surface du sol couverte par les grains noirs.

### 3.2. Variation du flux en fonction du temps : expérience 2 (phases 2 et 3)

Les résultats obtenus (figure 8) infirment l'hypothèse d'une absence de particules mobilisables. En effet, l'érosion reprend à nouveau avec des flux d'érosion aussi importants que ceux mesurés au début de la phase 1 de l'expérience. Par ailleurs, les masses érodées lors de ces trois phases sont relativement voisines. Une diminution du flux d'érosion est également observée au cours du temps des phases 2 et 3, avec une augmentation jusqu'à 25% du taux de couverture par les grains noirs. Ceci montre clairement :

1- qu'il restait du matériel érodable à la fin de la phase 1 ;

2- que c'est la vitesse de vent imposée au cours de la phase 1 qui était insuffisante pour mobiliser les grains rouges à la fin de cette phase 1.

Ceci suggère fortement une augmentation de la vitesse de friction seuil des grains rouges au cours du temps. Cependant, puisque la vitesse de friction seuil **réelle** des grains rouges n'a pas changé (elle est imposée par la taille, la forme et la densité des grains, paramètres non évolutifs), nous devons donc considérer que c'est la vitesse de friction seuil **apparente** qui a évolué et que seules les variations de l'état de surface peuvent expliquer ce phénomène.

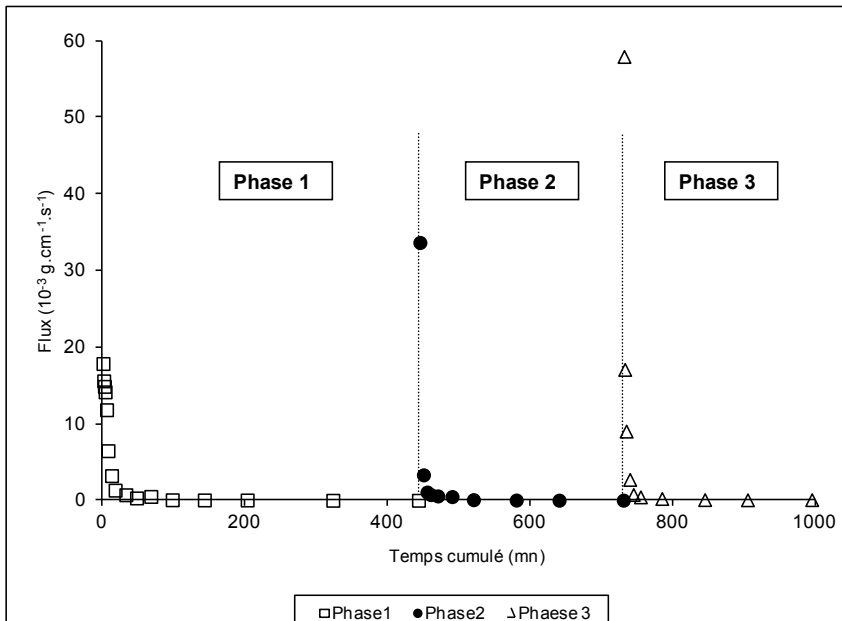


Figure 8 : Variation au cours du temps du flux mesuré lors de la seconde expérience.

### 3.3. Variation des paramètres de l'érosion éolienne : longueur de rugosité aérodynamique ( $z_0$ ), vitesse de friction ( $u_*$ ) et vitesse de friction seuil ( $u_{*f}$ )

Le flux horizontal peut s'écrire :

$$Q = a \cdot u_*^2 (u_* - u_{*f}) \quad (3)$$

Les paramètres susceptibles d'expliquer la variation observée des flux sont la longueur de rugosité ( $z_0$ ) qui contrôle, pour une vitesse de vent donnée, la vitesse de friction ( $u_*$ ), le coefficient  $a$  qui traduit « l'érodabilité » du sol, et la vitesse de friction seuil ( $u_{*f}$ ). Nous allons donc examiner l'évolution de ces différents paramètres.

Les longueurs de rugosité mesurées sont malheureusement difficilement exploitables. En effet, ces mesures sont réalisées dans des conditions extrêmement difficiles. Le profil du vent doit être mesuré à très basse vitesse (pour éviter qu'une rugosité additionnelle due à la présence de grains en saltation perturbe les mesures) et sur une surface très lisse. Ceci induit un profil très peu marqué nécessitant une très grande précision des mesures. La précision obtenue est suffisante pour dériver des longueurs de rugosité de l'ordre de  $2 \cdot 10^{-3}$  cm comme nous l'avons vu précédemment, mais ne permet pas de cerner avec la justesse nécessaire les éventuelles faibles variations de cette valeur au cours du temps. En effet, les valeurs mesurées restent dans la gamme des incertitudes de mesure, même si une tendance générale semble se dégager

(augmentation en début d'expérience puis décroissance continue – données non présentées). Il n'est donc pas possible d'utiliser ces mesures sur un plan quantitatif et l'on doit considérer, au vu de la précision des mesures, que la rugosité n'a pas varié significativement au cours du temps. Il serait utile de pouvoir refaire ces expériences avec une technologie permettant de mesurer avec une plus grande précision ces longueurs de rugosité et surtout leur évolution au cours du temps.

Dès lors, on doit faire l'hypothèse que les vitesses de friction sont restées suffisamment stables au cours de chacun des essais pour que leur variation ne puisse expliquer les phénomènes observés. Un argument laissant à penser que cette hypothèse est raisonnable, est que même si l'on prenait en compte les évolutions de la longueur de rugosité mentionnées ci-dessus, les variations de la vitesse de friction qui en résulterait seraient trop faibles pour expliquer la décroissance observée des flux d'érosion.

Par ailleurs, des calculs avec le modèle de flux horizontal développé au LISA [Marticorena and Bergametti, 1995] ont montré qu'il n'était pas non plus possible d'envisager expliquer cette forte diminution des flux par une modification du coefficient  $a$ . En particulier, les valeurs de  $a$  nécessaires pour reproduire les flux mesurés en fin de phase ne permettent pas d'expliquer les flux mesurés au début de la phase suivante.

Nous sommes donc amenés à considérer que la décroissance des flux observée est nécessairement due à une variation de la **vitesse de friction seuil**. C'est d'ailleurs ce que les mesures suggèrent de façon directe puisqu'il est nécessaire d'augmenter la vitesse du vent pour que l'érosion reprenne au début de chaque phase.

La première explication possible pour une telle augmentation des vitesses seuil est une augmentation de la rugosité de surface. En effet, il est maintenant bien établi que l'augmentation de rugosité d'une surface conduit à une augmentation des seuils d'érosion (voir par exemple, Marticorena et al., 1997). Cette explication n'est pas satisfaisante dans notre cas car, comme mentionné précédemment, les longueurs de rugosités ne semblent pas avoir augmenté lors de l'expérience. Par ailleurs, des calculs ont montré que les augmentations de la longueur de rugosité nécessaires pour atteindre les seuils d'érosion requis par les mesures de flux nous auraient amenés à des valeurs mesurables avec une bonne précision. Ce n'est pas le cas.

La seconde hypothèse vise à considérer l'épuisement des particules du sol pour lesquelles les vitesses seuil sont les plus faibles. En effet, les grains rouges sont de taille comprise entre 63 et 100  $\mu\text{m}$  et l'on pourrait donc imaginer que l'arrêt de l'érosion corresponde à l'épuisement des grains de 70-80  $\mu\text{m}$  pour lesquelles la vitesse seuil est minimale. Le tableau 2 nous montre que cette hypothèse est hautement improbable, les grains ayant tous la même vitesse de friction seuil

d'érosion à 0.5  $\text{cm.s}^{-1}$  près.

La dernière explication tient à un réarrangement de la surface dont nous devons bien avouer qu'en l'état des expériences, il est très difficile d'envisager le processus qui en serait responsable et la façon dont elle agirait sur les vitesses seuil. Une hypothèse que nous ne pouvons malheureusement pas tester consisterait à considérer que les grains des couches sous-jacentes sont plus fortement liés les uns aux autres par un effet de tassement. Celui-ci augmenterait le nombre de points de contact entre grains et ainsi renforcerait les forces de cohésion interparticulaire conduisant à une augmentation des seuils d'érosion.

#### 4. CONCLUSION

En conclusion, il semblerait que dans le cas où la fraction érodable de la surface du sol est composée par un mélange de particules érodables de différentes tailles (ce qui est le plus souvent le cas dans la nature), l'action érosive du vent provoque une réorganisation très importante au niveau de la surface du sol. Cette dynamique conditionnée par le mode d'agencement des particules, si elle n'affecte pas notablement la rugosité aérodynamique de la surface, semble, par contre, **être très efficace pour affecter** la susceptibilité du sol à l'érosion. Il s'ensuit que, dans des situations où la surface du sol est fréquemment perturbée, l'hypothèse de limitation du stock au sens strict du terme semble infondée. En revanche,

la prise en compte de la réorganisation exercé par le vent pourrait améliorer les de l'état de surface induite par le tri prédictions du flux d'érosion.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ASTM (American Society for Testing and Materials) (1958), Procedures for testing soils, 80 pp., 1958. In *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods*, (Sec. Eds.), Arnold Klute, Madison, Wisconsin USA.
- Bagnold, R. A (1941), *The physics of blown sand and desert dunes*, 265 pp., Methuen, New York.
- Chepil, W. S. (1951), Properties of soil which influence wind erosion: IV. State or dry aggregate structure, *Soil Science*, 72, 387-401.
- Gillette, D.A and P.H. Stockton (1989), The effect of non-erodible particles on wind erosion of erodible surfaces, *J. Geophys. Res.*, 94, 12885-12893.
- Gillette D.A., B. Marticorena and G. Bergametti (1998), Change in the aerodynamic roughness height by saltating grains: experimental assessment, test of theory, and operational parametrization, *J. Geophys. Res.*, 103, 6203-6209.
- Gomes L., J.L. Rajot, S.C. Alfaro and A. Gaudichet (2003), Validation of a dust production model from measurements performed in Spain and Niger, *Catena*, 52, 257-271.
- Greeley, R. and J.D. Iversen (1985), *Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan*, Cambridge University Press, Cambridge, 333 pp..
- Iversen, J.D., Pollack, J.B., Greeley, R. and White B.B.R. (1976), Saltation threshold on Mars-Effect of interparticle force, surface roughness and low atmospheric density, *Icarus*, 29, 381-393.
- Iversen, J.D., Wang, W.P., Rasmussen, K.R., Mikkelsen, H.E., Hasiuk, J.F. and Leach, R.N. (1990), The effect of a roughness element on local saltation transport, *J. Wind Eng. Ind. Aerodynamics*, 36, 845-854.
- Kardous, M. (2005), Quantification de l'érosion éolienne dans le sud tunisien: Approche expérimentale et modélisation, *Thèse de doctorat l'Université Paris 12*.
- Kardous M., G. Bergametti and B. Marticorena (2005a), Aerodynamic roughness lengths related to tillage ridges in semi-arid regions, *Ann. Geophys.*, 23, 3187-3193.
- Kardous M., G. Bergametti and B. Marticorena (2005b), Effects of tillage ridges features on wind erosion horizontal fluxes in arid and semi-arid regions, *Ann. Geophys.*, 23, 3195-3206.

- Leys, J.F. and M.R. Raupach (1991), Soil flux measurements using a portable wind erosion tunnel, *Aust. J. Soil Res.*, 29, 533-552.
- Lopez, M.V. (1998), Wind erosion in agricultural soils: an example of limited supply of particles available for erosion, *Catena*, 33, 17-28.
- Marshall, J. K. (1971), Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution, *Agric. Meteorol.*, 8, 269-292.
- Marticorena, B. and G. Bergametti (1995), Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil derived dust production scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 16,415–16,430.
- Marticorena B., G. Bergametti, D.A. Gillette and J. Belnap (1997), Factors controlling threshold friction velocity in semi-arid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.*, 102, 23277-23287.
- McKenna Neuman, C. and W.G. Nickling (1994), Momentum extraction with saltation: implications for experimental evaluation of wind profile parameters, *Boundary Layer Meteorol.*, 68, 35-50.
- Okin, G. (2008), A new model of wind erosion in the presence of vegetation, *J. Geophys. Res.*, 113, F02S10, doi: 10.1029/2007JF000758.
- Owen, P.R. and D.A. Gillette (1985), Wind tunnel constraint on saltation, In *Proceedings on International Workshop on the Physic of Blown Sand*, University of Aarhus, Denmark, 253-269.
- Raupach, M. R. (1992), Drag and drag partition on rough surfaces, *Boundary Layer Meteorol.*, 60: 375-395.
- Raupach, M. R., D. A. Gillette, and J. F. Leys (1993), The effect of roughness elements on wind erosion threshold, *J. Geophys. Res.*, 98, 3023–3029.
- Walter, B., C. Gromke, K. C. Leonard, C. Manes, and M. Lehning (2012), Spatio-temporal surface shear-stress variability in live plant canopies and cube arrays, *Boundary Layer Meteorol.*, 143, 337-356.
- White, B.R. and H. Mounla (1991), An experimental study of Froude number effect on wind-tunnel saltation, *Acta Mech.*, I, suppl., 145-157.
- Zhang, C.L., X.Y. Zou, J.R. Gong, L.Y. Liu and Y.Z. Liu (2004), Aerodynamic roughness of cultivated soil and its influences on soil erosion by wind in a wind tunnel, *Soil & Tillage Res.*, 75, 53-59.



---

## **Vers une quantification de l'érosion éolienne des sols labourés dans le sud tunisien**

**Mohamed Taieb LABIADH<sup>1</sup>, Gilles BERGAMETTI<sup>2</sup>, Christel BOUET<sup>2,3</sup>,  
Houcine KHATTELI<sup>1</sup> et Mounir ABICHOU<sup>4</sup>**

<sup>(1)</sup> Institut des Régions Arides (IRA), Médenine, Tunisie

<sup>(2)</sup> Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA), UMR CNRS 7583, Université Paris Est Créteil - Université Paris Diderot, Institut Pierre Simon Laplace, Créteil, France

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

<sup>(4)</sup> Institut de l'Olivier (IO), Zarzis, Tunisie

[Mohamed.labiadh@ira.rnrt.tn](mailto:Mohamed.labiadh@ira.rnrt.tn)

### **RÉSUMÉ**

La Tunisie, par sa situation géographique, possède un climat diversifié dominé par l'aridité. Globalement, les trois quarts du pays sont menacés par la désertification, les milieux arides de la Tunisie méridionale et centrale et les milieux semi-arides de la Dorsale et d'une partie du Tell septentrional étant plus particulièrement concernés. Ces terres du sud tunisien, au-dessous de l'isohyète 200 mm an<sup>-1</sup>, connaissent de sérieux problèmes d'ensablement qui résultent de la sévérité des conditions climatiques et d'un mode d'exploitation inapproprié des ressources naturelles qui est à l'origine de la vulnérabilité du couvert végétal naturel et des sols. Par ailleurs, le labour des sols sensibles à l'érosion éolienne pour des pratiques de céréaliculture et de culture des oliviers est à l'origine de l'amplification de ce phénomène au cours des dernières décennies.

Le but de cette étude est d'utiliser les résultats de trois expériences menées à l'échelle de la parcelle dans le sud tunisien, pour quantifier l'érosion éolienne sur des surfaces agricoles, pour tester la capacité d'un outil de modélisation numérique à reproduire les flux en masse mesurés. L'approche adoptée repose sur des paramétrisations reliant le flux horizontal de particules aux dimensions géométriques des sillons. La validation expérimentale de cette approche est basée sur différentes expériences de terrain menées sur des parcelles travaillées avec différents outils de labour. Les résultats montrent un bon accord entre simulations et observations.

Mots-clefs : érosion éolienne, processus physique, pertes en sol brutes, sud tunisien

## SUMMARY

Tunisia, by its geographical situation, is characterized by a variety of climates, but is dominated by aridity. Globally, the three quarters of the country are affected by desertification, the arid environments of southern and central Tunisia, the semi-arid environment of the Dorsal and a part of the northern Tell being more specifically concerned. These southern Tunisian regions, below the 200 mm an<sup>-1</sup> isohyet, have serious silting problems resulting from harsh climatic conditions and an inappropriate use of natural resources, which is at the roots of the vulnerability of natural vegetation and soils. Moreover, plowing to cultivate cereals and olive trees has amplified soil erosion by wind during the last decades.

The aim of this study is to use the results of three experiments at the plot scale in southern Tunisia, to quantify wind erosion on agricultural fields, to test the ability of a modeling tool to reproduce the measured mass fluxes. The approach is based on parameterizations linking the horizontal flow of particles to the geometric characteristics of the tillage ridges. The experimental validation is based on different field experiments performed on plots plowed with different tillage tools. The results show a good agreement between simulations and observations.

Keywords: wind erosion, physical process, soil losses, southern Tunisia

## 1. INTRODUCTION

L'érosion éolienne est l'un des principaux processus contrôlant le fonctionnement du système terrestre. Les surfaces continentales vulnérables à l'érosion éolienne sont estimées à 33 millions de km<sup>2</sup>, c'est-à-dire près de 25% de la surface des continents (Lal, 1990 ; Middleton and Thomas, 1997 ; Shao, 2008). Par le déplacement sélectif des particules fines des sols, l'érosion éolienne réduit la quantité d'éléments nutritifs dans le sol, affectant sa productivité (Lyles, 1975 ; Visser *et al.*, 2005 ; Zobeck and Fryrear, 1986). Quand il est introduit dans l'atmosphère, l'aérosol minéral disperse et absorbe à la fois les radiations solaires et telluriques (Sokolik *et al.*, 2001), influençant le bilan radiatif de la Terre (Liu *et al.*,

2003). Quand il est déposé à la surface de la planète, l'aérosol minéral contribue à une augmentation de la teneur en certains macro et micro nutriments (comme le phosphore ou le fer) dans les océans (Bergametti *et al.*, 1992 ; Mahowald *et al.*, 2005) et les écosystèmes terrestres (Larney *et al.*, 1998 ; Swap *et al.*, 1992).

Les régions arides et semi-arides de l'Afrique de Nord sont considérées comme la principale source d'aérosols minéraux au monde (Middleton and Goudie, 2001). Le Sahara est caractérisé par des taux de précipitations très faibles, soit par une saison des pluies courte suivie par une très longue saison sèche. Les sols dans cette région ont une teneur en matière organique faible et une texture dominée par le sable (FAO-

UNESCO, 2003), donc à faible degré de cohésion. La conjonction de ces facteurs rend donc les sols de ces régions très sensibles à l'érosion éolienne (Zachar, 1982).

En Tunisie, les travaux de recherche entrepris depuis les années 80 se sont focalisés principalement sur la connaissance objective des causes et des mécanismes de l'érosion éolienne des sols et la mise au point de techniques de lutte aussi bien au niveau préventif que curatif, notamment pour la fixation mécanique et biologique des dunes mobiles (Khatteli, 1996). Les principales actions qui ont été menées à la fin du siècle dernier (années 1980 et 1990) ont soit révélé l'importance relative des déplacements de sable à partir de données concernant la vitesse et la direction du vent, indépendamment des états de surface (Chahbani, 1992), soit évalué l'érosion éolienne dans un cadre plus général de lutte contre la désertification en Tunisie (Khatteli, 1981 ; 1996 ; Talbi, 1993).

Classiquement, suivant l'échelle spatiale, deux techniques sont souvent utilisées pour évaluer l'érosion éolienne. A l'échelle des parcelles, c'est la méthode des piquets qui permet de quantifier le bilan de masse à partir des fluctuations du niveau du sol. A grande échelle, ce sont les techniques de télédétection qui permettent de rendre compte de l'état des terres sujettes à l'érosion éolienne à travers la détermination des surfaces ensablées et/ou décapées à l'instant (date et heure) d'acquisition des images satellitaires. Cependant,

ces méthodes étant non corrélées aux paramètres pilotant l'érosion éolienne, elles ne permettent pas d'identifier les phénomènes physiques responsables des résultats obtenus. Par ailleurs, il existe un réel besoin de disposer d'outils plus performants de quantification de l'érosion éolienne. Parmi ces outils, on peut citer la modélisation des processus qui contrôlent ce phénomène. Plusieurs modèles empiriques ont été développés (Comis and Gerriets, 1994 ; Hagen, 1991) et certains ont permis de paramétrer le flux d'émission comme une fonction en puissance 3 de la vitesse de friction (par exemple White, 1979).

Récemment, plusieurs modèles de production d'aérosols minéraux (Dust Production Model, DPM) ont également été développés. Parmi ces modèles, nous pouvons citer le modèle d'émission développé au Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (Marticorena and Bergametti, 1995), référencé ci-après *DPM/MB95*. Ce modèle est construit sur une description physique des processus de mise en mouvement et d'émission des particules constitutives du sol et sur des variables intégratives adaptées pour des applications à grande échelle. Il a été validé à partir des données expérimentales disponibles. Ce modèle décrit de façon physiquement explicite les trois processus clés à l'origine de l'érosion éolienne et des émissions d'aérosols minéraux à savoir le seuil d'érosion, le flux horizontal de saltation et le sandblasting.

L'objectif poursuivi par l'IRA depuis

plusieurs années est de mettre en œuvre de tels modèles pour quantifier l'érosion éolienne dans le sud tunisien et notamment évaluer le rôle des surfaces mises en culture et du changement de pratiques agricoles dans les évolutions observées. Le présent travail vise à valider une des étapes de ce projet, à savoir la représentation dans un modèle prédictif des flux d'érosion sur les surfaces agricoles. Plus précisément, la présente étude est focalisée sur la validation in situ (sur parcelles agricoles) de paramétrisations développées préalablement en soufflerie (Kardous et al ; 2005a ; b).

## **2. FLUX D'ÉROSION ÉOLIENNE SUR DES SURFACES LABOURÉES**

### **2.1 Le modèle DPM/MB95**

Pour décrire l'érosion éolienne dans le sud tunisien nous avons choisi d'utiliser le modèle *DPM/MB95* (Marticorena and Bergametti, 1995) dans la mesure où il s'agit d'un modèle physique décrivant les différents processus (saltation et sandblasting) responsables de l'érosion éolienne et de l'émission d'aérosols minéraux. Ce modèle a aussi l'avantage de prendre en compte de façon explicite les principales caractéristiques de surface (rugosité, texture, distribution en taille des agrégats). Enfin, chaque module de ce modèle (seuil d'érosion, humidité, flux horizontal...) a été validé indépendamment (Marticorena and Bergametti, 1995 ; Marticorena *et al.*, 1997a ; b) et la capacité de ce modèle à reproduire les flux d'aérosols minéraux émis à partir des zones sources du

Sahara et des déserts d'Asie de Chine a été évaluée (Laurent *et al.*, 2005 ; 2008). Les détails concernant ce modèle peuvent être trouvés dans les références mentionnées ci-dessus.

Cependant, les flux d'érosion simulés n'ont été validés par des mesures de laboratoire et de terrain que pour des conditions typiques des zones désertiques non ou très peu anthropisées. Ceci constitue une limite pour son application dans les régions anthropisées et sur les surfaces agricoles, comme les zones arides tunisiennes. En effet, les régions du sud tunisien qui sont touchées par le phénomène de l'érosion éolienne peuvent être distinguées entre états de surface naturels ou désertiques non ou très peu affectés par des actions anthropiques (principalement le Grand Erg oriental dans la partie ouest, la région des chotts) et les états de surface anthropisés qui correspondent principalement aux surfaces à usages agricoles (élevage et culture).

Les zones cultivées sont principalement occupées par l'oléiculture et la céréaliculture qui sont pratiquées soit extensivement dans les plaines sableuses de la Djéffara, soit dans les jessours dans les zones montagneuses. Par ailleurs, l'introduction de la mécanisation dans les régions arides tunisiennes a fortement contribué à l'extension des terres cultivées en céréales et en arboriculture, notamment après les années soixante (Khatteli, 1981).

Afin d'étendre l'application du *DPM/MB95* aux zones anthropisées et

d'évaluer l'impact de la modification des pratiques agricoles sur les flux d'érosion éolienne, de nouvelles paramétrisations pour des surfaces labourées ont été développées par Kardous *et al.* (2005a ; b), dans un premier temps en soufflerie. Dans la perspective de valider ces nouvelles paramétrisations, des données complémentaires sont nécessaires pour s'assurer de la réelle capacité du modèle à reproduire le flux d'érosion mesuré, en particulier pour des billons de labour de taille différente.

Une fois validée, cette paramétrisation sera intégrée dans le modèle *DPM/MB95* en vue de dresser un bilan représentatif de ce phénomène à l'échelle régionale et d'évaluer l'impact de l'usage des terres sur l'érosion éolienne.

## **2.2. Paramétrisation des flux d'érosion éolienne sur des surfaces labourées**

En zones arides et semi-arides, l'impact de la pression démographique en termes d'usage des sols est un autre facteur important susceptible d'amplifier significativement dans un futur proche l'érosion éolienne. En effet, dans ces régions, augmenter la production agricole est une nécessité qui se traduit à la fois par la mise en culture de nouvelles parcelles et par une modification significative des pratiques agricoles (avec un recours plus systématique à la mécanisation).

Qu'il s'agisse d'un outil de travail du sol à dents ou à socs, la mise en culture des surfaces sylvo-pastorales favorise la destruction de la structure initiale du sol qui se retrouve davantage émiétté et par

conséquent plus vulnérable à l'érosion éolienne (Chen, 1991). Néanmoins, les microtopographies résultant de ces pratiques agricoles sont plus visibles et plus prononcées pour les états de surfaces labourés par des outils à dents, le tiller par exemple. Elles sont alors caractérisables par des hauteurs et des espacements variables de billons/sillons.

L'impact de ces surfaces labourées en billons/sillons sur l'intensité du processus éolien a fait l'objet des plusieurs études. Par exemple, Fryrear (1984) et Hagen and Armbrust (1992) ont montré que les caractéristiques géométriques des billons (espacement et hauteur) génèrent une rugosité aérodynamique plus prononcée qui conduit à une augmentation du seuil de mise en mouvement des agrégats constitutifs des sols. Les travaux de Hagen and Armbrust (1992) et de Saleh *et al.* (1997) ont permis de paramétrer, pour des billons de grande taille tels que ceux rencontrés dans les grandes plaines des Etats-Unis, la hauteur de rugosité aérodynamique en fonction des caractéristiques géométriques des billons, à savoir leur hauteur *RH* et leur espacement *RS*. En outre, Hagen and Armbrust (1992) ont introduit la notion de piégeage entre les billons successifs (ou sillons) des particules mises en mouvements pour expliquer la réduction observée des flux de saltation sur des surfaces labourées comparativement aux mêmes surfaces meubles non labourées.

Les travaux cités ci-dessus ont conduit à des paramétrisations empiriques, spécifiques de sols riches et lourds,

non extrapolables aux sols sableux généralement rencontrés dans les zones arides et semi-arides d'Afrique du Nord. Dès lors, Kardous *et al.* (2005a ; b), considérant les limitations des travaux de Hagen and Armbrust (1992) et de Saleh *et al.* (1997) pour leur application aux surfaces agricoles d'Afrique du Nord, ont étudié la dépendance de la hauteur de rugosité aérodynamique et des flux d'érosion éolienne aux caractéristiques géométriques des billons, billons dont les dimensions ont été choisies pour être caractéristiques de celles rencontrées dans les zones semi-arides nord-africaines (typiquement, le rapport entre la hauteur et l'espacement des billons est compris entre 0,2 et 0,36).

Pour cela, Kardous *et al.* (2005a ; b) ont d'abord étudié en soufflerie les modifications induites à la surface par le labour en termes de géométrie, de rugosité et de force de cisaillement exercée par le vent. Ces travaux ont été réalisés sur des sols sableux pour un ensemble de onze configurations de sillons correspondant à des hauteurs et des espacements différents. Durant ces expériences, le profil du vent pour des vitesses inférieures au seuil d'érosion a d'abord été mesuré et les flux de saltation pour 3 vitesses de friction ( $u_*$ ) différentes et pour chaque configuration (onze configurations) ont également été déterminés. A partir de ces données, Kardous *et al.* (2005a) ont d'abord pu proposer une paramétrisation de la hauteur de rugosité aérodynamique  $Z_0$  de ces surfaces en sillons en fonction des caractéristiques géométriques des

billons. Cette relation linéaire lie  $Z_0$  (en cm) au rapport du carré de la hauteur des billons ( $RH^2$ ) et à l'espacement ( $RS$ ) également exprimés en cm :

$$Z_0 = 1,27 \cdot \frac{RH^2}{RS} - 0,005 \quad (1)$$

En partant de l'expression classique de calcul du flux de saltation de Lettau and Lettau (1978) qui considère la perte en sol proportionnelle à la vitesse de friction ( $u_*$ , en  $\text{cm s}^{-1}$ ) (Eq. 2a) et en adoptant l'approche proposée par Hagen (2001) pour déduire la vitesse de friction seuil d'érosion ( $u_{*c}$ , en  $\text{cm s}^{-1}$ ), Kardous *et al.* (2005b) ont également déduit une expression qui relie les différents paramètres qui contrôlent le flux horizontal d'érosion,  $Q$  (en  $\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ ), à la hauteur  $RH$  et à l'espacement  $RS$  des billons. Par ailleurs, de nouvelles paramétrisations de la vitesse de friction seuil (Eq. 2b) et de la constante  $a$  (en  $\text{g cm}^{-4} \text{s}^2$ ; Eq. 2c) uniquement fonction des caractéristiques géométriques des billons/sillons ont été proposées et validées par comparaison à d'autres données indépendantes issues de la littérature.

$$\left\{ \begin{array}{l} Q = a \cdot u_*^2 \cdot (u_* - u_{*c}) \\ u_{*c} = -207,1 \cdot \frac{RH}{RS} + \frac{81,305}{RH} + 86,871 \text{ (b)} \\ a = -3,10 \cdot 10^{-7} \cdot \frac{RH}{RS} + 1,39 \cdot 10^{-7} \end{array} \right. \quad (2)$$

Ce modèle reproduit les résultats expérimentaux obtenus en soufflerie aussi bien lors d'expériences complémentaires réalisées en Tunisie que ceux obtenus précédemment par Hagen and Armbrust (1992) sur des surfaces ayant pourtant des caractéristiques très différentes en termes de hauteur et d'espacement des billons. Cependant, la capacité de cette paramétrisation à reproduire les flux d'érosion éolienne observés sur les surfaces labourées en dehors des séries de laboratoire reste incertaine. En effet, le peu de cas documentés rend cette « validation » peu contrainte. Pour s'assurer de sa réelle capacité à reproduire les flux d'érosion mesurés, il sera donc nécessaire à l'avenir de disposer de davantage de cas, avec des configurations différentes plus nombreuses et en conditions réelles.

### **2.3. Validation in-situ des nouvelles paramétrisations développées en soufflerie**

Pour estimer les flux d'érosion éolienne sur différents types de surfaces labourées et évaluer, en particulier, les nouvelles paramétrisations développées en soufflerie ainsi que l'impact des techniques de labour sur l'érosion éolienne, trois expériences de terrain ont été menées dans le sud tunisien, dans la région aride de Médenine/Zarzis (précipitations  $\approx 200 \text{ mm an}^{-1}$  irrégulières dans l'espace et dans le temps).

Les expériences ont eu lieu au printemps, période de vents forts et donc saison au cours de laquelle surviennent

fréquemment les événements érosifs. Les deux premières expériences (en 2003 et 2008) ont été conduites à la parcelle expérimentale de Dar Dhaoui (latitude  $33^{\circ}17'41''\text{N}$ , longitude  $10^{\circ}46'57''\text{E}$ ) (Figure 1). Dans ce vaste domaine mis en défens d'une superficie de 54 ha, deux parcelles rectangulaires de  $140\text{m} \times 110\text{m}$  (soit 1,8 ha), séparées de 400 m, ont été labourées perpendiculairement à la direction dominante des vents ayant les vitesses les plus élevées. Différentes techniques de labour ont été utilisées dans les deux parcelles pour examiner les flux d'érosion sur des surfaces avec des billons de différents espacements et hauteurs. En 2003, les parcelles ont été labourées avec une charrue à disques et un soc respectivement. Pour l'expérience de 2008, une parcelle a été labourée en utilisant un tiller alors que le soc a été utilisé à nouveau sur l'autre parcelle. En 2009, pour prendre en considération la surface importante couverte par la culture de l'olivier dans le sud tunisien, une expérience additionnelle a été conduite dans l'oliveraie de Chammakh (latitude  $33^{\circ}35'40''\text{N}$ , longitude  $10^{\circ}59'34''\text{E}$ ) (Figure 1). Chammakh, avec plus de 80000 oliviers, est l'un des plus vastes domaines de culture de l'olivier en Tunisie. Ces oliviers, chacun ayant 3-4 m de hauteur, sont espacés les uns des autres de 24 m dans toutes les directions. La surface du sol est régulièrement labourée avec un tiller pour enlever les mauvaises herbes, aérer le sol et favoriser la pénétration de l'eau par la destruction de la croûte de surface (Labiadh *et al.*, 2013).



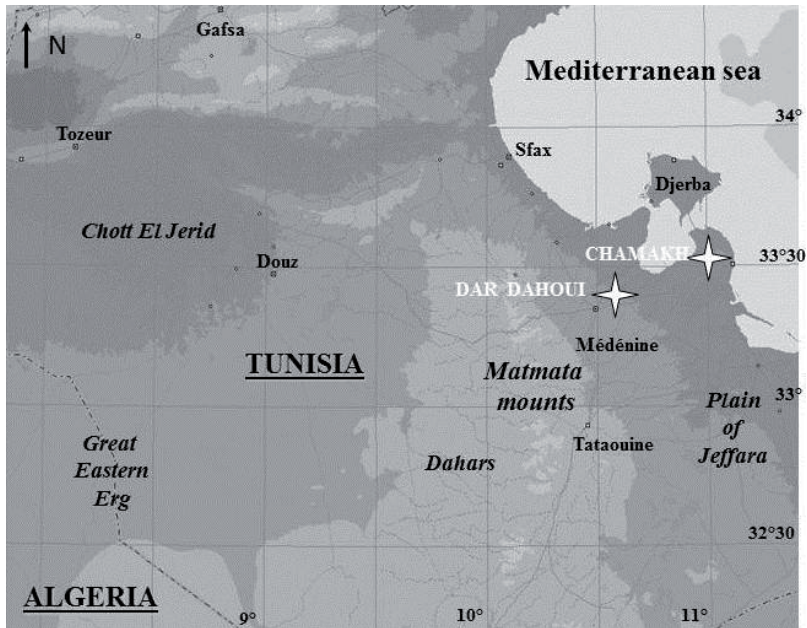


Figure 1 : Localisation des sites expérimentaux dans le sud tunisien

A Dar Dhaoui comme à Chammakh, les sols sont classés comme isohumique subtropical faible en matière organique dans la classification de sol CPCS (1967). Ils peuvent être classés comme cambic ARENOSOL dans la classification FAO. Les échantillons de la surface de sol, chacun composé de 10 sous-échantillons par parcelle, ont montré la présence systématique d'un mode de taille proche ou au dessous de  $100\ \mu\text{m}$ , c'est-à-dire la gamme de taille des grains nécessitant la plus faible vitesse de vent pour être mobilisée (Iversen *et al.*, 1976). La présence de ce mode indique clairement que ces sols sont fortement sensibles à l'érosion éolienne. Plus encore, les résultats montrent que la distribution des tailles de grain de sol est très similaire entre les parcelles échantillonnées et

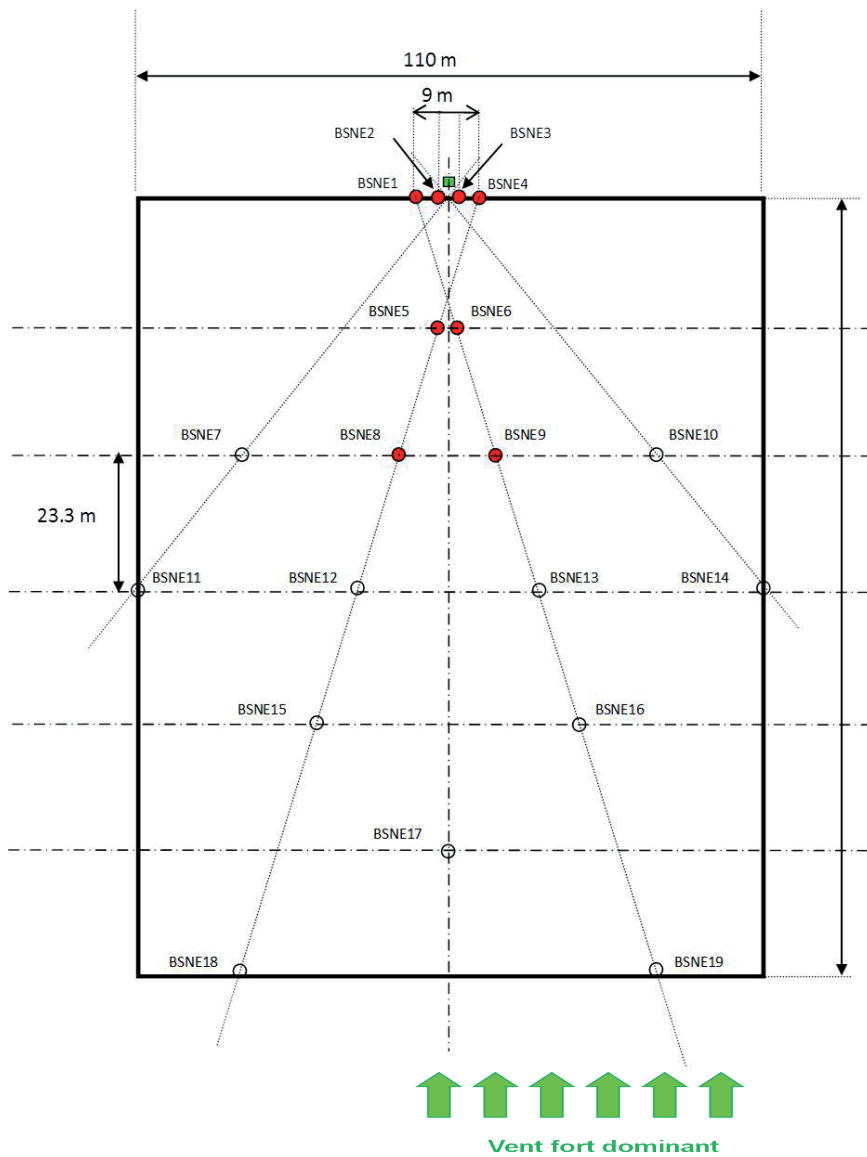
ne peut pas expliquer les différences considérables dans les flux de sable mesurés.

Les mesures des flux d'érosion éolienne et des paramètres micro-météorologiques associés ont été obtenues à l'aide de capteurs installés à différentes hauteurs sur des mâts dédiés. Les flux d'érosion éolienne ont été mesurés en utilisant des pièges à sable type BSNE (Big Spring Number Eight), tels que décrits en détail par Fryrear (1986). Les paramètres micro-météorologiques ont été mesurés à l'aide d'anémomètres, de girouettes et de sondes de température.

L'expérience de 2003 s'est déroulée du 16 janvier au 25 avril. Pour échantillonner les flux d'érosion éolienne lors de chaque événement érosif, chacune

des deux parcelles a été instrumentée avec 35 collecteurs BSNE déployés à différentes hauteurs sur un support à 3 niveaux (pour permettre l'estimation des flux d'érosion par intégration verticale) ou placés individuellement (pour fournir une estimation de la masse de sédiments piégés à une hauteur donnée en fonction de la localisation du collecteur dans le champ). Pour échantillonner les flux d'érosion éolienne correspondant à une couche de saltation stable, 4 séries de 3 collecteurs BSNE ont été montées sur des supports placés à la limite sous le vent de la parcelle face à la direction dominante du vent. Pour s'assurer que la couche de saltation a été bien établie, 4 séries additionnelles de 3 collecteurs

ont été montées sur les supports. Ces huit mini-mâts équipés de trois BSNE ont été destinés à suivre l'évolution du flux en fonction de la hauteur (Figure 2). Sur chaque support, les 3 collecteurs BSNE ont été fixés à 5, 15 et 35 cm au-dessus de la surface de sol. Finalement, 11 collecteurs individuels ont été placés dans les parcelles à différentes distances le long de 5 lignes reliant les centres, les limites des parcelles sous le vent aux autres bords limites (Kardous, 2005). Deux événements érosifs d'une intensité malheureusement relativement faible ont été échantillonnés durant cette campagne de terrain (Labiadh *et al.*, 2013).



Légende

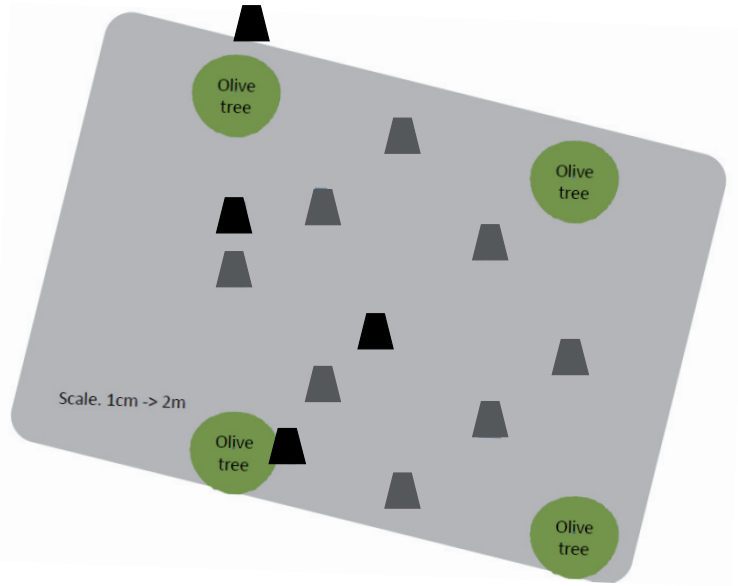
- mini-mât avec 3 BSNE
- mini-mât avec 1 BSNE
- tour météo

Figure 2 : Plan d'implantation des BSNE (Kardous, 2005)

La campagne de 2008 conduite à Dar Dhaoui a eu lieu du 4 mars au 30 mai sur les mêmes parcelles. La méthodologie d'échantillonnage sur le champ a été ajustée pour optimiser le déploiement des collecteurs BSNE d'après l'expérience de la campagne de 2003. En particulier, parce que la campagne de 2003 a indiqué que la longueur des parcelles (140 m) est largement suffisante pour atteindre une couche de salation stabilisée, les collecteurs BSNE ont été installés uniquement à la limite de la parcelle. Cependant, pour améliorer la précision sur les flux de sédiments recherchés, 3 supports à 7 niveaux de BSNE (situés de 7 à 80 cm approximativement au-dessus de la surface moyenne du sol) ont été installés. A part ces changements, la méthodologie utilisée en 2008 a suivi généralement celle de 2003. Cinq événements érosifs ont été échantillonnés durant cette campagne

(Labiadh *et al.*, 2013).

La campagne de terrain de 2009 à Chammakh a eu lieu du 4 au 30 avril. La parcelle instrumentée se trouvant dans un vaste champ d'oliviers, aucun problème de fetch n'est à considérer. Cependant, la sélection des positions des collecteurs de sédiments par rapport à l'emplacement des oliviers a été spécialement étudiée. Afin de prendre en considération le plus possible la configuration du site, 4 supports chacun à 6 niveaux de collecteurs BSNE (situés à des hauteurs allant de 7 à 70 cm) ont été installés comme suit : un au centre d'un carré délimité par 4 oliviers, un devant, un derrière et un à côté (à environ 5 m) de chaque olivier (Figure 3). 8 collecteurs BSNE individuels additionnels ont été placés à 10 cm de hauteur dans 3 lignes divisant transversalement le carré délimité par 4 oliviers (Labiadh *et al.*, 2013).



**Figure 3** : Plan d'implantation des BSNE durant la campagne de terrain à Chammakh en 2009. Les pots noirs indiquent la position des supports à 6 niveaux de collecteurs BSNE alors que les pots gris indiquent la position des collecteurs BSNE individuels (Labiadh et al., 2013)

Nous avons utilisé la formule proposée par Fryrear and Saleh (1993) pour décrire l'évolution du flux d'érosion  $q$  avec la hauteur  $z$  (pour plus de détails voir Labiadh *et al.*, 2013).

$$q(z) = a_1 e^{-a_2 z} \quad (3)$$

Avec  $q$  en  $g\ cm^{-2}$ ,  $z$  en  $cm$ ,  $a_1$  et  $a_2$  des coefficients d'ajustement dont les unités sont respectivement :  $g\ cm^{-2}$  et  $cm^{-1}$ .

La relation a été ajustée à chaque point du profil sur lamasse de sédiments mesurée en utilisant la méthode des moindres carrés, puis intégrée verticalement. Des mâts météorologiques ont également été

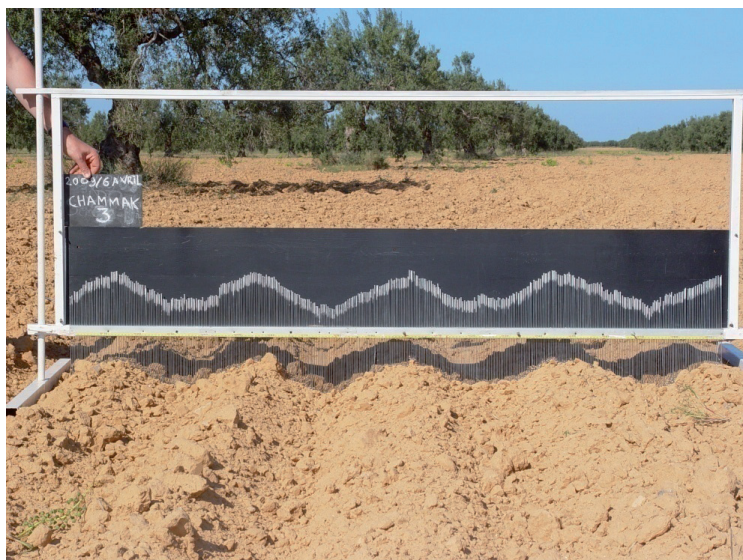
déployés pour mesurer la vitesse et la direction du vent ainsi que la température de l'air à différentes hauteurs au-dessus de la surface du sol (Figure 4).

Des mesures complémentaires ont été réalisées pour caractériser les propriétés de surface, spécialement les caractéristiques géométriques des billons et la distribution en taille des grains et agrégats du sol (Labiadh *et al.*, 2011 ; Labiadh *et al.*, 2013). En 2003, 2008 et 2009, les caractéristiques géométriques des billons ont été obtenues en utilisant un rugosimètre à aiguilles de 2 m de longueur composé de 400 aiguilles de 60 cm de hauteur chacune et ayant la capacité de se déplacer verticalement. Au

moins 10 profils de 2 m ont été réalisés sur chaque parcelle (Figure 5). Les profils ont été photographiés numériquement et analysés pour déterminer la hauteur et l'espacement médians des billons (Labiadh *et al.*, 2013).



**Figure 4** : Mât météorologique installé à Chammakh en 2009 (Labiadh *et al.*, 2013)



**Figure 5** : Exemple de mesure des billons à Chammakh en 2009 (Labiadh *et al.*, 2013)

### 2.3.1. Hauteur de rugosité aérodynamique

Les hauteurs de rugosité aérodynamique obtenues à partir des mesures de profil du vent réalisées sur les différentes surfaces labourées sont comprises entre  $5.10^{-3}$  m à  $1.10^{-2}$  m. Comme nous l'avons supposé, en présence de billons, ces valeurs se situent dans le domaine supérieur des hauteurs de rugosité aérodynamique mesurées sur les surfaces arides et semi-arides du sud de la Tunisie qui varient de  $4.10^{-5}$  m à  $7.10^{-2}$  m (Marticorena *et al.*, 2006). Ces valeurs correspondent bien aussi aux valeurs des hauteurs de rugosité aérodynamique mesurées en soufflerie par Kardous *et al.* (2005a) pour des billons ayant un rapport  $RH/RS$  similaire ( $Z_0 = 1,38.10^{-2}$ ,  $1,44.10^{-2}$  et  $2,1.10^{-2}$  m respectivement pour des rapports  $RH/RS$  de 0,21, 0,18 et 0,22).

Cependant, Kardous *et al.* (2005a) ont réalisé leurs mesures dans une soufflerie sur des billons artificiels fabriqués à partir d'un sol mobile sans agrégats ou mottes à la surface. Les billons produits par labour avec la déchaumeuse à socs et le tiller présentent quelques agrégats ou mottes de 1 centimètre de taille qui recouvrent entre 20 et 30% de la surface

du sol. Ces agrégats affectent la hauteur de rugosité de la surface. Cependant, comme déjà mentionné, aucune différence significative n'a été observée entre les hauteurs de rugosité mesurées dans la soufflerie et celles mesurées sur le champ pour des rapports  $RH/RS$  similaires. Ceci suggère fortement que, sur une surface labourée, la rugosité induite par la présence des billons prédomine largement sur celle induite par des agrégats de taille centimétrique.

En utilisant l'équation (1) et les mesures des caractéristiques géométriques des billons, nous avons calculé la hauteur de rugosité aérodynamique pour chaque surface labourée. Les résultats de ces calculs ont été reportés dans le tableau 1 : ils indiquent que cette paramétrisation reproduit avec succès l'ordre de grandeur des hauteurs de rugosité aérodynamiques mesurées. Dû à la précision limitée de la détermination expérimentale de  $Z_0$ , il est difficile de comparer au-delà de l'ordre de grandeur les longueurs de rugosité aérodynamique calculées et mesurées. Cependant, les résultats suggèrent que la paramétrisation de Kardous *et al.* (2005a) permet d'estimer cette grandeur à un facteur 2 près.

**Tableau 1** : Hauteurs de rugosité aérodynamique (en cm) mesurées et calculées pour les parcelles labourées (source : Labiadh et al., 2013 modifié)

	Soc 2003	Soc 2008	Tiller 2008	Tiller 2009
$Z_0$ mesurée (moyenne)	0,5	0,58	1,1	0,59
Écart-type	1,8	0,67	0,29	0,26
Nombre d'observations	11	673	252	93
$Z_0$ calculée (Eq. 1)	1,33	0,9	1,51	1,15
$RH/RS$	0,22	0,14	0,19	0,17

### 2.3.2. Mesures des flux en masse sur des surfaces labourées

Le tableau 2 reporte la moyenne et l'écart-type des flux en masse de sédiments pour chaque parcelle et pour chaque événement. La comparaison des flux d'érosion éolienne mesurés simultanément sur les deux parcelles à Dar Dhaoui en 2008 montrent que les flux d'érosion sur la parcelle labourée avec le tiller sont trois à quatre fois plus forts que ceux mesurés simultanément sur la parcelle labourée avec le soc. Même si les conditions de labour associées avec la déchaumeuse à socs sont différentes entre 2003 et 2008, ces résultats suggèrent fortement que, dans des conditions similaires, les flux d'érosion éolienne sont plus faibles quand la déchaumeuse à socs est utilisée, intermédiaires pour le tiller et très importants sur des surfaces labourées avec la déchaumeuse à disques. Parce que la parcelle labourée avec la déchaumeuse à disques peut être considérée comme une surface lisse, ces résultats confirment aussi l'efficacité importante des billons dans la réduction de l'érosion éolienne des sols mobiles.

En terme pratique, ceci montre aussi que la mise en culture d'une surface nouvelle n'accroît pas nécessairement

l'érosion éolienne : si la surface de départ est encroûtée ou végétalisée, la mise en culture augmentera évidemment l'érosion mais si la surface de départ est meuble et lisse, les sillons induits par le labour vont diminuer notablement les flux d'érosion.

Nous avons observé une très faible variabilité spatiale des flux d'érosion mesurés en 2009 sur le champ d'olivier, alors que nous nous attendions à mesurer des flux d'érosion très différents sur cette parcelle selon la position des pièges à sable BSNE vis-à-vis des oliviers. En effet, les mesures de vent réalisées à proximité des oliviers montrent clairement que les vitesses de vent sont significativement affectées par leur présence. En fait, les quatre flux d'érosion mesurés, bien que mesurés à différentes positions par rapport à l'olivier, sont très similaires (18, 22,5, 21,7 et 27,3 g cm<sup>-1</sup> événement<sup>-1</sup>). Ceci pourrait suggérer que les pièges à sable ont échantillonné une couche de saltation bien stabilisée qui n'est que très peu affectée par la proximité des oliviers. Ceci suggère que la couche de saltation nécessite probablement une distance supérieure à celle séparant deux oliviers consécutifs pour sa stabilisation (Labiadh *et al.*, 2013).



**Tableau 2** : Flux d'érosion éolienne ( $\text{g cm}^{-1}$  événement $^{-1}$ ) mesurés à Dar Dhaoui en 2003 et 2008 et à Chammakh en 2009 pour différents outils de labour (Labiadh et al., 2013)

Evénement	17/03 2003	17/04 2003	23- 24/03 2008	27-28/03 2008	7-8/04 2008	20/04 2008	17- 19/05 2008	11-12/04 2009
Tiller			62,9 (+/- 37)	91,3 (+/- 55)	446 (+/-213)	103 (+/-80)	55,3 (+/- 10)	22,4 (+/- 3,8)
Soc	1,0 (+/- 0,2)	1,6 (+/- 0,4)	21,6 (+/-26)	31,7 (+/-40)	95,2 (+/-111)	7,2 (+/-6,3)	15,6 (+/- 16,6)	
Disque	55,0 (+/- 29)	11,2 (+/-2,2)						

Pour tester la pertinence des flux horizontaux calculés en utilisant les paramétrisations de Kardous *et al.* (2005a ; b), nous avons calculé la vitesse de friction,  $u_*$ , en supposant un profil logarithmique classique de la vitesse du vent,  $u$ , et une hauteur de rugosité aérodynamique,  $Z_0$ . Le calcul a été fait pour les treize événements érosifs échantillonnés sur les surfaces labourées avec la déchaumeuse à socs et le tiller (tableau 2). Les deux événements érosifs qui ont eu lieu sur la parcelle labourée avec la déchaumeuse à disques en 2003 ont été simulés en utilisant le modèle de Marticorena and Bergametti (1995) en raison de l'absence de billons sur la surface quand le labour avec le disque est achevé.

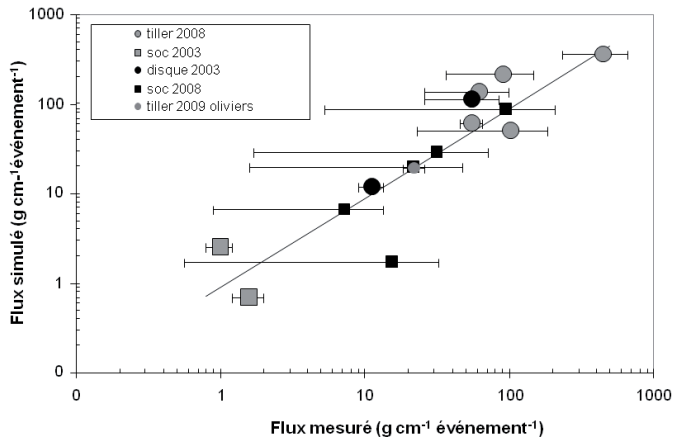
La figure 6 reporte la comparaison entre les flux horizontaux mesurés et calculés

pour les différents types d'outils de labour utilisés. Les flux horizontaux mesurés se répartissent sur trois ordres de grandeur. On notera que le modèle reproduit avec un certain succès aussi bien les flux d'érosion faibles que les plus intenses, la pente étant proche de 1 (0,99) et le coefficient de corrélation élevé (0,88).

Ces résultats suggèrent que le modèle proposé par Kardous *et al.* (2005a ; b) permet une estimation précise des flux horizontaux de sédiments et ce avec seulement la vitesse du vent et la hauteur et l'espacement des billons comme données d'entrée. Cependant, on notera que les tests de sensibilité réalisés ont indiqué que le modèle était très sensible à la précision à laquelle les caractéristiques des billons sont déterminées. Ainsi, des erreurs de 10% et 5%, respectivement

sur l'espacement et la hauteur des billons conduisent à une incertitude d'un facteur 2 sur les flux horizontaux simulés. En raison de l'important domaine de variation des flux horizontaux mesurés

(3 ordres de grandeur), ces incertitudes restent acceptables si la détermination des caractéristiques géométriques des billons est correctement réalisée.



**Figure 6 :** Comparaison entre les flux horizontaux (en  $\text{g cm}^{-1} \text{ événement}^{-1}$ ) mesurés et simulés pour différents types de surfaces labourées (Labiadh et al., 2013)

### 3. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Quinze mesures de flux d'érosion éolienne ont été obtenues en utilisant des pièges à sable de type BSNE durant 3 campagnes de terrain conduites dans le sud de la Tunisie durant la saison des vents forts (printemps). Ces mesures ont été conduites sur des parcelles labourées avec différents outils de labour (déchaumeuse à socs, tiller, déchaumeuse à disques) afin d'estimer les flux d'érosion éolienne sur ces différents types de surfaces labourées.

Les résultats montrent que les flux d'érosion éolienne mesurés sont d'environ un ordre de grandeur supérieur sur les surfaces labourées par la déchaumeuse à disques comparativement à ceux mesurés sur la parcelle labourée avec la déchaumeuse à socs. Les flux mesurés sur les surfaces labourées avec le tiller sont intermédiaires, avec des flux d'érosion excédant ceux mesurés sur les surfaces labourées avec la déchaumeuse à socs d'un facteur 4. Ces résultats suggèrent fortement que les

nouvelles techniques de labour comme la déchaumeuse à disques augmentent significativement l'érosion éolienne sur les sols sablonneux. Ils suggèrent aussi que les outils traditionnels comme la déchaumeuse à socs sont vraisemblablement les outils qui conviennent le mieux au labour dans les régions agricoles arides du sud de la Tunisie en terme de préservation des sols.

Ces résultats ont été aussi utilisés pour évaluer la paramétrisation proposée par Kardous *et al.* (2005a ; b) pour simuler les flux de sédiments horizontaux produits par le vent sur les surfaces labourées. Cette paramétrisation est attractive parce qu'elle permet le calcul des flux d'érosion éolienne en documentant uniquement la vitesse du vent à une hauteur donnée et les caractéristiques géométriques des billons (hauteur et espacement). Les comparaisons entre les flux calculés en utilisant cette paramétrisation et les flux d'érosion mesurés indiquent que cette paramétrisation, malgré sa simplicité, reproduit bien les mesures, quel que soit le type de surfaces aussi bien pour des événements d'érosion de faible que de forte intensité. Son utilisation dans différentes applications (estimation de l'érosion locale, modélisation des émissions d'aérosol, conception des outils de labour, etc.) peut, par conséquent, être envisagée. Cependant, des tests ont indiqué que la paramétrisation est sensible à la précision à laquelle les caractéristiques géométriques des billons sont déterminées, indiquant que,

pour chaque application, une attention particulière devra être portée à ce point.

Par ailleurs, malgré sa nature empirique, cette paramétrisation devrait être utile pour l'estimation des émissions en aérosols minéraux à partir des surfaces agricoles dans les modèles de transport des aérosols à grande échelle, en particulier pour les simulations concentrées sur l'estimation de la contribution relative des surfaces anthropisées dans les émissions totales des aérosols minéraux (par exemple voir Mahowald *et al.*, 2006 ; Tegen *et al.*, 2004).

La seconde étape de ce travail visera donc à appliquer ces outils de modélisation à l'échelle régionale en vue de dresser un bilan représentatif de ces phénomènes pour le sud tunisien. Une approche combinant expériences sur parcelles et modélisation a donc été mise en œuvre pour évaluer comment les modifications d'usage des terres (mise en culture, changement de pratiques agricoles) dans le sud tunisien (considéré comme un cas d'étude représentatif des zones arides nord africaines cultivées) se répercutent sur l'érosion des sols sous l'action du vent.

## **REMERCIEMENTS**

Ce travail fait partie du programme de coopération bilatérale France-Tunisie PHC (Partenariat Hubert Curien) UTIQUE. Ce travail a également bénéficié d'un soutien du programme national français EC2CO (Ecosphère Continentale et Côtière) de l'INSU/CNRS (Institut National des Sciences

de l'Univers/Centre National de la Recherche Scientifique). Les auteurs souhaitent également remercier l'Institut de l'Olivier de Zarzis (Tunisie) et l'Office des Terres Domaniales de Chammakh, en particulier Mr. Mokhtar Lekhwildi pour son aide durant la campagne expérimentale de 2009.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bergametti, G., Remoudaki, E., Losno, R., Steiner, E., Chatenet, B., and Buat-Ménard, P., 1992. Sources, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the Northwestern Mediterranean. *J. Atmos. Chem.*, 14, 501-513.
- Chahbani, B., 1992. Dynamique des phénomènes éoliens et techniques anti-érosives dans les régions prédésertiques de la Tunisie, Thèse de Doctorat en Sciences Agronomiques, Université de Gent, 180 pp.
- Chen, W., 1991. Wind tunnel simulation on loessal soil erosion by wind (in Chinese with English abstract). *Acta Water and Soil Conservatia Sinica*, 5, 105-108.
- Comis, D., and Gerriets, M., 1994. Stemming wind erosion. *Agric. Res.*, 42, 8-15.
- FAO-UNESCO, 2003. Digital Soil Map of the World and Derived Soil Properties on CD-Rom. <http://www.fao.org/ag/agl/agll/dsmw.htm>
- Fryrear, D. W., 1984. Soil ridge-clods and wind erosion. *T. ASABE*, 27, 445-448.
- Fryrear, D.W., 1986. A field dust sampler. *J. Soil Water Conserv.*, 41, 117-120.
- Fryrear, D.W., and Saleh, A., 1993. Field wind erosion: vertical distribution. *Soil Sci.*, 155, 294-300.
- Hagen, L.J., 1991. Wind erosion mechanics: abrasion of aggregated soil. *T. ASAE.*, 34, 831-837.
- Hagen, L.J., and Armbrust, D.V., 1992. Aerodynamic roughness and saltation trapping efficiency of tillage ridges. *T. ASAE*, 35, 1179-1184.
- Hagen, L.J., 2001. Assessment of wind erosion parameters using wind tunnels. In *Sustaining the Global Farm*, Stott, D.E., Mohtar, R.H., and Steinhardt, G.C., Eds., Selected papers from the 10<sup>th</sup> International Soil Conservation Organization Meeting held May 24-29, 1999 at Purdue University and the USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, 742-746.
- Iversen, J.D., Pollack, J.B., Greeley, R., and White B.R., 1976. Saltation threshold on Mars: The effect on interparticle force, surface roughness, and low atmospheric density, *Icarus*, 29, 381-393.
- Kardous, M. 2005. Quantification de l'érosion éolienne dans les zones arides tunisiennes : approche expérimentale et modélisation. Thèse de Doctorat en Physique

de l'Environnement, Université Paris 12 – Val de Marne, 298 pp.

- Kardous, M., Bergametti, G., and Marticorena, B., 2005a. Aerodynamic roughness length related to non-aggregated tillage ridges. *Ann. Geophys.*, 23, 3187-3193.
- Kardous, M., Bergametti, G., and Marticorena, B., 2005b. Wind tunnel experiments on the effects of tillage ridge features on wind erosion horizontal fluxes. *Ann. Geophys.*, 23, 3195-3206.
- Khatteli, H., 1981. Recherches stationnelles sur la désertification dans la Djeffara (Tunisie). Dynamique de l'érosion éolienne. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle (Géomorphologie), Université Paris I, 207pp.
- Khatteli, H., 1996. Erosion éolienne en Tunisie aride et désertique, Analyse des processus et recherches des moyens de lutte. Thèse de Doctorat en Sciences Biologiques Appliquées, PhD, Université de Gent, 180 pp.
- Labiadh, M., Bergametti, G., Attoui, B., and Sekrafi, S., 2011. Particle size distributions of South Tunisian soils erodible by wind. *Geodin. Acta*, 24, 39-49.
- Labiadh, M., Bergametti, G., Kardous, M., Perrier, S., Grand, N., Attoui, B., Sekrafi, S., and Marticorena, B., 2013. Soil erosion by wind over tilled surfaces in South Tunisia. *Geoderma*, 202-203, 8-17.
- Lal, R., 1990. Soil erosion and land degradation: the global risks. In *Advances in Soil Science*, Lal, R. and Stewart, B.A., Eds., 11,129-172.
- Larney, F. J., Bullock, M. S., Janzen, H. H., Ellert, B. H., and Olson, E. C. S., 1998. Wind erosion effects on nutrient redistribution and soil productivity. *J. Soil Water Conserv.*, 53, 133-140.
- Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Chazette, P., Maignan, F., and Schmechtig, C., 2005. Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS-1 surface products. *J. Geophys. Res.*, 110, D18S04, doi:10.1029/2004JD005013.
- Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Léon, J.-F., and Mahowald, N.M., 2008. Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database. *J. Geophys. Res.*, 113, D14218, doi:10.1029/2007JD009484.
- Lettau, K., and Lettau, H.H., 1978. Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. In *Exploring the World's Driest Climate*, Lettau, H.H., and Lettau K., Eds., University of Wisconsin-Madison, Institute for Environmental Studies, IES Report 101, 110-147.
- Liu, X., Wang, J., and Christopher, S.A., 2003. Shortwave direct radiative forcing of Saharan dust aerosols over the Atlantic Ocean. *Int. J. Remote Sens.*, 24, 5147-

5160.

- Lyles, L., 1975. Possible effects of wind erosion on soil productivity. *J. Soil Water Conserv.*, 30, 279-283.
- Mahowald, N.M., Baker, A.R., Bergametti, G., Brooks, N., Duce, R.A., Jickells, T.D., Kubilay, N., Prospero, J.M., and Tegen, I., 2005. Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean. *Global Biogeochem. Cy.*, 19, GB4025, doi:10.1029/2004GB002402.
- Mahowald, N.M., Muhs, D.R., Levis, S., Rasch, P.J., Yoshioka, M., Zender, C.S., and Luo, C., 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *J. Geophys. Res.*, 111, D10202, doi:10.1029/2005JD006653.
- Marticorena, B., and Bergametti, G., 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.*, 100(D8), 16415-16430.
- Marticorena, B., Bergametti, G., Aumont, B., Callot, Y., N'Doumé, C., and Legrand, M., 1997a. Modeling the atmospheric dust cycle: 2-Simulations of Saharan dust sources. *J. Geophys. Res.*, 102(D4), 4387-4404.
- Marticorena, B., Bergametti, G., Gillette, D.A., and Belnap, J., 1997b. Factors controlling threshold friction velocities in semi-arid areas of the United States. *J. Geophys. Res.*, 102(D19), 23277-23288.
- Marticorena, B., Kardous, M., Bergametti, G., Callot, Y., Chazette, P., Khatelli, H., Le Hégarat-Mascle, S., Maillé, M., Rajot, J.L., Vidal-Madjar, D., and Zribi, M., 2006. Surface and aerodynamic roughness in arid and semiarid areas and their relation to radar backscatter coefficient. *J. Geophys. Res.*, 111, F03017, doi:10.1029/2006JF000462.
- Middleton, N., and Thomas, D., 1997. *World Atlas of Desertification*. Published for UNEP by Arnold Publ., 2<sup>nd</sup> Edition, London, 182 pp.
- Middleton, N.J., and Goudie, A.S., 2001. Saharan dust: sources and trajectories. *T. I. Brit. Geogr.*, 26, 165-181.
- Saleh, A., Fryrear, D.W., and Bilbro, J.D., 1997. Aerodynamic roughness prediction from soil surface roughness measurement. *Soil Sci.*, 162, 205-210.
- Shao, Y., 2008. *Physics and Modelling of Wind Erosion*, 2nd ed. Springer-Verlag, Heidelberg, 452 pp.
- Sokolik, I.N., Winker, D.M., Bergametti, G., Gillette, D.A., Carmichael, G., Kaufman, Y.J., Gomes, L., Schütz, L., and Penner, J.E., 2001. Outstanding problems in quantifying the radiative impact of mineral dust. *J. Geophys. Res.*, 106(D16),

18015-18027.

- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., and Kållberg, P., 1992. Saharan dust in the Amazon basin. *TellusB*, 44, 133-149.
- Talbi, M., 1993. Contribution à l'étude de la désertification par télédétection dans la plaine de la Jeffara du Sud-Est tunisien. Thèse de doctorat en Géographie, Université de Tunis, 305 pp.
- Tegen, I., Werner, M., Harrison, S.P., and Kohfeld, K.E., 2004. Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil emissions. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05105, doi:10.1029/2003GL019216.
- Visser, S.M., Stroosnijder, L., and Chardon, W.J., 2005. Nutrient losses by wind and water, measurements and modelling. *Catena*, 63, 1-22.
- White, B.R., 1979. Soil transport by winds on Mars. *J. Geophys. Res.*, 84(B9), 4643-4651.
- Zachar, D., 1982. Soil erosion. *Developments in Soil Science*, 10, 3-547.
- Zobeck, T.M., and Fryrear, D.W., 1986. Chemical and physical characteristics of wind-blown sediment. II Chemical characteristics and total soil nutrient discharge. *T. ASAE*, 29, 1037-1041.

## **Quantification de l'érosion éolienne dans le sud tunisien**

**Christel BOUET<sup>1,2</sup>, Mohamed Taieb LABIADH<sup>3</sup>, Gilles BERGAMETTI<sup>2</sup>,  
Badie ATTOUF<sup>3</sup>, Benoit LAURENT<sup>2</sup>, Béatrice MARTICORENA<sup>2</sup>, Jean Louis  
RAJOT<sup>2,4</sup> et Houcine KHATTELI<sup>3</sup>**

<sup>(1)</sup> Institut d'Ecologie et des Sciences de l'Environnement de Paris (iEES Paris),  
UMR IRD 242, Université Pierre et Marie Curie - CNRS - INRA - Université Paris  
Est Créteil - Université Paris Diderot, Tunis, Tunisie

<sup>(2)</sup> Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA), UMR  
CNRS 7583, Université Paris Est Créteil - Université Paris Diderot, Institut Pierre  
Simon Laplace, Créteil, France

<sup>(3)</sup> Institut des Régions Arides (IRA), Médenine, Tunisie

<sup>(4)</sup> iEES Paris, UMR IRD 242, Université Pierre et Marie Curie - CNRS - INRA -  
Université Paris Est Créteil - Université Paris Diderot, Bondy, France

[christel.bouet@ird.fr](mailto:christel.bouet@ird.fr)

### **RÉSUMÉ**

Les régions arides du sud de la Tunisie sont des zones naturellement très sensibles à l'érosion éolienne. Non seulement les précipitations dans ces régions sont faibles (inférieures à 200 mm), mais les sols sont fins, sableux et peu profonds, c'est-à-dire facilement érodables par le vent. L'utilisation de nouvelles techniques agricoles à la place des techniques traditionnelles a conduit à une augmentation de l'érosion éolienne dans ces régions. Par exemple, l'augmentation croissante de l'utilisation de la déchaumeuse à disques a eu d'importantes conséquences sur la dégradation des champs en modifiant la structure des sols et les caractéristiques de leur surface.

Le présent travail de modélisation est centré sur la quantification de la déflation éolienne à l'échelle du sud tunisien en vue de déterminer en particulier les zones les plus sensibles à ce phénomène pour des objectifs de diagnostic et de stratégie de lutte efficace contre l'érosion éolienne. Les flux d'érosion éolienne sur le sud de la Tunisie ont été simulés pour l'année 2008 à une résolution de 10 km x 10 km en prenant en compte le type d'usage des sols et les pratiques agricoles associées à l'aide du modèle d'érosion éolienne Dust Production Model (DPM, Marticorena et Bergametti [1995] ; Alfaro et al. [1998]). Afin de prendre en compte les différents types d'outils agricoles utilisés sur le domaine étudié, les paramétrisations du seuil et du flux d'érosion éolienne en fonction des caractéristiques des billons de labour (hauteur et espacement) développées par Kardous et al. [2005a ; b] ont été intégrées au DPM.



Les résultats suggèrent que l'ensemble de la région étudiée subit le phénomène de l'érosion éolienne. La majorité de celle-ci est simulée sur les zones de parcours qui représentent également la majorité des types d'occupation du sol rencontrés. Cependant, dans la région nord-ouest de la zone d'étude, où est localisée la majorité des surfaces cultivées, la contribution de ces dernières au flux d'érosion éolienne simulé peut devenir majoritaire. Enfin, parmi les surfaces cultivées, les plus touchées par l'érosion éolienne sont les grandes cultures, puis les oliveraies bien que ces dernières représentent une surface cultivée plus importante.

Mots-clefs : érosion éolienne, sud tunisien, modélisation régionale

## **SYMMARY**

Arid regions of southern Tunisia are areas naturally susceptible to wind erosion. Not only precipitation in these areas are low (less than 200 mm), but soils are fine, sandy and shallow, that is to say easily eroded by wind. The use of new agricultural techniques instead of the traditional ones has led to an increase of the intensity of wind erosion in these areas. For instance, the increasing use of the one-way disc plough has had important consequences on field degradation by modifying the structure of the soils and their surface features.

This modelling work is focused on the quantification of wind erosion in southern Tunisia, in particular to determine the most susceptible areas for purposes of diagnosis and effective strategy against wind erosion. The wind erosion flux in the South of Tunisia was estimated for 2008 with a grid mesh size of 10 km x 10 km depending on the type of land use and agricultural practices with the wind erosion model "Dust Production Model" (DPM, Marticorena and Bergametti [1995]; Alfaro et al. [1998]). To account for the different types of agricultural tools used in this region, the parameterizations of the threshold wind friction velocity and of the wind erosion flux as a function of the characteristics of the tillage ridges (height and spacing) developed by Kardous *et al.* [2005a; b] were included in the DPM.

Our results suggest that the whole region undergoes the phenomenon of wind erosion. As a majority, wind erosion is simulated in rangelands, which also represent the dominant encountered land use class. However, in the north-eastern part of the studied domain, where the majority of cultivated lands are located, the contribution of these surfaces to the simulated wind erosion flux can become the most important. Finally, among the cultivated surfaces, the most affected by wind erosion are cereal fields, and then olive groves, even though this last category covers a greater cultivated surface.

Keywords: wind erosion, southern Tunisia, regional modelling

## **1. INTRODUCTION**

Les régions arides du sud de la Tunisie sont des zones très sensibles à l'érosion éolienne. Non seulement, les précipitations dans ces régions sont faibles (inférieures à 200 mm), mais les sols sont fins, sableux et peu profonds [Labiadh *et al.*, 2011], c'est-à-dire faciles à éroder par l'action mécanique du vent sur la surface [Chepil, 1951].

Bien que faibles, les précipitations sont néanmoins suffisantes pour permettre le développement d'une végétation naturelle et autoriser certaines activités agricoles (culture et élevage). En conditions naturelles, la couverture végétale pérenne (même si elle est faible) constitue une protection significative contre l'érosion éolienne en même temps que l'encroûtement des sols contribue à la stabilité des surfaces non végétalisées en augmentant la cohésion des particules du sol. L'utilisation de ces sols naturels à des fins agricoles va donc perturber cet équilibre, ce qui devrait renforcer l'érosion éolienne d'une part en réduisant le couvert végétal et d'autre part en détruisant les encroûtements que ce soit lors du défrichement et du labour avant la mise en culture ou par piétinement lors de la pâture par les animaux.

L'utilisation de nouvelles techniques agricoles qui ont peu à peu supplanté les techniques traditionnelles a conduit à une augmentation de l'érosion éolienne dans certaines régions de la Tunisie. Par exemple, l'augmentation croissante de l'utilisation de la déchaumeuse à disques

a eu d'importantes conséquences sur la dégradation des champs en modifiant la structure des sols et les caractéristiques de leur surface. Ainsi, dans la plaine de la Jeffara dans le sud-est Tunisien, les pertes en sol associées à l'utilisation de la déchaumeuse à disques ont été estimées à environ 180 tonnes/ha/an pour les années 1990 [Akrimi *et al.*, 1993]. Plus récemment, Labiadh [2011] a montré que, sur une même parcelle, les flux d'érosion les plus faibles sont mesurés lorsque le travail du sol est effectué avec une déchaumeuse à socs, 3 à 4 fois plus élevés lorsqu'un tiller est utilisé pour le labour et près de 8 fois plus forts lorsque le travail du sol est conduit à l'aide d'une déchaumeuse à disques.

Même si ce phénomène d'érosion éolienne est aujourd'hui reconnu comme un problème majeur dans le sud de la Tunisie, il n'existe à l'heure actuelle aucune quantification précise de celle-ci à l'échelle régionale. C'est pourquoi le présent travail de modélisation est centré sur une quantification de la déflation éolienne à l'échelle du sud tunisien en vue de déterminer en particulier les zones les plus sensibles à ce phénomène pour des objectifs de diagnostic et de stratégie de lutte efficace contre l'érosion éolienne.

## **2. MÉTHODE ET OUTILS**

### **2.1 Méthode**

Cette étude propose de développer une méthode de quantification des flux érodés par le vent basée sur la modélisation numérique et d'en faire une première application au cas du sud tunisien. La

stratégie adoptée a consisté à adapter aux régions semi-arides un modèle d'érosion éolienne conçu à l'origine pour simuler les émissions d'aérosols terrigènes dans les régions arides et hyper-arides (§2.2.1). En parallèle de ces développements, une base de données décrivant les caractéristiques des états de la surface des sols, basée notamment sur l'occupation du sol dans le sud de la Tunisie, a été réalisée (§2.2.2.1). Les paramètres **météorologiques** de surface nécessaires au calcul des flux d'érosion éolienne ont été simulés en utilisant un modèle météorologique de méso-échelle (§2.2.2.2).

## 2.2 Description des outils et des bases de données

### 2.2.1 Le modèle d'érosion éolienne

Le modèle utilisé pour quantifier l'érosion éolienne dans cette étude est le DPM (Dust Production Model) développé par Marticorena et Bergametti [1995] et Alfaro et al. [1998] qui décrit de façon physiquement explicite les processus de l'érosion éolienne. A l'origine, ce modèle a été mis au point pour calculer les émissions d'aérosols terrigènes depuis les régions arides du Sahara [Marticorena *et al.*, 1997]. Récemment, ce modèle a été utilisé pour simuler les émissions sahariennes de 1996 à 2001 [Laurent *et al.*, 2008], ainsi que pour calculer les émissions depuis les principaux déserts asiatiques [Laurent *et al.*, 2005 ; 2006]. Une description complète de ce modèle peut être trouvée dans Marticorena et Bergametti [1995], Marticorena *et al.* [1997] et Laurent *et*

*al.* [2008].

Brièvement, le modèle utilise une version adaptée de l'équation d'Iversen et White [1982] pour décrire la dépendance de la vitesse de friction seuil au diamètre des agrégats du sol. Le modèle inclut également un schéma de partition de l'énergie, qui utilise la hauteur de rugosité aérodynamique ( $Z_0$ ) et la hauteur de rugosité de la surface supposée lisse ( $z_{0s}$ ), pour prendre en compte l'effet de la présence d'éléments de rugosité non érodables (cailloux, végétation pérenne...) à la surface du sol sur la vitesse de friction seuil.

Cependant, l'application de ce modèle dans les régions semi-arides nécessite des modifications : les précipitations plus abondantes dans ces régions comparées aux régions arides vont directement impacter les propriétés physiques de la surface du sol, mais également permettre le développement de la végétation et de l'agriculture. Ces différents processus/impacts n'étaient pas pris en compte dans la version originale du modèle présenté ci-dessus.

La première modification effectuée [Laurent *et al.*, 2005] a consisté à prendre en compte l'augmentation du seuil d'érosion **éolienne** résultant de l'augmentation de l'humidité du sol. Pour cela, la paramétrisation développée par Fécan *et al.* [1999] a été utilisée (Eqs. 1 à 3). Cette paramétrisation traduit la différence de comportement des sols face à une augmentation de leur humidité en fonction de leur texture. De manière générale, l'augmentation

de l'humidité d'un sol se traduit par l'apparition de forces de capillarité qui renforcent la cohésion des particules qui le constituent. Cependant, la cohésion du sol est d'autant plus rapidement renforcée que celui-ci présente une texture sableuse : pour une même augmentation de son humidité, un sol sableux subira une augmentation du seuil d'érosion éolienne bien plus rapide qu'un sol argileux.

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

$$\frac{U_{\text{tw}}^*}{U_{\text{td}}^*} = [1 + 1,21(w - w')^{0,68}]^{0,5} \quad \text{for } w > w'$$

$$\text{with } w' = 0,0014(\% \text{clay})^2 + 0,17(\% \text{clay})$$

avec la vitesse de friction seuil dans le cas humide (en  $\text{cm s}^{-1}$ ), la vitesse de friction seuil dans le cas sec (en  $\text{cm s}^{-1}$ ),  $w$  l'humidité gravimétrique du sol et  $w'$  l'humidité résiduelle du sol.  $w$  et  $w'$  sont exprimées en % (masse d'eau/masse de sol sec).

La seconde modification, réalisée dans le cadre de cette étude, a été la prise en compte de l'impact de l'outil de labour sur le seuil et le flux d'érosion éolienne en utilisant les paramétrisations développées en soufflerie par Kardous *et al.* [2005a ; b] et validées in-situ par Labiadh *et al.* [2013]. Le labour va impacter l'érosion éolienne de deux façons. Il va tout d'abord modifier la rugosité de la surface, soit en la pulvérisant (cas de la déchaumeuse à disques), soit en créant des billons et des sillons (cas du tiller et de la déchaumeuse à socs). Cette modification de la rugosité de surface va entraîner une modification du seuil d'érosion. Dans le cas où la surface labourée

présente des billons et des sillons, l'effet de piégeage des grains en saltation va également impacter les flux d'érosion. Les paramétrisations proposées (Eqs. 4 à 6) essaient de prendre en compte ces différents effets au travers de relations qui ne nécessitent de connaître que les dimensions géométriques des billons (hauteur et espacement). L'avantage de telles paramétrisations est qu'elles sont facilement utilisables à grande échelle dès lors que l'on connaît le type d'outil utilisé pour le labour.

$$(2) \quad U_{\text{td}}^* = -207,1 \times \frac{RH}{RS} + \frac{0,81305}{RH} + 86,871 \quad (4)$$

avec la vitesse de friction seuil (en  $\text{cm s}^{-1}$ ),  $RH$  la hauteur des billons (en  $\text{cm}$ ) et  $RS$  l'espacement des billons (en  $\text{cm}$ ).

$$Q = a \times (U^* - U_{\text{td}}^*) \times U^{*2} \quad (5)$$

avec  $Q$  le flux horizontal (en  $\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) et  $a$  un coefficient d'ajustement (en  $\text{g cm}^{-4} \text{s}^2$ ) tel que :

$$a = -3,10 \times 10^{-7} \times \frac{RH}{RS} + 1,39 \times 10^{-7} \quad (6)$$

Les équations (4), (5) et (6) sont utilisées uniquement dans le cas où l'outil de labour est le tiller ou le soc. En effet, l'utilisation de la déchaumeuse à disques pulvérise la surface du sol et on n'observe alors aucun billon. Les valeurs de  $RH$  et  $RS$  utilisées dans nos calculs sont présentées dans le Tableau 1.

**Tableau 1** : Caractéristiques géométriques des billons en fonction de l'outil de labour utilisé pour l'application des paramétrisations développées par Kardous *et al.* [2005a ;b].

Outil	RH (cm)	RS (cm)
Tiller	7,8	47,0
Soc	8,4	53,7

### 2.2.2 Les bases de données d'entrée du modèle d'érosion éolienne

La modélisation de l'érosion éolienne à l'échelle régionale repose sur la connaissance de deux jeux de données. Le premier doit permettre la caractérisation précise des états de surface ; le second doit fournir une estimation de l'élément moteur de l'érosion éolienne, le vent de surface, ainsi que de l'humidité du sol.

#### 2.2.2.1 Les propriétés de surface des sols

La base de données des états de surface pour le sud tunisien a été élaborée par Labiadh [2011]. Elle renseigne les propriétés de surface des sols notamment en lien avec l'usage du sol et l'outil de labour utilisé dans le cas des cultures pour les quatre gouvernorats du sud tunisien (Kébili, Gabès, Médenine et Tataouine) avec une maille de 10 km×10 km.

Pour chaque maille, on peut définir jusqu'à 11 états de surface du sol. Un état de surface du sol correspond à une combinaison donnée de la texture du sol, la distribution en taille des agrégats secs, la hauteur de rugosité lisse  $z_{0s}$ , la hauteur de rugosité aérodynamique  $Z_0$  et contient des informations sur l'usage du

sol et, dans le cas des surfaces cultivées, l'outil de labour.

La texture des sols et la distribution en taille des agrégats secs ont été cartographiées à partir de mesures in-situ effectuées par Labiadh *et al.* [2011].

La hauteur de rugosité aérodynamique  $Z_0$  (en cm) a été estimée à partir des observations satellitaires POLDER-1 (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances) suivant la méthode mise au point par Marticorena *et al.* [2004 ; 2006] à l'exception des surfaces cultivées avec un tiller ou un soc pour lesquelles elle a été calculée à partir de la paramétrisation développée par Kardous *et al.* [2005a] :

$$Z_0 = 1,2736 \times \frac{RH^2}{RS} - 0.005 \quad (7)$$

avec  $RH$  la hauteur du billon (en cm) et  $RS$  l'espacement entre deux billons (en cm). Les valeurs de  $RH$  et  $RS$  utilisées dans nos calculs sont les mêmes que celles utilisées dans le calcul du seuil d'érosion et du flux, reportées dans le Tableau 1.

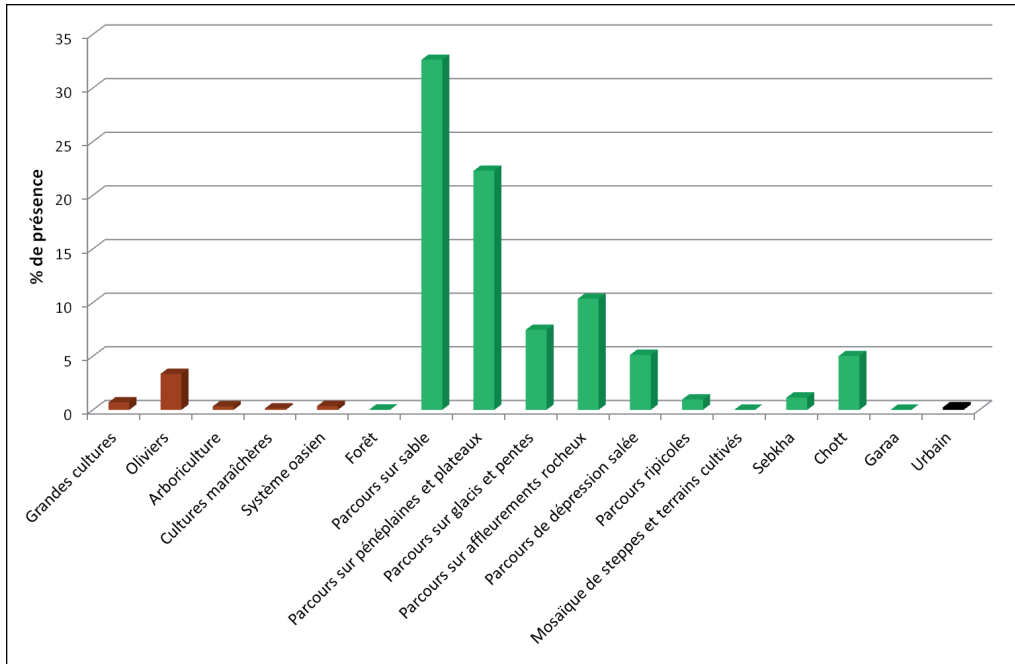
La hauteur de rugosité de la surface supposée lisse,  $z_{0s}$ , a été définie égale pour l'ensemble de la zone d'étude à la valeur du premier quartile de la hauteur de rugosité aérodynamique dérivée des mesures de POLDER pour l'ensemble des surfaces les plus lisses rencontrées dans la région étudiée (le parcours sur sable), soit  $z_{0s} = 4,810^{-3}$  cm.

La carte d'occupation des sols a été développée à partir de la base de données réalisée dans le cadre d'un projet national de mise au point d'une carte agricole pour l'ensemble du pays. Terminée en 2004, cette carte agricole est basée sur un Système d'Information Géographique (SIG) utilisé à l'échelle de chaque Commissariat Régional au Développement Agricole (CRDA). Cette carte est donc une compilation de documents regroupant toutes les cartes d'usage des sols disponibles pour chaque gouvernorat tunisien. Les cartes sont à une échelle de 1/100 000 pour le sud tunisien et fournissent pour chacun des quatre gouvernorats du sud une vision globale des terres agricoles, de leurs ressources, de leurs potentiels, de leurs atouts et des régions vulnérables. Compte tenu de ces informations,

environ 25 usages du sol différents sont initialement renseignés. Dans cette étude, centrée sur la quantification de l'érosion éolienne, nous avons simplifié l'information de base disponible en regroupant les zones cultivées en 5 types de cultures (cultures céréalières, oliveraies, cultures maraîchères, arboriculture et oasis), réduisant ainsi le nombre de classe d'usage du sol à 17. Ceci a été fait en conservant les distinctions utiles en termes de rugosité de surface ou de types de couvertures. A titre d'exemple, les palmeraies et étages associés ont été regroupés sous la classe « système oasien ».

Pour chaque type de cultures, un outil de labour a été défini en se basant sur des observations des pratiques locales. Ainsi, l'outil affecté aux cultures céréalières est le disque, celui affecté aux oliveraies, aux cultures maraîchères et à l'arboriculture le tiller, et celui affecté aux oasis le soc.

La Figure 1 présente la proportion de chaque type d'usage sur l'ensemble du domaine : la majorité du sud de la Tunisie (près de 85% de la zone d'étude) est constituée de zones de parcours, non cultivées.



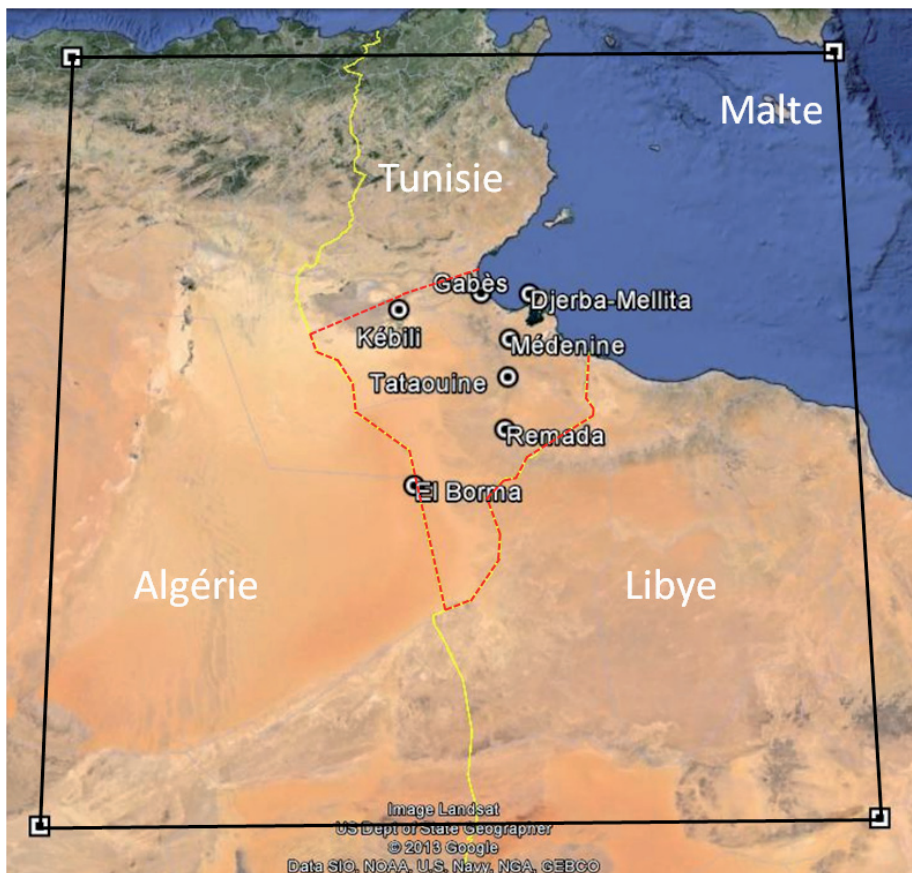
**Figure 1 :** Pourcentage que représente chaque classe d'occupation des sols sur le domaine d'étude. Le marron correspond aux classes d'occupation du sol de type « cultures », le vert à celles de type « sylvo-pastoral » et le noir à l'urbain.

### 2.2.2.2 Données météorologiques de surface

Les données météorologiques ont été calculées en utilisant le modèle de méso-échelle RAMS (Regional Atmospheric Modeling System, Cotton *et al.* [2003]). La simulation couvre l'ensemble de l'année 2008. Elle débute le 21 décembre 2007 à 0000TU, afin de permettre la mise à l'équilibre du modèle, et se termine le 1<sup>er</sup> janvier 2009 à 0000TU.

Le domaine modélisé (Fig. 2) est composé d'une grille centrée sur (32,2°N ; 9,75°E) qui s'étend environ de 27,6°N à 36,6°N et de 4,2°E à 15,3°E. La

résolution horizontale est 10 km×10 km. Le modèle compte 30 niveaux verticaux dont l'espacement entre deux niveaux augmente géométriquement depuis le sol jusqu'à 22 km au-dessus du sol. 10 niveaux verticaux sont utilisés entre 0 et environ 1 km au-dessus du sol afin de représenter au mieux la couche limite de surface, le premier niveau étant centré sur 23,9 m. Le vent à 10 m, nécessaire au calcul du flux d'érosion éolienne, est donc interpolé à partir de ce premier niveau en utilisant un profil logarithmique [Priestley, 1959]. Le modèle compte également 10 niveaux dans le sol répartis de -1 m à -1 cm.



**Figure 2** : Image Google Earth de la zone étudiée. Le cadre noir délimite le domaine sur lequel a été calculée la météorologie de surface. La ligne en pointillés délimite les gouvernorats étudiés. Les ronds localisent les stations météorologiques de l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie) utilisées pour la comparaison des vents à 10 m simulés et mesurés.

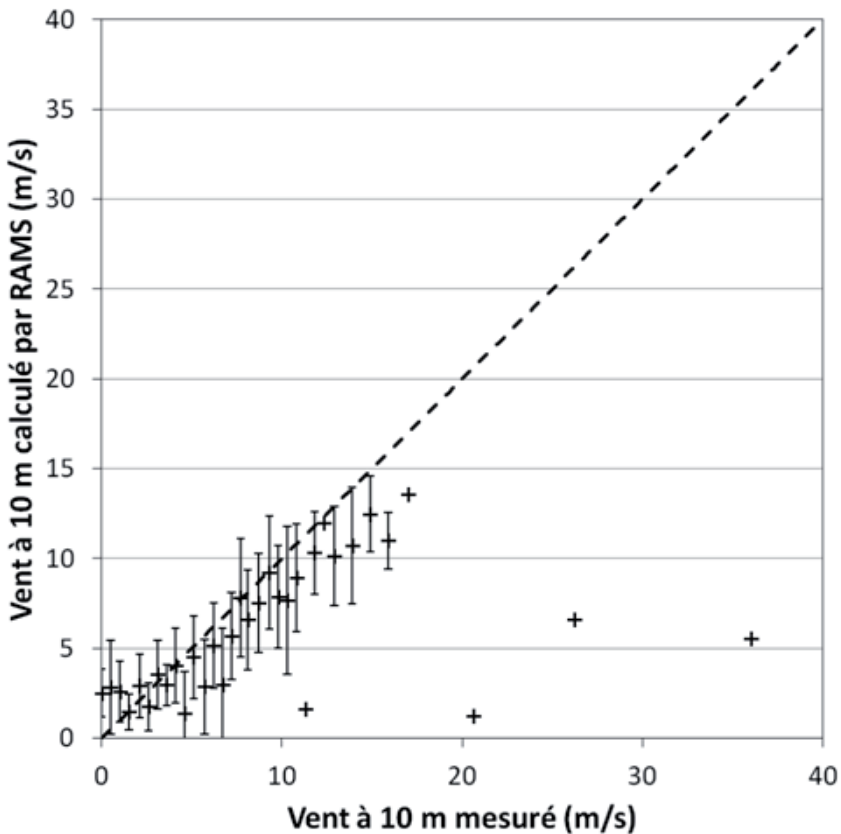
La Figure 3 présente une comparaison entre la vitesse du vent à 10 m mesurée aux stations météorologiques de l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie) qui se trouvent dans les gouvernorats étudiés et la vitesse du vent à 10 m simulée par RAMS. Le modèle reproduit dans l'ensemble de façon satisfaisante le vent à 10 m : la

grande majorité des valeurs simulées est dans la gamme des valeurs mesurées aux stations météorologiques. On peut cependant noter une tendance du modèle à sous-estimer les valeurs les plus fortes : les médianes de la vitesse du vent à 10 m simulée par RAMS sont systématiquement en dessous de la droite de pente 1 pour les valeurs



mesurées correspondantes à partir de  $8 \text{ m s}^{-1}$ . Les flux d'érosion éolienne étant proportionnels à la vitesse du vent à 10 m au cube dans le modèle DPM, cela suggère que les estimations réalisées dans ce travail seront sous-estimées. En particulier, le modèle météorologique

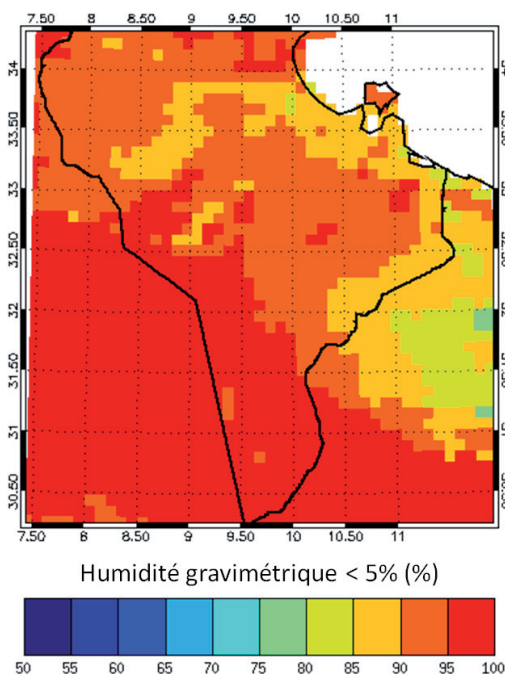
semble ne pas être capable de reproduire les vitesses de vent à 10 m supérieures à  $20 \text{ m s}^{-1}$ . Cette dernière observation reste cependant à confirmer, le nombre de cas concernés n'étant statistiquement pas représentatif (3 cas sur l'ensemble du jeu de données).



**Figure 3** : Médiane des vents à 10 m (en  $\text{m s}^{-1}$ ) simulés par RAMS aux stations de l'OMM localisées sur la Fig. 2 en fonction des vents à 10 m (en  $\text{m s}^{-1}$ ) mesurés. Les barres d'erreur représentent l'écart-type de chaque série. La droite en pointillés est la droite de pente 1.

Dans ces régions, l'humidité du sol est généralement très faible. Il n'existe à l'heure actuelle aucune donnée d'humidité du sol dont la précision soit suffisante à l'échelle considérée sur la région étudiée pour permettre la validation des humidités du sol simulées par le modèle. Le produit le plus précis disponible pour 2008 a une incertitude d'environ 5% (produit de niveau 2 humidité du sol d'ASCAT (Advanced SCATterometer) embarqué sur le satellite METOP (METeorological OPERational satellite) [e.g. Naeimi *et al.*, 2009]). Or, les humidités du sol que nous avons pu mesurer dans le sud de la Tunisie sont très souvent inférieures

à 5%. La validation du paramètre « humidité du sol » a donc consisté à s'assurer que le modèle RAMS est capable de simuler (i) une humidité gravimétrique de la surface du sol inférieure à 5% et (ii) à une fréquence raisonnable (plus de 50% de l'année). C'est ce que confirment les résultats présentés sur la Figure 4. Cette figure illustre également la capacité du modèle à reproduire de façon satisfaisante un gradient nord/sud marqué avec des fréquences où l'humidité gravimétrique de la surface du sol est inférieure à 5% les plus élevées (plus de 90% de l'année) sur le Grand Erg Oriental.



**Figure 4** : Fréquence annuelle (en %) pour laquelle l'humidité gravimétrique de la surface du sol est inférieure à 5% pour l'année 2008.

## 2. RÉSULTATS ET DISCUSSION

Le flux d'érosion éolienne simulé sur la zone étudiée est de  $6,78 \cdot 10^4$  Mt pour l'année 2008. Il n'existe à l'heure actuelle aucune mesure permettant de valider directement ce résultat. Même si les mesures réalisées à l'échelle de parcelles expérimentales par Labiadh *et al.* [2013] ne sont pas directement comparables aux flux calculés avec le modèle, elles peuvent néanmoins permettre d'estimer si l'ordre de grandeur des flux simulés pour les surfaces labourées est réaliste.

Les Tableaux 2 et 3 présentent respectivement les flux mesurés par Labiadh *et al.* [2013] entre mars et mai 2008 sur une parcelle expérimentale

(localisée à Dar Dahoui) labourée avec un tiller et les résultats obtenus avec le modèle sur un pixel correspondant à l'utilisation du tiller dans cette zone. Durant cette période, 5 événements ont été mesurés par Labiadh *et al.* [2013] et 5 ont été simulés. Cependant, seul l'événement du 8 avril est reproduit à la bonne date. En terme d'intensité, la comparaison des résultats présentés dans les Tableaux 2 et 3 permet de conclure que, compte tenu des incertitudes de mesures, le modèle reproduit dans l'ensemble l'ordre de grandeur des flux mesurés de façon satisfaisante, excepté pour l'événement simulé le 8 avril dont l'intensité est sous-estimée comparativement à l'ensemble des événements observés.

**Tableau 2 :** Flux d'érosion éolienne (en  $\text{g cm}^{-1} \text{ événement}^{-1}$ ) mesurés par Labiadh *et al.* [2013] sur une parcelle expérimentale labourée avec un tiller.

Date (2008)	23-24 mars	27-28 mars	7-8 avril	20 avril	17-19 mai
Flux d'érosion ( $\text{g cm}^{-1} \text{ événement}^{-1}$ )	62,9 ( $\pm 37$ )	91,3 ( $\pm 55$ )	446 ( $\pm 213$ )	103 ( $\pm 80$ )	55,3 ( $\pm 10$ )

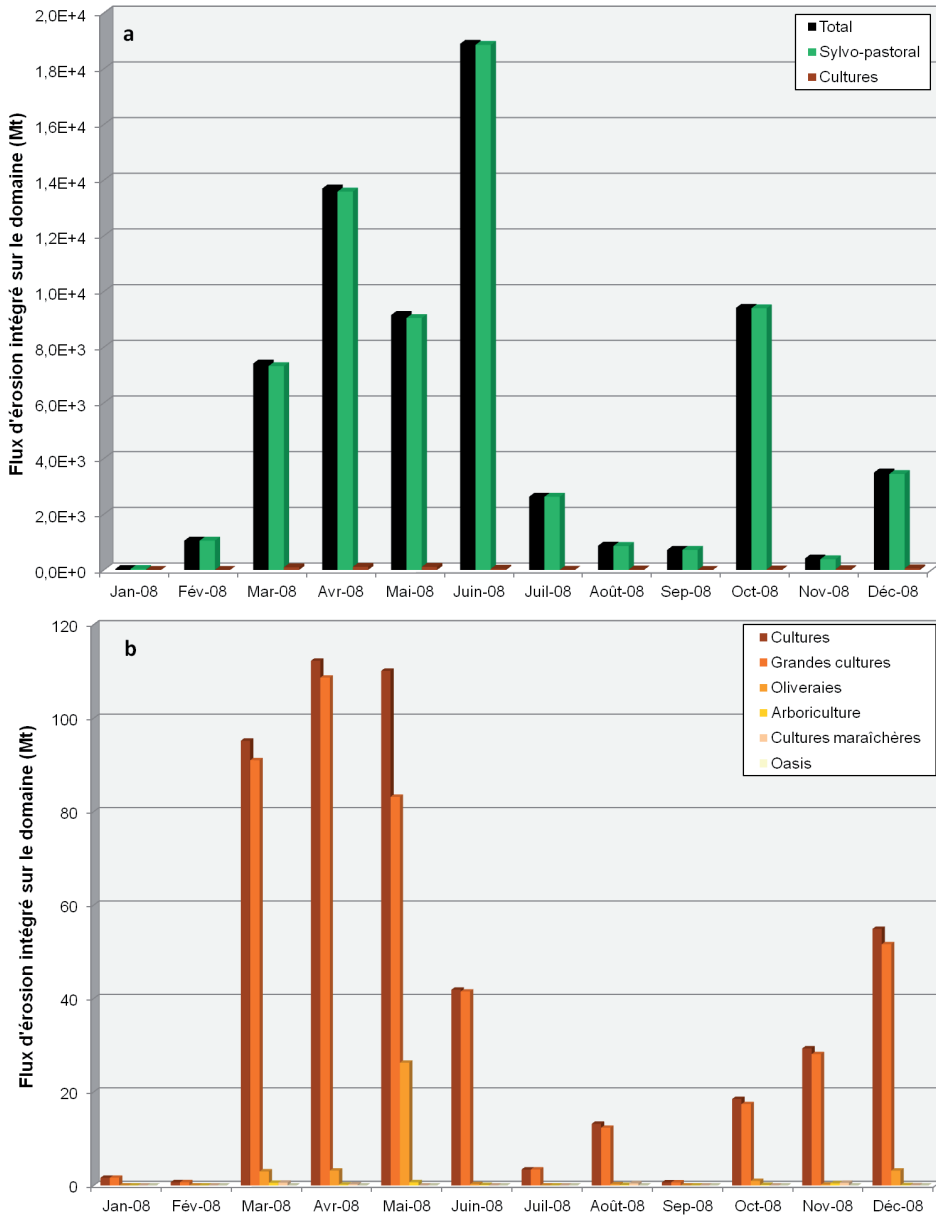
**Tableau 3 :** Flux d'érosion éolienne (en  $\text{g cm}^{-1} \text{ événement}^{-1}$ ) calculés dans cette étude sur un pixel correspondant à l'utilisation du tiller dans la région de Dar Dahoui.

Date (2008)	27 mars	31 mars	8 avril	8-9 mai	25 mai
Flux d'érosion ( $\text{g cm}^{-1} \text{ événement}^{-1}$ )	29,3	45,1	6,1	157	61,8

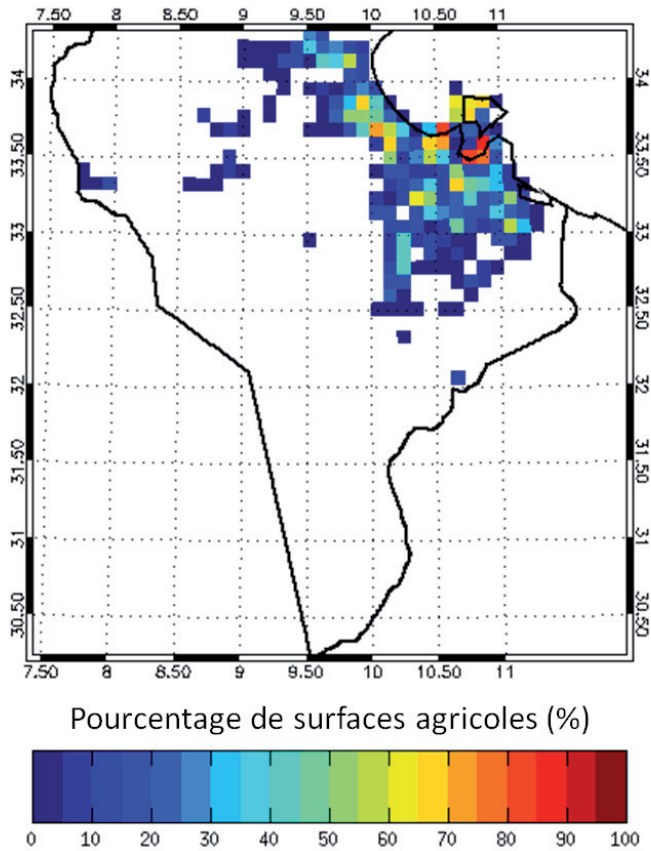
La Figure 5 présente les flux d'érosion éolienne mensuels intégrés sur l'ensemble des quatre gouvernorats étudiés en fonction de l'usage des sols. Cette figure met en évidence l'existence d'un cycle saisonnier marqué de l'érosion éolienne avec un maximum au printemps, en accord avec le cycle généralement observé dans cette région [e.g. Prospero *et al.*, 2002]. On peut également noter qu'il existe un décalage d'environ 2 mois du maximum simulé au printemps : ce maximum est simulé en avril pour les surfaces cultivées et en juin pour les surfaces sylvo-pastorales. Les surfaces cultivées se trouvent principalement dans la partie nord-ouest de la zone d'étude et près de la côte (Fig. 6). Venard [2012] a réalisé une étude climatologique (1979-2008) de la dynamique des vents et des modelés éoliens associés sur 4 stations du sud de la Tunisie (Gafsa, Kébili, Gabès et Médenine). Les résultats de cette étude ont montré que les régions côtières avaient une dynamique saisonnière du vent de surface et des déplacements potentiels sableux différente des régions situées plus à l'intérieur des terres : le

maximum est observé au mois d'avril pour les stations côtières (Médenine, Gabès) alors qu'il est observé aux mois de mai/juin pour les stations à l'intérieur des terres (Kébili, Gafsa). Nos résultats sont en accord avec ces observations.

La Figure 5 montre également que la très grande majorité (~ 99%) de l'érosion éolienne simulée se produit depuis les zones sylvo-pastorales, qui représentent près de 85% de la zone étudiée. Du point de vue des zones cultivées, l'érosion éolienne se produit principalement dans les champs de céréales (~ 91%), puis dans les oliveraies (~ 8%) bien que les oliveraies représentent une surface cultivée bien plus importante (respectivement 3,73% et 0,77% pour les oliveraies et les champs de céréales, Fig. 1). Ceci s'explique très probablement par l'outil de labour utilisé : dans les champs de céréales, il s'agit de la déchaumeuse à disques qui pulvérise la surface du sol, ce qui augmente l'érodabilité de la surface, alors que dans les oliveraies, on utilise le tiller qui crée des sillons, ce qui augmente la rugosité de la surface du sol et diminue son érodabilité.



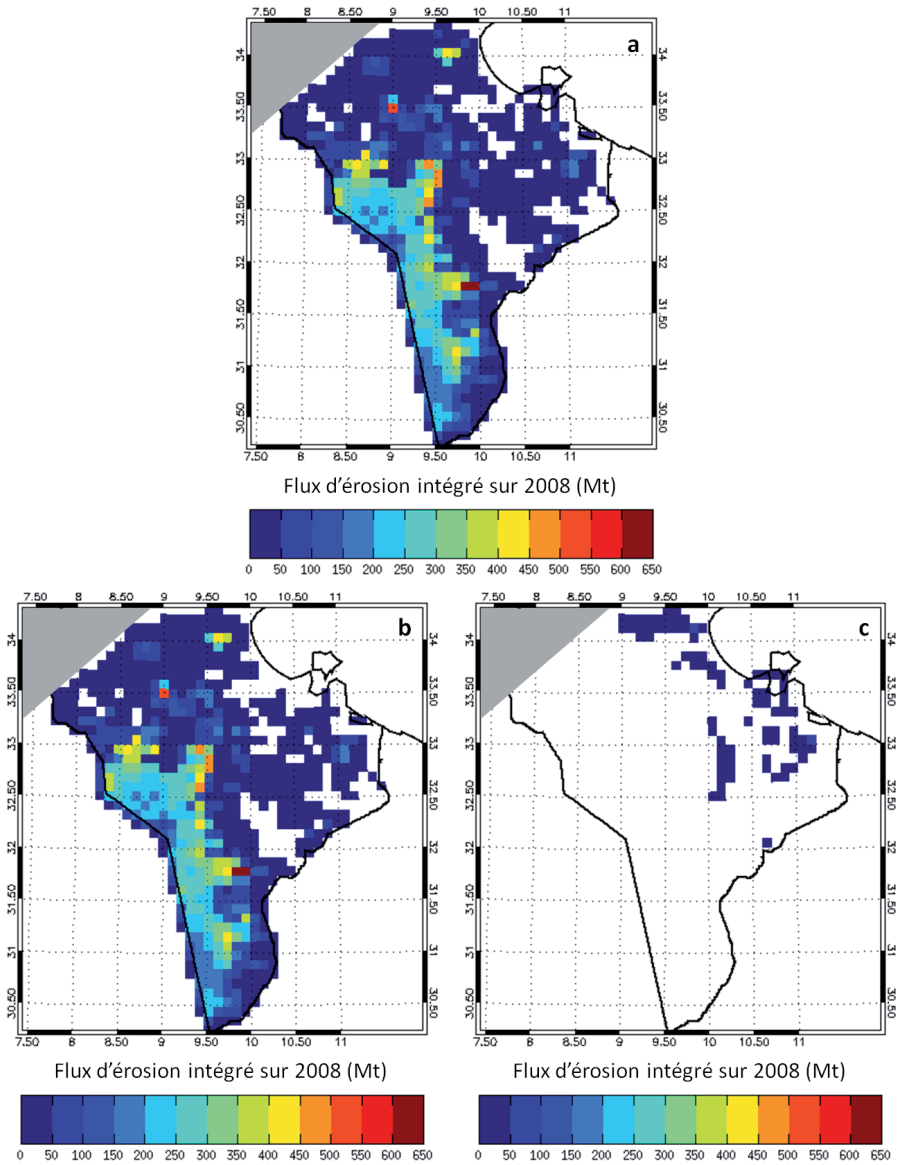
**Figure 5** : Flux d'érosion éolienne intégrée sur les 4 gouvernorats du sud de la Tunisie (en Mt) par mois sur l'année 2008 en fonction de l'usage des sols.



**Figure 6** : Localisation des surfaces agricoles (en pourcentage d'occupation par pixel) sur la zone d'étude.

La Figure 7 présente la répartition spatiale des flux d'érosion éolienne intégrée sur l'année 2008 et en fonction de l'usage des sols (sylvo-pastoral/cultivé). Elle montre que l'ensemble du sud tunisien est touché par le phénomène de l'érosion éolienne à l'exception des points culminants du massif du Dahar, les régions côtières de la plaine de la Jeffara, le sud de la plaine de l'Ouara. Cette figure confirme par ailleurs que la

majorité de l'érosion éolienne se produit sur les surfaces sylvo-pastorales (Fig. 7a) et plus particulièrement sur le Grand Erg Oriental. Cependant, si on regarde la contribution des surfaces cultivées au flux d'érosion éolienne total (Fig. 8), on s'aperçoit que, dans la région nord-est de la zone étudiée, celle-ci est loin d'être négligeable puisqu'elle peut dépasser 90% dans certains pixels.



**Figure 7** : Flux d'érosion (en Mt) intégré sur l'année 2008 (a) quel que soit l'usage du sol, (b) pour les surfaces sylvo-pastorales et (c) pour les surfaces cultivées.

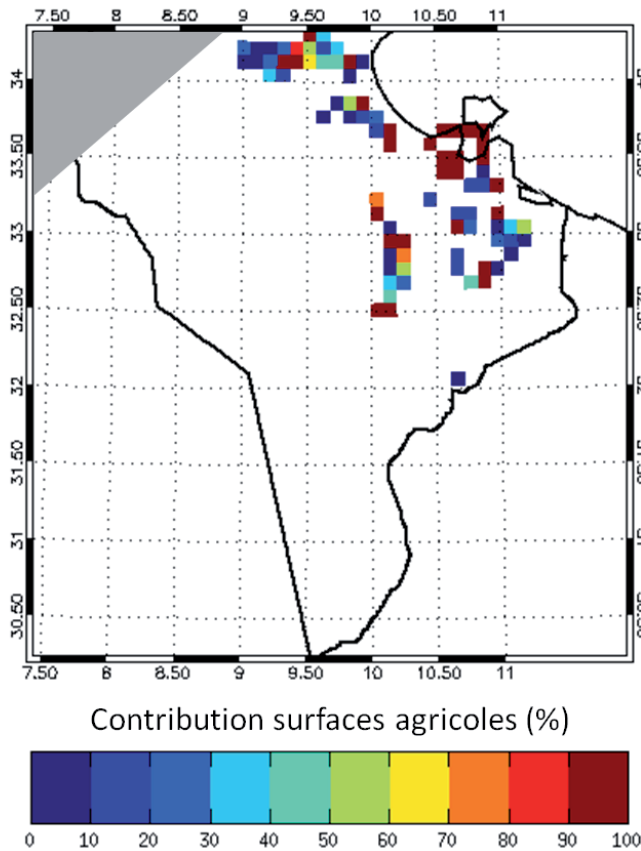


Figure 8 : Contribution (en %) des surfaces agricoles au flux total d'érosion éolienne pour l'année 2008.

### 3. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette étude présente une quantification de l'érosion éolienne à l'échelle du sud de la Tunisie. Elle suggère que ce phénomène touche l'ensemble de cette région et que la majorité de l'érosion éolienne se produit sur les zones de parcours qui représentent également la majorité du territoire étudié. Même si à l'échelle globale de la zone d'étude, la contribution des surfaces cultivées

au flux d'érosion éolienne semble négligeable, cette contribution peut devenir majoritaire dans la région nord-est de la zone d'étude, région où se trouve la majorité des surfaces cultivées. Parmi ces surfaces, les plus touchées par l'érosion éolienne sont les grandes cultures, puis les oliveraies bien que ces dernières représentent une surface cultivée plus importante.



Les estimations des flux d'érosion éolienne obtenues doivent cependant être nuancées pour plusieurs raisons. Tout d'abord, les vents très forts semblent difficilement reproduits par le modèle, ce qui peut conduire à une sous-estimation des flux calculés. Ensuite, l'encroûtement du sol n'a pas été pris en compte dans le calcul des flux d'érosion éolienne, ce qui peut conduire à une surestimation des flux calculés. En effet, sur des sols dont la texture est majoritairement sableuse, la prise en compte de l'humidité du sol peut diminuer de façon drastique l'érosion éolienne [e.g. Pierre *et al.*, 2012]. Enfin, la saisonnalité de la végétation, notamment pour les cultures céréalières et vivrières, n'est pas prise en compte, ce qui peut également conduire à une légère surestimation des flux calculés. En effet, les surfaces cultivées présentent un taux de couverture maximal de la surface du sol au printemps, période pendant laquelle sont observés les vents de surface les plus forts.

Les prochaines étapes de ce travail consistent d'une part à ajouter au modèle de nouvelles paramétrisations permettant de corriger ces limitations et d'autre part d'acquies des données de validation des flux d'érosion éolienne simulés à

l'échelle régionale afin de vérifier le degré de pertinence des simulations réalisées. Concernant ce dernier point, un certain nombre de stations de mesure des flux d'érosion éolienne sont en cours d'installation sur différents états de surface dans les gouvernorats étudiés.

### **Remerciements**

Ce travail fait partie du projet PEDO-COTESOF (Particle Emission and Deposition Over COMplex TERRain for SOil Fixation) financé par l'ANR (Agence Nationale de la Recherche) au travers d'un programme de recherche intitulé "Blanc International". Ce travail a également bénéficié d'un soutien du programme de coopération bilatérale France-Tunisie PHC (Partenariat Hubert Curien) UTIQUE. Ces travaux ont enfin bénéficié d'un accès aux moyens de calcul du CINES (Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur) au travers de l'allocation de ressources c2013016365 attribuée par GENCI (Grand Equipement National de Calcul Intensif). Les auteurs souhaitent également remercier C. Schmechtig et C. Pennanech pour leur soutien informatique.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Akrimi, N., M. Kardous, et H. Taamallah (1993), Mouvements de sable en relation avec la nature et la vitesse de certains outils de travail du sol en zones arides (étude d'un cas pratique), *Revue des Régions Arides*, 5, 35-57.
- Alfaro, S. C., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Maillé (1998), Mineral aerosol production by wind erosion: aerosol particle size and binding energies, *Geophysical Research Letters*, 25, 991-994.
- Cotton, W. R., R. A. Pielke Sr., R. L. Walko, G. E. Liston, C. J. Tremback, H. Jiang, R. L. McAnally, J. Y. Harrington, M. E. Nicholls, G. G. Cario, and J. P. McFadden (2003), RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 5-29.
- Chepil, W. S. (1951), Properties of soil which influence wind erosion: IV. State or dry aggregate structure, *Soil Science*, 72, 387-401.
- Fécan, F., B. Marticorena, and G. Bergametti (1999), Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas, *Annales Geophysicae*, 17, 149-157.
- Iversen, J. D., and B. R. White (1982), Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, 29, 111-119.
- Kardous, M., G. Bergametti, and B. Marticorena (2005a), Aerodynamic roughness length related to non-aggregated tillage ridges, *Annales Geophysicae*, 23, 3,187-3,193.
- Kardous, M., G. Bergametti, and B. Marticorena (2005b), Wind tunnel experiments on the effects of tillage ridge features on wind erosion horizontal fluxes, *Annales Geophysicae*, 23, 3,195-3,206.
- Labiadh, M. T. (2011), *Quantification de l'érosion éolienne sur des surfaces anthropisées: simulation des flux en masse à l'échelle des zones arides tunisiennes*, thèse de l'Université Paris Diderot, Paris, France.
- Labiadh, M., G. Bergametti, B. Attoui, and S. Sekrafi (2011), Particle size distributions of South Tunisian soils erodible by wind, *Geodinamica Acta*, 24, 37-47.
- Labiadh, M., G. Bergametti, M. Kardous, S. Perrier, N. Grand, B. Attoui, S. Sekrafi, and B. Marticorena (2013), Soil erosion by wind over tilled surfaces in South Tunisia, *Geoderma*, 202-203, 8-17.
- Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, P. Chazette, F. Maignan, and C. Schmechtig (2005), Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products, *Journal of Geophysical Research*,

110, D18S04, doi:10.1029/2004JD005013.

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

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

- Marticorena, B., and G. Bergametti (1995), Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil-derived dust emission scheme, *Journal of Geophysical Research*, 100(D8), 16,415-16,430.

- Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé, and M. Legrand (1997), Modeling the atmospheric dust cycle: 2- Simulation of Saharan dust sources, *Journal of Geophysical Research*, 102(D4), 4,387-4,404.

- Marticorena, B., P. Chazette, G. Bergametti, F. Dulac and M. Legrand (2004), Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *International Journal of Remote Sensing*, 25, 603-626.

- Marticorena, B., M. Kardous, G. Bergametti, Y. Callot, P. Chazette, H. Khatteli, S. Le Hégarat-Masclé, M. Maillé, J. L. Rajot, D. Vidal-Madjar, and M. Zribi (2006), Surface and aerodynamic roughness in arid and semiarid areas and their relation to radar backscatter coefficient, *Journal of Geophysical Research*, 111, F03017, doi:10.1029/2006JF000462.

- Naeimi, V., K. Scipal, Z. Bartalis, S. Hasenauer, and W. Wagner (2009), An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and METOP scatterometer observations, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(7), 1999-2013.

- Pierre, C., G. Bergametti, B. Marticorena, E. Mougin, C. Bouet, and C. Schmechtig (2012), Impact of vegetation and soil moisture seasonal dynamics on dust emissions over the Sahel, *Journal of Geophysical Research*, 117, D06114, doi:10.1029/2011JD016950.

- Priestley, C. H. B. (1959), Turbulent transfer in the lower atmosphere, University of Chicago Press, 130 pp.

- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill (2002), Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Reviews of Geophysics*, 40(1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095.

*Christel BOUET, Mohamed Taieb LABIADH, Gilles BERGAMETTI, Badie ATTOUI,  
Benoit LAURENT, Béatrice MARTICORENA, Jean Louis RAJOT et Houcine KHATTELI*

---

- Venard, C. (2012), *La morphodynamique éolienne en régions sèches - Des échelles spatiales et temporelles aux outils*, thèse de l'Université Lumière Lyon 2, Lyon, France.



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

**Caroline PIERRE<sup>1,2</sup>, Gilles BERGAMETTI<sup>1</sup>, Béatrice MARTICORENA<sup>1</sup>,  
Christel BOUET<sup>1,3</sup>, Catherine SCHMECHTIG<sup>1</sup> et Eric MOUGIN<sup>2</sup>**

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

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

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

[caroline.pierre@get.obs-mip.fr](mailto:caroline.pierre@get.obs-mip.fr)

### **RÉSUMÉ**

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

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

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

## **SUMMARY**

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

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

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

## 1. INTRODUCTION

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

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

La région du Sahel est marquée par une pluviométrie saisonnière due à la mousson, qui s'étend environ de juin à octobre et s'accompagne d'un développement du couvert végétal. De plus, la zone sahélienne présente un fort gradient pluviométrique Nord-Sud de l'ordre de 1mm/km (les zones plus humides étant au Sud) [Lebel et Ali, 2009]. Les propriétés de la surface

présentent donc à la fois une très forte variabilité temporelle et spatiale. De plus, le Sahel est soumis à une forte pression anthropique, et il semble très probable que les activités humaines comme la mise en culture accentue les émissions de particules terrigènes [e.g. Rajot, 2001].

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

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



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

## 2. PRINCIPES PHYSIQUES

Les grains du sol peuvent être mis en mouvement sous l'action du vent si la force que celle-ci exerce sur eux est suffisante : autrement dit l'érosion éolienne, et par conséquent l'émission de particules terrigènes, est un phénomène à seuil. L'action du vent sur la surface

est généralement quantifiée par la vitesse de friction  $U^*$  ; cette dernière doit donc être supérieure à une vitesse de friction seuil  $U_t^*$  pour entraîner l'érosion éolienne [Bagnold, 1941]. Dans le cas d'une surface dépourvue d'obstacle, Marticorena et Bergametti [1995] ont proposé une formulation empirique de la vitesse de friction seuil  $U_{is}^*$  selon le nombre de Reynolds  $R$ , pour une taille de grain donnée (diamètre  $D_p$ ) :

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

si  $0.03 < R < 10$

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

si  $R > 10$

où  $\rho_p$  (en  $\text{g cm}^{-3}$ ) est la densité de la particule,

$\rho_a$  (en  $\text{g cm}^{-3}$ ) est la densité de l'air,

0,006 est en  $\text{g cm}^{0.5} \text{s}^2$ ,

$a_1 = 1331$ ,

$a_2 = 0,38$ ,

$a_3 = 1,56$ ,

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

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

fraction efficace  $f_{eff}$  :

$$f_{eff}(Z_0, z_{0s}) = 1 - [ \ln(Z_0/z_{0s}) / \ln(0.35 (10/z_{0s})^{0.8}) ] \quad (2)$$

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

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

telle que :

$$U_t^*(D_p, Z_0, z_{0s}) = f_w U_{ts}^*(D_p, z_{0s}) / f_{eff}(Z_0, z_{0s}) \quad (3)$$

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

$$U_{tw}^* / U_{td}^* =$$

$$\left\{ \begin{array}{l} 1 \quad \text{si } w < w_0 \\ [1 + 1.21(w-w_0)^{0.68}]^{0.5} \quad \text{si } w > w_0 \end{array} \right.$$

(4)

où  $w$  est l'humidité gravimétrique de la couche superficielle du sol (en %),

et  $w_0$  est l'humidité gravimétrique résiduelle de la couche superficielle du sol, estimée à partir de sa teneur en argile (en %).

Lorsque le seuil d'érosion est atteint, les particules entrent en mouvements et forment le flux horizontal  $G$  que Marticorena et Bergametti [1995]

propose de calculer suivant White [1979] :

$$G = E (\rho_p / g) U^{*3} \Sigma_{Dp} [1 + U_t^*(D_p, Z_0, z_{0s}) / U^*] [1 - U_t^*(D_p, Z_0, z_{0s})^2 / U^{*2}] dS_{rel}(D_p) \quad (5)$$

où  $E$  est la fraction de surface érodable, et  $S_{rel}$  la proportion de surface de la population de grains de diamètre  $D_p$ .

Lorsqu'ils retombent sur la surface, ces grains peuvent briser des agrégats, permettant alors à des particules fines (typiquement d'un diamètre inférieur à 20  $\mu\text{m}$ ) d'entrer en mouvement puis d'être transportées sur de longues distances : elles constituent le flux vertical  $F$ . Le rapport entre flux vertical et flux horizontal dépend de la disponibilité en particules fines du sol ; par conséquent Marticorena et Bergametti [1995] ont proposé de l'estimer à partir de sa teneur en argile comme suit :

$$\alpha = F / G = 10^{[0.134 (\%arg) - 6]} \quad (6)$$

Si des paramétrisations empiriques existent entre les propriétés géométriques des obstacles (comme les buissons ou les cailloux) et la rugosité aérodynamique qu'ils induisent, cela n'est pas le cas pour le couvert herbacé. Par conséquent, la relation empirique proposée par Marticorena et al. [2006] à partir de l'étude de buissons en Tunisie a été

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

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

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

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

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

$$\left\{ \begin{array}{l} h \ 10^{(1.31 \log(\lambda) - 0.66)} \text{ si } \lambda < 0,041 \\ \text{et } h > 0 \\ Z_0 = h \ 10^{(-1.16)} \text{ sinon.} \end{array} \right. \quad (8)$$

### 3. MÉTHODOLOGIE

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

modèles de la variabilité pluriannuelle.

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

### 4. DONNÉES

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

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

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

La texture est également une donnée nécessaire pour estimer la quantité d'eau disponible dans le sol pour le couvert végétal. Cette grandeur a été estimée ici à partir de la base de données HWSD (Harmonized World Soil Database), établie à partir de cartes de la FAO (Food and Agriculture Organization) et de l'IIASA (International Institute for Applied System Analysis) [FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2009]. La granulométrie doit également être décrite pour déterminer la distribution en tailles de particules formant les flux

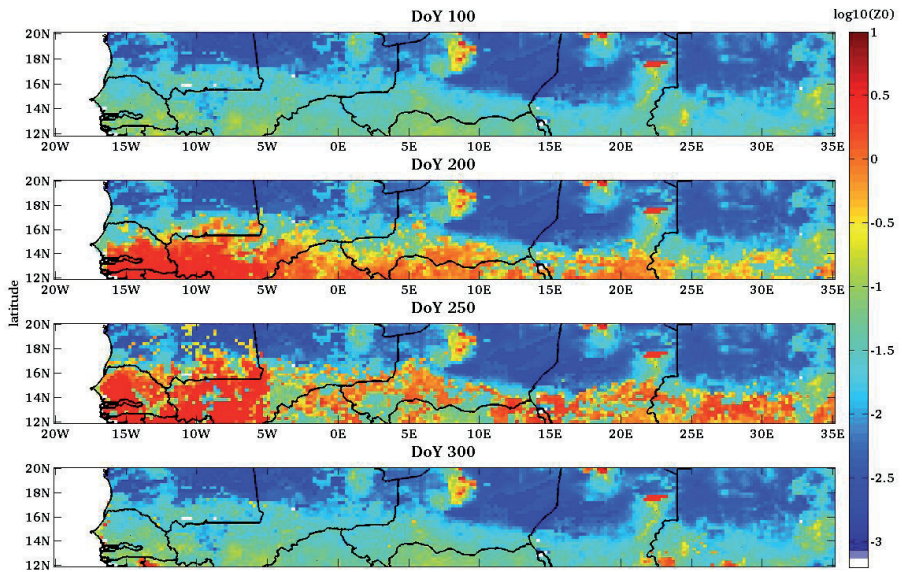
horizontal  $G$  et vertical  $F$  : l'approche géomorphologique, développée par Marticorena et al. [1997] et Callot et al. [2000] puis étendue spatialement par Laurent et al. [2008], a donc été utilisée ici. Elle permet également de déterminer la hauteur de rugosité lisse  $z_{0s}$  à partir du diamètre de la population granulométrique la plus grossière  $D_p$  :  $z_{0s} = D_p / 30$  [Nikuradse, 1933]. La hauteur de rugosité aérodynamique de la surface (en l'absence de végétation) a quant à elle été estimée à partir des fonctions de distribution de réflectance bidirectionnelle (BRDF) du radiomètre POLDER-1 (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance) suivant Marticorena et al. [2004] et Laurent et al. [2008].

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

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

Prévisions Météorologiques à Moyen Terme) ou bien le NCEP (National Center for Environmental Prediction). Colarco *et al.* [2002] ont observé que ces deux bases de données peuvent différer fortement. Néanmoins, Koren and Kaufman [2004] ont estimé des vitesses de vent à partir d'observations satellitaires d'un panache de particules désertiques sahariennes qui se sont

avérées nettement supérieures à celles fournies par le NCEP. Dans cette étude, nous avons donc retenu les champs analysés du vent à 10 m fournis par le CEPMMT. La vitesse de friction correspondante est alors estimée en supposant que le vent suit un profil logarithmique entre cette altitude et la surface.



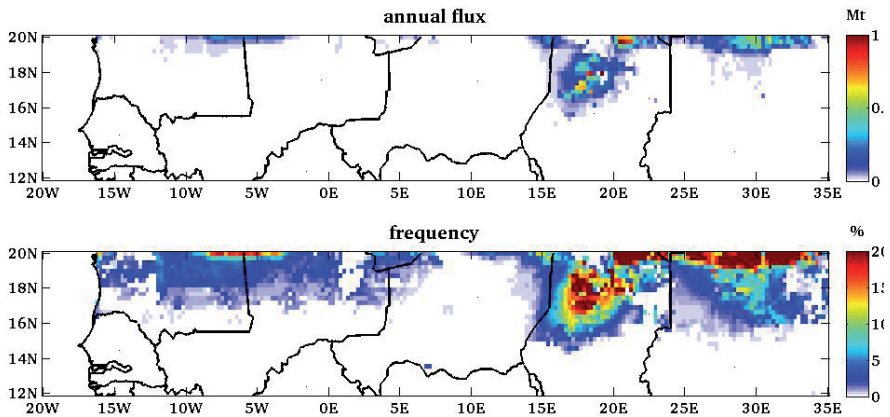
**Figure 1 :** Rugosité aérodynamique de la surface (en cm) en échelle logarithmique, prenant en compte la rugosité aérodynamique en l'absence de végétation et la dynamique de la végétation herbacée saisonnière telle que simulée par le modèle STEP, utilisant le produit satellitaire de pluie TRMM3B42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

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

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

Les principales zones sources d'aérosols minéraux dans cette simulation sont essentiellement deux grandes structures

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



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

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

A l'échelle pluriannuelle, les quantités totales d'aérosols émis varient fortement sur la période 2004-2007 (*Tableau 1*). De manière générale, pendant cette période de 4 années, les flux d'émission annuels augmentent au cours du temps, d'environ 100 Mt pour 2004 et 2005 à près de deux fois plus (196 Mt) en 2006

et 4 fois plus (382 Mt) en 2007. L'année 2007 est de loin la plus émissive, notamment en raison des fréquences de vents forts (typiquement une valeur supérieure à 7 m/s à 10 m de haut) qui sont plus élevées cette année là [*Pierre et al., 2012*].

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

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

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

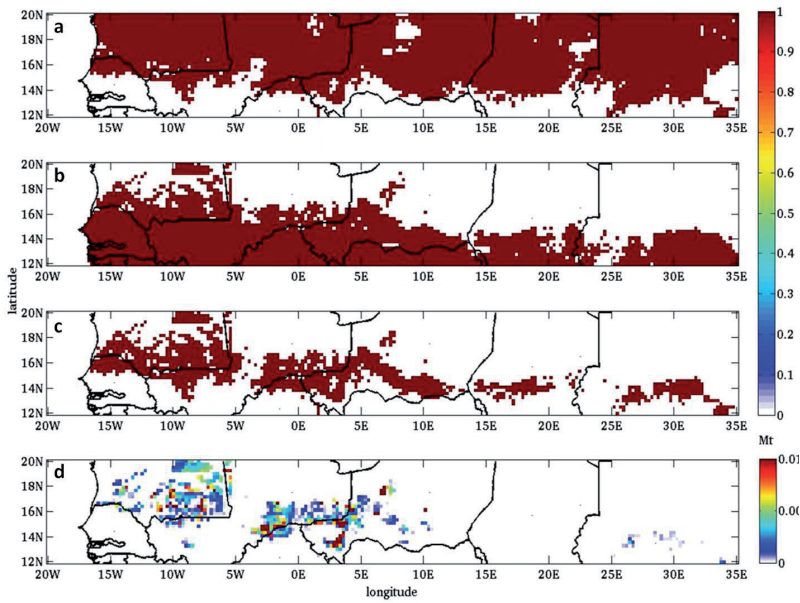
du capteur OMI (Ozone Monitoring Instrument) à bord du satellite Aura de la NASA (National Aeronautic and Space Administration) dans le domaine ultra-violet [cf. *Pierre et al., 2012*].

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

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

La *Figure 3c* fait ainsi clairement apparaître une frange géographique où se développe un couvert végétal saisonnier et où ont également lieu des émissions d'aérosols minéraux. Par la suite, on nommera cette zone

« frange émissive saisonnièrement végétalisée ». Cette frange présente une légère orientation nord-ouest/sud-est induite par la structure du champ de végétation sahélien, c'est-à-dire par le champ de précipitation. De plus, elle va s'amincissant d'ouest en est. Ces caractéristiques se retrouvent chaque année au cours de la période 2004-2007. L'évaluation des bilans est alors menée uniquement sur cette zone par la comparaison du flux annuel avec et sans végétation saisonnière et humidité superficielle du sol (*Tableau 2*).



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

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



La surface de la frange émissive saisonnièrement végétalisée augmente au cours des quatre années étudiées de 200 000 km<sup>2</sup> en 2004 à près de 1 000 000 km<sup>2</sup> en 2007. Ceci est lié aux régimes de vent distincts pour ces différentes années ainsi qu'au développement du couvert végétal saisonnier. Les émissions de particules

terrigènes depuis cette surface varient alors de moins de 1 Mt en 2004 à plus de 20 Mt en 2007, sans tenir compte de la végétation saisonnière et de l'humidité superficielle du sol. La diminution du flux d'émission annuel, en masse, due au couvert végétal saisonnier et à l'humidité de la couche superficielle du sol sur la frange varie alors de 20 à 35%.

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

Année	Surface de la frange (km <sup>2</sup> )	Sans végétation saisonnière Sans humidité du sol (Mt)	Avec végétation saisonnière Avec humidité du sol (Mt)	Inhibition en masse
2004	2,1 10 <sup>5</sup>	0,7	0,5	29%
2005	3,0 10 <sup>5</sup>	4,6	3,0	35%
2006	5,3 10 <sup>5</sup>	5,2	3,8	32%
2007	9,9 10 <sup>5</sup>	20,5	16,3	20%

## 5. CONCLUSION

Une approche par modélisation a été proposée dans cette étude pour quantifier les émissions de particules terrigène en région semi-aride sahélienne et leur variabilité interannuelle sur une période récente. Le modèle utilisé [*Martcorena et Bergametti, 1995*] repose sur une description explicite des processus physiques mis en jeu. Une grandeur essentielle de ce modèle est la vitesse de friction seuil exercée par le vent sur la surface, au-delà de laquelle les grains du sol sont mis en mouvement. Cette vitesse de friction seuil dépend de divers facteurs : la granulométrie du sol, les éléments de rugosité et l'humidité de la couche superficielle du sol. De plus, la

prise en compte des éléments de rugosité concerne non seulement les obstacles « statiques » (cailloux, végétation pérenne) mais aussi « dynamiques » (couvert végétal saisonnier).

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

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

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

Cependant, les émissions d'aérosols terrigènes en zone sahélienne ont lieu principalement sous l'action de forts coups de vents associés généralement au passage de systèmes convectifs de méso-échelle [Rajot, 2001 ; Marticorena et al., 2010], qui sont des événements intenses et brefs localement, difficilement reproduits par des modèles météorologiques tels que celui du CEPMMT, dont les analyses ont été utilisées ici. Un point crucial d'amélioration de ce type d'étude consistera donc en une meilleure caractérisation de ces champs de vent, par exemple par l'usage de modèles météorologiques d'échelle régionale ou encore par l'utilisation de paramétrisations appropriées pour

représenter la variabilité sous-maille des vents à partir des grandeurs des modèles météorologiques de grande échelle. A l'heure actuelle, ces modèles présentent cependant de fortes contraintes, notamment en termes de temps de calcul. Par ailleurs, il convient de rappeler ici que la paramétrisation de la hauteur de rugosité de la surface en fonction des caractéristiques du couvert végétal repose sur des hypothèses critiquables. En effet, la répartition de la végétation en « patches » de 5 mètres de diamètre est raisonnable au vu des observations de terrain, mais ne peut décrire précisément la structure réelle de la végétation, qui peut notamment varier selon la microtopographie au sein d'une maille.

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

## Remerciements

Nous tenons à remercier le comité d'organisation du Colloque international «*Erosion éolienne dans les régions arides et semi-arides africaines : processus physiques, métrologie et techniques de lutte*», qui s'est tenu à Djerba du 12 au 14 novembre 2013 à l'initiative de l'Institut des Régions Arides, dans le cadre duquel ces travaux

ont été présentés. Nous remercions le programme de recherche CAVIARS (ANR-12-SENV-0007-01) de l'Agence Nationale de Recherche pour son soutien financier à la venue de Caroline PIERRE au colloque. Nous remercions également le *Journal of Geophysical Research* et *John Wiley & Sons, Inc.* pour l'autorisation de reproduire les trois figures que comprend le présent article.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bagnold, R.A., 1941: The physics of blown sand and desert dunes, *Methuen*, London, 265pp.
- Callot, Y., B. Marticorena and G. Bergametti, 2000: Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: Application to the Sahara desert, *Geodinamica Acta*, **13**, 245-270.
- Colarco, P.R., O.B. Toon, O. Torres and F.J. Rasch, 2002: Determining the UV imaginary part of refractive index of Saharan dust particles from TOMS data and a three dimensional model of dust transport, *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.129/2001JD000903.
- FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC, 2009: Harmonized World Soil Database (version 1.1). *FAO*, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.
- Fécan, F., B. Marticorena and G. Bergametti, 1999: Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for semi arid areas, *Ann. Geophys.*, **17**, 149-157.
- Ginoux, P., J.M. Prospero, O. Torres and M. Chin, 2004: Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation, *Environ. Model. Software*, **19**, 113-128.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, D.T. Bolvin, G. Gu, E.J. Nelkin, K.P. Bowman, Y. Hong, E.F. Stocker and D.B. Wolff, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeorol.*, **8**, 38-55.
- Hsu, N. C., S.-C. Tsay, M. D. King, and J. R. Herman, 2004: Aerosol properties over bright-reflecting source regions, *IEEEET, Geosci. Remote*, **42(3)**, 557-569.
- Hsu, N. C., S.-C. Tsay, M. D. King, and J. R. Herman, 2006: Deep blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia, *IEEEET, Geosci. Remote*, **44(11)**, 3180-3195.

- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*.
- Jickells, T.D., Z.S. An, K.K. Andersen, A.R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J.J. Cao, P.W. Boyd, R.A. Duce, K.A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. laRoche, P.S. Liss, N. Mahowald, J.M. Prospero, A.J. Ridgwell, I. Tegen and R. Torres, 2005: Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate, *Science*, **38**, doi: 10.126/science.1105959.
- Koren, I. and Y.J. Kaufman, 2004: Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06122, doi:10.129/2003GL019338.
- Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti and F. Mei, 2006: Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts, *Global Planet. Change*, **52**, 121-141.
- Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, J. F. Léon and N. M. Mahowald, 2008: Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database, *J. Geophys. Res.*, **113**, D14218, doi:10.1029/2007JD009484.
- Lebel, T. and A. Ali, 2009: Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990 - 2007), *J. Hydrol.*, **375(1-2)**, 52-64.
- Mahowald N.M., G.D. Rivera Rivera and C. Luo, 2004: Comment on « Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission » by I. Tegen et al., *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi: 10.1029/2004GL021272.
- Marticorena, B. and G. Bergametti, 1995: Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil derived dust production scheme, *J. Geophys. Res.*, **100**, 16415-16430.
- Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé and M. Legrand, 1997: Modeling the atmospheric dust cycle: 2-Simulations of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, **102**, 4387-4404.
- Marticorena, B., P. Chazette, G. Bergametti, F. Dulac and M. Legrand, 2004: Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *Int. J. Remote Sensing*, **25**, 603-626.
- Marticorena, B., M. Kardous, G. Bergametti, Y. Callot, P. Chazette, H. Khatteli, S. Le Hegarat-Masclé, M. Maille, J-L Rajot, D. Vidal-Madjar and M. Zribi, 2006: Surface and aerodynamic roughness in arid and semiarid areas and their relation to radar backscatter coefficient, *J. Geophys. Res.*, **111**, F03017, doi: 10.1029/2006JF000462.

- Marticorena, B., B. Chatenet, J. L. Rajot, S. Traoré, M. Coulibaly, A. Diallo, I. Koné, A. Maman, T. NDiaye and A. Zakou, 2010: Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa: Analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect, *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 8899-8915.
- Mbourou, G.M., J.J. Bertrand and S.E. Nicholson, 1997: The diurnal and seasonal cycle of wind-borne dust over Africa north of the equator, *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 868-882.
- Mougin, E., D. Lo Seen, S. Rambal, A. Gaston and P. Hiernaux, 1995: A regional sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. I: Model description and validation, *Remote Sens. Environ.*, **52**, 181-193.
- Nikuradse, J., 1933: Laws of flow in rough pipes (1950 translation), *Tech. Rep. Technical Memorandum N°1292*, National Advisory Committee on Aeronautics, Washington, DC.
- Pierre, C., G. Bergametti, B. Marticorena, E. Mougin, T. Lebel, and A. Ali, 2011: Pluriannual comparisons of satellite-based rainfall products over the Sahelian belt for seasonal vegetation modeling, *J. Geophys. Res.*, **116**, D18201, doi: 10.1029/2011JD016115.
- Pierre, C., Mougin, E., Marticorena, B., Bergametti, G., Bouet, C. and Schmechtig, C., 2012: Impact of vegetation and soil moisture seasonal dynamics on dust emissions over the Sahelian belt in West Africa, *J. Geophys. Res.*, doi: 10.1029/2011JD016950.
- Prospero, J.M., P. Ginoux, O. Torres, S.E. Nicholson and T.E. Gill, 2002: Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, **40**, 1, 1-31.
- Rajot, J. L., 2001: Windblown sediment mass budget of Sahelian village land units in Niger, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 172,523–531, doi: 10.2113/172.5.523.
- Tegen, I. and I. Fung, 1995: Contribution to the atmospheric mineral load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, **100**(D9), 18707-18726.
- Tegen, I., M. Werner, S.P. Harrison and K.E. Kohfeld, 2004: Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05105, doi: 10.1029/2003GL019216.
- Wang Y., A. F. Stein, R. R. Draxler, J. D. De la Rosa, and X. Zhang, 2011: Global sand and dust storms in 2008: Observation and HYSPLIT model verification, *Atmos. Environ.*, **45**, 6368-6381.
- White, B.R., 1979: Soil transport by wind on Mars, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4643-4651.

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

---

### **SESSION 3 :**

#### **Techniques de lutte contre l'érosion éolienne**

- Impacts des extensions oléicoles sur l'amplification de l'érosion éolienne dans le sud tunisien et certaines mesures de lutte préventive (*M. Abichou & M. T. Labiadh*)
- Lutte biologique contre les accumulations sableuses dans la Tunisie Aride (*T. Abdelkebir & A. Ferchichi*)
- Evaluation d'un projet de fixation de dunes dans une steppe sud-algéroise : Moyen de lutte contre l'ensablement et amélioration de la productivité pastorale (*A. Adamou et al.*)
- Etude des effets de l'application de boues d'épuration urbaines sur un sol érodé cultivé dans la région de Laghouat (*A. Boutmedjet et al.*)
- Techniques to Control Wind Erosion in Libya (*B. Nwer*)





## **Impacts des extensions oléicoles sur l'amplification de l'érosion éolienne dans le sud tunisien et certaines mesures de lutte préventive**

**Mounir ABICHOU<sup>1</sup> et Mohamed LABIADH<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut de l'Olivier, Zarzis - Tunisie

<sup>2</sup>Institut des Régions Arides de Médenine- Tunisie

### **RÉSUMÉ**

La filière oléicole dans le sud tunisien constitue encore un objet de spéculation important par ses multiples implications sociales, culturelles, économiques et écologiques. Bien que l'aridité climatique et édaphique et la fragilité du milieu constituent une contrainte à la productivité du secteur, la région du sud tunisien dispose de nombreux atouts. C'est dans ce cadre que l'Institut de l'Olivier a mené, en étroite collaboration avec l'Institut des Régions Arides de Médenine, des actions de recherches ayant pour objectifs d'améliorer la productivité de l'olivier et d'assurer la durabilité du secteur. Ces travaux ont été focalisés principalement sur (1) l'amélioration des techniques culturales relatives aux travaux du sol pour réduire le phénomène d'érosion éolienne et la perte en sol et (2) l'épandage de la margine pour améliorer le statut organique des sols sableux initialement très faible.

Mots-clés : oliviers, sud tunisien, érosion éolienne, margine, mesures de lutte

### **SUMMARY**

In South Tunisia, the olive trees orchards remain an important speculation by their multiple social, cultural, economic and ecological implications. Despite the aridity of climate and the fragility of this environment constitute a constraint to the productivity of the olive tree sector, the southern-Tunisian regions have many advantages.

In this context, the Olive Tree Institute led, in close collaboration with the Arid Regions Institute, several research actions in order to improve the productivity and to assure the durability of this agricultural sector. This work was mainly focused on the improvement of the technical practices relative to soil tilling in order (1) to reduce the wind erosion phenomenon and the soil loss and (2) the mulching of the "margine", the olive mill waste water, to improve the organic matter content of the sandy soils that is initially very weak.

Key words: olive trees, south of Tunisia, wind erosion, margine, control measures

## **1. INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUES**

L'olivier est par excellence l'arbre de la Tunisie, celui qui valorise les terres du centre et du Sud comme celles des zones littorales et les vallées du Nord. Il continue à jouer un rôle de premier plan dans l'économie agricole de la Tunisie compte tenu de son impact sur la balance commerciale, sur l'emploi, ainsi que sur l'atténuation de l'exode rural. Cette importance peut être illustrée par le fait que plus de 57 millions d'oliviers sont répartis sur 1.4 millions d'hectares, soit le tiers des terres labourables du pays. Ce qui place la Tunisie au quatrième rang des pays producteurs.

Dans le sud est tunisien, à bioclimat aride (100-200 mm de précipitation par an), on assiste à une extension des cultures aux dépens du pâturage. Parmi ces cultures, celle de l'olivier tient une place prépondérante. Dans le gouvernorat de Médenine, on comptait déjà en 2010 un effectif d'environ 4,5 millions pieds (CRDA Médenine). Toutefois, dans cette région, l'oléiculture se heurte à des problèmes sérieux d'économie d'eau et d'érosion des sols.

L'industrie oléicole, en plus de sa production principale qui est l'huile vierge et l'huile de grignon, produit deux sortes de résidus, l'un solide : les grignons, l'autre liquide : les margines. La margine est l'effluent le plus préoccupant pour les pays oléicoles. La production de ce sous-produit dépasse dans l'ensemble des pays oléicoles du bassin méditerranéen les 30 millions de mètres cubes par an. En Tunisie, les quantités atteignent aujourd'hui 700.000

tonnes.an<sup>-1</sup> (source : Direction Générale de Production Agricole).

L'effet néfaste des margines vis à vis de la faune et de la flore provient essentiellement d'une salinité élevée et d'une charge organique très complexe constituée de sucre, de protéines, de lipides et de composés phénoliques connus pour leur toxicité. Les tentatives de traitement biologique des margines sont très limitées à cause de la présence de composés phénoliques difficilement biodégradables et inhibiteurs du développement des micro-organismes. De même, les procédés de traitement physico-chimique sont également limités dans la plupart des cas par les exigences techniques et économiques. Face à cette situation, la recherche de techniques originales, tel que l'épandage de margine sur sol agricole, demeure indispensable.

Toutefois, la faible productivité des plantations oléicoles, liée à l'effet de plusieurs facteurs dont la sécheresse, la sénescence, la qualité des sols et le manque d'entretien des plantations, affecte sensiblement la rentabilité économique de cette activité (Karray et al., 2007). Les techniques culturales relatives aux travaux du sol adoptées actuellement pour l'olivier, comme le labour conventionnel, se basent sur des passages fréquents tout au long de l'année. Les agriculteurs considèrent la complète éradication de la végétation naturelle dans les interlignes nécessaire pour éliminer la concurrence en eau avec les arbres. En même temps, ils espèrent rompre la capillarité (effet mulch), augmenter l'infiltration des eaux de pluies et aérer le sol. Néanmoins,

ces techniques sont à l'origine d'une exposition du sol aux agents érosifs du climat (vent et pluie) ce qui engendre une érosion accrue et un déchaussement des racines. Le travail fréquent par des outils non adaptés détruit la partie la plus superficielle du système racinaire des oliviers, c'est-à-dire la partie permettant l'emploi de l'eau des précipitations peu abondantes. Le passage des outils de travail crée aussi des semelles de labour qui réduisent sensiblement le taux d'infiltration de l'eau de pluie en profondeur entravant ainsi la recharge d'eau de profil. L'eau de pluie demeure ainsi près de la surface, exposée à une évaporation intense et non exploitable par les racines qui ont été coupées par les nouvelles pratiques culturales. En plus, le passage de tracteurs est à l'origine de la formation de zones de compaction superficielle.

Aussi la réduction de la couverture végétale, la perte de sa capacité de régénération et l'ameublissement des horizons de surface conduisent à la disparition de l'horizon sableux superficiel apte à stocker les eaux de pluie. Le sol est progressivement tronqué de ses horizons meubles de surface pouvant conduire à la mise à nu du substrat non altéré et quasiment imperméable. Dans les situations les plus fragiles, la mise en œuvre de ces pratiques entraîne un fort accroissement de l'érosion tant éolienne qu'hydrique. Dans les plaines sableuses, les vents entraînent le départ et le transport des éléments les plus fins du sol et peut mettre en suspension de très fines particules et les transporter sur de grandes distances. Les plus grosses particules vont être

soulevées de la surface mais vont retomber très rapidement à cause de leur masse (saltation). Les particules moyennes et fines qui constituent les agrégats des sols vont être libérées par le bombardement des grains en saltation et être ainsi transportées loin de leurs zones sources.

## 2. MESURES DE LUTTE PRÉVENTIVE CONTRE L'ÉROSION ÉOLIENNE DANS LES OLIVERAIES

Conscient de ces problèmes, l'Institut de l'Olivier et l'Institut des Régions Arides de Médenine ont développé un programme de gestion technique du sol et des plantations d'olivier dans les zones arides pour améliorer la productivité et assurer la durabilité du secteur. Ces actions, menées à l'échelle de parcelles expérimentales, avaient pour objectifs:

- D'étudier les effets liés à la mécanisation du travail du sol sur l'amplification du processus éolien afin de dégager les techniques de labour les plus agressives et recommander/vulgariser celles les plus adéquates pour l'ameublissement superficiel du sol tout en le protégeant contre l'érosion éolienne ;
- D'examiner l'effet de l'amendement organique sur l'amélioration du statut du sol et celle de ses propriétés physiques structurales.

### 2.1. L'amendement organique pour l'amélioration des propriétés physiques et structurales du sol

Le manque en matière organique des sols dans les zones arides contribue à la baisse de leur productivité, compromettant ainsi les niveaux de rendement et la

qualité des récoltes. Maintenir à un seuil optimal ce contenu en matière organique des sols constitue une contrainte forte pour tout programme de conservation ou d'amélioration des sols. Aujourd'hui, des sources nouvelles de matières organiques peuvent être utilisées pour amender les sols telles que les margines produites par les huileries qui en s'accumulant d'une année sur l'autre constituent un véritable problème environnemental. Les quantités atteignent aujourd'hui 700.000 tonnes.an<sup>-1</sup> en Tunisie (source Direction Générale de la Production Agricole) et ont surtout augmenté après l'introduction du matériel d'extraction en chaîne continue (3 phases). Ce matériel nécessite en effet des quantités importantes d'eau et génère donc des quantités importantes de margines (par exemple pour l'extraction d'une tonne d'olive il faut entre 1000 et 1200 litres d'eau). La valorisation de ces effluents par épandage dans les oliveraies du sud Tunisien, caractérisées par des sols sableux, pourrait être synonyme d'une meilleure gestion de l'environnement d'une part et d'amélioration de la cohésion du sol d'autre part. Ces constats ainsi réalisés, nous avons mis en place

un dispositif d'épandage des margines depuis 1996. Ce dispositif a été réalisé par l'Institut des Régions Arides de Médenine et l'Institut de l'Olivier de Sfax au niveau de la ferme de l'Office des Terres Domaniales de Chammakh (Zarzis). Le but est d'étudier le lien entre les différentes doses de margines épandues au sol (50m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>, 100m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>, 200 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>, respectivement désignées par T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, T<sub>3</sub>; T<sub>0</sub> étant le témoin sans margine) et la stabilité de la structure d'un sol sableux connu comme instable afin d'évaluer leurs effets sur l'évolution du taux de la matière organique, la stabilité structurale, la végétation naturelle et la perte en sol.

### **2.1.1. Evolution de la teneur en matière organique dans le sol après 10 ans d'épandage :**

La teneur en matière organique est déterminée selon la méthode de Walkley and Black (1934) qui consiste en un dosage du carbone organique par oxydation à froid par le bichromate de potassium (K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>) en milieu acide et titrage par le sulfate ferreux (FeSO<sub>4</sub> 7H<sub>2</sub>O). La quantité totale de la matière organique est déduite de l'équation MO % = 1.725 C %

**Tableau 1:** Evolution du taux de la matière organique (en %) dans le sol après 10 ans d'épandage de la margine

Doses	T0	T1	T2	T3
Moyenne	0,35 ± 0,12 a	0,49 ± 0,13 ab	0,60 ± 0,21 b	1,05 ± 0,28 c

a= la variation par apport au moyen est hautement significatif

ab = la variation par apport au moyen est significatif

b= la variation par apport au moyen est peu significatif

c = la variation par apport au moyen est non significatif (1972)) par :

$$DMP = \frac{\sum_{i=1}^{inn} (m_i \times d_i)}{\sum_{i=1}^{inn} m_i} \quad (1)$$

Les résultats montrent une nette amélioration du taux de la matière organique dans la couche superficielle du sol (0 – 20 cm) de 0,35 % à 1,05 % (tableau 1) proportionnelle à la dose appliquée. Les différences observées pourraient être attribuées à la cinétique de minéralisation de la matière organique dépendant de l'importance des micro-organismes dans le sol traité (nombre et qualité) et les conditions climatiques. Ces résultats sont analogues à ceux de Carrera et al, (1996) qui mentionnent que l'apport annuel sur un sol sableux contenant initialement 0,45 % de MO de 37 ou de 61 l.m<sup>-2</sup> de margines pendant trois années de suite, engendre un accroissement de la matière organique (1,62 % et 1,98% respectivement).

Avec : m<sub>i</sub> = masse de la fraction i (g)

d<sub>i</sub> = diamètre moyen de la fraction i (mm)

n = nombre total des fractions

Le changement du diamètre moyen pesé qui correspond à l'indice d'instabilité (II) est alors obtenu par :

$$II = (DMP)_s - (DMP)_h \quad (2)$$

Où s et h désignent respectivement le tamisage à sec et sous eau.

L'inverse de cet indice n'est autre que l'indice de stabilité (IS) :

$$IS = \frac{1}{II} \quad (3)$$

### 2.1.2. Effet de la marge sur l'agrégation du sol et la stabilité structurale

La stabilité des agrégats a été étudiée en se basant sur le concept du diamètre moyen pesé, exprimé dans la littérature anglo-saxonne comme « the Mean Weight Diameter » introduit par Van Bavel (1949), et son changement, « the change in Mean Weight Diameter », selon la méthode dite de tamisage sous eau de De Leenheer et De Boodt, (1959).

Cette méthode consiste à comparer la distribution des différentes fractions des agrégats du sol issues du tamisage à sec (état initial) à celle obtenue après un tamisage sous eau (état final). Le diamètre moyen pesé (DMP) à l'état initial et final peut être ainsi déterminé (Sillanpää, M, (1958); Baver et al.

S'agissant d'un sol sableux de départ (témoin), la distribution en tailles des agrégats constituant le sol est inférieure à 2 mm (100 % de particules passent à travers le tamis de 2 mm). Pour la dose de 50m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>, la distribution granulométrique obtenue est caractérisée par une très forte proportion des particules les plus fines, avec 93% de la distribution inférieure à 2mm. Il s'agit bien d'un sol peu stable. Lorsque les agrégats ont été préalablement traités à la dose de 100m<sup>3</sup>/ha, la distribution granulométrique se trouve décalé : le

taux d'éléments grossiers (ou agrégats) supérieurs à 2mm passe de 7 à 13%. Aux doses supérieures, les taux d'agrégats supérieurs à 2 mm augmentent très fortement atteignant 34% avec le traitement de 200m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>. Une réduction de toutes les classes inférieures à 2mm s'effectue simultanément. L'amélioration de liaison entre les particules a été obtenu avec la dose la plus élevée mais les agrégats de grande taille résiste moins à la désagrégation mécanique puisque l'indice de stabilité le plus bas est obtenu pour la dose la plus élevée, les indices de stabilité sont respectivement 3,83, 2,94 et 2,31 pour les doses 50m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>, 100m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>, 200 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>. Ces résultats peuvent être comparés à ceux de Mellouli (1996) qui

a conclu qu'il existe une amélioration de la stabilité structurale pour les sols instables (les sables limoneux) suite à l'épandage de 50m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup> de margine.

### **2.1.3. Effet de l'épandage de la margine sur la végétation naturelle**

Il s'agit ici de recenser le nombre d'individus par unité de surface. Dans notre cas, nous avons utilisé un cerceau d'un mètre carré puis nous avons compté le nombre de plantes annuelles présentes dans la surface délimitée par le cerceau. La végétation spontanée stimulée par l'épandage de margine représente une autre source d'apport de matière organique après son incorporation dans le sol et la présence de végétation est connue pour être le principal facteur limitant l'érosion éolienne.

**Tableau 2:** Densité de la végétation naturelle (plante/mètre carre)

Doses	T0	T1	T2	T3
Moyenne	2,66 ± 3,06 a	100,5 ± 21,67 ab	143,2 ± 21,31 b	1185,2 ± 121,68 c

On a remarqué que la densité de l'herbage naturel est très élevée (1185) au niveau de la parcelle qui a reçu la forte dose de la margine (200 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>). Cette végétation constitue un couvert végétal qui assure la protection de la surface par limitation de l'érosion et l'opposition à l'écoulement de l'air. Cette végétation est notamment très utile pendant la saison du printemps, période caractérisée par un vent très actif.

### **2.1.4. Effet de l'épandage de la margine sur la perte en sol**

Pour un agrégat de sol, quand la force aérodynamique est supérieure à la somme de la force de gravité et la force

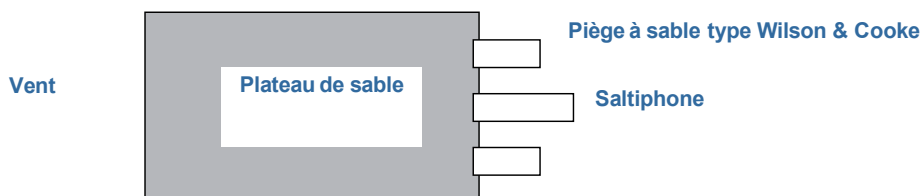
de cohésion inter particulaire, l'agrégat commence à bouger. Deux vitesses sont importantes dans le processus de saltation. La vitesse seuil d'érosion  $u_{st}$  et la vitesse de friction  $u_*$ . Pour chaque classe de taille de particule ( $D_p$ ), il y a une vitesse seuil d'érosion. La vitesse de friction dépend de la vitesse de vent, de la densité moyenne des particules dans le sol  $\rho_p$ , de la présence d'éléments non érodables (végétaux, cailloux, roches, billon et sillon de labour) et de l'humidité du sol (Kardous et al., 2005).

Pour étudier l'effet de différentes doses de margine (0 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>, 50 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>, 100 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup> et 200 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>) sur les pertes en

sol brutes, des études de simulation au laboratoire (la soufflerie de l'International Centre for Eremology (I.C.E), à l'université de Gent, Belgique) ont été réalisées. La soufflerie de l'I.C.E est rectiligne à circuit fermé. Elle est animée par un moteur électrique, commandé par un variateur de vitesse. La soufflerie est constituée de deux parties principales, le convergent et le tunnel (veine). Outre l'accélération de l'écoulement, le convergent, au travers des écrans brise-tourbillon et d'un nid d'abeilles, permet d'inhiber les effets tourbillonnaires

et favorise le développement d'un écoulement régulier, uniforme et dépourvu de toute turbulence parasite. La veine de la soufflerie est rectangulaire de hauteur 3,20 m, de largeur 1,20 m et de longueur totale 12 m (Gabriels et al., 1997). La couche limite de surface est de 0.60 m (Cornelis, 2002).

Les échantillons de sol sont étalés dans un plateau de 0,95 x 0,40 x 0,02 m installé à une distance de  $x = 6$  m depuis l'entrée de la section travaillante de la soufflerie.



**Figure 1:** Dispositif expérimental lors des expériences en soufflerie

Pour chaque traitement nous avons déterminé la vitesse de friction seuil,  $u_{*t}$ , en utilisant la méthode de Corneli et Gabriels (Cornelis and Gabriels, 2004). La vitesse du vent a été déterminée à une fréquence de 1-Hz avec des anémomètres à hélice de 13 –mm installées à des hauteurs  $z$  de 0.05m, 0.10 m, 0.15m, 0.20 m, 0.30 m, 0.40 m, 0.50 m, 0.60 m and 0.70 m et à une distance  $x = 5.85$  met  $y = 0.60$  m sous le vent de la section travaillante de la soufflerie (Cornelis and Gabriels, 2004). La vitesse de friction de la surface est calculée à partir de la vitesse du vent en utilisant l'ajustement du moindre carrée à partir de la loi logarithmique de Prandtl-von Karman :

$$u_z = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (4)$$

$u_*$  = vitesse de friction ( $m s^{-1}$ )

$z_0$  = rugosité de la surface(m)

$z$  = Hauteur au-dessus de la surface du sol(m)

$k$ = Constante de Von Karman ( $\sim 0.4$ )

La mise en mouvement des particules est déterminée par un enregistreur en continu de transport des particules, le saltiphone, installé à  $x = 6.85$  m,  $y = 0.60$  m and  $z = 0.035$  m. Le saltiphone



est une sonde acoustique qui enregistre le nombre de particules en saltation qui heurtent un microphone à une fréquence de 0.1 Hz. Le microphone est installé dans un tube en acier. Un potentiomètre amplifie les hauteurs de fréquences causées par l'impact des particules de

sable, alors qu'il atténue les fréquences qui caractérisent le bruit causé par le vent. Chaque impact produit une pulsation qui sera coupée après 1 ms. Une description détaillée du saltiphone est donnée par Spaan and van den Abeele (1991).



**Figure 2 :** Saltiphone

Après avoir mis en place l'échantillon de sol dans le plateau, pour déterminer la vitesse de friction seuil,  $u_{*c}$ , nous avons augmenté la vitesse du vent jusqu'à ce que les premières particules soient mise en mouvement et enregistrées par le saltiphone à une fréquence de 0.1 Hz. Après 2 mn, les données du saltiphone sont sauvegardées et enregistrées par le logiciel PC208 software et celles de la vitesse du vent par Testo software.

Les résultats montrent que l'augmentation de la vitesse de friction seuil est proportionnelle à l'augmentation de la dose du traitement appliqué à la marge. Ces vitesses sont respectivement  $8.50 \text{ m.s}^{-1}$  and  $12.5 \text{ m.s}^{-1}$  pour les traitements de  $0$  et  $200 \text{ m}^3.\text{ha}^{-1}$ . Les analyses statistiques ont montré qu'il n'existe pas une différence significative entre les traitements  $T_0$  et  $T_1$  alors qu'elle

est significativement importante avec  $T_3$ .

Par conséquent, le phénomène de l'érosion éolienne dans les oliveraies du sud tunisien pourrait être réduit suite à l'application d'une dose bien appropriée de marge. Ces résultats peuvent être expliqués par l'augmentation de la matière organique. Des conclusions similaires ont été obtenues par Mellouli (1996), Ben Rouina et Talmallah (1999) et Abichou, (2003). Ils ont montré que la marge, avec sa puissance de liaison, améliore la formation de mulch qui pourrait, par conséquent, réduire l'érosion éolienne et hydrique.

En outre, pour déterminer les pertes en sol brutes, nous avons pesé la quantité de sols piégée par des pièges à sable de type Wilson and Cooke (1980) pour chaque traitement (figure 3). Les pertes

en sol ont tendance à diminuer avec la quantité de margine épandue et ceci est particulièrement marquée pour la dose la plus forte (figure 4).

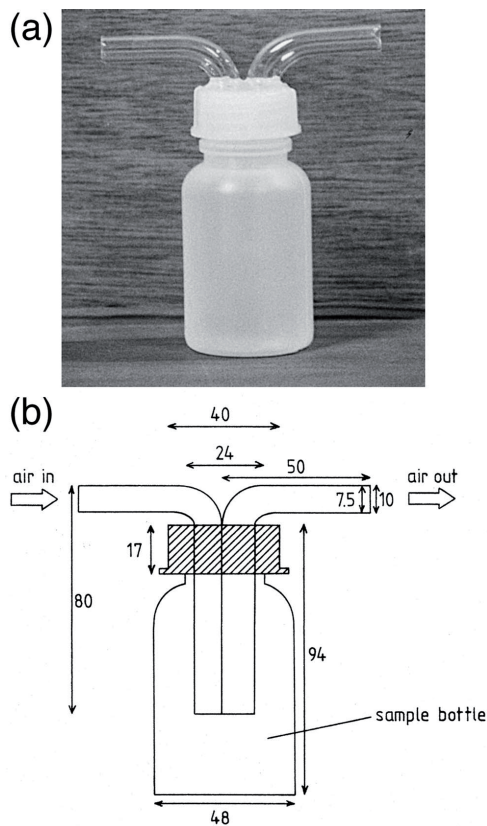
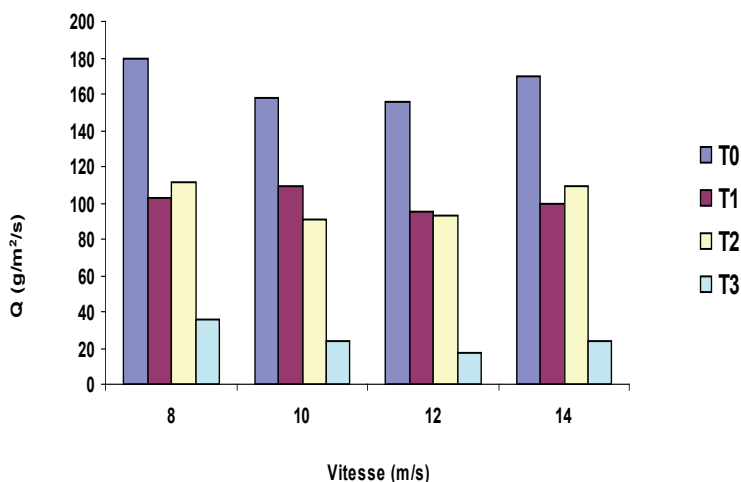


Figure 3 : Piège à sable de type Wilson and Cooke (1980)



**Figure 4:** Flux d'érosion mesurés dans la soufflerie pour différentes vitesses de vent et pour différentes doses de marge épandue.

## 2.2. Effet du travail du sol sur l'érosion éolienne

Le travail du sol jugé nécessaire pour la croissance et la production des cultures doit tenir compte des caractéristiques du sol et du climat afin d'éviter les risques d'érosion. Le choix d'un outil adapté a beaucoup d'importance pour cette opération. C'est dans ce cadre que s'est inscrit cette action de recherche visant à évaluer et étudier l'effet du travail du sol sur l'érosion éolienne. Pour conduire ce travail, nous avons calculé et mesuré le flux d'érosion éolienne pour deux parcelles labourées, une par le tiller (queues d'hirondelle) habituellement très utilisés par les agriculteurs et l'autre par la charrue polysocs (jamoussi). L'objectif de ce travail était d'estimer/comparer les flux de saltation dans les zones arides tunisiennes, où le

phénomène de l'érosion éolienne est très actif, afin de dégager les techniques les plus agressives.

En pratique, la mesure du flux d'érosion est effectuée moyennant un réseau de pièges à sable de type BSNE (Big Spring Number Eight) installés sur des supports munis d'un système à girouette. La section rectangulaire de chaque BSNE est mesurée à l'aide d'un pied à coulisse afin de connaître précisément la surface de collecte. Pour suivre la variation du flux avec la hauteur, ces mini mâts ont été équipés de sept BSNE installés à des hauteurs comprises entre 5 cm et 100 cm par rapport au niveau du sol afin de couvrir la hauteur de la couche de saltation qui est de l'ordre de 80 cm. En outre, le flux de saltation a été collecté

après chaque événement érosif et la mesure a été réalisée sur deux parcelles soumises à deux techniques différentes du travail du sol afin de dégager les techniques les plus agressives.

Le flux horizontal  $q(z)$  ( $\text{g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ) à une hauteur donnée  $z$ , exprime la concentration des particules en saltation à cette hauteur. Il est défini par la masse de matériel traversant par unité de temps une section verticale de surface unité, perpendiculaire à la direction du vent. Cette concentration est très forte au niveau des 10 premiers centimètres de la surface du sol (Bagnold, (1941) ; Fryrear et al,(1991)) et diminue avec la hauteur suivant une loi exponentielle ou en puissance. Fryrear and Saleh,(1993) ont développé l'expression suivante pour décrire la variation du flux horizontal avec la hauteur :

$$q(z) = ae^{-bz} \quad (5)$$

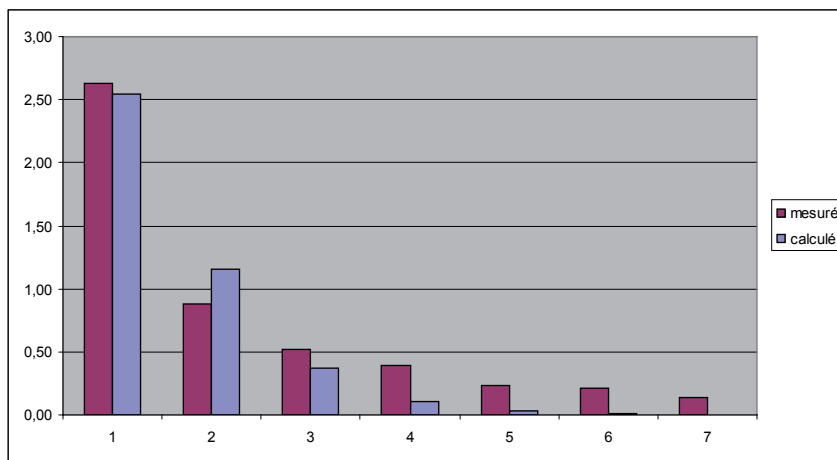
Où  $a$  et  $b$  sont des coefficients d'ajustement exprimés respectivement en  $\text{g}^{-1}$  et  $\text{g.cm}^{-2}$ .

Dès lors que les paramètres de régression  $a$  et  $b$  sont connus, l'intégration du flux sur une hauteur de 50 cm donne le flux horizontal d'érosion ( $Q$ ) ( $\text{g.cm}^{-1}.\text{événement}^{-1}$ ) pour chaque parcelle (tableau 3 et 4).

Les figures 5 et 6 fournissent un ordre de grandeur de l'intensité du phénomène d'érosion éolienne dans les zones arides tunisiennes. La comparaison de ces deux flux de saltation permet d'évaluer l'impact de chacun des deux outils de travail du sol sur la perte en sol dans la parcelle. Le soc semble être l'outil le plus approprié pour les sols sableux car il réduit de moitié les flux de saltation et permet le retournement du sol lors de la saison pluvieuse sur une profondeur allant de 15 à 25 cm. Cela crée pour la suite, des conditions physiques favorables pour le développement et l'activité racinaire, notamment une bonne porosité et une perméabilité suffisante. A l'inverse, les queues d'hirondelle conduisent après plusieurs passages à la formation de semelles de labour. Par ailleurs, La perte en sol diminue avec la quantité de margine épandue et ceci est particulièrement marquée pour la dose la plus forte.

**Tableau 3** : flux mesurés et ajustement des paramètres de régression des flux calculés pour la parcelle traitée avec le tiller (queues d'hirondelle)

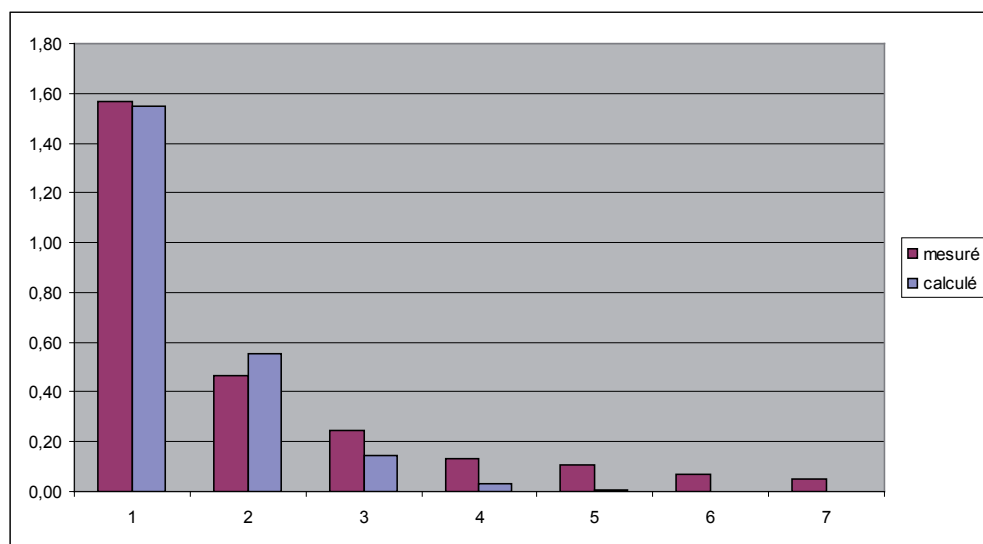
	hauteur (cm)	po i d s Sable (g)	section d e s pi è g e s cm <sup>2</sup>	flux mesuré g . c m <sup>-1</sup> . évènement <sup>-1</sup>	hauteur b a s p i è g e (cm)	h section (cm)
piège 1 bas	14	6,05	2,30	2,63	13,47	1,06
piège 1 haut	22,6	8,95	10,12	0,68	20,12	5,02
piège 2	35,1	5,18	9,96	0,52	32,62	4,93
piège 3	48,2	3,96	10,01	0,40	45,72	4,93
piège 4	61,2	2,43	10,31	0,24	58,68	4,97
piège 5	79,5	2,06	9,69	0,21	76,97	4,97
piège 6	119,2	1,32	9,38	0,14	116,72	4,95
		a	b			
q(z)=a exp(-bz)	paramètres régression	9,223	0,092			



**Figure 5** : Comparaison entre flux d'érosion mesuré et calculé (en g cm<sup>-1</sup> événement<sup>-1</sup>) sur la parcelle labourée avec le tiller

**Tableau 2** : Flux mesuré et ajustement des paramètres de régression des flux calculés pour la parcelle traitée avec la charrue à socs (jamousi)

	hauteur	p o i d s S a b l e (g)	s e c t i o n des pièges cm <sup>2</sup>	flux mesuré g . c m <sup>-1</sup> . événement <sup>-1</sup>	hauteur bas piège (cm)	h section (cm)
piège 1bas	11,6	3,15	2,01	1,57	11,11	1,02
piège 1 haut	20,3	4,62	9,95	0,46	17,91	4,84
piège 2	31,7	2,78	11,21	0,25	29,01	5,36
piège 3	44,5	1,44	10,69	0,13	41,96	5,14
piège 4	60,4	1,11	10,60	0,10	57,61	5,07
piège 5	77,2	0,72	10,44	0,07	74,61	5,08
piège 6	117,1	0,49	10,02	0,05	114,61	4,97
		a	b			
q(z)=a exp(-bz)	paramètres régression	6,087	-0,118			



**Figure 6** : Comparaison entre flux d'érosion mesuré et calculé (en g cm<sup>-1</sup> événement<sup>-1</sup>) pour la parcelle mesurée avec la charrue à socs

### 3. CONCLUSION

Les techniques culturales relatives aux travaux du sol ont pour objectif d'améliorer sa structure (bilan hydrique, aération et réduction du lessivage des éléments nutritifs) et ainsi de garantir la productivité de ces sols. L'épandage de margine permet de limiter la déflation éolienne, phénomène très répandu dans

les oliveraies du sud est tunisien suite au maintien de la couverture végétale, la création de mottes et l'apport d'amendement ce qui améliore le statut organique des sols sableux initialement très faible. Un travail du sol utilisant une charrue à soc limite mieux l'érosion du sol qu'un travail utilisant le tiller comme outil de labourage.

### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abichou, M., 2003. Impact de l'épandage de la margine sur les propriétés physiques et chimiques du sol et sur la composition floristique naturelle des parcelles traitées. *Mastère de l'INAT*, option lutte contre la désertification et la gestion durable des ressources en milieu aride. pp60.
- Bagnold, R.A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*, Methuen, London, 265pp.
- Bayer L.D., Gedner, W.H. and Gerdner, W.R. 1972. Chapter 5: Soil structure – Evaluation and agricultural significance. In: *Soil Physics*. pp. 178-185. John Willey & Son Inc., New York.
- Ben Rouina, B. , Taamallah, H. 1999. Valorisation biologique du grignon et des margines par le compostage. *Séminaire national sur l'huile d'olive et ses dérivés. Société Chimique de Tunisie*. Hammamet 26-28 Nov.1999.
- Carrera, R., Lopez, A and Murillo, J. M. 1996. Land treatment of olive mill wastewater. *Inter: Biodeter. & Biotechnol.*,1997. 215-245.
- Cornelis, W.M. 2002. Erosion processes of dry and wet sediment induced by wind and wind-driven rain: a wind-tunnel study. *PhD dissertation*, GhentUniversity.
- Cornelis, W. M. and Gabriels, D. 2004. A simple model for the prediction of the deflation threshold shears velocity of dry particles. *Sedimentology*,51; 39-51.
- De Leenheer, L. and De Boodt, M. 1959. Determination of aggregate stability by the change in mean weight diameter. In: *Proceedings of the International Symposium on Soil Structure Ghent 1959*. Medelingen der Rijkslandbouwhoge school, Gent, XXIV, pp.290-300.
- Feray, C. 2000. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard. Lyon I
- Fryrear, D.W., J. E. Stout., L. J. Hagen and E. D. Vories. 1991. Wind erosion: Field measurement and analysis. *Trans. ASAE*, 34, N°1, 155-160.

- Fryrear, D.W. and Saleh, A. 1993. Field wind erosion: vertical distribution, *Soil Sci.*, 155, 294-300.
- Gabriels, D., Cornelis, W.M., Pollet, I., Van Coillie, T and Ouesssar, M. 1997. the ICE wind tunnel for wind and water erosion studies. *Soil Techn.* 10, pp 1-8.
- Kardous, M., G. Bergametti and B. Marticorena. 2005. Effects of tillage ridges features on wind erosion horizontal fluxes in arid and semi-arid regions, *Ann. Geophys.*, 23, 3195-3206.
- Karray, B. et Abichou, M. 2007. Fonctionnement, performance et devenir des exploitations oléicoles privées à Médenine (Tunisie). *Tropicultura*, 25, 26-30.
- Mellouli, H.J. 1996. Modifications des caractéristiques physiques d'un sable limoneux par les margines: incidences sur l'évaporation. *Thèse d'état de l'Université de Gent*. 225pp.
- Sillanpää M. 1958. Soil aggregation as determined by wet sieving method after different sample treatments. Suomen Maataloustieteellisen Seuran Julkaisuja, 94.16, *Acta Agralia Fennica*. Hämeenlinna 1959, Arvi A. Karisto Oyinkirjapaino.
- Spaan W.P. and Van Den Abeele G.D. 1991. Wind borne particle measurements with acoustic sensors. *Soil Techn.*, 4, p 51-63.
- Van Bavel, C.M.H. 1949. The mean weight-diameter of soil aggregates as a statistical index of aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 14, 20-23.
- Walkley, A and Black, C. A. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposal modification of the chromic acid titration method, *Soil Sci.*, 37, 29-38.
- Wilson, S.J and Cooke R.U. 1980. Wind erosion. In *Soil Erosion* (Eds. M.J. Kirkby and R.P.C. Morgan), pp. 217-251. Wiley, Chichester.





## Lutte biologique contre les accumulations sableuses dans la Tunisie Aride

Taher ABDELKEBIR<sup>1</sup> et Ali FERCHICHI<sup>2</sup>

<sup>(1)</sup> Expert, Chef du Programme Lutte Contre la Désertification, ACSAD, le Caire, Egypte

[t\\_abdelkebir@yahoo.fr](mailto:t_abdelkebir@yahoo.fr) / + 201 120377838

<sup>(2)</sup> Professeur Chercheur à l'INAT, Tunis, Tunisie

[ferchichi.ali@ira.rtn.tn](mailto:ferchichi.ali@ira.rtn.tn) / + 216 98 43 39 95

### RÉSUMÉ

Dix sites expérimentaux ont fait l'objet d'une étude qui consiste à évaluer, quantifier et élaborer des modèles pour l'estimation du volume des sables fixés biologiquement à base de neuf espèces végétales, telles que l'*Acacia cyclops* A. Cunn. ex G. Don, *Acacia ligulata* Benth, *Acacia saligna* (Labill) H. L Wendl, *Calligonum comosum* L'Herit, *Haloxylon persicum* Bunge. ex Boiss. et Buhse, *Lycium arabicum* Schweinf. ex Boiss, *Parkinsonia aculeata* L, *Retama raetam* (Forssk.) Webb et *Tamarix aphylla* L. Les modèles sont établis en fonction des variables dendrométriques (le diamètre de la couronne, le nombre des branches et la distance séparant la phytomasse de l'arbuste de la surface du sol). Le volume du sable arrêté et le taux du recouvrement des arbustes plantés et de la végétation spontanée ont été estimés à travers 144 échantillons représentatifs.

Les accumulations sableuses fixées par l'arbuste moyen de *Haloxylon persicum* Bunge. ex Boiss. et Buhse et le *Retama raetam* (Forssk.) Webb varient, respectivement de 3,77 m<sup>3</sup> dans le périmètre de Dababcha (gouvernorat de Kébili) et 12,32 m<sup>3</sup> dans le périmètre de Laâriquet (gouvernorat de Médenine). Après les travaux de fixation, le taux du recouvrement total a atteint 33,9 % dans le périmètre de Bir Hachana et 72,71 % dans le périmètre de Dababcha.

**Mots-clefs** : Accumulations sableuses, fixation biologique, bioclimat aride et modélisation

### SUMMARY

Ten experimental sites were object of a study to assess, quantify and develop models for estimating the volume of sand fixed by biological treatment based on ten plant species, such: *Acacia cyclops* A. Cunn. i.e G. Don, *Acacia ligulata* Benth, *Acacia saligna* (Labill) H. L wendl , *Calligonum comosum* L'Herit, *Haloxylon persicum* Bunge. i. e Boiss. and Buhse, *Lycium arabicum* Schweinf. i.e Boiss, *Parkinsonia aculeata* L , *Retama raetam* (Forssk.) Webb and *Tamarix aphylla* L. The models established a function of dendrometric variables (diameter of shrubs crown, number

of branches and distance between the phytomass of shrub and the soil.

The volume of sand fixed and the recovery rate of planted shrubs and the natural plants was estimated through 144 samples.

Sandy accumulations fixed by *Haloxylon persicum* Bunge. i.e Boiss. and Buhse and *Retama raetam* (Forsk.) Webb vary, respectively, from 3.77 m<sup>3</sup> in the location of Dababcha and 12.32 m<sup>3</sup> in the location of Laariguet.

Furthermore, the results show that the rate recovery reached 33.9% in the location of Bir Hachana and 72.71% in the location of Dababcha.

Keywords: sand dunes, biological fixation, arid zones, struggle and modeling

## 1. INTRODUCTION

L'ensablement, qui représente l'une des manifestations la plus spectaculaire de phénomène de la désertification, traduit le transport et la déposition par le vent des agrégats constituant le sol sur des terrains nus ou couverts d'une végétation éparse. Les dimensions des particules, la nature du sol, le couvert végétal, la rugosité du terrain et l'intensité du vent actif, déterminent le mode du déplacement des sables (la suspension, la saltation et la reptation), les formes du modelé ainsi que la forme des accumulations (voile éolien, nebka et barkhane, etc.) [2].

Ce phénomène provoque, de ce fait, une entrave au développement agricole et une menace sérieuse pour les agglomérations, les oasis, les voies d'accès, les points d'eau et la santé des populations [3].

En Tunisie, la lutte contre ce fléau concerne plus de sept millions d'hectares, situés principalement en Tunisie méridionale [4] (zones semi arides, arides et désertiques tunisiennes

situées au dessous des isohyète de 200 mm.an<sup>-1</sup>).

Face à cette situation, de gros efforts ont été déployés et d'importants travaux de lutte ont été entrepris depuis longtemps. En effet, des techniques pour la fixation mécanique et biologique des dunes mobiles ont été mises au point[5].

- La fixation mécanique, dite aussi fixation primaire, ayant pour but d'empêcher la formation des édifices sableux et de préparer le terrain pour la fixation biologique. En général, la technique utilisée dans la zone d'étude est la confection des tabias trapézoïdales surmontés par de palissades, en palmes sèches.

- La fixation biologique, appelée aussi méthode définitive, est une technique qui consiste à recouvrir les accumulations dunaires par une végétation pérenne [6]. A cet effet, on n'utilise que les espèces psamophyles et capables de développer certains mécanismes d'adaptation, pour résister

aux contraintes édaphoclimatiques des dunes mouvantes dans les bioclimats arides [7]. Ce travail se situe dans une perspective de recherche afin d'atteindre les objectifs suivants:

- ✓ La quantification des dépôts de sables fixés dans des périmètres ensablés;
- ✓ L'évaluation de l'efficacité des espèces utilisées pour la fixation biologique des sables;
- ✓ L'élaboration des modèles de fixation biologiques par des espèces végétales au sein des périmètres ensablés.

## 2. MATÉRIEL ET MÉTHODES

### 2.1. Présentation de la zone d'étude

L'étude a concerné le gouvernorat de Kébili, situé dans le bioclimat saharien au sud-ouest de la frontière tuniso-algérienne et le gouvernorat de Médenine à l'extrême sud-est, tout le long de la méditerranéenne jusqu'à la frontière tuniso-libyenne (figure 1). Ce domaine d'étude, qui s'étale du bioclimat aride supérieur à l'aride inférieur, se caractérisent par une abondance des accumulations sableuses de différentes formes (voile éolien, nebka et barkhane, etc).

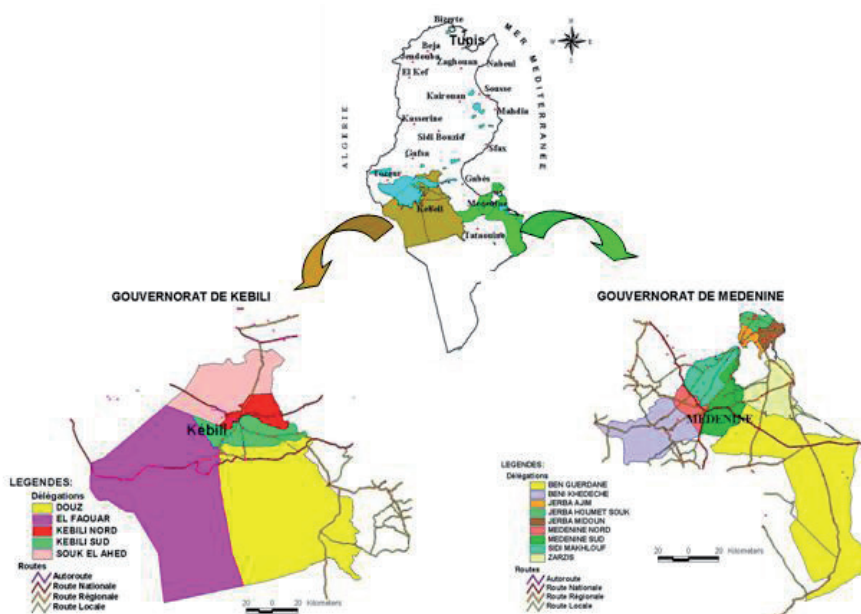


Figure 1. Carte de localisation de la zone d'étude

## 2.2. Choix des périmètres

Le choix de dix périmètres représentatifs des différents milieux morpho-pédologiques occupés par des espèces répandues fixatrices de sable, a été guidé par les tournées d'exploration préliminaires dans toute la zone concernée par l'ensablement et le dépouillement de données et de références bibliographiques très riches

collectées sur les plantations dans les zones ensablées du sud tunisien.

Généralement tous les peuplements (à différents dates de plantation) qui dépassent l'âge de 6 ans, sont considérés défendables (tableau 1). Par suite, ils sont semblables surtout pour les espèces fixatrices de sable, ayant une phytomasse tangente au sol.

**Tableau 1.** Caractéristiques et répartition des périmètres dans les différents milieux morpho -pédologiques

Strates	Date de plantation	Surface (ha)	Caractéristiques morpho-pédologiques	Espèces utilisées
Laâriguet	1994	100	Dépression sableuse (Chareb) à dépôt éolien	<i>Calligonum comosum</i> L>Herit- <i>Acacia salicina</i> Lindl, <i>Retama raetam</i> (Forssk.) Webb
M̄sarraf	1965	74	Bas fond, couloire de vents forment de dépôts de sable mouvant.	<i>Acacia ligulata</i> Benth – <i>Acacia saligna</i> (Labill) H. L wendl – <i>Calligonum comosum</i> L>Herit – <i>Lycium arabicum</i> Schweinf. ex Boiss – <i>Parkinsonia aculiata</i> L
Dhahrat Legbour	1995	50	Dépôt éolien sur croûte calcaire.	<i>Calligonum comosum</i> L>Herit – <i>Lycium arabicum</i> Schweinf. ex Boiss – <i>Ceratonia siliqua</i> L – <i>Prosopis juliflora</i> (Swartz) DC – <i>Eucalyptus</i> sp
El Fjé	1962	114	Dépression sableuse sur croûte gypseuse.	<i>Acacia ligulata</i> Benth - <i>Calligonum comosum</i> L>Herit arabicum – <i>Ceratonia siliqua</i> L – <i>Prosopis juliflora</i> (Swartz) DC – <i>Eucalyptus</i> sp
Rass El KHaoui	1990	80	Cordon de sable dans la plaine d'El Hamada.	<i>Calligonum comosum</i> L>Herit – <i>Parkinsonia aculiata</i> L – <i>Tamarix aphylla</i> L
Garaât Ettiour (Elmaghraouia)	1992	10	Dune littorale, salée, avec un taux de calcaire élevé.	<i>Acacia cyclops</i> A. Cunn. ex G. Don
Martoum	1982	124	Dunes préfixées sur un substrat calcaire-gypseux	<i>Retama raetam</i> (Forssk.) Webb – <i>Acacia saligna</i> (Labill) H. L wendl (Labill) H.I. Wendl (Labill) H.I. Wendl - <i>Acacia ligulata</i> Benth - <i>Acacia cyclops</i> A. Cunn. ex G. Don
Garaât Soltan	1991	50	Chareb, dépression endoréique salée, zone d'accumulation sableuse.	<i>Tamarix aphylla</i> L – <i>Calligonum comosum</i> L Herit – <i>Atriplex halimus</i> – <i>Parkinsonia parkinsonii</i>
Bir el Hachana	1995	15	Digue d'oued caractérisé par une accumulation sableuse.	<i>Calligonum comosum</i> L>Herit – <i>Retama raetam</i> (Forssk.) Webb – <i>Eucalyptus</i> sp
Dababcha	1998	12	Plaine envahie par des accumulations sableuses.	<i>Haloxylon persicum</i> Bunge. ex Boiss. et Buhse
<b>TOTAL</b>		<b>629</b>		

### 2.2.1. Echantillonnage et choix de placettes de mesure

Les mesures ont été effectuées sur des placettes circulaires d'une superficie unitaire de 0,05 ha. Le tableau 2 reporte, le nombre de placettes étudiées par

périmètre, déterminé par un sondage stratifié proportionnel, appelé aussi, une allocation proportionnel, il s'agit alors d'un échantillonnage auto pondéré [8 et 9].

**Tableau 2.** Répartitions proportionnelles des placettes à l'intérieur des différents périmètres étudiés

N° Strate	Strates	Surface (ha)	Nombre de placettes
1	Laâriguet	100	23
2	M'sarraf	74	17
3	Garaât Soltan	50	12
4	Rass El Khaoui	80	18
5	El Fjé	114	26
6	Garaât Ettieur	10	02
7	Martoum	124	29
8	Dhahrat legbour	50	12
9	Bir el Hachana	15	03
10	Dabebcha	12	02
<b>Total</b>		<b>629</b>	<b>144</b>

L'équation de l'allocation proportionnelle:

avec  $n_j$  = nombre de placettes étudiées dans la strate  $j$ ;

$n$  = nombre de placettes étudiées (échantillon représentatif dans toutes les strates) = 144 placettes

$N$  = nombre total de placettes dans la superficie étudiée ( $A$ ); où  $A = 629$  ha;  $a = 0,05$ ha;

$N_j$  = nombre total de placettes dans la strate  $j$ ;  $N_j a$  = superficie de la strate  $j$  / superficie de la placette ( $a$ ).

Une fois le site est délimité, des mesures additionnelles ont été réalisées, en particulier, une description physique et morphologique de la placette (la forme et les dimensions des nebkas, les dépôts de sable) et une identification des paramètres dendrométriques des espèces plantées (hauteur totale de l'arbuste, diamètre moyen de la couronne, nombre

des branches et la distance séparant la phytomasse de l'arbuste de la surface du sol) par la méthode de l'arbre moyen, qui consiste à déterminer l'arbre qui présente les mesures dendrométriques moyennes [10].

### 3. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

#### 3.1. Evaluation d'ensemble des périmètres étudiés

Les caractéristiques biophysiques des périmètres étudiés sont portées dans le tableau 3.

**Tableau 3.** Etat récapitulatif des caractéristiques des plantations dans les périmètres étudiés

Périmètres	Espèces	Vigueur des plantations		
		dca(m)	nbb	dbb(cm)
El Fjé	<i>Lycium arabicum Schweinf. ex Boiss</i>	1,72	176	0
Martoum	<i>Acacia saligna (Labill) H. L Wendl</i>	4,16	295	10
Rass El khaoui	<i>Calligonum comosum L'Herit</i>	1,6	185	1,5
	<i>Parkinsonia aculeate L</i>	3,16	90	12,5
M'sarraf	<i>Acacia ligulata Benth</i>	2,96	190	0
Bir Hachana	<i>Calligonum comosum L'Herit</i>	1,42	140	0
	<i>Retama raetam (Forssk.) Webb</i>	3,18	157	0
Garaât Ettiou	<i>Acacia cyclops A. Cunn. ex G. Don</i>	4,12	180	0
Garaât Soltan	<i>Tamarix aphylla L</i>	2,55	50	3,5
Laâriguet	<i>Calligonum comosum L'Herit</i>	1,52	197	0
	<i>Retama raetam (Forssk.) Webb</i>	7,11	394	8,33
	<i>Parkinsonia aculeate L</i>	3,42	78	8,11
Dhahrat Legbour	<i>Lycium arabicum Schweinf. ex Boiss</i>	1,56	144	0
Dababcha	<i>Haloxylon persicum Bunge. ex Boiss. et Buhse</i>	2,72	112	1,75

- dca (m): diamètre de la couronne de l'arbuste moyen en mètre;
- nbb: nombre des branches de l'arbuste moyen;
- dbb (cm): distance entre les branches et le sol en centimètre.

En fonction des résultats de mesure sur les dépôts de sables piégés, les variables dendrométriques, en particulier le diamètre de la couronne, le nombre des branches de l'arbuste moyen et l'espace qui sépare la phytomasse et le niveau du sol, il a été possible de classer les espèces étudiées selon leur efficacité pour la fixation des sables [11] (tableau 4). Ces résultats suggèrent que le branchage et la position de la phytomasse par rapport au sol sont les principales variables qui caractérisent l'efficacité d'une fixation biologique des dunes.

Par ailleurs, les espèces utilisées peuvent constituer deux groupes:

- les espèces à grand potentiel de fixation (*Retama raetam* (Forssk.) Webb, *Acacia saligna* (Labill) H. L wendl, *Tamarix aphylla* L et *Calligonum comosum* L'Herit) avec un dépôt de sables piégés qui dépasse 8 m<sup>3</sup>/arbre;

- les espèces à potentiel relativement moyen de fixation (*Lycium arabicum* Schweinf. ex Boiss, *Acacia ligulata* Benth, *Acacia cyclops* A. Cunn. ex G. Don, *Parkinsonia aculeata* L, *Haloxylon persicum* Bunge. ex Boiss. et Buhse), avec un dépôt de de sables piégés de 3,77 à 5,95 m<sup>3</sup>/arbre.

**Tableau 4.** Classifications des espèces en fonction de leur efficacité vis-à-vis de l'ensablement

Espèces	Dépôt de sables arrêtés (m <sup>3</sup> )
<i>Retama raetam</i> (Forssk.) Webb	12,32
<i>Acacia saligna</i> (Labill) H. L Wendl	11,53
<i>Tamarix aphylla</i> L	9,18
<i>Lycium arabicum</i> Schweinf. ex Boiss	8,80
<i>Calligonum comosum</i> L'Herit	5,95
<i>Acacia cyclops</i> A. Cunn. ex G. Don	5,80
<i>Acacia ligulata</i> Benth	5,48
<i>Parkinsonia aculeata</i> L	4,00
<i>Haloxylon persicum</i> Bunge. ex Boiss. et Buhse	3,77



En outre, les relevés phytosociologiques au sein de toutes les placettes, nous a permis de réaliser une classification des périmètres sur la base du taux de recouvrement total des plantations artificielles et de la végétation naturelle (tableau 5). Ce paramètre est un bon indicateur de la restauration de l'état de surface et la stabilité des dunes vives. En effet, plusieurs études réalisées dans les zones arides ont suggéré qu'un taux de couverture supérieure à 50 % est suffisant pour qualifier le milieu comme

définitivement stabilisé. Par conséquent, le périmètre de Dababcha, planté à base de *Haloxylon persicum Bunge. ex Boiss. et Buhse*, fait le bon exemple par la densité la plus élevée (recouvrement à 72%), est classé en premier rang dans le tableau 5 (classification des périmètres en fonction de taux de recouvrement); pourtant, individuellement, l'arbuste moyen de cette espèce figure à la dernière position dans le tableau 4 (classification des espèces en fonction de l'efficacité de stabilisation de sable).

**Tableau 5.** Classifications de périmètres en fonction du taux de recouvrement

Périmètres	Taux de recouvrement total %
Dababcha	72,71
Dhahrat Legbour	64,14
El Fjé	63,40
Martoum	62,50
Garaât Soltan	62,38
Msarraf	57,24
Garaât Ettiouir	53,83
Rass El Khaoui	50,26
Laâriguet	37,92
Bir Hachana	33,92

## 3.2. Modélisation des dépôts de sable en fonction de certains paramètres dendrométriques

### 3.2.1 Modèles proposés

Les variables qui ont été utilisées, en vue de mettre en exergue la nature stochastique du volume des dépôts de sable fixés et sa relation avec le comportement des espèces étudiées, sont (i) le diamètre de la couronne, (ii) le nombre de branches et (iii) la situation

de la phytomasse de l'arbuste moyen par rapport au sol. Les modèles élaborés permettent d'analyser la sensibilité du milieu, pour chacune des espèces et du dépôt de sable piégé en fonction des paramètres dendrométriques [12].

Ces différentes variables dendrométriques, indépendantes et intégrées dans la régression sont statistiquement significatives et expliquent nettement la variabilité des dépôts de sables piégés, ce qui signifie que ces modèles, malgré leurs natures empiriques, devraient être utiles pour estimer les volumes de sables piégés en fonction des paramètres dendrométriques des arbustes plantés (tableau 6).

**Tableau 6.** Modèles des dépôts de sables piégés à trois entrées en fonction du diamètre de la couronne, de la distance entre les branches et le niveau du sol et le nombre des branches de l'arbuste moyen.

Espèces	Modèles retenus	R <sup>2</sup>	F
<i>Acacia cyclops</i> A. Cunn. ex G. Don	Dps = -3,848+0,987dc+0dbs+0,029nbbr	0,98	619,04
<i>Acacia ligulata</i> Benth	Dps = -1,399+1,513dc+0dbs+0,032nbbr	0,98	405,15
<i>Acacia saligna</i> (Labill) H. L Wendl	Dps = -12,168+0,861dc-0,148dbs+0,223nbbr	0,94	117,65
<i>Calligonum comosum</i> L>Herit	Dps = - 2,265+0,004dc+0,008dbs+0,057nbbr	0,95	154,39
<i>Haloxylon persicum</i> Bunge. ex Boiss. et Buhse	Dps = - 0,388-0,259dc-0,011dbs+0,036nbbr	0,90	66,24
<i>Lycium arabicum</i> Schweinf. ex Boiss	Dps = - 0,123-0,046dc+0dbs+0,075nbbr	0,98	1339
<i>Parkinsonia aculeate</i> L	Dps = - 9,097+2,752dc+0,043dbs+0,096nbbr	0,98	454,70
<i>Retama raetam</i> (Forssk.) Webb	Dps = - 1,948-0,561dc-0,192dbs+0,047nbbr	0,92	85,60
<i>Tamarix aphylla</i> L	Dps = - 4,244+1,508dc+0,028dbs+0,121nbbr	0,98	192,02

- Dps: dépôt de sable arrêté;
- R<sup>2</sup>: le coefficient de détermination;
- F: la valeur du test de Fischer.

#### 4. CONCLUSION

Le présent travail a concerné l'évaluation, la quantification et la modélisation des accumulations sableuses fixées biologiquement dans dix périmètres relevant des gouvernorats de Kébili et Médenine, plantés à base de neuf espèces fixatrices de sables. les

résultats de cette étude ont montré que les espèces utilisées sont classées en fonction de leur pouvoir de stabilisation des accumulations sableuses par volume autour de l'arbuste moyen de chaque espèce.

En outre, le recouvrement total atteint

dans chaque périmètre après la plantation et la mise en défens, permet de classer les périmètres en fonction de la stabilité des particules de sable à travers le couvert végétal.

Dababcha: 72,71%, Dhaharat Legbour: 64,14%, EIFjé: 63,40%, Martoum: 62,50%, Garaât Soltan: 62,38, M'sarraf: 57,24%, Garaât Ettiou: 53,83%, Rass EKhaoui:50,26%, Laârignet: 37,92% et Bir Hachana: 33,90%.

En fin, la forte corrélation entre le dépôt de sables et certains paramètres dendrométriques (le diamètre de la couronne, le nombre des branches et la situation de la phytomasse de l'arbuste moyen par rapport au sol), a permis

d'élaborer pour chacune des espèces étudiées des modèles à trois entrées.

Ces modèles simples peuvent être considérés comme un outil d'aide à la décision, pour les techniciens et les développeurs en général. Il suffit de visiter un peuplement de l'une de ces espèces (dans des conditions écologiques similaires à celles qui ont fait l'objet de cette étude), de mesurer les paramètres dendrométriques suscités et d'appliquer ces relations empiriques de cubage. Cette méthode nous permet d'estimer facilement la quantité de sables piégés par l'arbuste moyen de chaque espèce plantée.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- **Chepil, W.S. 1945.** Dynamic of wind: the nature of movement of soil by wind. *Soil Sci n°60* 1945; 475-480.
- **Coque, R. 1979.** Sur la place du vent dans l'érosion en milieu aride : l'exemple des lunettes (bourrelets éoliens) de la Tunisie, *Méditerranée, n° 1 et 2*; 15-21.
- **Hamrouni, H ; Daghari, H et M'timet, A. 2007.** Les sols en Tunisie: problématique et solutions.
- **Chakroun, M.L. 1991.** Contribution de la politique forestière de lutte contre la désertification. *Revue des régions arides*; numéro spécial: 15 – 8.
- **Khatteli, H. 1983.** Contribution à l'étude de la dynamique des dunes dans les-parcours du sud tunisien. *Acte du séminaire IRA/UNESCO sur les problèmes de l'érosion éolienne dans les zones pré désertiques*; 21-33.
- **ACSAD. 2009.** Réhabilitation d'une zone dégradé dans le gouvernorat du Nord de Kordovan en Soudan.
- **Jauffret, S. 2001.** Validation et comparaison de divers indicateurs des changements à long terme dans les écosystèmes méditerranéens arides : Application au suivi de la désertification dans le Sud tunisien. *PhD, Thèse de doctorat; Université Aix-Marseille III* 2001, 333 – 365.

- **Ezzahiri, M. 1989.** Application de l'analyse numérique à l'étude phyto-écologique et sylvicole de la cédraie du Moyen Atlas Tabulaire: L'exemple de la cédraie de Sidi M'guild. Thèse de Doctorat Es sciences agronomique, I.A.V, Hassan II Rabat, 162 p.
- **Godron, M.1976.** Les échantillonnages phytoécologiques. Notes n°8. C.N.R.S.-C.E.P.E. Louis Emberger, Ronéo. 23p.
- **Rondeux, J. 1993.** La mesure des arbres et des peuplements forestiers; *Les presses agronomiques de Gembloux*; 521.
- **Ferchichi, A. 1997.** Essai de fixation biologique des dunes en Tunisie présaharienne. In La lutte contre l'ensablement et pour la fixation des dunes. *ISESCO Rabat*, 155 – 164.
- **Azaïs, J. M ; Bardet, J. M. 2001.** Le modèle linéaire par l'exemple. *Laboratoire de statistique et probabilités, UMR CNRS Université Paul Sabatier Toulouse*.

---

## **Évaluation d'un projet de fixation de dunes dans une steppe sud-algéroise : Moyen de lutte contre l'ensablement et amélioration de la productivité pastorale**

**Ala-Eddine ADAMOUI<sup>1,3</sup>, Mohamed KOUIDRI<sup>1,3</sup>, Ahmed BOUTMEDJET<sup>1,3</sup>,  
Zohra HOUYOU<sup>1,3</sup> et Mohamed Laïd OUAkid<sup>2</sup>**

<sup>(1)</sup> Département d'Agronomie, Faculté des sciences, Université Amar Telidji-Laghout B.P 37, Algérie

<sup>(2)</sup> Département de Biologie, Faculté des sciences, Université Badji Mokhtar-Annaba, Algérie

<sup>(3)</sup> Equipe Désertification et Climat, Laboratoire Mécanique, Université Amar Telidji-Laghout B.P 37, Algérie

[adamou\\_alaa@yahoo.fr](mailto:adamou_alaa@yahoo.fr) ; [a.adamou@mail.lagh-univ.dz](mailto:a.adamou@mail.lagh-univ.dz) ; (+213)774270231

### **RÉSUMÉ**

Un projet de fixation de dunes a été réalisé en 2007, dans une steppe de la région de Laghouat en Algérie. Plusieurs dunes ont bénéficié des opérations de fixation mécanique et biologique. La première opération a consisté à l'utilisation des branchages de laurier rose et des cannes de roseaux, distants de 10 à 12 m. La deuxième a compris la plantation de plusieurs espèces. L'objectif de cette étude a été d'évaluer ce projet de fixation vieux de 6 ans. Cette évaluation a été réalisée au moyen d'une analyse phytoécologique et une estimation de la valeur pastorale de deux dunes jumelles : l'une vive (témoin) et l'autre fixée.

L'échantillonnage sectoriel a fait apparaître quatre unités géomorphologiques distinctes (pied, dos, sommet et front). L'échantillonnage linéaire, réalisé en mars et novembre 2013 dans chaque unité, a permis de quantifier les paramètres phytoécologiques. Cependant, les relevés de la phytomasse ont été réalisés par la méthode des coupes.

Le couvert végétal est variable d'une unité géomorphologique à une autre. C'est en automne que la dune fixée enregistre le plus important couvert végétal (70%) au pied. Le rendement en phytomasse a été plus élevé au niveau de la dune fixée (1068kg MS/ha) relativement à la dune vive (224kg MS/ha). Le pied et le dos ont été les unités géomorphologiques les plus productives. Le sommet de la dune vive a été totalement nu. Cependant, celui de la dune fixée a pu produire 339kg MS/ha de phytomasse et 27kg MS/ha de matière azotée. Ces variations dans le rendement entre les unités, sont essentiellement liées aux taux d'humidité du sol.

Cette étude a aussi fait ressortir le rôle important de la fixation mécanique des dunes

et mis en évidence des corrections nécessaires pour la fixation biologique (choix d'espèces et orientation de la palissade) selon les conditions édapho-climatiques locales.

**Mots-clefs :** Laghouat, dune, fixation, valeur pastorale, phytomasse

## 1. INTRODUCTION

La désertification est un phénomène naturel lié à l'action du vent, à la sécheresse, et accentuée par des facteurs anthropiques (Melzi, 1990). En Afrique du Nord, les dunes représentent un paysage commun et des étendues de plus en plus considérables. Hors les grands ergs, oriental et occidental, des formations dunaires se développent autour des réseaux hydrographiques des parcours à climat aride (Le Houérou, 1995). Ce changement majeur dans les sols steppiques est généralement défavorable aux activités agricoles (Pimentel, 2006). Il réduit, par ailleurs, la valeur pastorale des parcours steppiques (Melzi, 1990). La déflation des sols amincit la couche arable et réduit leur fertilité (Li et al., 2009 ; Rajot et al., 2009 ; Ikazaki et al., 2012 ). Elle concourt à l'ensablement des cultures et change le profil phytopastoral en faveur des psamophytes (Pouget, 1980). Des essais de mesure et de quantification de l'ensablement ont été menés parallèlement aux collectes des données édapho-climatiques en Afrique (Rajot et al., 2009 ; Abdourhamane Touré et al., 2013 ; Houyou et al., 2014), en Amérique (Simon et al., 2001 ; Nordstrom et Hott, 2004 ; Vriend et al., 2012), et en Asie (Li et al., 2009 ; Chen et al., 2010 ; Santara et al., 2010 ; Ravesh et al., 2012), en vue de comprendre ce phéno-

mène. D'autres études se sont intéressés directement aux stratégies de fixation de dunes (Khatteli et Akrimi, 1997 ; Bielders et al., 2004 ; Rozé et Lemauviel, 2004 ; Laminou Manzo et al., 2009 ; Tidjani et al., 2009). Ainsi, pour stopper la formation de ces dunes ou ralentir leur avancement, des techniques de fixation mécanique ont été appliquées pour l'édification des palissades de différents matériaux (Khatteli et Akrimi, 1997), et biologique en plantant des espèces à potentiel fixateur (Rozé et Lemauviel, 2004).

Ces techniques connaissent une large variabilité de succès selon la vitesse du processus (Rajot et al., 2009), les méthodes d'application ou même la typologie de chaque région (Tidjani et al., 2009).

Ce travail s'est intéressé à l'évaluation d'un projet de fixation de dunes, dans une région qui subit une action croissante de l'érosion éolienne et de la désertification.

## 2. MATÉRIEL ET MÉTHODES

### Site d'étude

L'étude a été réalisée dans la plaine alluviale de Kaf Mokrane (région de Laghouat). C'est un parcours ensablé qui est limité au Nord et à l'Ouest par

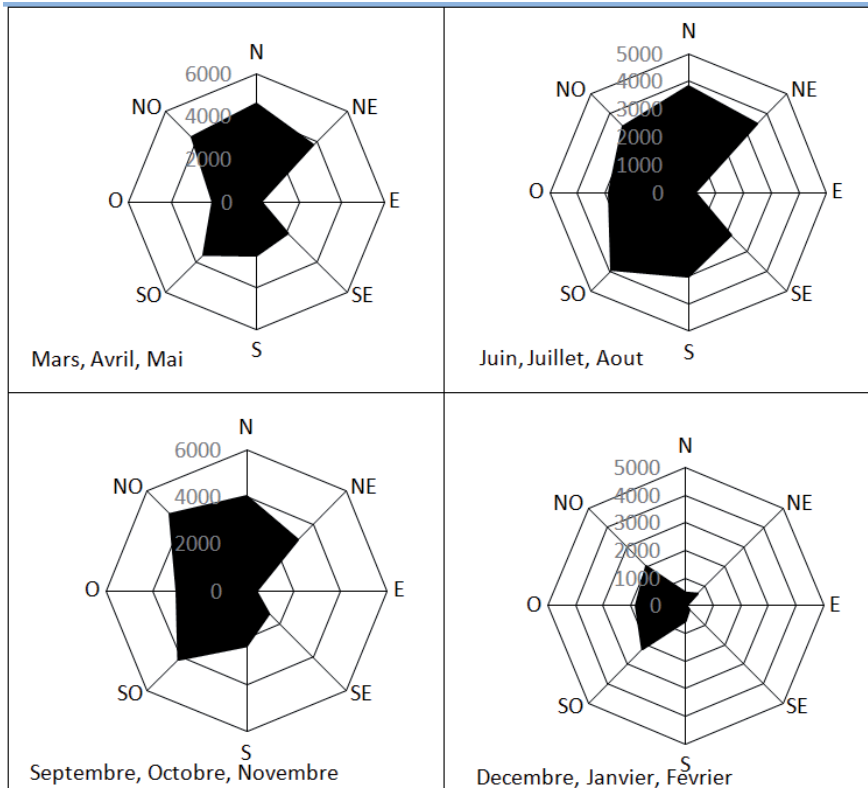
oued M'zi, au Sud et à l'Est par le synclinal de Kef Mokrane. Entre l'oued M'zi et le Kef Mokrane, se succèdent des dunes en parallèle qui envahissent le périmètre agricole limitrophe et la ville de Laghouat.

Une synthèse climatique (2009 – 2014) a été réalisée grâce aux données de la station météorologique placée à 1,5 km au Sud-est des dunes échantillonnées et est composée d'un système d'acquisition de données de type CR1000 (Campbell Scientific) qui permet la collecte et l'enregistrement des données (température, précipitations, hygrométrie), d'un système d'alimentation composé d'un panneau solaire alimentant une batterie de 12

volts, et d'une série de capteurs. Une girouette (W200P) mesure la direction du vent à 3,8 m. Un pluviomètre à auget basculeur d'une résolution de 0,2 mm est placé à 2 m du sol.

La donnée journalière des précipitations collectées, laisse apparaître deux saisons relativement humides ; le printemps et l'automne par rapport à l'hiver et l'été. Pour toutes les vitesses de vents confondues, des comportements différents ont été observés entre les saisons. Durant le printemps, les vents oscillent entre le Nord-ouest et le Nord. En été, le vent de Sud-ouest est dominant. L'automne est dominé par deux vents ; le Sud-ouest et le Nord-ouest. En hiver, le vent est de Sud-ouest (Fig. 1).





**Figure 1** : Roses des fréquences saisonnières des vents entre Mars 2009 et Février 2014

### Echantillonnage

Deux dunes jumelles ont été choisies : l'une vive (témoin) et l'autre fixée. Cette dernière fait partie d'un projet de fixation mécanique et biologique réalisé en 2007. La première, a consisté l'installation des palissades de cannes tressées de roseaux (*Phragmites communis*) et des branchages de laurier rose (*Nerium oleander*) orientés nord-sud. Le dispositif est complété par un clayonnage croisé entre deux palissades successives, pour former des losanges de 10 à 12 m de côté. La deuxième méthode a com-

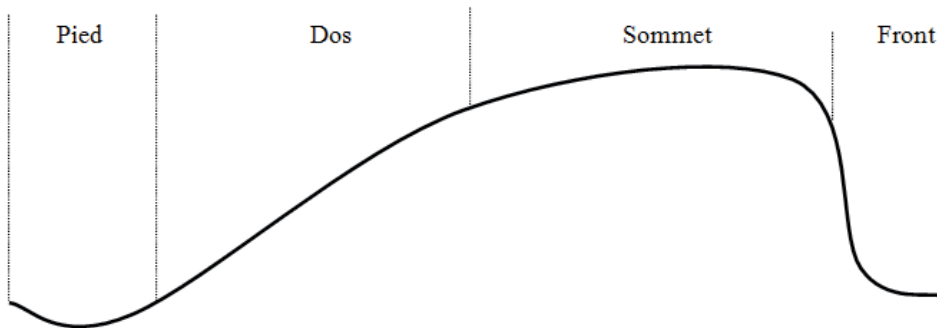
pris la plantation de 3 espèces (*Tamarix gallica*, *Phragmites communis*, *Atriplex canescens*).

Pour chaque dune, un échantillonnage sectoriel a été effectué, il a fait apparaître quatre unités géomorphologiques distinctes : le pied qui correspond à l'espace inter-dunaire, le dos qui correspond à l'espace face au vent, le sommet qui correspond à la crête de la dune et le front qui correspond à l'espace sous le vent (Fig. 2). Sur chaque unité, des relevés phytocologiques (relevés linéaires,

prélèvement de la végétation et du sol) ont été effectués durant les saisons optimales : 35 relevés linéaires de la végétation et du sol en printemps (mars) et 40 en automne (novembre).

La méthode linéaire a consisté à recenser tous les éléments de la surface du sol le long d'une ligne matérialisée par un ruban gradué tendu au-dessus de la végétation (Aidoud, 1989 ; Le Floc'h, 2008). Cette dernière est échantillonnée à l'aide des points espacés de 10 cm sur une longueur de 10 mètres. La phytomasse, a été quantifiée par prélèvement, à chaque 10 m, de la

végétation sur des placettes de 1m<sup>2</sup>. Ainsi, la végétation coupée au ras du sol sur toute la placette (Le Floc'h, 2008) a été pesée au laboratoire à l'aide d'une balance de précision (0,1 g). Une étuve à circulation d'air et un four à moufle ont permis de déterminer respectivement de la matière sèche, la matière minérale et organique. La matière azotée a été estimée par la méthode de Kjeldhal (Jarrige, 1988). Les statistiques descriptives, le test de Khi2, les analyses de variance (Kruskal-Wallis One-Way ANOVA) et les différentes corrélations ont été réalisées par Statistix-8.



**Figure 2 :** Différentes unités géomorphologiques des dunes échantillonnées

### 3. RÉSULTATS

#### Elévation des dunes

L'altitude de la dune fixée a été significativement plus élevée que celle la dune vive ( $H_1=26,1$  ;  $ddl=34$  ;  $P\leq 0,0001$ ). En effet, les pieds des dunes fixée et vive se trouvent à des élévations moyennes respectives de 13,1 m et

5,1m. Le dos de la dune fixée se trouve, lui, à une élévation de 16,8m contre 12,5m pour celui de la dune vive. Leurs sommets culminent respectivement à 18,2 et 15,7 m, tandis que le front de la dune fixée descend jusqu'à 14,3 soit près de 6m de plus de la dune vive (Fig. 3).

## Recouvrement

### Sable et croûte sèche

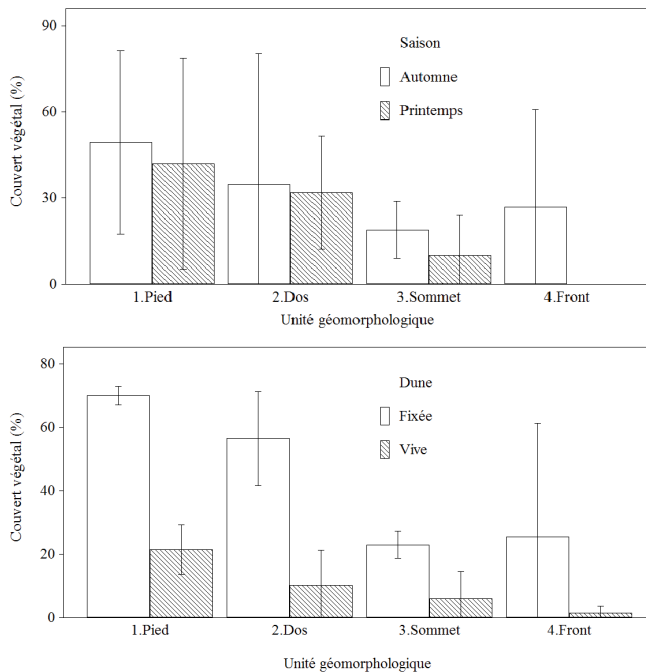
Le taux du sable est variable d'une dune à une autre ( $\chi_3^2=32,10$  ;  $P\leq 0,0001$ ). Il avoisine 90% dans la dune vive, mais ne dépasse pas 50% dans la dune fixée. La croûte sèche apparaît dans toutes les unités géomorphologiques en automne avec un recouvrement maximal au pied de 10%. Cependant, cette croûte a été totalement absente pendant le printemps.

### Végétation

Les trois espèces plantées (*Tamarix gallica*, *Phragmites communis*, *Atriplex canescens*) ne persistent que dans l'espace inter-dunaire (pied). Le taux de réussite

du *Tamarix*, supérieur à celui de l'*Atriplex*, dépasse rarement les 20%. Le taux de réussite des *phragmites*, plus faible, ne dépasse pas 1%. Par ailleurs, le taux de recouvrement par ces trois espèces ne dépasse pas 1%. Les plantes spontanées représentées par 7 espèces, sont dominées par *Aristida pungens*.

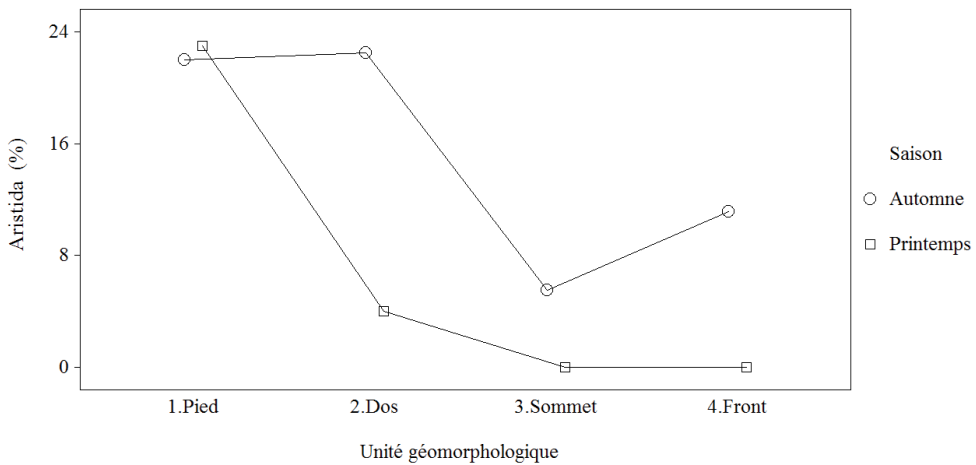
Le taux du couvert végétal a été significativement variable d'une saison à une autre ( $\chi_3^2=42,54$  ;  $P\leq 0,0001$ ) et entre les dunes fixées et vives ( $\chi_3^2=42,54$  ;  $P\leq 0,0001$ ). C'est en automne que le couvert végétal est le plus important. Il avoisine 70% au pied, et dépasse 50% au dos de la dune fixée. Les couverts du sommet et du front ont été, eux, inférieurs à 25% (Fig. 4).



**Figure 4:** Variation saisonnière (en haut) et entre la dune fixée et vive (en bas) du couvert végétal dans les différentes unités géomorphologiques

Le taux de recouvrement par *Aristida pungens* a oscillé d'une dune à une autre ( $\chi_3^2=54,29$  ;  $P\leq 0,0001$ ) et d'une saison à une autre ( $\chi_3^2=37,76$  ;  $P\leq 0,0001$ ). Il a atteint en automne 20 % au pied et au dos, avant de chuter au niveau du sommet (6%) et du front (10%). Au printemps, la chute du taux de recouvrement par *Aristida pungens* a

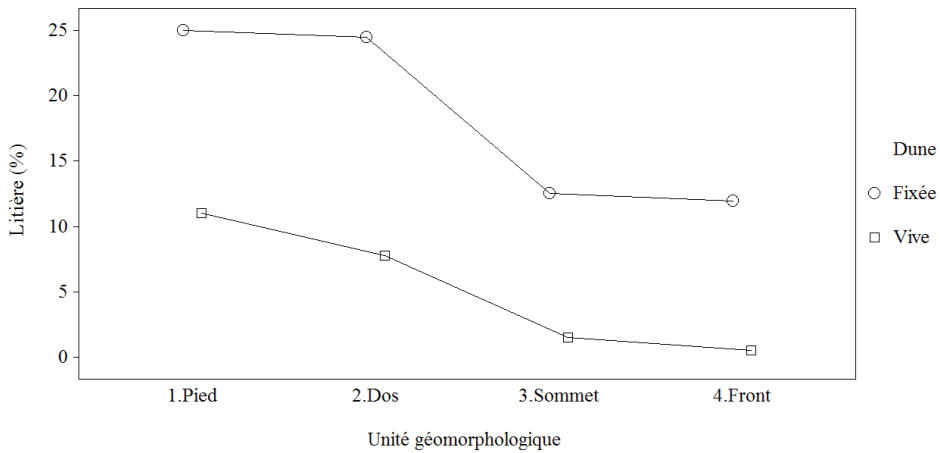
été amorcée depuis le dos (Fig. 5). Par ailleurs, des espèces telles que *Euphorbia calyptata* et *Echinops spinosus*, restée inféodées au pied et au dos, ont disparu totalement au sommet. Ce lieu est dominé par *Matthiola longipetala*, *Ononis natrix* et *Erodium triangulare*, qui n'apparaissent qu'au printemps.



**Figure 5** : Variation saisonnière du recouvrement d'*Aristida pungens* au niveau des deux dunes

L'évolution de la litière selon les unités géomorphologiques présente une similitude avec celle de la végétation. Le pied et le dos ont été les plus couverts par la litière. Le taux de la litière a été signifi-

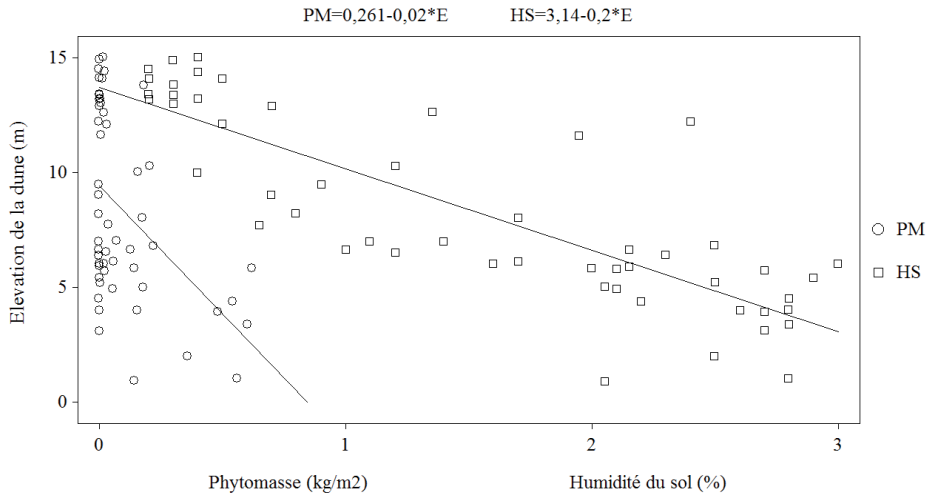
cativement plus important au niveau de la dune fixée ( $\chi_3^2=9,73$  ;  $P=0,021$  ; Fig. 6), et a été, par ailleurs, plus important au niveau de la dune fixée en automne qu'au printemps ( $\chi_3^2=37,33$  ;  $P\leq 0,0001$ ).



**Figure 6** : Variation du taux de la litière entre les deux dunes

L'élévation de la dune, l'humidité du sol et la phytomasse fraîche ont été auto-corrélées. La relation entre la phytomasse et l'humidité du sol a été positive et significative ( $r=0,372$ ,  $ddl= 52$  ;  $P=0,0066$ ). Deux corrélations significatives et négatives ont été, cependant, enregistrées : i) entre le rendement de la phytomasse et l'élévation de la dune ( $r=-0,491$ ;  $ddl = 52$ ,  $P=0,0002$ ), et ii) entre l'humidité du

sol et l'élévation de la dune ( $r=-0,832$  ;  $ddl= 52$  ;  $P\leq 0,00001$ ). En effet, les sols du pied et du dos ont été plus humides et plus couverts de végétation que le sommet moins humide. Il est apparu que le sol perd 0,2% d'humidité pour chaque mètre d'élévation ce qui correspond à une perte de 20g/m<sup>2</sup> de la phytomasse fraîche pour chaque mètre d'élévation (Fig. 7).



**Figure 7** : Relation entre la teneur du sol en humidité (HS%) et le rendement de la phytomasse fraîche (PM en kg/m<sup>2</sup>) avec l'élévation (E) de la dune

### Rendement pastoral

Le rendement de la phytomasse fraîche a été significativement amélioré au niveau de la dune fixée (1330 kg/ha) relativement à la dune vive (539,1 kg/ha). Le

pied reste l'unité la plus productive. Une amélioration du rendement du dos et du sommet a été mise en évidence (Tab. 1).

**Tableau 1** : Rendement (kg/ha) de la phytomasse fraîche et de la matière sèche au niveau de la dune vive et fixée

Unité	Phytomasse fraîche		Matière sèche	
	Dune vive	Dune fixée	Dune vive	Dune fixée
Pied	1768,10	4493,30	883,20	3524,70
Dos	11,20	370,10	8,33	401,70
Sommet	0	347,0	0	339,20
Front	9,10	113,10	4,70	9,10
Moyenne	539,1	1130,88	224,06	1068,53
Test de Kruskal-Wallis	$H_3=7,66$ ; ddl=32 ; P=0,0005		$H_3=7,70$ ; ddl=32 ; P=0,0005	

Le rendement en matière organique et azotée est particulièrement plus important au niveau du pied et secondairement du dos par rapport aux autres unités géomorphologiques. La dune fixée

a produit 9,13 kg/ha de matière azotée totale dans le front et 27,80 kg/ha dans le sommet (Tab. 2), alors que ces valeurs sont nulles dans les unités similaires de la dune vive.

**Tableau 2** : Teneur (%) et rendement moyen (kg MS/ha) des cendres, de la matière organique et de la matière azotée totale au niveau de la dune fixée

Unité	Cendres		Matière organique		Matière azotée	
	Teneur	Rendement	Teneur	Rendement	Teneur	Rendement
Pied	21,86	790,39	78,14	2734,10	10,47	362,10
Dos	13,34	65,33	86,66	347,08	10,39	36,67
Sommet	29,18	103,77	70,82	235,77	10,69	27,80
Front		-		-	10,04	9,13

#### 4. DISCUSSION

Le faible taux de réussite des espèces plantées rend compte de l'échec de l'opération biologique. Cet échec qui a été déjà observé dans d'autres opérations de fixations de dunes (Rozé et Lemauiel, 2004 ; Laminou Manzo et al., 2009), serait très probablement lié au choix d'espèces. L'opération mécanique a, elle, donné des importants résultats.

En effet, les palissades orientées nord-sud, faisant face aux vents dominants du printemps et de l'automne, ont favorisé un piégeage d'une importante quantité de sable et/ou la déviation de leur trajectoire (défilement). Ce processus de piégeage au niveau de la dune fixée traduit très probablement les altitudes plus élevées de ces unités géomorphologiques relativement à celle de la dune vive. Ce fait a été observé dans les environnements dunaires de l'est nigérien (Tidjani

et al. 2009).

La formation de la croûte sèche dans la dune fixée est liée aux pluies intensives (Yonter, 2006), plus importantes en automne qu'en printemps. Ces croûtes augmenterait légèrement le seuil de l'érosion et peuvent, de ce fait, réduire les flux de l'érosion éolienne par limitation de la mobilisation des particules (Belnap et Lange, 2001 ; Abdourhamane Touré et al., 2013).

Sur le plan biologique, la palissade qui offre une protection (Tidjani et al., 2009) a favorisé le développement et la croissance des espèces pérennes (*Aristida pungens*, *Retama retam*) depuis l'espace inter-dunaire (pied) vers le front, et l'installation des espèces éphémères psammophytes (*Matthiola longipetala*, *Ononis natrix* et *Erodium trian-gulare*) dans le sommet totalement nu

avant l'installation de la palissade. La germination et le développement des éphémères essentiellement contrôlés par le voile sableux qui constitue un écran contre l'évaporation et maintient un degré d'humidité (Melzi, 1990). Cette humidité du sol a été un facteur limitant la colonisation des végétaux vers le sommet. En effet, il est apparu une corrélation négative entre l'humidité du sol et l'élévation de la dune. Ainsi, une baisse de 0,2% de l'humidité du sol favorise, pour chaque mètre d'élévation, une perte équivalente à 20g/m<sup>2</sup> de phytomasse fraîche. Ce gradient est variable d'une saison à une autre. L'automne, par exemple, plus humide que le printemps, favorise la persistance d'*Aristida pungens* sur le dos. Cette espèce forme la principale fraction de la nécromasse et de la litière au cours des saisons sèches. Pouvant ainsi contribuer au piégeage des particules et la réduction de l'érosion éolienne (Abdourhamane Touré et al., 2011).

L'installation des psammophytes pérennes sur les formations sableuses, ou inversement, la genèse des dunes à partir d'obstacle biologique, est une interaction étudiée depuis longtemps. Le modèle de la formation des microdunes de la steppe sud-algéroise présenté par Pouget (1980), a été, par exemple, fondé sur l'*Aristida pungens*.

La dune fixée a produit plus de 1068 kg MS/ha, soit plus de 400% des matières sèches produites au niveau de la dune vive. Selon Aidoud (1989), ce rendement en phytomasse peut être considéré

optimal dans les parcours des régions semi arides où les précipitations sont le principal facteur limitant. La productivité de la phytomasse augmente, par ailleurs, avec la succession des années de fixation, suite à l'accumulation des éléments nutritifs (Li et al., 2009 ; Tidjani et al., 2009).

La valeur pastorale des parcours est variable selon l'espèce dominante, le stade phénologique (Jarrige, 1988) et les saisons (Chehma, 2005). Les teneurs de la végétation de ces dunes en cendres, en matière organique et azotée sont comparables aux valeurs mentionnées par Chehma (2005), pour *Retama retam* et *Aristida pungens*. Cette dernière est à l'origine de l'enrichissement des sols des dunes en litière et en matière organique. Elle représente, en effet, l'espèce pionnière dans la colonisation des dunes qui facilite l'installation d'autres espèces psammophytes (Pouget, 1980).

Cette étude a permis l'évaluation des efforts fournis dans la lutte contre la désertification des parcours steppiques. Elle a mis en évidence le rôle prééminent des espèces spontanées par rapport aux espèces fixatrices plantées. Pour ces dernières, l'affinité écologique (psammophytes), la nature des apports alluviaux et les conditions climatiques locales doivent être en accord avec leurs exigences. Il est apparu par exemple, que *Retama retam* et *Aristida pungens* sont de bonnes espèces fixatrices de dunes.

Pour la fixation mécanique, l'orientation des palissades doit être parfaitement perpendiculaire aux vents dominants. Le



vent du Nord-ouest de printemps et de l'automne exige, en effet, une orientation sud-ouest-nord-est de la palissade. Un clayonnage croisé est recommandé pour le cas présent pour faire obstacle aux vents du Sud-ouest.

### **Remerciements**

Ce travail a été réalisé grâce au financement du Ministère algérien de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique dans le cadre d'un Projet National de Recherche (PNR : Impact

de la mise en culture en sec sur la dégradation des sols dans la région de Laghouat), avec l'appui de la communauté francophone de la Wallonie (Belgique) dans le cadre d'un Projet de collaboration Algéro-Belge (Analyse et suivi de la désertification en Algérie). Les remerciements vont également à la conservation des forêts (CF-Laghouat) et la pépinière Safa Atlas (Djelfa) pour leurs efforts dans la réhabilitation de ces parcours ensablés.

### **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- Abdourhamane Touré A., Rajot J. L., Gabra Z. Marticorena B., Petit C. et Sebag D., (2011). Impact of very low crop residues on wind erosion in the Sahel. *Catena* 85 : 205 – 214.
- Abdourhamane Touré A., Rajot J. L., Gabra Z. Guillon R., Didier T.A., Marticorena B., Petit C. et Sebag D., (2013). Six années de suivi du flux d'érosion éolienne sur un sol sableux cultivé au sahel : impact des résidus de cultures et de l'encroûtement. *Etude et gestion des sols* 20 : 55 – 68.
- Aidoud A., (1989). Les Ecosystèmes steppiques à armoise blanche (*Artemisia herba alba* Asso) : Phytomasse et productivité primaire. *Biocénoses* 4 : 70-90.
- Belnap J. et Lange O.L., (2001). *Biological soil crust : structure, fonction, and managment*. Springer, Berlin.
- Bielders C.L., Rajot J.R., Karlheinz M., (2004). L'érosion éolienne dans le Sahel nigérien : influence des pratiques culturales actuelles et méthodes de lutte. *Sécheresse* 15 : 19–32.
- Chehma M., (2005). Etude floristique et nutritive des parcours camelin du Sahara septentrional Algérien. Thèse Doctorat, Université Badji Mokhtar, Annaba, 178p.
- Chen Z., Cui H., Wu P., Zhao Y. et Sun Y., (2010). Study on the optimal intercropping width to control wind erosion in North China. *Soil & Tillage Research* 110 : 230–235.
- Ikazaki K., Shinjo H., Tanaka U., Tobita S., Funakawa S., Iwai K., et Kosaki T., (2012). Soil and nutrient loss from a cultivated field during wind erosion events in the Sahel, West Africa. *Pedologist* 55 : 355-363.

- Jarrige R., (1988). Alimentation des bovins, ovins et caprins. Ed. INRA, Paris, 476p.
- Houyou Z., Biolders C.L., Benhorma A., Dellal A., & Boutmedjet A. (2014). Evidence of strong land degradation by wind erosion as a result of rainfed cropping in the algerian steppe: a case study at Laghouat. *Land Degrad. & Develop.* DOI : 10.1002/ldr.2295
- Khatteli H., Akrimi N., (1997). Mise au point d'une méthode de fixation mécanique des dunes mobiles dans une zone pré-saharienne du sud tunisien. *Medit 1* : 14 - 19.
- Laminou Manzo O., Campanella B. et Paul R., (2009). Sélection d'espèces ligneuses adaptées à la fixation de dunes au Niger. *Geo-Eco-Trop.* 33 : 99 – 106.
- Le Floc'h E., (2008). Guide méthodologique pour l'étude et le suivie de la flore et de la végétation. Collection Roselt/OSS, Tunis, 175p.
- Le Houérou H-N., (1995). Bioclimatologie et biogéographie des steppes arides du Nord de l'Afrique, Diversité biologique, développement durable et désertisation. *Option Méditerranéenne 10 (série B)*, 397p.
- Li F-R., Zhao W-Z., Liu J-L. et Huang Z-G., (2009). Degraded vegetation and wind erosion influence soil carbon, nitrogen and phosphorus accumulation in sandy grasslands. *Plant Soil* 317:79–92.
- Melzi S., (1990). Evaluation du processus de la désertification dans une région présaharienne du sud Algérois. *Biocénoses* 5(1.2) : 85-102.
- Nordstrom K.F et Hott S., (2004). Wind erosion from cropland in the USA: a review of problems, solutions and prospects. *Geoderma* 121 : 157–167.
- Pouget M., (1980). Les relations sol-plantes dans les steppes sud algéroises. ORSTOM, Paris, 556p.
- Pimentel D., (2006). Soil erosion: a food and environmental threat. *Environment, Development and sustainability* 8: 119–137.
- Rajot J.L., Karambiri H., Ribolzi O., Planchon O., Thiébaux J.P., (2009). Interaction entre érosions hydrique et éolienne sur sols sableux pâturés au Sahel : cas du bassin versant de Katchari au nord du Burkina Faso. *Sécheresse* 20 : 17–30.
- Ravesh M.H. S, Khoram M. R., et Khosravi H., (2012). Zoning Wind Erosion Potential Risk in Central Iran Using Modified Numerical Taxonomy Model. - *American-Eurasian J. Agric. & Environ. Sci.* 12 (1): 91-99.
- Rozé F. et Lemauviel S., (2004). Sand dune restoration in north Brittany, France : a 10-yers monitoring study. *Restoration Ecology* 12 : 29 – 35.

- Santara P., Mertia R.S., et Kushawa H.L., (2010). A new wind-erosion sampler for monitoring dust-storm events in the Indian Thar desert. *Current science* 99 : 1061 – 1067.
- Simon J., Donk V. et Skidmore E.L., (2001). Field experimants for evaluating wind erosion models. *Annals of arid zone* 40 : 281 – 302.
- Tidjani A, D., Ambouta K., J-M. et Biolders C., (2009). Réhabilitation d'une dune vive par fixation mécanique : flux éoliens, fertilité du sol et biodiversité des herbacées. *Geo-Eco-Trop.*, 33 : 81 – 98.
- Vriend N.M., Hunt M.L. et Clayton R.W., (2012). Sedimentary structure of large sand dunes: examples from Dumont and Eureka dunes, California. *Geophys. J. Int.* : 190 : 981–992.
- Yonter G., (2006). Effects of simulated rainffalls with different intensities on crust formation and soil erosion by water. *Pak. J. Biol. Sci.* 9 : 1342 – 1345.

## **Étude des effets de l'application de boues d'épuration urbaines sur un sol érodé cultivé dans la région de Laghouat**

**Ahmed BOUTMEDJET<sup>1,2</sup>, Nacira BOUKAYA<sup>1</sup>, Zohra HOUYOU<sup>1,2</sup>, Mohamed Laid OUKAKID<sup>3</sup> et Charles BIELDERS<sup>4</sup>**

<sup>(1)</sup> Département d'Agronomie,, Université Amar Telidji Laghouat, BP37G Laghouat 03000, Algérie

<sup>(2)</sup> Laboratoire de Mécanique, Université Amar Telidji Laghouat, BP37G Laghouat 03000, Algérie

<sup>(3)</sup> Département de Biologie, Université d'Annaba, Algérie

<sup>(4)</sup> Université de Louvain, Belgique

[a.boutmedjet@mail.lagh-univ.dz](mailto:a.boutmedjet@mail.lagh-univ.dz) ; [a.boutmedjet@mail.lagh-univ.dz](mailto:a.boutmedjet@mail.lagh-univ.dz) ; (+213)

660 073 232

### **RÉSUMÉ**

L'application de boues d'épuration urbaines sur un sol sableux et sur la culture d'une céréale (orge) a été testée lors cette étude afin de cerner l'effet de cette technique après trois années. Nous avons testé l'effet de quatre doses 6 à 30 tonnes de boues appliquées à l'hectare par rapport à un témoin sans application de boue.

Les effets à court terme étudiés dans cette expérimentation indiquent que l'épandage de la boue a eu un effet bénéfique sur les qualités fertilisantes du sol et par conséquent sur le rendement de la culture. Les observations sur la culture, montrent que le meilleur rendement a été obtenu avec le traitement D<sub>3</sub> (30 t/ha). Mais après 3 ans nous avons remarqué que les meilleurs rendements sont obtenus avec le traitement D<sub>2</sub> (10 t/ha). Excepté le pH et le taux de calcaire qui sont liés aux changements des caractéristiques du site, il y a eu une amélioration de certaines qualités physiques et chimiques du sol. Les apports de boues ont modifié de façon plus marquée la qualité biologique du sol en D<sub>2</sub>.

L'augmentation de la conductivité électrique (0,18 µs/cm) dans le sol n'est significative que pour la dose la plus élevée (30t/ha). La teneur en azote (N) augmente moins que celle du carbone organique, ce qui se traduit par une augmentation du rapport C/N dans le traitement D<sub>2</sub>, justifiant une activité biologique permettant la structuration du sol, assurant sa protection contre le lessivage et stimulant la création des conditions favorables pour le développement des cultures.

Mots-clefs : Boue d'épuration, épandage, doses, sol, érosion, zones arides, Algérie

## **1. INTRODUCTION**

En Algérie, 80% des terres sont arides, marquées par une irrégularité des précipitations et des sols pauvres en matière organique. Cette fragilité des sols due principalement aux conditions climatiques est accentuée par des pratiques anthropiques qui peuvent être destructrices. A l'instar des sols des régions arides et semi-arides d'Algérie, les sols de la région de Laghouat présentent une texture sableuse qui induit un fort lessivage en éléments minéraux et en fertilisants. La fertilité des sols est très réduite et ils présentent une faible capacité de rétention en eau. A ceci, s'ajoute une structure très meuble assez sensible à l'érosion éolienne. Tous ces inconvénients limitent d'une façon considérable la production agricole, et imposent des améliorations des sols. Si le fumier constitue l'amendement organique traditionnel, la régression de l'élevage, l'augmentation des surfaces cultivées et de leurs besoins en matières organiques fait que la production de fumier est insuffisante pour restaurer et entretenir le stock humique des sols cultivés. Par ailleurs, l'augmentation importante des quantités de déchets urbains (boues de station d'épuration, composts...etc.) oblige à trouver des solutions pour éliminer ces déchets dans les conditions les plus économiques tout en respectant les contraintes liées à la protection de l'environnement et à l'hygiène publique. La valorisation agronomique des boues d'épuration constitue une alternative qui permet à l'agriculture de rendre service à la

collectivité. En même temps elle tire profit de ces produits organiques en améliorant la fertilité des sols cultivés. En effet, il est généralement admis que les boues d'épuration améliorent les propriétés physiques, chimiques et biologiques des sols (Dridi et Toumi, 1998 ; Korboulewsky et al., 2001 ; Igoud, 2001 ; Pernin, 2003 ; Boutmedjet, 2004, Bipfubusa et al., 2006 ; Benterrouche, 2007 ; Amadou, 2007 ; Bahri et Annabi, 2011). Cependant, l'utilisation de ces boues ne peut se pérenniser sans la garantie de leur innocuité (teneur en micropolluants et en pathogènes).

C'est dans ce contexte que s'intègre notre travail expérimental, dont les principaux objectifs sont :

- L'évaluation de l'efficacité des apports de boues d'épurations sur les rendements d'une culture céréalière;
- L'évaluation de l'impact des apports de boues d'épurations sur les caractéristiques physiques et chimiques du sol, ainsi que leur qualité biologique.

## **2. MATÉRIELS ET MÉTHODES**

### **2.1. Site d'étude**

La parcelle expérimentale est située à environ 4 km à l'ouest de la ville de Laghouat, dans un périmètre agricole nommé Mokrane (33°79' N, 2°80' E). Ce périmètre est localisé sur une formation sableuse, peu végétalisée, appelée « Bled el Hirane ». Celle-ci est délimitée au nord par l'Oued M'zi, au sud par le Bled el Anngad, à l'ouest par le Djebel

Deloua et à l'Est par le Djebel Ahmar. Le périmètre de Mokrane se trouve dans une zone à niveau moins élevé que les montagnes qui l'entourent, cette zone est nommée «Theniete Er'ml» qui signifie la zone de passage et d'accumulation de sable, la pluviométrie moyenne de la région est de 162 mm/an

## 2.2. Protocole expérimental

Il s'agit d'un dispositif en blocs aléatoires sur une parcelle rectangulaire de dimension 240 m x 15 m. La parcelle est divisée en 4 blocs de dimensions 60 m x 15 m, où chaque bloc est subdivisé en quatre sous blocs de 15m x 15m. L'application de la boue a été réalisée, avec les doses de boue suivantes :

- D0 : Témoin, sol sans application de boue ;
- D1 : 6 tonnes de boue à l'hectare ;
- D2 : 10 tonnes de boue à l'hectare ;
- D3 : 30 tonnes de boue à l'hectare.

L'épandage de la boue d'épuration a été effectué en automne 2009, juste après les premières pluies. La culture, à savoir une variété locale d'orge, a été semée à la volée durant l'opération de labour. Cette culture a été menée en pluvial pendant 3 ans de 2009 à 2011.

## 2.3. Paramètres mesurés

Différents paramètres ont été mesurés pendant les 3 années de suivi, liés à la culture et aux propriétés du sol

Suivi de la culture (l'orge) : nous avons réalisé les mesures de hauteur des plants, de biomasse correspondant au poids total des plants qui sont fauchés puis pesés et de rendement en graines au moment de la récolte.

Analyse du sol : Les échantillons ont été prélevés le 03-03-2013, à l'aide d'une tarière sur une profondeur de 25 cm, à raison de 05 carottes par sous-bloc (traitement). Ces échantillons ont été séchés à l'air libre, puis tamisés à 2 mm, afin de d'effectuer des analyses de pH, de teneur en matière organique et de conductivité électrique (C.E), ainsi que le calcul du rapport carbone sur azote (C/N).

Analyse statistique : Nous avons utilisé le test de Kruskal-Wallis One-Way ANOVA, pour les facteurs paramétriques ainsi que le test de normalité de Shapiro-Wilk, ceci par l'utilisation de Statistix-8.

## 3. RÉSULTATS

Les résultats présentés dans le tableau 1, concernent l'effet de l'application de boues d'épuration sur la culture, durant la troisième année comparés à celles des deux premières (2009 et 2010).

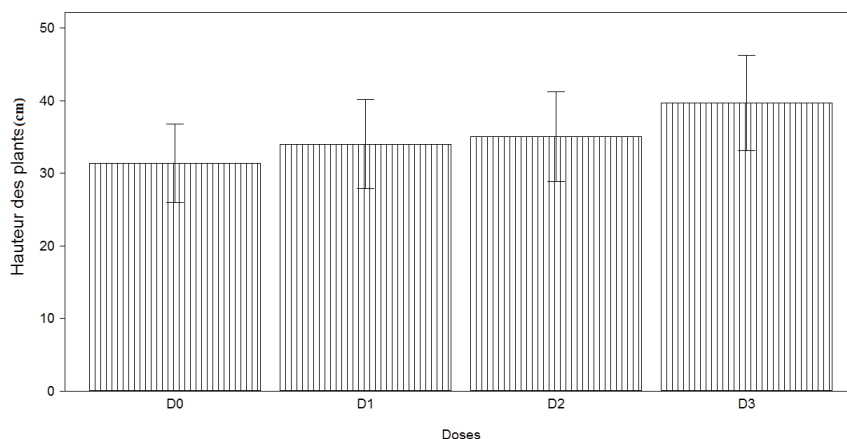
**Tableau 1** : Hauteur des plants, biomasse et rendement en grains sur les 3 années d'expérimentation

Paramètres	Traitements	Années d'expérimentation		
		2009	2010	2011
Hauteurs des plants (cm)	D0	20,15	26,09	31,65
	D1	29,23	35,44	33,25
	D2	32,86	54,84	34,12
	D3	35,07	56,02	39,68
Biomasse (g/m <sup>2</sup> )	D0	85,00	155,00	318,18
	D1	180,45	385,67	525,10
	D2	230,17	380,00	784,65
	D3	290,63	391,67	584,96
Rendement en grains (Quintaux/ha)	D0	15,00	16,00	24,11
	D1	16,00	18,22	26,84
	D2	16,95	19,83	33,91
	D3	17,45	21,72	28,76

### 3.1. Effet de la boue sur la hauteur, la biomasse et le rendement en grains

La hauteur des plants est significativement variable entre les traitements ( $H_{3,316}=25.9$  ;  $P < 0.00001$ ). La figure 1 présente les valeurs mesurées

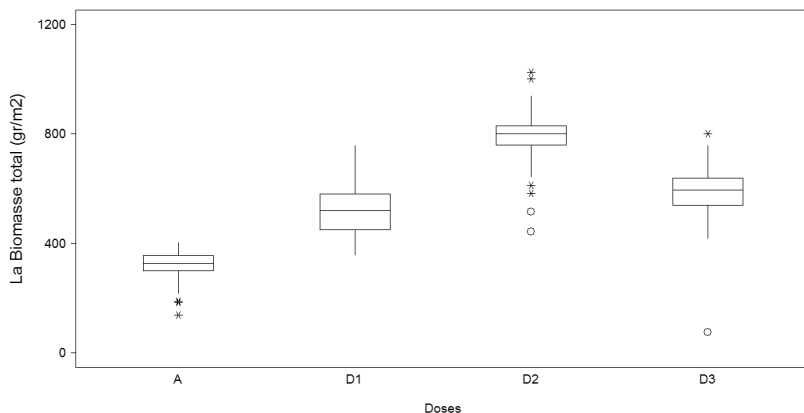
de la hauteur moyenne des plants qui varie proportionnellement avec la dose de boue épandue, de 31,65 cm pour  $D_0$  à 39,68 cm pour  $D_3$ .



**Figure 1.** Hauteur moyenne des plants de l'orge en fonction des traitements.

La biomasse d'orge est significativement variable entre les traitements ( $F_{3,316}=382$ ;  $P < 0.00001$ ). La figure 2 représente l'évolution de la biomasse totale en fonction des traitements. Elle augmente quand la dose de boue s'élève : 318,18

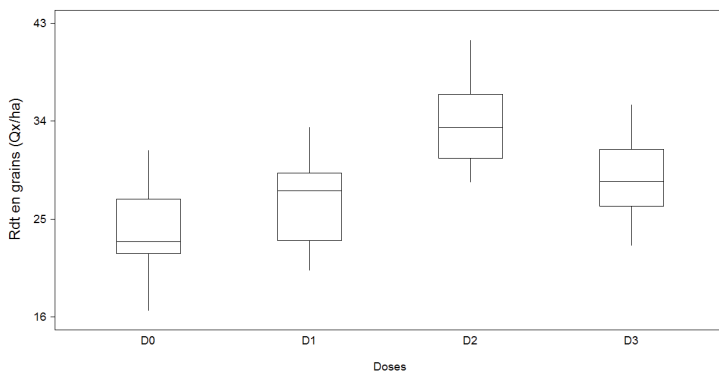
g/m<sup>2</sup> pour la D<sub>0</sub>, 525,10 g/m<sup>2</sup> en D<sub>1</sub>, la valeur maximale (784,65g/m<sup>2</sup>) est obtenue en D<sub>2</sub>, alors qu'elle est plus faible (584,96g/m<sup>2</sup>) lorsque la dose est maximale (D<sub>3</sub>).



**Figure 2.** Biomasse d'orge en fonction des traitements.

Le rendement en grains est significativement variable entre les différents traitements ( $F_{3, 316} = 25,5$ ;  $P < 0.00001$ ). La figure 3 montre une augmentation du rendement en grains avec 24.11 Quintaux /ha; 26,84

Quintaux/ha et 33,91 Quintaux /ha, dans les parcelles traitées successivement par les doses D<sub>0</sub>, D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub>. Les plants issus du traitement D<sub>3</sub> donnent un rendement de 28,76 Quintaux /ha.



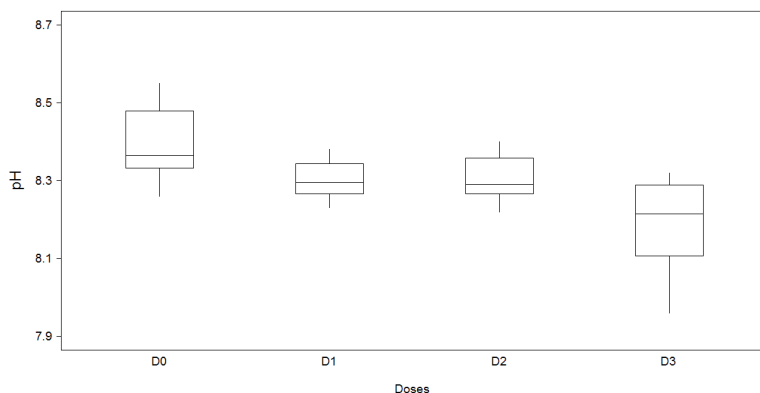
**Figure 3.** Rendement en grains en fonction des traitements



3.2. Effet de l'application des boues sur le pH, la teneur en matière organique et la C.E du sol

Les analyses statistiques montrent que l'incorporation des boues a modifié de

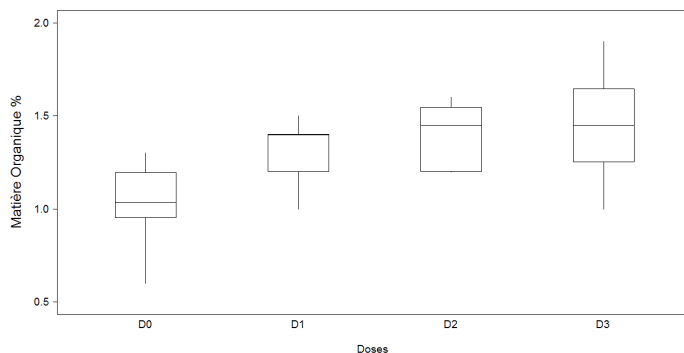
manière significative le pH du sol ( $P = 0,04$ ). La figure 4 permet de déceler une légère diminution des valeurs du pH du sol, inversement proportionnelle avec la dose de boue appliquée, allant de 8,39 en  $D_0$  à 8,17 en  $D_3$ .



**Figure 4:** pH du sol en fonction du traitement.

L'incorporation des boues a modifié de manière significative la teneur en matière organique dans les sols amendés par rapport au témoin ( $P = 0,005$ ).

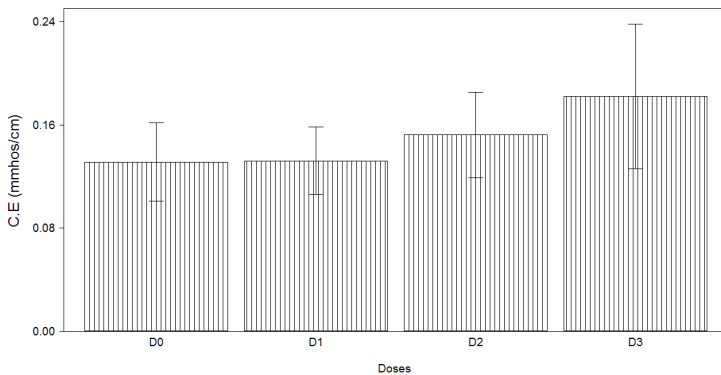
La figure 5 permet de constater que la teneur en matière organique augmente avec la dose de boue apportée. Elle s'élève à 0,61%, 1,31%, 1,40% et 1,45% respectivement en  $D_0$ ,  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ .



**Figure 5.** Teneur en matière organique en fonction des traitements.

Le rapport C/N est égale à 18 (supérieur) pour le sol traité par D<sub>2</sub>, indiquant une bonne activité biologique, comme cela a été remarqué par Bipfubusa (2004), Houot (2009) et Annabi et Bahri (2011). Ces deux derniers facteurs (C/N et Corg%) agissent directement sur la biologie du sol.

L'examen de la figure 6, montre une légère augmentation de la CE du sol, en fonction de la dose des boues. Elle varie entre 0,131μs/cm en D<sub>0</sub> et 0,182μs/cm en D<sub>3</sub>. L'analyse statistique réalisée montre un effet non significatif de l'apport des boues d'épuration sur la CE du sol (P > 0,05).



**Figure 6.** Conductivité électrique du sol en fonction des traitements.

#### 4. DISCUSSION

Notre étude de l'effet de l'application des boues d'épuration urbaines sur un sol sableux et sur la culture à savoir une céréale d'orge, nous a permis de dégager certains résultats marquants, confortés par une analyse statistique.

Nous avons enregistré généralement un effet significatif des boues d'épuration urbaines 3 ans après leur épandage, avec une amélioration de l'ensemble des paramètres étudiés par rapport au témoin (D<sub>0</sub>).

Nous avons noté que l'apport des boues a influencé la croissance et le

rendement des plants cultivés dans les parcelles traitées, qui enregistrent un bon développement et un bon rendement par rapport à ceux cultivés dans le sol non amendé, en accord avec les résultats obtenus sur le même site par Boumediene (2010), Henriet (2010) et Dennaka (2011).

L'amélioration du rendement de l'orge, représentée par le rendement en grains, a connu durant la troisième année (2011), une augmentation nette par rapport au témoin, nous avons notés des taux d'augmentation de 40,64%, 19,28% et 11,22% respectivement pour D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub> et

D<sub>1</sub>. Tandis que en première année (2009), nous avons enregistré de faible taux d'augmentation de l'ordre de 6,66%, 13,07% et 16,33%, pour D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>, une situation due au semis tardif. En 2010, nous avons enregistrés 35,75%, 23,93% et 13,87% pour D<sub>3</sub>, D<sub>2</sub> et D<sub>1</sub>. Nous avons aussi remarqués que le traitement D<sub>0</sub> a connus une augmentation dans le rendement avec 16,33 qx/ha en 2010 et 24.11qx/ha en 2011, des résultats dues au changement de pluviométrie 135 mm en 2010 et 265 mm en 2011 une année pluvieuse.

Selon Boufenar-Zaghouane et Zaghouane (2006), les variétés les plus cultivées en Algérie Saïda et Tichedrett donnent des rendements en grains de 25 à 30 de qx/ha. D'après Toutain (1979), le rendement en graines pouvant être obtenu au Sahara est de 30 à 35 qx/ha. En comparant ces rendements, nous pouvons remarquer sans traitement, notre variété donne un rendement en grains (en D<sub>0</sub>) inférieur à celui obtenu par les variétés Saïda et Tichedrett et ceux obtenus au Sahara. Mais après un épandage des boues, nous enregistrons une amélioration nette en fonction de la dose des boues. Le rendement en grains passe de 24.11qx/ha en D<sub>0</sub> à 28,76 qx/ha en D<sub>3</sub>, 33,91 qx/ha en D<sub>2</sub> et 26,84 qx/ha en D<sub>1</sub>. Il peut ainsi parfois dépasser le rendement obtenu par les variétés les plus cultivées en Algérie à savoir Saïda et Tichedrett.

L'amélioration du rendement a pour origine les fertilisants que contiennent les boues, elles constituent une source

potentielle de matière organique utilisable, elles contiennent aussi des nutriments essentiels pour la croissance des cultures (Dudkowski, 2000).

Le traitement D<sub>3</sub>, donne une certaine différence par rapport aux autres. Nous avons remarqué que la boue n'a pas eu le même effet sur le développement et par conséquent sur le rendement des plants. Les symptômes que nous avons observés sur les plants montrent qu'ils souffrent d'une phytotoxicité qui a engendré la mort de certains et la déformation des épis des autres, ce qui justifie la réduction du rendement. Cette dose D<sub>3</sub> a manifestement eu des effets délétères voire létaux sur les plantes cultivées. La phytotoxicité des plants peut être due à la présence des agents pathogènes contenus dans la boue (Champignons, Bactéries ou Virus), ainsi qu'à une possible présence de métaux lourds.

Certains auteurs ont obtenu de bon résultats, en terme de rendement des cultures et d'amélioration des caractéristiques du sol, avec dose de 40 t/ha (Ati, 2011) et de 90 t/ha (Korboulewsky et al., 2001), c'est-à-dire supérieur à la dose D<sub>3</sub>.

L'apport de boues se révèle dans l'ensemble, bénéfique pour le sol. Cet avantage de l'incorporation des boues résiduelles se répercute sur ses caractéristiques des sols à savoir le pH, la CE et la teneur en matière organique.

Le sol de la parcelle est de texture sableuse, il est alcalin ( $7,5 < \text{pH} \leq 8,5$ ), non salé ( $\text{CE} < 0,25$  mmhos/cm), peu calcaire

( $1\% < \text{CaCO}_3\% < 5\%$ ), avec un taux de matière organique et d'azote médiocre et d'une faible capacité de rétention en eau. Ces résultats sont comparables à ceux rapportés par Boumediene (2010), Henriet (2010) et Dennaka (2011). Il est à noter que nous avons enregistré une variation des valeurs du pH, qui ont connu une augmentation par rapport à ceux obtenus auparavant.

Les résultats obtenus montrent que la conductivité électrique augmente avec la dose apportée, conformément aux résultats d'autres auteurs (Dridi et Toumi, 1999 ; Pisson, 2000 ; Korboulewsky et al., 2001, Boutmedjet, 2004 ; Bipfubusa et al., 2006 ; Amadou, 2007 ; Bahri et Annabi, 2011 ; Guerfi, 2012).

Les sols ont une faible conductivité ( $130 < \text{CE}_{(\mu\text{s}/\text{cm})} < 180$ ) par rapport à celle de la boue résiduaire utilisée ( $1600 \mu\text{s}/\text{cm}$ ). Cependant, ils appartiennent tous à la classe des sols non salés.

L'apport des boues résiduaires a également contribué à l'amélioration de la teneur en Matière organique allant de 0,61% en  $D_0$  jusqu'à 1,31%, 1,40% et 1,45% respectivement en  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ , et par conséquent en carbone organique, il en est de même pour le taux d'azote total. Ce résultat avait également été obtenu par plusieurs auteurs qui ont constaté que la boue a significativement enrichi le sol en carbone organique et en azote. (Dridi et Toumi, 1998 ; Korboulewsky et al., 2001, Bipfubusa et al., 2006 ; Bahri et Annabi, 2011 ; Guerfi, 2012).

Le pourcentage en carbone organique est très faible (0,6% en  $D_0$  <  $\text{Corg}\% < 0,84\%$  en  $D_3$ ), ce qui ne permet pas une bonne agrégation et favorise selon Duchaufour (1977), l'érosion éolienne et hydrique. En effet les migrations obliques ou latérales interviennent très fréquemment le long des pentes (même très faibles), en topographie accidentée et en milieu moins perméable, comme c'est le cas dans notre parcelle où le lessivage a provoqué l'entraînement du sol par l'eau. La boue a eu un effet sur la biologie du sol par son apport de la matière organique. La biologie du sol s'est améliorée en  $D_1$  et  $D_2$  par l'effet du traitement. En comparant les résultats avec le témoin qui présente aussi une activité biologique, le traitement  $D_2$  semble être la meilleure dose qui stimule la vie dans les sols, suivi par traitement  $D_1$ .

Par contre, le traitement  $D_3$  apparaît nocif. Nous avons noté l'absence totale d'animaux du sol bien que la rapport C/N (12,72) soit normal. Houot (2009), note que le risque pour la faune et la microflore du sol, ainsi d'ailleurs que pour les végétaux cultivés sur les sols amendés par des produits résiduaires organiques, est difficile à évaluer car cela suppose une mesure de l'exposition dans ces systèmes soumis à une dynamique complexe.

l'orge est une espèce qui tolère la salinité, cette propriété du sol n'influe pas sur la récolte, car elle ne dépasse pas le seuil minimal cité par Durand (1983) ( $12 \text{ mmhos}/\text{cm}$ ), qui peut provoquer une

diminution de la récolte.

## **5. CONCLUSION**

Les effets à court terme étudiés dans cette expérimentation indiquent que l'amendement de la boue a eu un effet bénéfique sur les qualités fertilisantes du sol et par conséquent sur le rendement de la culture.

Le traitement D<sub>3</sub> (30 t/ha) a présenté au départ les meilleurs résultats, mais après 2 ans nous avons remarqué que les meilleurs rendements sont obtenus avec le traitement D<sub>2</sub> (10 t/ha). Excepté le pH et le taux de calcaire qui sont liés aux changements des caractéristiques du site, il y a eu une amélioration de certaines qualités physiques et chimiques du sol. Les apports de boues ont modifié de façon plus marquée la qualité biologique du sol en D<sub>2</sub>.

Ce travail s'ajoute aux différents essais expérimentaux menés précédemment qui ont montré que les boues des stations d'épurations peuvent être utilisées comme amendements ou fertilisants pour augmenter la production végétale. Leur valeur agronomique se manifeste

dans leur aptitude à apporter des éléments nutritifs indispensables pour le développement de la culture. Il en est de même pour les propriétés du sol favorables à son activité biologique et à la croissance des plantes. Ces résultats sont prometteurs et permettent d'établir des recommandations visant à encourager et à élargir l'emploi des boues dans le domaine agricole, pour améliorer la productivité des cultures et pour gérer la fertilité des sols de nos régions.

## **Remerciements**

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un projet de coopération entre l'université de Laghouat (U.A.T.L / Algérie) et l'université Catholique de Louvain (U.C.L / Belgique) et grâce au financement de la Wallonie Bruxelles internationale (W.B.I) (Belgique), ainsi que des financements du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche scientifique dans le cadre d'un Projet National de Recherche. Nous tenons ici à remercier ces structures pour leur grande collaboration dans la réalisation de ce travail.

## **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.**

- Amadou H., (2007). Modélisation du séchage solaire sous serre des boues de stations d'épuration urbaines. Thèse de doctorat : Université louis pasteur-Strasbourg 1. 222 p.
- Ati S., (2011). Etude de l'effet des boues résiduelles sur sol cultivé : Dynamique du phosphore et son utilisation en zone semi-aride. Thèse de Magister : Université EL Hadj Lakhdar de Batna. 146 p.
- Bahri H. et Annabi M., (2011). effet des boues urbaines sur la mouillabilité et la stabilité structurale d'un sol cultivé. *Étude et Gestion des Sols*. Vol. 18. n.3. pp. 7-15

- Benterrouche I., (2007). Réponses écophysiologicals d'essences forestières urbaines soumises à une fertilisation avec les boues d'épuration. Thèse de Magister : Université Mentouri de Constantine. 179 p.
- Bipfubusa M., N'Dayegamiye A. et Antoun, H. 2006. Evaluation des effets des boues mixtes fraîches et de leurs composts sur les rendements des cultures et leur nutrition minérale. *Agrosols*. Vol. 17. n. 1. pp. 65-72.
- Boufenar-Zaghouane F. et Zaghouane O., (2006). Guide des principales variétés de céréales à paille en Algérie (blé dur, blé tendre, orge, avoine). 1<sup>ière</sup> édition. ITGC : Alger. 153p.
- Boumediene A., (2010). Effet de l'application des boues d'épuration sur la biomasse de la culture d'orge en sec et sur l'état de surface d'un sol dans la région de Laghouat. Mémoire d'ingénieur : Université Ammar Tlidji de Laghouat. 79 p.
- Boutmedjet A., (2004). La valorisation des boues résiduelles urbaines en plantation forestière dans la zone aride. Mémoire de Magister : Université Kasdi Merbah de Ouargla. 117p.
- Dennaka T., (2011). Valorisation agricole des boues d'épuration: incidences sur le sol et sur une culture céréalière «l'orge ». Mémoire d'ingénieur : Université Ammar Tlidji de Laghouat. 52 p.
- Dridi B. et Toumi C., (1999). Influence d'amendements organiques et d'apport de boues sur les propriétés d'un sol cultivé. *Etude et gestion des sols*. Vol. 1. n. 6. pp. 7-14.
- Duchaufour P., (1977). *Pédologie .pédogénèse et classification*. MASSON : Paris. 471 p.
- Dudkowski A., (2000). L'épandage agricole des boues de stations d'épuration d'eaux usées urbaines in *le Courrier de l'environnement*. n, 41. INRA. Paris. 05 p.
- Guerfi Z., (2012). Impact de l'utilisation des boues résiduelles sur les propriétés physico-chimique des sols de la haute Vallée de la Medjerda willaya de Souk Ahras. Mémoire de Magister. Université Badji Mokhtar d'Annaba. 73 p.
- Henriet B., (2010). Impact des boues d'épuration sur la conservation du sol et l'amélioration des rendements d'une culture de céréale à Laghouat, Algérie. Mémoire de bio-ingénieur Université catholique de Louvain. 122 p.
- Houot S., Cambier P. et Benoit P., (2009). Effet d'apports de composts sur la disponibilité de micropolluants métalliques et organiques dans un sol cultivé. *Étude et Gestion des Sols*. Vol. 16. ¾. pp. 255-274.
- Igoud S., (2001). Valorisation des boues résiduelles issues des stations d'épuration

urbaines par leur épandage dans les plantations forestières. Rev. Energ. Ren : production et valorisation-biomasse. pp. 69-74.

- Korboulewsky N., Masson G., Bonin G., Massiani C., et Prone A., (2001). Effets d'un apport de compost de boues de station d'épuration dans un sol d'un vignoble du Sud de la France. *Étude et Gestion des Sols*. Vol. 8. n. 3. pp. 203-210.

- Pernin C., (2003). *Épandage de boues d'épuration en milieu sylvo-pastoral. Étude des effets in situ et en mésocosmes sur la mésofaune du sol et la décomposition d'une litière de chêne liège (Quercus suber L.)*. Thèse de Doctorat : Université de droit, d'économie et des sciences d'Aix-Marseille (Aix-Marseille III). 157 p.

- Pisson C., (2000). *Impact de l'épandage agricole des boues résiduelles urbaines sur la qualité des productions céréalières en particulier sur l'aspect des éléments traces métalliques*. Mémoire d'Ingénieur. Ecole Nationale de la Santé Publique. Paris. 102 p.

- Toutain G., (1979). *Éléments d'agronomie saharienne*. Paris : I.N.R.A. 273p.

## **Techniques to Control Wind Erosion in Libya**

**Bashir NWER**

Soil and water Dept., Agriculture Faculty of University of Tripoli. P.O. Box 13538,  
Lybia

### **SUMMARY**

Wind erosion is a serious problem in Libya and becomes widespread and severe during droughts. The project area is located in the Suluq region in the north east of Libya. The site lies South-East of Suluq from the city suburbs to a 25 km distance. The ultimate goal was to restore the vegetative cover on the region with total area of 3,500 ha. At first, there was an urgent need of road protection against sand encroachment (risk of accidents). In February 2008, 400 truckloads of sand were removed (10m<sup>3</sup> each) from the road (4,000 m<sup>3</sup>).

Two main sources of sand were recorded: the biggest one lies very far southward and is constituted by a big dune; the second source lies in the area north-east of the site and is due to destructive human activities such as overgrazing and margin agriculture. The techniques used to control wind erosion were based upon participatory approach, land preparation, and plantations programme. This paper introduces the measures and techniques conducted to control wind erosion. In addition, it draws attention to lessons learnt from the application of techniques to control wind erosion in Libya.

Keywords: Libya, wind erosion, soil, land use planning



## **I. INTRODUCTION**

Soil erosion leads to a reduction in soil quality and productivity and hence crop yield (National Soil Erosion-Soil Productivity Research Planning Committee, Science and Education Administration - Agricultural Research, 1981). The extent to which crop yield responds to soil erosion depends on several variables such as crop type, soil properties, management practices and climate characteristics. Erosion often results in a decrease of the soil supply functions in three several ways, by (1) the removal of organic matter; (2) the change in depth to a possible root-barrier; and (3) the loss of structure and increased compaction (Bakker et al., 2004).

According to Vink (1975), accelerated soil erosion is a serious problem in the Mediterranean region. Climatic characteristics of the Mediterranean region produces torrential runoff. The characteristics include rare freezing; hot summers with at least two or three dry months and cool rainy winters; precipitations often fall as storms of high intensity (Bradbury, 1981). Because of these violent storms, the Mediterranean climate is described as one of the most aggressive with respect to erosion. Also, in regions such as the southern Mediterranean, cracks can form by desiccation during dry summers, causing extreme dissection of the slopes. A major problem in the climate of this region is that the winter rainfall, which causes erosion, does not

coincide with the vegetation cover that protects the soil surface, especially in cultivated cropland and heavily grazed pasture. The Mediterranean climate does not favour the development of a dense vegetation cover on most slopes, which are poorly stabilised at ground level. As a result, areas with Mediterranean type climate are traditionally classified as areas with high potential erosion rates (Saunders and Young, 1983; Brown, 1990).

In Libya, where the environment is vulnerable, the variability of rainfall and the occurrence of occasional relatively-heavy showers characterised by high intensity can produce runoff. The removal of natural vegetation from the land surface is the main factor that accelerates soil erosion.

A study was conducted by Selkhozpromexport (1980) focused on soil survey and soil erosion of the north east and west of the country. 70.7 % of the soils studied in the north-east were found to be affected by soil erosion. Selkhozpromexport (1980) distinguished two types of accelerated erosion: water erosion and wind erosion. Water erosion is common in the form of sheet washing, occurring mainly within the Jabal Akhdar Upland while wind erosion is found in the form of deflation within the littoral plain (Selkhozpromexport, 1980; Mahmoud, 1995; Nwer, 2005).

The causes and effects of wind erosion suggest that no single control measure

could effectively contain the wind erosion hazard. In the past, wind control measures have focused essentially on the use of windbreaks. Such measures and structures have proved cost-effective only in the case of large holdings under single ownership, such as state forest lands, or in the case of large-scale land reclamation and settlement programmes. They have had limited application and success at the local farm enterprise level except where such schemes are sponsored and financed by a state or local authority.

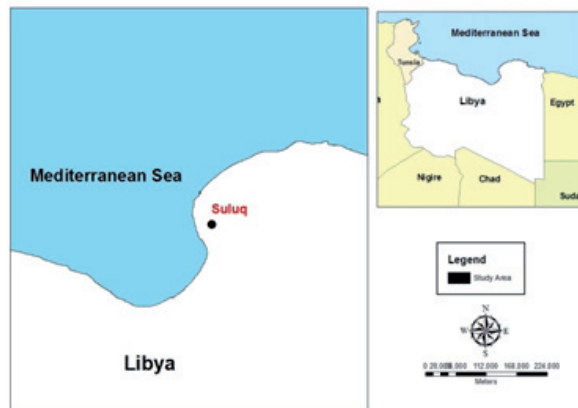
The aim of this paper is to introduce the

measures and techniques conducted to control wind erosion in a case study in the north east of Libya.

## 2. THE STUDY AREA

### 1. Location

The study area is situated in the north east of the country. It is a large area with total area of about 4,000 hectares. It is a part of Benghazi plain which is located in the north-east of country. As shown in Fig (1) the study area is Suluq region alongside the coastal area to the west of Benghazi. It is bounded to the north by the Mediterranean Sea.



**Figure1.** Location of the study area

### 2. Climate

The climate in the study area is influenced by Mediterranean climate (Xeric), which is characterized by rainfall in winter and almost no rainfall period in summer which is the hottest and driest period of the year. The southern part of the study area is under Torric moisture regime. The soil temperature regime in the study area

is Thermic. The maximum temperatures range from 18.3C° in January to 32C° in August. The minimum temperatures are ranging from 8.0 C° to 23.9 C°. The average monthly temperatures range from 13.2 C° to 27.9 C° with an annual level of 20.7 C°. The average annual rainfall varies from region to region

according to the geographic position and the topography. Rainfall occurs during the winter months (October to March).

### **3. Soils**

Soils and their characteristics in the study area are affected to great extent by the nature and conditions in which these soils were formed. Generally, aridity is the main characteristic of such soils. Most of these soils are undeveloped or partly developed. Soils in the study area are classified in accordance with US Soil Taxonomy as shown. Aridisols and Entisols are the main soil order in the study area.

## **3. MATERIAL AND METHODS**

### **1. Wind Erosion in the Study Area**

The site lies South-East of Suluq from the city suburbs to a 25 km distance. This site has raised the country's attention in terms of wind erosion risks. There was an urgent need of road protection against sand encroachment (risk of accidents). The Wadi al Bab Agriculture Project (located at the south-eastern limit of the site) removed in February 2008 400 truckloads (10 m<sup>3</sup> each) of sand from the road (4,000 m<sup>3</sup>). Two sources of sand were recorded: the biggest one lies very far southward and is constituted by a big dune; the second source lies in the area north-east of the site and is due to destructive human activities such as overgrazing and marginal agriculture.



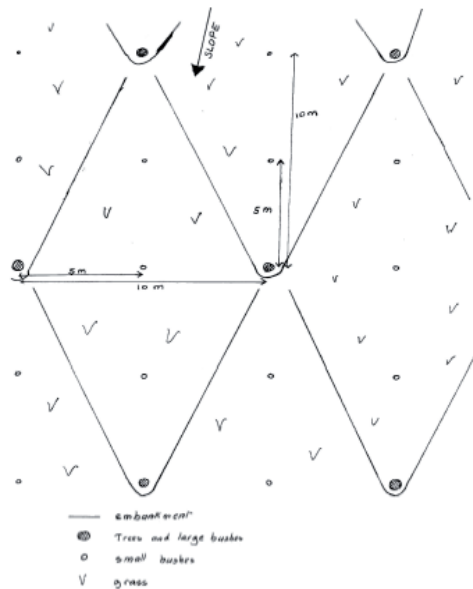
**Figure 2.** Soil Erosion in the Suluq region

## 2. Technique Used

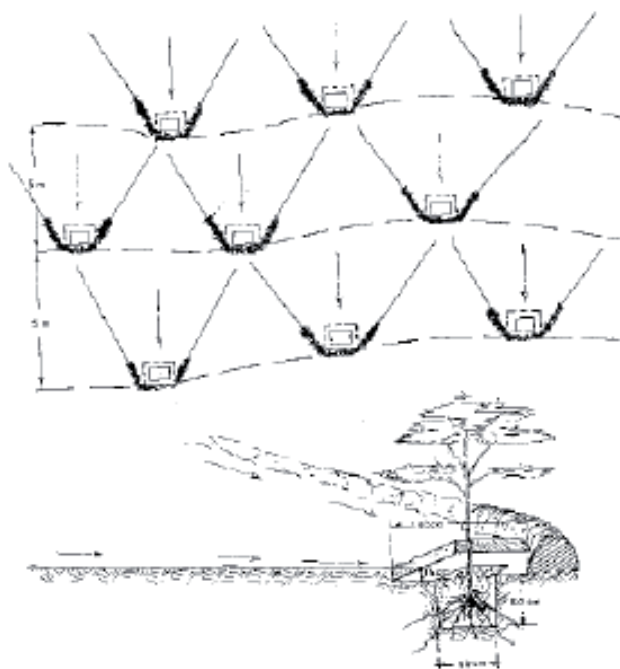
**Participatory approach:** The users of the land (farmers, herders) were part in the project from the beginning. The need for road and arable land protection as well as the aim of the project were presented to the local population. The needs of these land users were taken into account and they were part in decision making. Compensation for resource access lost were negotiated and local recruitment were preferred. This approach was introduced to local decision makers (Head of the local Government, householder representatives...) and is today accepted. This was done through a series of meetings with local population

and community. The compensation were agreed and paid to the locals.

**Land preparation:** The aim was to concentrate the rain water for the trees through water harvesting techniques. Runoff water were captured through handmade micro catchments. Soil preparation was made a little time in advance before the rainy season to avoid too much dust mobilization by the wind. Soil disturbance was kept at minimum. Trees and shrubs were planted at 10X10 m distance, in staggered rows between the lines, and scrubs at 5X5 m in between, while grass species were directly sown between planted species (Figs. 3 and 4).



**Figure 3.** Diagram of the tree, shrub, scrub, grass and embankment positions



**Figure 4.** Herring bone techniques for soil preparation (FAO Conservation Guide no 26 Arid Zone Forestry: A guide for field techniques)

Site preparation was conducted by mechanical digging holes, manual rearrangement of removed soil into micro-catchment; Planting density: 10 x 5 m (Fig. 5).

The site preparation was implemented according to the following broad pattern:

- Furrows will follow scrupulously the contour lines (a precise topography mapping of the land indicated by stakes is a prerequisite before ploughing);

- Spacing between furrows: 10 m; A 10 m spacing along the furrow will be left between trees and shrubs, which will be displayed in staggered rows between the lines;
- Shrubs will be planted within the furrow at a 5 m spacing from the trees and shrubs, and on an unploughed line between the furrows;
- Grass species will be directly sown between planted species.

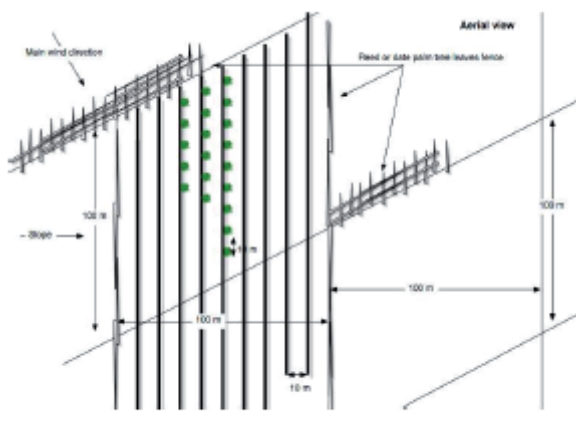


**Figure 5.** Site preparation for the project area

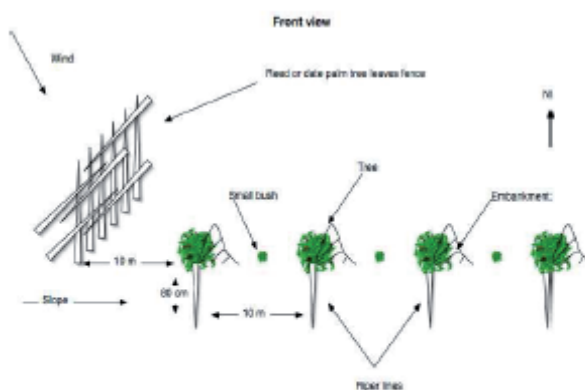
**Sand Dunes Fixation:**

Sand dune fixation and site preparation were carried out. The techniques which were used are: mechanical ripping and construction of embankments, holes manual and by auger ( $\text{Ø } 60\text{cm}$ ). The

distribution of tree and shrub plantation is shown in Figs. (6) and (7). Fig (8) shows the result of the application of the mentioned techniques of sand dune fixation on the road side.



**Figure6.** Sand dunes Fixation technique at the road sides



**Figure 7.** Sand dunes Fixation technique plantation

### Species choice:

Species selection was made according to the following criteria: species should be adapted to the site soil and climate conditions; they should fulfil the main role of the project, which is soil protection; and their products should meet the neighbouring population's needs (fodder, fuel wood, fruits, honey...). The planting density is 10 x 5 m. The species which were selected are:

*Acacia aneura*, *A. bivenosa* subsp. *wayi*, *A. cyanophylla*, *A. cyclops*, *A. farnesiana*, *A. horrida*, *A. ligulata*, *A.*

*salicina*, *A. tetragonophylla*, *A. tortilis*, *A. trineura*, *A. victoriae*, *Atriplex glauca*, *A. halimus*, *A. nummularia*, *Calligonum comosum*, *C. spinosum*, *Casuarina equisetifolia*, *Cenchrus ciliaris*, *Cupressus sempervirens*, *Eucalyptus camaldulensis*, *E. gomphocephala*, *E. microtheca*.

Seedling production were in Suluq in a nursery (Fig. 9) which was part of the project infrastructure and capacity building of the project area.



**Figure 8.** Site preparation for the project area and implementations of sand dunes fixation by



**Figure 9.** Nursery in Suluq region for the project area



Several constraints and principles were taken into account in the plantations:

- Control of the runoff above the plantation site, either through preliminary plantation, either through antierosive works (bunds, ridges, floodwater diversion and controlled waterway).
- Control of the runoff inside the “herring bone”.
- Use of local species, well adapted to the local conditions but also commonly used by the population (pasturage, fodder, bee-keeping, wood products) and trials with exotic species.

#### **4. RESULTS AND DISCUSSION: wind erosion in the project area**

The techniques used in the project area to combat wind erosion were mainly plantations, sand dune fixation, and land preparations. As Figure 10 shows, there were successful sites. However, the project funding was stopped, which represents the main limitations to follow up and finish the planned activity. In addition, liberation war were and clashes took place along the road of the project.

Despite all these limitations, the project is considered as a successful trial. The Agriculture Ministry plans to resume the project. A number of technical teams visited the project area and reported a good success rate of the plantations (Fig. 11).



**Figure 10.** Plantations in the project area



**Figure 11.** Plantations in the project area

## **5. CONCLUSION**

Soil erosion and wind erosion in particular are one of the most important threats to agriculture development in Libya. Climatic conditions, low soil quality and mismanagement are the main contributors to worsen wind erosion. There are many techniques to fix sand dunes and prevent wind erosion. The project, which aims at controlling wind erosion, must take into account

all related issues. In this project, land preparation, participatory approach were combined to control wind erosion.

The project was a successful story to control wind erosion if the management plan executed and the necessary fund secured. Therefore, the main obstacles in combating desertification in Libya are: institutional instability, sustainability of funds and unclear management plans.

## **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- Bakker, M.M., G. Govers, and M.D.A. Rounsevell. (2004) The crop productivity-erosion relationship: an analysis based on experimental work. *CATENA* 57:55-76.
- Bradbury, D.E. (1981) The Physical geography of the Mediterranean lands. In: DiCasteri, F., Goodall, D.W. and Specht, Mediterranean type shrublands . ed. Amsterdam: Elsevier , 51-62.
- Brown, C.A. (1990) Soil erosion and fire in area of Mediterranean type vegetation: results from Chapparral in Southern California, USA and Matoral in Andalusia, Southern Spain. In: Thrones, J.B., Vegetation and erosion, process and environments . Chichester : Wiley, 269-287.
- Mahmoud, K.B (1995) Libyan Soils. First Edition ed. Tripoli: National Research Scientific Organisation.
- National Soil Erosion-Soil Productivity Research Planning Committee, Science and Education Administration - Agricultural Research (1981) Soil erosion effects on soil productivity: a research perspective. *Journal of Soil and Water Conservation*, 36 (2), 82–90.
- Nwer B., “The application of land evaluation technique in the north-east of Libya,” Ph.D. dissertation, Faculty of Environment., Cranfield Univ., Silsoe, 2005.
- Saunders, I. and Young, A. (1983) Rates of surface process on slopes, slope retreat and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 473-501.
- Selkhozpromexport (1980). “Soil Studies in the Eastern zone of Libya ”. Secretariat for Agricultural Reclamation and Land Development, Tripoli.
- Vink, A.P.A. (1975) Land use in advancing agriculture. Springer, Berlin.

