

## Partie I Erosion hydrique et érosion éolienne

### Introduction

En raison de son climat semi-aride, de la présence de relief abrupt et de la pauvreté de la végétation, le Maghreb est l'une des régions les plus vulnérables au monde à l'érosion des sols.

L'ampleur de l'alluvionnement et l'exhaussement du fond des barrages par dépôts successifs des sédiments ramenés, par les cours d'eau maghrébins, ont suscité l'intérêt d'un grand nombre de chercheurs qui ont tenté d'expliquer les mécanismes complexes du transport solide et de quantifier les volumes des sédiments transportés.

Les uns ont tenté d'expliquer l'érosion mécanique et de déterminer les dégradations spécifiques des bassins versants de ces régions. Les autres, ont présenté en conclusion de leurs travaux des informations significatives sur le flux des matières transportées par les cours d'eau de quelques bassins versants tunisiens, marocains et algériens.

Le volume de matériaux qui se déposent chaque année dans les retenues des barrages algériens sont évalués, en moyenne à 20 millions de m<sup>3</sup> par an (Remini, 1999), ce qui contribue à réduire de 0,3 % par an les capacités de stockage de l'eau estimées à 6,2 milliard de m<sup>3</sup> (Riad et al., 1999), dans des régions caractérisées par une pluviométrie à la fois faible et irrégulière.

Dans la nature, on trouve deux types d'érosion : hydrique et éolienne.

### I.1 Erosion hydrique

#### I.1.1 Généralités

L'érosion se produit sur des zones naturellement arides et semi-arides, mais également sur toute zone sur laquelle les activités humaines ont conduit à faire disparaître le couvert végétal. On distingue deux types d'érosion, hydrique et éolienne.

D'une manière générale, l'érosion des sols correspond au "détachement" et au "transport" des particules de sol, par différents agents (gravité, eau, vent, glace), de leur emplacement d'origine à un endroit de "dépôt" à l'aval. Dans tous les cas, ces mouvements de sol sont des processus discontinus à fortes variations spatio-temporelles, difficiles à décrire sous forme d'équations mathématiques. Nous, nous intéressons dans cette étude plus particulièrement à l'érosion hydrique, qui est un phénomène largement répandu et dont les conséquences peuvent entraîner des pertes de terre irréversibles et une diminution des capacités de stockage des barrages.

L'érosion hydrique est "le détachement de fragments ou de particules solides du sol ou des roches de leurs position initiale par l'eau". Elle constitue en Algérie un phénomène très grave qui affecte durement le patrimoine foncier. Elle touche 45 % des zones telliennes, soit 12 millions d'hectares cultivables. Ce phénomène devient encore plus

grave si l'on sait que 85 % des surfaces cultivables, sont situées dans les zones les plus sensibles à l'érosion (Chibbani, R. et al., 1999).

## I.1.2 Les principaux agents de l'érosion hydrique

Il existe deux agents principaux de l'érosion hydrique: les précipitations et le ruissellement superficiel. Toutefois, un grand nombre de facteurs (intensité et agressivité des précipitations, caractéristiques du sol, pentes et longueur de pente, le couvert végétal et l'état hydrique initial) et de mécanismes affectent la relation "chute de pluie-ruissellement-entraînement des terres".

### I.1.2.1 Intensité et agressivité des précipitations

La désagrégation de la structure et le détachement des particules sous l'impact des gouttes de pluie résultent du "travail" exercé par les gouttes à la surface du sol. Il est donc lié à l'énergie cinétique des gouttes  $E_c$ .

$$E_c = \frac{1}{2}mv^2 \quad (I \cdot 1)$$

Où,

$E_c$  : l'énergie cinétique [joules] ;

$m$  : la masse de la goutte [Kg] ;

$v$  : la vitesse [m/s].

L'évaluation de l'énergie cinétique des gouttes reste un bon critère d'évaluation de l'agressivité des pluies. Il existe d'ailleurs une relation empirique reliant l'intensité d'une pluie et son énergie cinétique (Remy, J.C. et al., 1998).

$$E_c = 11,9 + 8,73 \log I_p \quad (I \cdot 2)$$

Avec,

$E_c$  : l'énergie cinétique [j/m<sup>2</sup>/mm] ;

$I_p$  : l'intensité de pluie [mm/h].

Les pluies, lors de l'impact des gouttes, provoquent un détachement des matières et une destruction des agrégats lors de la conversion de l'énergie cinétique en efforts de cisaillement. Plusieurs phases sont à considérer lors d'une averse. Les premières gouttes de pluies qui arrivent au sol y pénètrent proportionnellement à son ameublissement et sa porosité. Cette première phase s'accompagne d'un déplacement de particules et d'un tassement du sol. Puis, la couche superficielle s'humidifie, et l'on assiste au développement quasi simultané de trois processus: la désagrégation de la structure, la formation d'une pellicule de battance et l'érosion par "splasch" ou érosion par rejaillissement (Benkhadra, H., 1997).

L'impact direct des gouttes de pluie provoque non seulement le délitage et la fragmentation des agrégats du sol, mais également l'entraînement et la projection des particules dans toutes les directions. Ce rejaillissement peut être important. Plusieurs chercheurs ont essayé de quantifier cette masse de sol détachée  $D_p$  expérimentalement. Les relations obtenues sont en général de la forme (Poessen, J., 1984).

$$D_p = a \cdot E_c^b \quad (I \cdot 3)$$

Où,

$D_p$  : la masse détachée ;

$E_c$  : l'énergie cinétique de la pluie ;

a et b dépendent essentiellement de la texture et de la structure du sol.

Feodoroff et al., 1965, donnent des valeurs de 15 tonnes de terre remuées par hectare pour une averse de 25 mm et de 300 tonnes par hectare pour une averse de 100 mm. Ces processus de désagrégation de la surface du sol et d'érosion par rejaillissement conduisent à la fermeture des pores à la surface du sol et à la réduction de son infiltrabilité en formant une croûte de battance.

Jusqu'à ce stade, on ne peut parler de transport proprement dit. Il faut que le ruissellement démarre pour qu'il y ait une prise en charge des particules détachées par mise en suspension ou par charriage.

### I.1.2.2 Le ruissellement

Le ruissellement apparaît dès que l'intensité d'une pluie devient supérieure à la vitesse d'infiltration du sol. Il est nettement plus élevé sur sol nu que sous cultures. Les plus faibles ruissellements proviennent des pluies tombantes après une période sèche. Par contre, les ruissellements et les pertes en terres les plus élevées ont eu lieu à une époque où le sol est déjà très humide et dans le cas de pluies exceptionnelles et des orages d'automne et de printemps (Chibbani, R. et al., 1999).

Le ruissellement ne débute qu'après un cumul pluviométrique journalier de 18 à 20 mm (Laouina, A., 1998) sur sol sec même si les pluies intenses ou après un cumul de 4 mm sur sol humide et compact (Chibbani, R. et al., 1997).

Ces seuils de hauteur dépendent en partie des caractéristiques des pluies (intensité, mais aussi du volume de pluie tombant après saturation du sol) et surtout de l'état de surface du sol (plus le sol est dégradé, plus le ruissellement est rapide).

Selon Laouina, A. et al., 1993, les pluies continues mais de faibles intensités permettent une certaine infiltration de l'eau et réduisent le ruissellement sur les versants, par contre les épisodes de fortes intensités entraînent un ruissellement plus important. Mais, ce sont les épisodes pluvieux durables avec des événements de forte intensité répétitifs qui occasionnent la dégradation la plus forte, avec en particulier le passage du ruissellement en nappe au ruissellement en griffes et rigoles.

D'une manière générale, il est admis que la vitesse du ruissellement est le paramètre prépondérant de l'action érosive du ruissellement superficiel. En 1965, Meyer a proposé la relation suivante pour évaluer cette vitesse (Meyer, L.D., 1965):

$$V_R = \frac{I^{0,33} \cdot Q_R^{0,33}}{n^{0,66}} \quad (I \cdot 4)$$

Où,

$V_R$  : la vitesse de ruissellement ;

$I$  : la pente du terrain ;

$Q_R$  : le débit du ruissellement ;

$n$  : la rugosité du sol.

Les facteurs qui régissent le ruissellement sont principalement:

#### a- L'infiltration

Tous les sols sont plus ou moins perméables. Le coefficient de perméabilité qui représente la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol dépend essentiellement de la porosité du sol.

Pour un sol homogène initialement non saturé, la surface du sol présente une certaine infiltrabilité définie comme le flux maximum qu'elle peut absorber lorsqu'elle est maintenue en contact avec l'eau et la pression atmosphérique. Au cours du temps, cette baisse par l'action de la compaction des sols, que ce soit sous l'action des agents climatiques ou par l'action de l'homme, conduit à une réduction de la porosité et donc de la conductivité hydraulique. La diminution de la capacité d'infiltration constitue ainsi un facteur défavorable générateur de ruissellement et de transport de sédiments. En revanche, cette même diminution de l'infiltrabilité joue un rôle positif contre l'érosion puisqu'elle renforce la résistance au cisaillement des sols. L'équation de Coulomb donnant la charge de rupture ( $\tau$ ), montre le rôle des deux paramètres essentiels:

$$T = c + \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi \quad (I \cdot 5)$$

Avec,

$c$  : la cohésion qui dépend des forces capillaires et de la teneur en eau du sol ;

$\varphi$  : l'angle de frottement interne qui dépend de la porosité du matériau et donc de la compacité du sol.

#### b- Détention superficielle et rugosité du sol

Elle correspond à la capacité de stockage temporaire de la surface du sol vis-à-vis de l'eau. La détention superficielle se fait sous forme de flaques dans les micro-dépressions, dont la capacité de stockage est liée à la rugosité.

#### c- Pente et longueur de pente

L'influence de la pente est complexe. Le plus souvent, l'érosion augmente avec la pente. Il se développe une érosion en rigoles dix fois plus agressive que l'érosion en nappe (Roose, E. et al., 1998). Quant à la longueur des pentes, il semble que son influence sur la naissance de rigoles dépend de diverses interactions avec la rugosité et la perméabilité du sol, le type et l'abondance du couvert végétal.

#### d- Le couvert végétal

Il est clair que le couvert végétal est efficace pour réduire le ruissellement. La couverture du sol, plus particulièrement celle assurée par la strate herbacée et les résidus végétaux, constitue la protection la plus efficace du sol. Elle intervient vis-à-vis du sol par:

- **L'interception nette:** une partie de la pluie qui tombe sur la végétation est directement reprise par l'évaporation. Elle ne participe alors, ni à l'infiltration, ni au ruissellement.

- **La dissipation de l'énergie cinétique:** une partie de la pluie interceptée par le feuillage continue sa course jusqu'au sol. L'énergie cinétique des gouttes s'en trouve alors modifiée. L'expérience montre (Ruiz-Figueroa, J.F., 1983) que l'efficacité d'un couvert végétal à l'égard de l'infiltration est d'autant plus marquée que le dernier élément récepteur est bas.

#### **I.1.2.4 Etat hydrique initial**

L'état hydrique du sol au moment d'une pluie a une très forte influence sur la dégradation, la formation des croûtes et la réduction de l'infiltrabilité résultante (Lebissonais, Y., 1992). Les agrégats secs sont plus sensibles à l'éclatement. En effet, l'intensité de ce processus croît avec le volume d'air piégé (Boiffin, J., 1984 ; Lebissonais, Y., 1988) en particulier sous des pluies de forte intensité qui peuvent former des croûtes très rapidement.

L'état hydrique initial influence aussi la succion exercée à la surface du sol par les couches sous-jacentes et donc l'infiltration au travers de cette surface.

Lorsque le sol en surface est argileux sensible à la dispersion par l'effet de l'impact des gouttes de pluie à la désagrégation mécanique par l'alternance des cycles de dessiccation et d'humectation, il y a mobilisation des particules argileuses sous l'action de l'impact des pluies (Chibbani, R. et al., 1997). En effet, l'humectation des sols argileux entraîne un gonflement qui est une forme analogue de désagrégation. Cette argile mobilisée migre dans l'eau de l'infiltration, couvre la périphérie des agrégats et colmate les interstices intra-agrégats ou bien se dépose à la surface du sol pour former une croûte. La formation des croûtes ou organisation pelliculaire de surface, entraîne une réduction de l'infiltrabilité, accroît les risques de ruissellement et d'érosion.

#### **I.1.3 Formes de manifestation de l'érosion hydrique**

On distingue:

##### **I.1.3.1 L'érosion aréolaire (diffuse ou de surface)**

L'érosion aréolaire se produit sur la totalité d'un versant. Elle est la réponse de mécanismes complexes où les facteurs de production et de transfert sont intimement liés. Elle dépend des caractéristiques du sol (granulométrie, humidité initiale, teneur en matières organiques) et des caractéristiques de la surface (inclinaison, longueur et forme de la pente, rugosité, couverture végétale); elle est donc difficile à mesurer globalement.

Le produit de l'érosion aréolaire transféré directement dans le réseau hydrographique représente un certain débit solide relié aux variables agronomiques, pédologiques et climatiques du bassin versant, constitué de particules très fines, cohésives et éventuellement porteuses de polluants chimiques ou organiques, et dont la valeur est limitée par un coefficient de restitution dépendant des conditions locales et de l'intensité des événements. L'érosion aréolaire regroupe l'érosion en nappe et l'érosion en rigoles.

### **a- Erosion en nappe**

Première phase de l'érosion aréolaire, pendant laquelle les particules arrachées sous l'impact des gouttes de pluie sont transportées par les ruissellements de surface (figure I.1).

Quantitativement, l'érosion en nappe est très modeste. En Algérie, les chercheurs de l'INRF et de l'OROSTOM ont évalué les pertes en terres par ce type d'érosion de 0,10 à 20 t/ha/an (Chibbani, R. et al., 1999).

Ce Type d'érosion entraîne des conséquences morphologiques et pédologiques fâcheuses suite à un décapage de l'horizon superficiel diminuant insidieusement sa réserve en éléments fertilisants et un entraînement préférentiel des particules les plus fines, de la matière organique et du carbonate de calcium.



**Figure I.1** Erosion en nappe

### **b- Erosion en rigoles**

Deuxième phase de l'érosion aréolaire. Elle se produit lorsque l'écoulement d'eau se concentre et choisit son passage. Dès qu'une griffe s'établit, l'eau de ruissellement tend à se réunir, et plus elle se creuse plus il y a appel d'eau dans la rigole. Ainsi, le phénomène de creusement s'accélère de lui-même (figure I.2). De point de vue quantitatif, ce type d'érosion reste dans les mêmes proportions que l'érosion en nappe.



**Figure I.2** Erosion en rigole

### I.1.3.2 L'érosion linéaire

L'érosion linéaire est un indice que le ruissellement s'est organisé, qu'il a pris de la vitesse et acquis une énergie cinétique capable d'entailler le sol et d'emporter des particules de plus en plus grosses (figure I.3).

Elle se produit lorsque l'écoulement liquide est concentré dans le lit des talwegs. Ce type d'érosion dépend des caractéristiques géométriques et hydrauliques de l'écoulement, de son taux de matières en suspension, ainsi que de la granulométrie du substrat en place.

La connaissance de ces paramètres permet de déterminer la force tractrice qui agit sur le lit et qui représente l'ensemble des forces érosives. Ces forces, beaucoup plus grandes que celles qui contrôlent l'érosion aréolaire, permettent de mobiliser des grains de diamètre élevé.



**Figure I.3** Erosion linéaire

### I.1.4 Quantification de l'érosion hydrique

Il existe plusieurs formules permettant la quantification de l'érosion hydrique, nous ne citerons que celles qui impliquent des paramètres physiques représentatifs.

#### I.1.4.1 Formule de Wischmeier et Smith

La formule s'écrit :

$$P_s = E_p \cdot E_s \cdot F_{1p} \cdot F_p \cdot F_{am} \cdot F_v \quad (I \cdot 6)$$

Avec,

$P_s$  : pertes annuelles de sol [t/ha/an] ;

$E_p$  : érosivité des précipitations [N/h] ;

$F_{1p}$  : facteur de longueur de pente [sans dimension] ;

$F_p$  : facteur de pente [sans dimension] ;

$F_{am}$  : facteur d'aménagement [sans dimension] ;

$F_v$  : facteur de conservation des sols pratiqués [sans dimension].

Ils ont prouvé que sur des parcelles soumises aux pluies naturelles durant 17 ans et de la pente de 3 à 18 %, une équation du second degré s'ajuste mieux que les fonctions logarithmiques en réalité très voisines proposées par les autres chercheurs. Cette équation est de la forme:

$$E = \frac{L^{0,5}}{100 \cdot (0,76 + 0,53 \cdot S + 0,076 \cdot S^2)} \quad (I \cdot 7)$$

Où,

$E$  : l'érosion [t/ha],  $S$  en % et  $L$  en pieds.

#### I.1.4.2 Formule de Tixeront (1960)

Elle se base sur des corrélations établies entre la lame d'eau ruisselée annuelle et la perméabilité du bassin versant à partir des données recueillies dans 32 bassins algériens et 09 bassins tunisiens sur une durée comprise entre 02 et 22 ans. Elle s'écrit :

$$T_a = a \cdot R^{0,15} \quad (I \cdot 8)$$

Avec,

$T_a$  : taux d'abrasion [t/km<sup>2</sup>/an] ;

$a$  : coefficient empirique qui varie en fonction de la perméabilité du terrain, il varie de 3,5 à 3200:

- $3,5 < a < 74$  pour le bassin à perméabilité élevé ;
- $75 < a < 349$  pour le bassin à perméabilité moyennement élevé ;
- $350 < a < 1399$  pour le bassin à perméabilité faible à moyenne ;
- $1400 < a < 3199$  pour le bassin à perméabilité faible ;
- $a > 3200$  pour le bassin imperméable.

$R$ : lame d'eau ruisselée [mm/an], d'où  $R = P_o - D_m$

Où,

$P_o$  : la pluviométrie moyenne annuelle [mm] ;

$D_m$  : le déficit annuel de l'écoulement [mm], d'où  $D_m = \frac{P_o}{\sqrt{0,9 + (\frac{P_o^2}{L})}}$

Avec,

$$L = 300 + 25 \cdot t + 0,05 \cdot t^2$$

Où,

$t$  : la température moyenne [°C].

#### I.1.4.3 Formule de Fournier (1960)

Elle s'écrit :

$$E_s = F \cdot \left(\frac{P^2}{P_o}\right) \quad (I \cdot 9)$$

Avec,

$E_s$  : taux d'érosion [t/km<sup>2</sup>/an] ;

$\frac{P^2}{P_o}$  : coefficient climatique,  $P$ : pluviométrie mensuelle maximale [mm] et  $P_o$ : pluviométrie annuelle [mm] ;



**F**: coefficient tient compte le mode de répartition des précipitations de l'année et leur abondance.

- ✓ Selon le coefficient de relief  $H.tg\alpha$  et le coefficient climatique  $\frac{P^2}{P_0}$ , Fournier à estimer le taux d'érosion:

→ pour le milieu à relief peu accentué  $H.tg\alpha < 6$  et,

- si  $8,1 < \frac{P^2}{P_0} < 20$ :  $E_s = 6,14 \cdot \frac{P^2}{P_0} - 49,78$
- si  $\frac{P^2}{P_0} > 20$ :  $E_s = 27,12 \cdot \frac{P^2}{P_0} - 475,4$

→ pour le milieu à relief peu accentué  $H.tg\alpha > 6$  et,

- si  $\frac{P^2}{P_0} > 9,7$ :  $E_s = 52,49 \cdot \frac{P^2}{P_0} - 513,21$
- si  $\frac{P^2}{P_0} > 8$  et la région est semi-aride:  $E_s = 91,78 \cdot \frac{P^2}{P_0} - 737,62$

- ✓ Il existe une autre relation de Fournier, elle est de la forme:

$$Q_s = \frac{1}{36} \cdot \left(\frac{P}{P_0}\right)^2 \cdot 2,65 \cdot \left(\frac{h}{S}\right)^2 \cdot 0,46 \quad (I \cdot 10)$$

Avec,

$Q_s$  : l'apport solide annuel moyen [t/km<sup>2</sup>/an] ;

$h$  : la dénivelée moyenne d'après la courbe hypsométrique (45% de  $h_{max} - h_{min}$ ) ;

$S$  : superficie du bassin versant [km<sup>2</sup>].

#### I.1.4.4 Formule de Sogreah

Basée sur les données de 30 bassins algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 km<sup>2</sup>, soumis à une pluviométrie annuelle comprise entre 300 et 1000 mm. Sa relation est calquée sur la relation de Tixeront, la lame d'eau ruisselée étant remplacée par l'apport moyen annuel. Elle s'écrit :

$$T_s = a \cdot A^{0,15} \quad (I \cdot 11)$$

Avec,

$T_s$ : apport solide spécifique [t/km<sup>2</sup>/an] ;

$a$ : coefficient dépendant de la perméabilité du sol ;

$A$ : écoulement annuel [mm].

Il existe un grand nombre de telles relations, souvent peu cohérentes entre elles, et il faut être conscient qu'elles donnent au mieux un ordre de grandeur.

Les insuffisances de ces modèles résident à deux niveaux :

- La non représentativité ou l'insuffisance des données de base utilisées pour leur calage ;
- Les outils mathématiques et informatiques.

Par ailleurs, ces formules empiriques évaluent surtout l'érosion superficielle du bassin versant (non totale) et, il est difficile de prédire les processus dépendant du temps et de l'espace par des équations empiriques et régressions.

## **I.2 Erosion éolienne et ensablement**

### **Introduction**

Parmi les différents processus érosifs agissant à la surface de la terre, l'érosion éolienne est à la fois très répandue mais aussi assez méconnue. C'est surtout dans les zones arides que le vent occupe une place de choix dans les systèmes d'érosion actuels, où il acquiert une maîtrise incontestée dans la morphogenèse actuelle par comparaison à la déficience, voire même à la paralysie, des processus morphogénétiques liés à l'intervention sporadique et accidentelle de l'eau.

A l'interface terre-atmosphère, les mécanismes de l'érosion éolienne sont plus difficiles à identifier que ceux de l'érosion hydrique. En fait, dans les domaines caractérisés par la sécheresse, les mesures sont moins fréquentes pour le vent qu'elles ne le sont ailleurs pour la pluie. Pendant longtemps, il y a eu, à propos de l'action érosive du vent, un grand retard méthodologique dans le domaine des mesures de terrain, ce qui explique le peu d'intérêt porté auparavant à son étude. Les recherches se sont surtout limitées à des modèles expérimentaux en soufflerie.

Après les travaux fondamentaux de Bagnold commencés dès 1935 dont les principaux acquis n'ont pas été, depuis, remis en cause. Il a fallu attendre les années 70, avec les recherches de Gillette, pour que l'expérimentation passe du laboratoire au terrain (Coudé-Gaussen, 1994).

### **I.2.1 Les agents de l'érosion éolienne**

Les agents qui entrent dans le processus de l'érosion éolienne sont :

#### **I.2.1.1 Le vent**

Le vent souffle sur la totalité de la surface du globe, comme celle des eaux courantes, son activité s'exerce à peu près partout, mais avec une efficacité très variable. En réalité, le vent ne s'affirme, en tant qu'agent d'érosion, qu'à partir d'une certaine force et qu'en l'absence d'obstacles sérieux à ses entreprises.

#### **I.2.1.2 La nature et l'état du sol**

L'érodibilité d'un sol varie avec ses propriétés physiques :

**a La structure** la densité des unités de structure (particules et agrégats) joue un rôle important dans la résistance d'un sol à l'érosion. L'érodibilité des particules dépend de leurs diamètres, leurs densités et leurs formes. Les sols les plus sensibles sont ceux qui contiennent d'avantage d'unités de faibles dimensions qui sont facilement entraînées par le vent.

**b La texture** tant que le sol contient des proportions importantes d'argile et de limon, la conglomération des particules les unes avec les autres sera aussi importante et l'érodibilité,

par voie de conséquence, sera moindre. Par contre, les sols sableux sont les plus sensibles, la présence d'argile et d'humus diminue de cette sensibilité. C'est la terre franche, c'est-à-dire contenant un mélange d'argile, de limon et de sable qui offre le plus de résistance. Les proportions optimales seraient : 20-30% d'argile ; 40-50% de limon et 20-40% de sable (Wilson & Cooke, 1980).

**c l'humidité** l'humidité augmente la cohésion des particules du sol et par conséquent la résistance à l'érosion. Cette cohésion est d'autant plus importante que les sols en question sont constitués par les éléments fins, en l'occurrence des argiles, qui provoquent des forces électrostatiques qui assurent l'adhésion des particules. Il se forme parfois à la surface du sol une croûte superficielle due à l'action de la pluie suivie d'une évaporation rapide. Cette croûte exerce une action protectrice contre l'érosion. Les sols à plus d'argile et limon sont les plus aptes à la formation des croûtes.

**d La matière organique** un véritable liant se produit lors de la décomposition de la matière organique contenue dans le sol par les micro-organismes. Cette matière organique lie les particules du sol et augmente ainsi de sa résistance.

### **I.2.2 La nature et l'état de la végétation**

La végétation, en maintenant la cohésion de la couche superficielle du sol et en retenant les particules, s'oppose à l'effet d'avalanche et constitue la meilleure protection contre le vent. C'est pourquoi l'érosion éolienne est surtout à craindre dans les zones arides et semi-arides, où la végétation herbacée est clairsemée, rabougrie et disparaît totalement pendant la saison sèche, laissant le sol dénudé et fragile aux agressions des vents forts. Les conditions climatiques (pluviométrie faible et évapotranspiration élevée) et la nature du sol des régions arides et semi-arides ne favorisent guère une végétation luxuriante, diversifiée et vivace.

### **I.2.3 Les effets de l'érosion éolienne sur le sol et la végétation**

L'érosion s'exerce surtout sur les sols sableux, mais le vent entraîne aussi les éléments plus fins : limon et matière organique. Par son action, le vent érosif exerce sur le sol par les mécanismes suivants : dessèchement des parties superficielles du sol, émiettement du sol et arrachage des particules du sol et par la corrasion des roches. En outre, du fait de la disparition des éléments fins, la capacité de rétention du sol pour l'eau diminue, ce qui entraîne une dégradation progressive de la végétation herbacée. Sous l'action du vent, une partie importante des éléments fertilisants se trouve également emportée. Une telle dégradation aura pour conséquence d'appauvrir le sol et même de le rendre impropre à la culture.

L'action du vent sur la végétation est à la fois mécanique et physiologique. Sous le vent, les arbres prennent une forme en drapeau mais l'action est plus dangereuse sur la végétation herbacée, en particulier sur les cultures. Les particules transportées heurtent avec violence les tiges et les feuilles, et exercent sur elles une action abrasive qui cause des blessures profondes.

### **I.2.4 Le vent à l'interface sol-atmosphère**

Le vent est une masse d'air en mouvement selon une composante horizontale qui s'écoule des hautes vers les basses pressions. L'écoulement de l'air, comme celui de l'eau, est laminaire ou turbulent.

Un vent est quantitativement défini par sa : direction, vitesse et fréquence. Les roses mensuelles et annuelles des vents donnent la répartition fréquentielle des vents sur huit directions et quatre classes de vitesse. Les directions (nord, nord-est, est, sud-est, sud, sud-ouest, ouest, nord-ouest). Les classes de vitesse (01 à 05 m/s, 06 à 10 m/s, 11 à 15 m/s et supérieure à 15 m/s).

Le vent moyen est défini comme étant le vent instantané sur dix minutes, mesuré toutes les trois heures à partir de la veille à 18 heures TU et du jour à 6 heures TU (temps universel).

### **Remarque**

Pour la station de mesure, il est impossible de faire un commentaire correct d'une rose des vents sans faire intervenir le relief environnant car par exemple, une vaille canalise le vent.

La vitesse du vent à proximité du sol, varie selon la rugosité, elle-même liée à la topographie, à la couverture végétale et aux obstacles érigés par les hommes. Elle croît rapidement avec la hauteur. Elle varie le plus souvent avec son logarithme si le flux est turbulent.

La prise en compte habituelle des vents moyens est insuffisante car dans une optique de contrôle des mouvements de particules, c'est surtout la vitesse de prise en charge qui est décisive. Plus que le vent moyen, il faut pour le contrôle des mécanismes éoliens, envisager le vent maximum, qui est défini comme : toute pointe marquée par la fourchette d'enregistreur des vitesses, plus grande que les autres au cours de l'observation journalière (Mainguet, 1992). Ainsi, un vent de 16 m/s déplace autant de sable en 24 heures qu'en aurait déplacé en 3 semaines un vent soufflant sans interruption à une vitesse de 8 m/s (Durand, 1959).

### **I.2.5 Le système global d'action éolienne**

Le système global d'action éolienne (SGAE) se divise dynamiquement en trois aires qui se succèdent dans la direction du vent : l'aire source, de transport éolien et d'accumulation.

Mainguet (1992) signale qu'un SGEA est un système fermé ou ouvert. Le premier, qui pourrait être qualifié d'endoréique, les particules sont importées et accumulées mais l'exportation est négligeable. Le second, c'est un système qui, après importation et accumulation de particules, peut subir une réexportation.

### **I.2.6 Le bilan sédimentaire**

La notion de bilan sédimentaire sablo-éolien est un préalable utile pour définir la stratégie de combat adaptée à la dégradation des sols, liée aux actions éoliennes. Mainguet (1984), Mainguet et Chemin (1985) ont proposé pour définir la dynamique des aires sableuses (dunes, champs de dunes, ergs) la notion de :

- Bilan sédimentaire négatif lorsque, dans un secteur soumis à un vent porteur de particules sableuse, la déflation et l'exportation sont supérieures à l'apport ;
- Bilan en équilibre lorsque, l'arrivage et le départ de particules s'égalisent ;
- Bilan sédimentaire positif lorsque, dans un secteur soumis à un vent porteur de particules sableuses, le dépôt est quantitativement plus élevé que l'exportation.

La caractérisation du bilan sédimentaire s'obtient à partir de l'analyse génétique des édifices sableux constitutifs du secteur envisagé. La détermination du système éolien est le préalable au choix d'une stratégie favorable.

### **I.2.7 La lutte contre l'ensablement** (travail personnel, exposés)