

Influence de la maturation des sols de mangrove sur la déflation éolienne et la formation des dunes argileuses dans le delta du fleuve Sénégal

Consequences of the pedogenesis on aeolian deflation and clay dune formation in the Senegal delta

Laurent Barbiéro^{a*}, Abdallahi Ould Mohamedou^b, Raoul Caruba^c

^a Orstom, centre de Hann, B.P. 1386, Dakar, Sénégal

^b Université des sciences et techniques, B.P. 56, Nouakchott, Mauritanie

^c IRIM-Chaire Unesco, université de Nice-Sophia Antipolis, Parc Valrose, 06108 Nice cedex 2, France

Abstract—The study of clay dunes is frequently used for the reconstitution of the palaeoenvironment. A stop in the sedimentation is generally attributed to changes in the climatic, or hydrological environment. Our study in the Senegal delta shows that transformations in the superficial part of the soil can result in a stop of the aeolian deflation and clay dune formation, without changes in the environmental conditions. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

pedogenesis / aeolian deflation / clay dune / Senegal

Résumé — L'étude des dunes argileuses est largement employée pour la reconstitution des paléo-environnements. L'arrêt de la sédimentation éolienne est généralement attribuée à des modifications climatiques ou hydrologiques. Notre étude, menée dans le delta du fleuve Sénégal, montre que des transformations internes de la couverture pédologique peuvent induire des modifications de la partie superficielle des sols et arrêter la déflation éolienne, sans modifications des conditions environnementales. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

pédogenèse / déflation éolienne / clay dune / Sénégal

Abridged version

Aeolian deflation and clay dune formation have been studied by various authors all over the world and is generally used as a geomorphic indicator of palaeoenvironmental changes (Hills, 1940; Boulaine, 1954; Tricart, 1954; Price, 1958, 1963; Bowler, 1973; Lancaster, 1978; Goudie and Thomas, 1984; Young and Evans, 1986; Hachicha et al., 1987; Thomas et al., 1993; Marker and Holmes, 1995).

Boulaine (1954) explained the phenomenon of clay dune formation. Clay dunes develop by seasonal deflation from a pan floor under saline conditions. As the pan dries, salt concentration increases, inducing the mud to flocculate to silt

and sand-size particles which are then vulnerable to wind transport from the pan floor (Hamdi Aissa et al., 1997).

The environmental conditions favouring the formation of clay dunes are very restrictive. They require a prevailing wind during the dry season, temporary saline pan conditions and a specific clay fraction sediment. Therefore, a stop in the formation of the clay dunes is generally attributed to changes in the climatic environment, although the phenomenon of clay dune formation has been observed under the more humid conditions in southern Senegal (Maignien, 1961; Vieillefon, 1967).

An actual clay dune formation is observed in the Senegal

Note présentée par Georges Pédro.

Note remise le 11 mars 1998, acceptée après révision le 15 juin 1998.

* E-mail: barbiéro@dakar.orstom.sn

Fonds Documentaire ORSTOM



010015434

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: Bx 15439 Ex: 1

delta (Maynard, 1952; Tricart, 1954) (*figure 1*). In the periodically flooded Bell basin (Diawling Park, Mauritania), observations on the pan floor reveal an abrupt transition between the zone where the deflation occurs and the zone where the salt concentration induces fragmentation in large platelets invulnerable to wind transport. This lateral transition is not correlated with salinity (Ould Mohamedou, 1998), but strongly correlated with a lateral transition in the superficial horizon of the soil. Deflation occurs when the superficial horizon presents a silty texture. In compensation, the clayey texture of the superficial horizon induces the fragmentation into centimetric platelets. The increase of the clay proportion in the superficial horizon can be associated with a step in the development of the soil from the unripe acid sulphate mud. This is presented through the morphological aspect of three soil profiles (*figure 2*). A clear chronosequence appears from profile 1 to 2 and 3. Profile 1 corresponds to a Thionic Fluvisol (FAO et al., 1994). Unripe silty clay material with high pyrite content is observed at 40-cm depth, overlaid by a grey brown silty clay half-ripe, severely acid material with yellow mottles of jarosite. The superficial silty clay horizon presents a coarse prismatic structure with some reddish brown iron oxide mottles at the base. A soft powdery structure appears at the top of the soil.

Profile 2 is quasi-similar but a discontinuous sandy bleached horizon appears near 20-cm depth. Its lower boundary is abrupt and undulated, and underlined by reddish hematite mottles, whereas its upper boundary is progressive and irregular.

In the third profile, the sandy horizon is observed from 20 to 85 cm. It is locally bleached, but also locally very coloured by the distribution of iron oxide around the former roots of mangrove. However, on the profile, all these structures are intersected by various subhorizontal clay stripes. This organisation reveals that the redistribution of the clay fraction in stripes is the last phenomenon observed in the soil. A thick stripe appears at the top of the soil and induces a fragmentation in centimetric platelets. This change in the uppermost part of the soil tallies with the change in the surface fragmentation from soft powder to large platelets. The sand fraction distribution (*figure 3*) is also consistent with the pedogenetic origin of the textural contrasts, observed on these profiles.

The severely acid environment of the acid sulphate soil of the Senegal delta enhances the weathering of silicate minerals. A large buffering of the potential acidity is generally attributed to acid hydrolysis of aluminosilicate clays (Van Breemen et al., 1983; Dent, 1986). This phenomenon is probably responsible for the separation of the sandy and clay fraction along this soil sequence.

This study highlights that pedogenesis of the acid sulphate mud can generate changes in the superficial part of the soil, inducing the stop of aeolian deflation and clay dune formation. This phenomenon could explain the textural differences actually observed between some pan floors and associated clay dunes (Thomas et al., 1993). A stop in the sedimentation of clay dunes cannot be only attributed to changes in the climatic, or hydrological environment. It must be taken into account for the reconstitution of the palaeoenvironment.

1. Introduction

La déflation éolienne et l'accumulation des particules sous la forme de dunes argileuses, appelées « lunettes » (Hills, 1940), *clay dunes* (Price, 1958, 1963), « lunette-dunes » (Marker et Holmes, 1995), « bourrelets » (Tricart, 1954), ont été largement décrites de par le monde, en Australie et au Texas, en Algérie (Boulaine, 1954), en Mauritanie (Maynard, 1952 ; Tricart, 1954), en Casamance (Viellefon, 1967), en Tunisie (Hachicha et al., 1987), au Botswana et en Afrique du Sud (Lancaster, 1978 ; Goudie et Thomas, 1984 ; Thomas et al., 1993). L'explication du phénomène revient à Boulaine (1954), dans son étude sur les Sebkhia d'Oranie.

Les dunes argileuses sont des dépôts éoliens associés à des cuvettes saisonnièrement inondées et salées. Lorsque la cuvette s'assèche, la concentration des sels provoque l'apparition d'une structure poudreuse en surface due au foisonnement par cristallisation rapide de sels tels que le gypse (Hamdi Aissa et al., 1997). Les particules issues de cet émiettement (50 à 150 µm) sont très facilement transportables par le vent.

Les conditions de formation de telles dunes argileuses sont beaucoup plus restrictives que celles nécessaires aux formations sableuses. Elles requièrent (i) un vent dominant

durant la saison sèche, (ii) une alternance saisonnière d'inondation et d'assèchement des cuvettes avec une alimentation en sels, (iii) une certaine fraction granulométrique à la surface de la cuvette. Pour cette raison, les dunes argileuses ont été largement utilisées pour la reconstitution de paléo-environnements (Price, 1963 ; Bowler, 1973 ; Youg et Evans, 1986). Le phénomène a été longtemps considéré comme lié à des conditions climatiques semi-arides, lorsque les autres conditions de formation (alimentation en eau et en substances dissoutes des cuvettes, permanence de vents à direction préférentielle) étaient réalisées. Maignien (1961) avait pressenti l'existence de ce phénomène en région plus humide, ce qui fut confirmé par Viellefon (1967) dans les mangroves de Casamance. Le creusement des cuvettes favorise l'alimentation saisonnière en eau et en sels et l'évaporation ; aussi, une autocatalyse du phénomène est généralement observée. Lors des reconstitutions paléoclimatiques, l'arrêt de la sédimentation, et donc de la déflation éolienne, est généralement attribué à des perturbations climatiques et à l'apparition de conditions défavorables à la déflation. Le but de cette note est de montrer que des transformations internes de la couverture pédologique peuvent arrêter la déflation éolienne, même si les conditions environnementales restent inchangées et favorables à la déflation éolienne.

2. Le site d'étude

Le bassin du Bell (Parc du Diawling, Mauritanie, *figure 1*) est généralement inondé de juillet à septembre par une eau d'abord saumâtre, puis douce en fin de crue du fleuve Sénégal, et le milieu devient ensuite salé sous l'influence d'une intense évaporation. Gypse, puis halite, précipitent dans la solution du sol, alors que les formations de calcite et thénardite/mirabilite sont évitées (Ould Mohamedou, 1998).

Sur ce même site, Tricart (1954) a observé que les états de surface limoneux s'émettent finement sous l'influence de la salinité, alors que les états de surface plus argileux se fractionnent en petites plaquettes centimétriques, non mobilisables par le vent. La limite entre ces deux états de surface est abrupte. Cet auteur en a conclu qu'au cœur des cuvettes, la nature plus argileuse des dépôts retarde la déflation éolienne dans la saison.

Les trois profils pédologiques (*figure 1*), situés autour du marigot Khurumbam et présentés dans cette étude, correspondent à une séquence de sols accompagnant le retrait de la mangrove. Le premier Profil est situé dans la mangrove qui occupe le lit du marigot, le second est situé quelques centaines de mètres à l'amont, dans le lit du même marigot, mais la mangrove, qui était encore bien visible sur les photographies aériennes de 1980, n'apparaît plus que sous la forme de bois morts. Le troisième

profil se trouve décalé de 20 m par rapport à l'axe du marigot. Ce dernier est positionné sur une transition abrupte, entre un état de surface poudreux d'un côté et en petites plaquettes de l'autre. Le travail s'appuie essentiellement sur l'organisation des volumes pédologiques identifiés sur cette séquence. Les interprétations sont corroborées par les spectres de granulométrie des sables (17 fractions).

3. Résultats

3.1. Profil 1

Le profil (1) (*figure 2a*) correspond à un Thionic Fluvisol (FAO et al., 1994) et est composé d'une vase limoneuse grise (7,5YR4/1) à bleutée (5G4/1), parcourue d'un réseau tubulaire noir (pyrite) et jaune (jarosite), le jaune disparaissant en profondeur. La teneur en eau de cette vase se révèle autour de 60 % à 80 cm et 42 % à 50 cm, par pesage après séchage au four. Pour ces deux points, les pH respectifs in situ sont 5,6 et 4,5. La partie superficielle du profil correspond à la structuration de la vase de texture limoneuse sous l'influence des conditions évaporantes. Quelques traces rouges traduisent la transformation de la jarosite en goethite/hématite à la base de cet horizon, vers 10–15 cm. Le fractionnement de surface correspond à une structure poudreuse. La déflation éolienne est active.

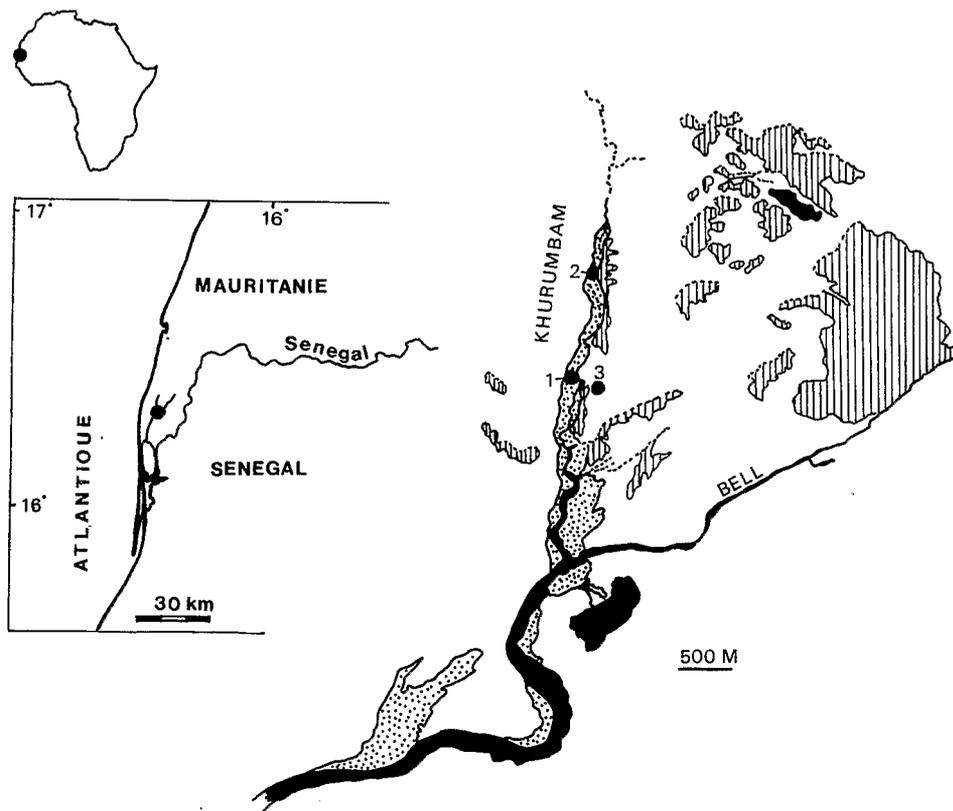


Figure 1. Le site d'étude. Localisation des trois profils présentés. Clay dunes. Mangrove (sur photographie aérienne de 1980). ● Profil présenté.

The study site, location of the three soil profiles. Clay dunes; mangrove (on aerial photography, 1980); ● soil profile.

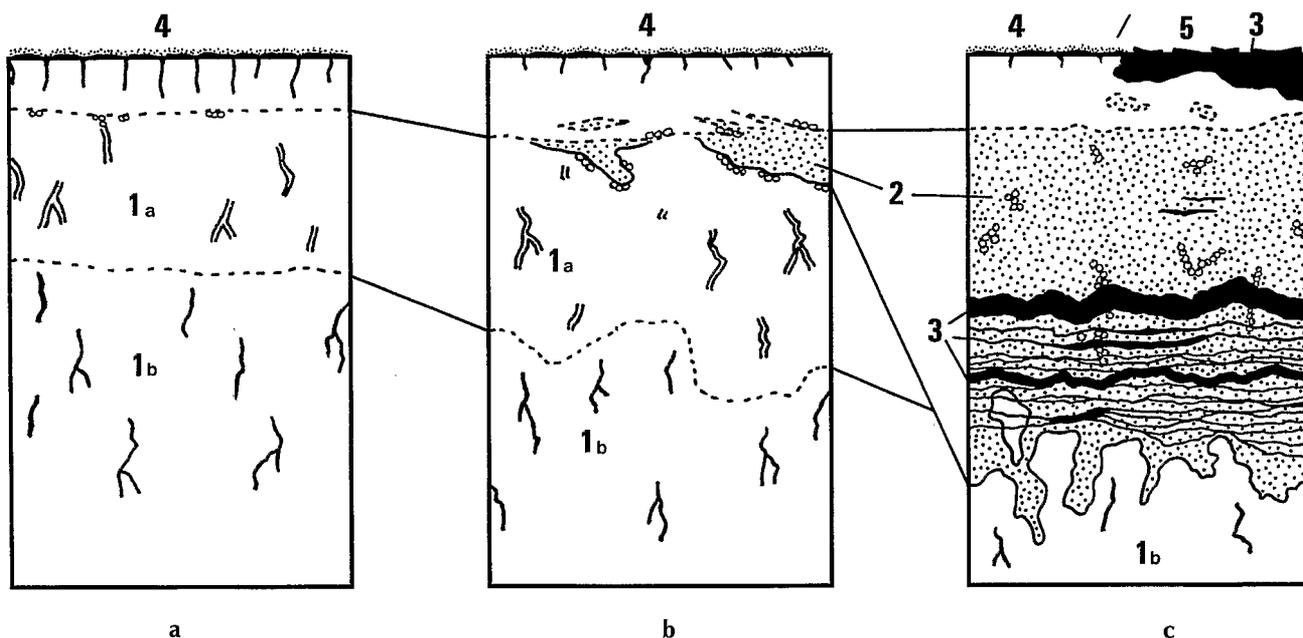


Figure 2. Morphologie des trois profils présentés. 1. Vase limoneuse, a) à jarosite : , b) à pyrite : . 2. Sable localement coloré par les oxydes de fer. ooooo : Liserés rouges de goéthite-hématite. 3. Bandes argileuses. 4. Structure poudreuse – déflation éolienne. 5. Fractionnement en plaquettes – pas de déflation éolienne.

Soil morphology of the three soil profile. 1. Silty mud, a) with jarosite: , b) with pyrite: . 2. Locally coloured sandy material ooooo: goethite-hematite red mottles. 3. Clay stripes. 4. Soft powder – aeolian deflation. 5. Large platelets – no aeolian deflation.

3.2. Profil 2

La vase bleutée à pyrite s'observe en profondeur à partir de 55 cm (figure 2b). De 55 à 20 cm, la vase est brun sombre, la teneur en eau de 33 %, avec le même réseau complexe jaune de jarosite que précédemment autour des anciennes racines de palétuvier (pH = 3,9). Une transition abrupte et ondulée s'observe à 20 cm. Elle est soulignée par un liseré rouge vif. On observe alors quelques centimètres d'un matériau sableux blanc, contrastant fortement avec la vase profonde. La transition avec l'horizon de surface à structure prismatique (sous structure polyédrique) se fait par diminution progressive de la proportion de sable selon des plans courts et sub-horizontaux interpénétrés dans le limon du dessus. Le sable blanchi s'observe autour des agrégats polyédriques, puis disparaît dans la partie supérieure du profil. Le fractionnement de surface correspond à une structure poudreuse. La déflation éolienne est active.

3.3. Profil 3

La vase bleutée s'observe à partir de 85 cm (figure 2c, pH = 3,6 à 85 cm). Elle est parcourue de tubes ocre (diamètre 2 à 3 cm), correspondant aux anciennes racines de palétuviers. Une transition abrupte mène, par de nombreuses interpénétrations en doigts, à un matériau sableux fortement coloré par les oxydes de fer, de manière concentrique autour des racines ; le sable s'observe presque jusqu'en surface (15 cm). Les dessins complexes du fer

sont schématiquement représentés sur la figure 2c. La transition du sable vers l'horizon de surface est graduelle, vers un matériau limoneux à structure prismatique et sous structure polyédrique, identique à celui décrit dans la partie superficielle des autres profils. Les contours de tous les volumes sont recoupés par des bandes argileuses ondulées et horizontales d'épaisseur variable (5 à 10 cm). Une de ces bandes, épaisse, apparaît en surface sur la moitié droite du profil. Le matériau acquiert alors une structure plaquettaire à débits sub-horizontaux, en coins. Le fractionnement de surface se fait en poudre fine sur la gauche du profil et en plaquettes centimétriques sur la droite. Le changement d'état de surface correspond exactement à la variation latérale de texture et structure dans l'horizon superficiel.

Sur chaque profil, les sables présentent une distribution bimodale, et constante du haut en bas des profils, quelle que soit la texture globale des horizons prélevés (figure 3).

4. Discussion

Les différenciations texturales observées sur ces profils ne peuvent être attribuées à diverses phases sédimentaires qui seraient responsables du dépôt de la vase limoneuse, puis du sable avec des passées argileuses, le tout respectant exactement les mêmes fractions granulométriques de sable. Les contacts entre ces horizons à texture contrastée, la présence d'interpénétrations, de limites nettement on-

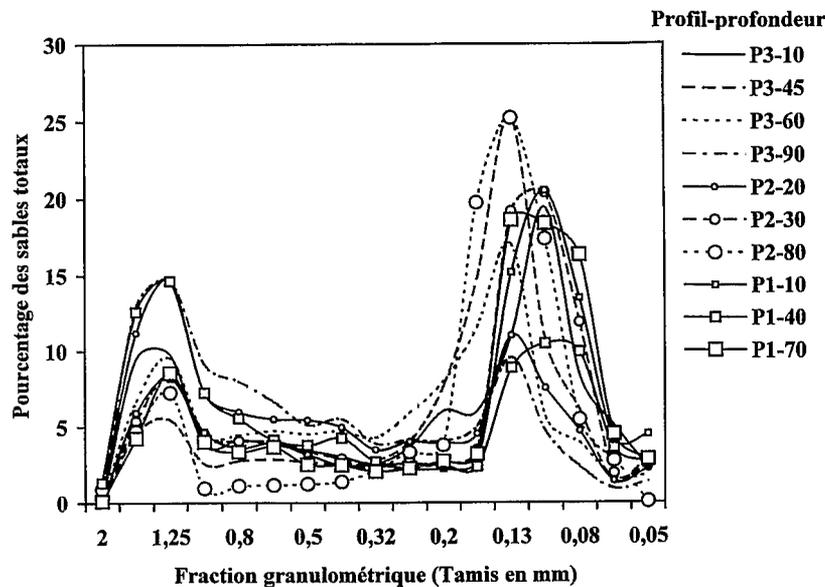


Figure 3. Aspect bimodal constant de la granulométrie des sables.

Figure 3

Bimodal distribution of the sand fractions.

dulées, de bandes argileuses recoupant toutes les autres structures, correspondent à des transformations du sol sous l'influence de processus pédogénétiques. Dans ce cadre, une chronoséquence apparaît dans la maturation de la vase entre les profils 1, 2 puis 3, s'accompagnant d'une apparition du sable et d'une remobilisation de l'argile sous la forme de bandes horizontales. Ces bandes, recoupant les autres structures, apparaissent comme le dernier trait pédologique dans la séquence. La correspondance précise entre la présence d'une bande en surface et la fragmentation en plaquettes trop grosses pour être transportées par le vent, nous conduit à conclure que le changement textural dans l'horizon superficiel vient stopper le processus de déflation éolienne.

L'oxydation des sulfures de la mangrove maintient un pH inférieur à 4. Ces conditions acides pourraient être à l'origine de l'apparition du sable, qui s'accumule de manière relative par déstabilisation de la fraction fine (Van Breemen et al., 1983 ; Dent, 1986), et d'une redistribution de la fraction argileuse en bandes sur le profil. La nature minéralogique de la fraction fine est similaire dans la vase, dans les bandes argileuses et dans l'horizon de surface. Des recherches complémentaires indiqueront si cette accumulation en bande se fait de manière particulière, ou par néoformation sous l'influence de l'évaporation des solutions chargées en silice et aluminium.

6. Références

- Boulaine J. 1954. La sebka de Ben Ziane et sa lunette ou bourrelet, *Revue de géomorphologie dynamique*, 5^{ème} année, 3, 102-123
- Bowler J.M. 1973. Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance, *Earth-Sci. Rev.*, 9, 315-338

5. Conclusion

Dans le delta du fleuve Sénégal, on peut observer une transition abrupte d'état de surface du sol, présentant d'un côté un fractionnement en poudre vulnérable à la déflation éolienne, et de l'autre côté un fractionnement en plaquettes centimétriques non transportables par le vent. Cette transition correspond à un changement de texture de l'horizon superficiel, que l'on peut raccorder aux transformations pédogénétiques lors de la maturation des vases issues de la mangrove. La déflation éolienne est alors stoppée, et par là même, la formation des dunes argileuses. L'identification de ce phénomène permet de soupçonner le rôle du vent dans la distribution des sels dans la vallée du fleuve Sénégal, même si, actuellement, la déflation éolienne n'est plus active en amont du delta. Ce phénomène, loin d'être généralisable à toutes les cuvettes générant des dunes argileuses, mérite d'être pris en considération et pourrait expliquer les différences texturales observées fréquemment entre la partie superficielle des cuvettes et les accumulations éoliennes fossiles observées (Thomas et al., 1993). Enfin, cette étude souligne une nouvelle fois, comme l'a déjà précisé Vieillefon (1967), qu'il n'est pas nécessaire de faire intervenir des changements climatiques pour expliquer l'arrêt d'une sédimentation de dunes argileuses.

Dent D. 1986. *Acid sulfate soils: a baseline for research and development*, ILRI publication n° 39, Wageningen, The Netherlands, 200 p.

FAO, ISRIC et ISSS. 1994. *Draft World Reference Base for Soil Resources*, Wageningen/Rome, 161 p.

Goudie A.S. et Thomas D.S.G. 1984. Lunettes in southern Africa, *J. Arid Environ.*, 10, 1-12

Hachicha M., Stoops G. et M'Hiri A. 1987. Aspects micromorphologiques de l'évolution des sols de lunettes argileuses en Tunisie, in : Féodoroff N., Bresson L.M. et Courty M.A. (éds), *Micromorphologie des sols / Soil Micromorphology*, AFES Éd., Plaisir, France, 193–197

Hamdi Aissa B., Féodoroff N. et Valles V. 1997. Short- and long-term soil system behaviour in hyper-arid environment (a case study in the Ouargla Chott, Sahara of Algeria), in : *International Symposium Soil System Behaviour in Time and Space*, 19–21 November 1997, Vienna, Austria

Hills E.S. 1940. The lunette, a new landform of aeolian origin, *The Australian Geographer*, 3, 15–21

Lancaster N. 1978. The pans of the southern Kalahari, Botswana, *Geographical Journal*, 144, 81–98

Lancaster N. 1978. Composition and formation of southern Kalahari pan margin dunes, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22, 148–169

Maignien R. 1961. *Les sols des plaines alluviales de la Casamance aux environs de Sedhiou*, Rapport Orstom, Hann, Dakar

Marker M.E. et Holmes P. J. 1995. Lunettes dunes in the northeast Cape, South Africa, as geomorphic indicators of palaeoenvironmental changes, *Catena*, 24, 259–273

Maymard J. 1952. *Les sols du pseudo-delta du Sénégal. Mission d'aménagement du Sénégal*, Bulletin n° 5, centre Orstom de Dakar Hann, 58 p.

Ould Mohamedou A. 1998. Contribution à l'étude de l'environnement du parc national du Diawling (Mauritanie). *Eaux-Sols-Végétation*, Thèse, Université de Nice-Sophia Antipolis, 155 p.

Price W.A. 1958. Sedimentology and Quaternary geomorphology of south Texas, *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, Trans. v, 8, 41–75

Price W.A. 1963. Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis, *J. Sediment. Petrol.*, 33, 766–778

Thomas D.S.G., Nash P.A., Shaw P.A. et Van Der Post C. 1993. Present-day lunette sediment cycling at Witpan in the arid southwestern Kalahari desert, *Catena*, 20, 515–527

Tricart J. 1954. Influence des sols salés sur la déflation éolienne en basse Mauritanie et dans le delta du Sénégal, *Revue de géomorphologie dynamique*, 5^{ème} année, 3, 123–136

Van Breemen N., Mulder J. et Driscoll C.T. 1983. Acidification and alkalization of soils, *Plant Soil*, 75, 283–308

Vieillefont J. 1967. Sur l'existence de bourrelets éoliens ou lunettes dans les mangroves de Casamance, in : *Actes du congrès panafricain de préhistoire*, Dakar, 6^{ème} session, Chambéry, 436–441

Young J.A. et Evans R.A. 1986. Erosion and deposition of fine sediments from playas, *J. Arid Environ.*, 10, 103–116